

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E SIGNIFICADO  
TECTÔNICO DO COMPLEXO METANORTOSÍTICO  
DE PASSIRA – PROVÍNCIA BORBOREMA –  
NORDESTE BRASILEIRO**

Ana Cláudia de Aguiar Accioly

Orientador: Prof. Dr. Ian McReath

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo  
2000

*Dedico esta tese aos meus Pais, Marido e Filhas.*

## **AGRADECIMENTOS**

---

Meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que de forma direta e/ou indireta colaboraram para que esta tese fosse concluída.

Ao Meu orientador Prof. Ian McReath fundamental no desenvolver de todo o trabalho. Ao Geol. Edilton Santos pelas dicas e orientação nas etapas de campo. Ao Geol. Benício Montenegro pela disponibilização dos laboratórios e apoio na CPRM.

Ao Prof. Edmilson de Lima e a técnica Dora pelas análises produzidas no Laboratório de ICP do Dept<sup>o</sup> de Geologia/UFPE, e também pelo incentivo e apoio. À Prof<sup>a</sup> Ighes Guimarães pelas análises realizadas em Kansas-EUA.

Aos professores Bley e Mario Campos pelo incentivo e receptividade na USP.

Ao Prof. Valdecy Janasi e ao Paulo Mori pela realização das análises nos Laboratórios de Fluorescência de *Raios X* e ICP do então DMP/USP.

Aos técnicos do Centro de Pesquisa Geocronológicas - CPGEO/USP: à Solange, à Liliane, à Ivone, ao Arthur e ao Prof. Sato. Às grandes amigas Kátia Mellito, Alcina Magnólia, Ângela Leal, Renata Moro e Cícera Neysi (importantíssimas).

Ao Professores Riccardo Vannucci e aos pesquisadores Piero Bottazzi, Alberto Zannetti, Massimo e ao técnico Marco Palinzona do Departamento de cristalografia da Universidade de Pavia - Itália.

Ao Prof. Silvio Vlach, responsável pelo Laboratório de Microsonda Eletrônica da USP e à Ana pelo auxílio nos polimentos.

Aos professores Marcos Egydio, Miguel Basei, Colombo Tassinari, Marli Babinski e Wilson Teixeira da USP, e aos Professores Hartmut, Adejardo da Silva Filho, Marlene Silva, Sérgio Pacheco, Maurício Rangel e Gorki Mariano da UFPE .

Aos Professores Sial e Valderez responsáveis pelo NEG/LABISE onde foram polidas algumas seções.

Ao Prof. Cardoso da UFPE responsável pelo Laboratório de Tecnologia Mineral, aos funcionários Marcelo e Leila.

Ao Antonio Barbosa e Dunaldson Rocha (que cederam tudo o que tinham das Folhas Vitória e Limoeiro), aos amigos Reinaldo Brito e Judson.

Ao amigos da CPRM: Sr. José Colombo (motorista e meu segurança), aos geólogos Roberto Gusmão, Espedita, Wladimir, Roberto Araújo, Hermanilton, Fred e Carlos Alberto, e aos técnicos Saulo e Gener (todos gentis).

Ao Fidelis e Ao Sr. João do Laboratório de laminação da UFPE.

À Stella, Brenda, Erika e Aparecida da biblioteca da USP e à Elza e Mirian Stella da biblioteca da UFPE.

Agradeço ainda às secretárias de Pós-Graduação e do, então, DGG Ana Paula Cabanal, Soninha e Nícia.

Aos meus amigos da Pós: Irena, Glorinha, Mário Filho, Nilson, Miguel, Luís, Marcelo, Venerando, Werner, Diana, Sheila Bittar, Sérgio, Leila, Jamile e Lena; e da UFPE: Otaciel, Helena e Helton Torres.

Aos amigos da CPRH: Sérgio, Augusto, Márcia (faz tudo!), Ana Regina, Jeanne, Veruska, Carmem, Andrea, Joana, Eliane, Alberto, Silvana, Cândida e Vileide.

Aos meus familiares e amigos em Sampa: Tios Julião e Dag e aos primos Leucio, Juli, Biba, Tito, Ciçone e André. A Tia Carmem (do Berçário-sem ela não era possível), à Íris (pelo incentivo e paciência nos longos telefonemas para o Prof. Ian).

Aos amigos na Itália: Marco, Adelaide e Edoardo. (saudades).

Ao CNPq – pela bolsa concedida;

A CPRM-SUREG-Recife pelas etapas de campo (aos Superintendentes João Mascarenhas e Marcelo Bezerra; e aos Gerentes Marinho Alves e Adeilson Wanderley);

Ao CPGEO/USP e a UNIPV-Itália pelo auxílio no Estágio de Doutorado na Universidade de Pavia.

Enfim, aos meus Pais, Marido e Irmãos, por todas as razões que eles tão bem conhecem.

## RESUMO

O Complexo Metanortosítico de Passira (CMAP) localiza-se no Estado de Pernambuco, Nordeste Brasileiro, numa região que abrange o Município de Limoeiro e distritos do município de Passira. O CMAP situa-se no Terreno Rio Capibaribe, na Zona Transversal da Província Borborema, numa área limitada por falhamentos complexos (Zonas de Cisalhamento Paudalho e Limoeiro), a norte do Lineamento Pernambuco, formando um polígono irregular compreendido entre as coordenadas 7° 50' e 8° 8' de latitude sul e 35° 21' e 35° 36' de longitude oeste de Greenwich.

A geologia da área do CMAP é constituída pelas seguintes unidades litoestratigráficas (do topo para a base): Granitóides Indiferenciados/ Complexo Vertentes; Série de Ortognaisses graníticos; CMAP; e o Complexo Gnáissico-Migmatítico (encaixante).

O CMAP é formado por um batólito de composição principalmente anortosítica, constituindo um Complexo do tipo Maciço. Subordinamente às rochas metanortosíticas ocorrem metagabros, metagabronoritos, e lentes ultramáficas enriquecidas em óxidos de Fe-Ti. Também inclui um complexo de diques de composição Fe-diorítica enriquecidos em P (apatita-metadioritos), Zr, Ba e elementos terras raras leves.

O CMAP acha-se cortado por vários corpos de ortognaisses graníticos (“*sensu latu*”) que se comportam como uma unidade tectonicamente associada às rochas metabásicas, interpretados geoquimicamente como anorogênicos.

Análises de campo, petrográficas e de química mineral indicam um metamorfismo regional no fácies anfibolito alto - granulito (anfibólio<sub>1</sub> + granada + piroxênio + plagioclásio labradorita) e uma sobreposição metamórfica com recristalização/substituição das fases minerais estáveis neste fácies para fases minerais da fácies xisto verde a epidoto anfibolito (biotita + anfibólio<sub>2</sub> recristalizado + epidoto + carbonato), onde texturas de *coronas* simplectíticas típicas de retrometamorfismo de rochas básicas do fácies granulito são observadas.

O Complexo Gnáissico-Migmatítico encaixante do CMAP apresenta uma idade modelo (TDM) de 2,4 Ga, enquanto a idade isocrônica Rb-Sr em rocha total compilada da literatura aponta consolidação Transamazônica. Os melanossomas dos gnaisses encaixantes do CMAP apresentam  $I_{Sr}=0702$ .

Os metanortositos foram datados através do método U-Pb em zircão multicristal, e a idade obtida de  $1,7 \pm 0,02$  Ga é interpretada como de cristalização do CMAP. Esta idade corresponde ao evento Orós-Jaguaribeano na Província Borborema, marcando um episódio extensional no final do Paleoproterozóico - início do Mesoproterozóico, na Zona Transversal desta Província. Os ortognaisses graníticos possuem TDM variando de 2,0 a 2,2 Ga, com  $\epsilon_{Nd}^{(1.6)} = -2$  a  $-3$ . Estes gnaisses foram datados de 1,58 a  $1,68 \pm 0,09$  Ga. através do método U-Pb em zircão e monazita, utilizando microsonda iônica com “*laser ablation*”.

Uma isócrona mista granada e rocha total em metagabros indica uma idade de  $612 \pm 150$  Ma, interpretada como de pico metamórfico na área do CMAP, representando um metamorfismo do fácies granulito com temperaturas da ordem de  $750^\circ$  C e pressões da ordem de 13 Kb durante o ciclo orogenético Brasileiro. A transcorrência tardia associada a este ciclo encontra-se representada através da idade isocrônica U-Pb em zircão ( $597 \pm 131$  Ma) obtida em diques dioríticos posicionados em áreas associadas ao mega-cisalhamento Limoeiro que é uma ramificação do Lineamento Pernambuco.

O método K-Ar em anfibólios de granada-metagabros indicam idades de 1,0 e 1,2 Ga, interpretadas como idade mista.

O CMAP e os ortognaisses graníticos representam manifestações de um episódio extensional (por afinamento crustal, “*underplating*” ou como um *rift* incipiente) como comumente é atribuído para o ambiente de posicionamento deste tipo de Complexo no mundo.

## ABSTRACT

The Passira Metanorthositic Complex is localized in Pernambuco State of Northeastern Brazil in a region which includes the municipal area of Limoeiro town and districts of Passira town. It is situated in the Rio Capibaribe terrene in the Transverse Zone of the Borborema Province, in an area delimited by the complexly faulted Paudalho and Limoeiro shear zones, north of the Pernambuco lineament, within an irregular polygon between latitudes  $7^{\circ} 50'$  and  $8^{\circ} 8'$ , and between longitudes  $35^{\circ} 21'$  and  $35^{\circ} 36' W$ .

The geology of the area of the CMAP is composed of the following lithostratigraphic units, from top to base: Undifferentiated Granitoids; the Vertentes Complex; Granitic Orthogneisses; the CMAP; and the Gneiss-Migmatitic Complex of host rocks.

The CMAP is formed by a batholith mainly composed of anorthosites, and is a Massif-type Complex. Subordinate metagabbros, metagabbro-norites, and lenses of ultramafic rocks rich in Fe-Ti oxide minerals also occur. Together with a dyke complex formed by apatite-rich meta-ferrodiorite which is also enriched in Zr, Ba and light rare earth elements.

The CMAP is cut by a number of granitic orthogneisses which together with the complex behave as a tectonic unit. These granitoids have anorogenic geochemical characteristics.

Field, petrographic and mineral chemistry studies show that the regional metamorphism reached high amphibolite to granulite facies conditions, represented by the assemblage amphibole<sub>(1)</sub> + garnet + pyroxenes + labradorite. These followed retrograde metamorphism to greenschist to low amphibolite facies, represented by the assemblage amphibole<sub>(2)</sub> + biotite + epidote + carbonate minerals. Corona structures typically developed during retrometamorphism to granulite-facies basic rocks are present.

The gneisse-Migmatitic Complex which hosts the CMAP has an Nd  $T_{DM}$  model age of 2.4 Ga, while a Rb-Sr whole rock isochron age compiled from the literature

points to Transamazonian consolidation. Melanosomes of the country rocks have  $I_{Sr}=0,702$ .

The metanorthosites were dated by the U-Pb (zircon multicrystal) method at  $1.70\pm 0.02$  Ga, which is interpreted as the crystallization age of the complex. It corresponds to the Orós-Jaguaribe event in the Borborema Province, which is an extensional episode at the Paleoproterozoic-Mesoproterozoic transition. The granitic orthogneisses have Nd  $T_{DM}$  ages between 2.0 and 2.2 Ga with  $\epsilon_{Nd}^{(1.6)} = -2$  to  $-3$ . Their U-Pb age determined on zircon and monazite monocrystals by laser ablation mass spectrometry on an ion microprobe is between 1.58 and 1.68 Ga (the error in both cases is  $\pm 0.09$  Ga).

A Brasiliano garnet – whole rock isochronal age of  $612 \pm 150$  Ma was obtained for metagabbros, and is interpreted as marking the metamorphic peak in the CMAP area, which is shown to reach temperatures of about  $750^\circ$  C and pressures of about 13 Kb. Late transcurrent movement during this cycle is probably marked by the U-Pb (zircon multicrystal) age of  $597 \pm 31$  Ma, obtained for diorite dykes intruded along the Limoeiro shear zone, a branch of the Pernambuco Lineament.

K-Ar ages between 1.0 and 1.2 Ga obtained for amphiboles separated from metagabbros probably represent a mixed age of no significance.

The CMAP and the granitic orthogneisses are products of an extensional episode (through crustal thinning, incipient rifting, or underplating) as is commonly advanced for the emplacement environment of these complexes in other parts of the world.

# SUMÁRIO

<i>Dedicatória</i>	i
<i>Agradecimentos</i>	ii
<i>Resumo</i>	iv
<i>Abstract</i>	vi
<i>Sumário</i>	viii
<i>Lista de Figuras</i>	xii
<i>Lista de Quadros</i>	xvii
<i>Lista de Fotografias</i>	xix

## CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação e Justificativas	1
1.2 - Objetivos da Pesquisa	3
1.3 - Metodologia e Terminologia de Trabalho	3
1.4 - Localização e Acessos	6
1.5 - Aspectos Geográficos	6

## CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - A Província Borborema	10
2.2 – A Região de Limoeiro/Passira-PE	13
2.3 – Síntese Geológica da Área do CMAP e Problemas Pendentes	15
2.4 – Os Complexos Anortosíticos – Resumo de Idéias	16
2.5 – Anortositos no Brasil	20

## CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA DA ÁREA DO CMAP

3.1 – Introdução	23
3.2 – Complexo Gnáissico Migmatítico	24
3.3 – Complexo Metanortosítico de Passira - CMAP	26
3.4 - Série de Ortognaisses Graníticos	28
3.5 - Complexo Vertentes	29
3.6 - Granitóides Gnáissicos Indiferenciados e Granitóide Tamboatá	30
3.7 - Aspectos Estruturais	33
3.8 – O Problema dos Metadioritos	37

## **CAPÍTULO 4 - FÁCIES PETROGRÁFICAS DO CMAP, ENCAIXANTES E ROCHAS ASSOCIADAS**

4.1 - Introdução	38
4.2 – Gnaisses Encaixantes	39
4.3 - CMAP	42
4.3.1 - <i>Metadioritos</i>	43
4.3.2 - <i>Metagabros</i>	46
4.3.3 - <i>Metanortositos</i>	50
4.3.4 - <i>Metaultramáficas</i>	55
4.4 – Série de Ortognaisses Graníticos	56
4.4.1 – <i>Ortognaisse Bengala</i>	57
4.4.2 - <i>Ortognaisse Passira</i>	60
4.4.3 - <i>Ortognaisse Candiais</i>	62
4.4.4 - <i>Ortognaisse Sipuá</i>	66
4.5 – Discussão e Resumo da Geologia Local	67

## **CAPÍTULO 5 –QUÍMICA MINERAL E EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DO CMAP**

5.1 – Química Mineral das Rochas do CMAP e Ortognaisses Associados	70
5.1.1 - <i>Metadioritos</i>	70
5.1.2 - <i>Metagabros</i>	73
5.1.3 – <i>Metanortositos</i>	76
5.1.4 - <i>Ortognaisses Graníticos</i>	79
5.2 – Estudos de Elementos Terras Raras em Fases Minerai s do CMAP e Ortognaisses Graníticos Associados	82
5.2.1 – <i>Composições de ETR -mineral dos Metagabros/Metanortositos</i>	83
5.2.2 – <i>Composições de ETR em minerais dos Ortognaisses Graníticos</i>	86
5.3 - Efeitos do Metamorfismo	88
5.3.1 – <i>Metabásicas do CMAP</i>	88
5.3.2 – <i>Série Ortognáissica Granítica</i>	92
5.4 – Geotermometria	94
5.6 - Discussões	96

## **CAPÍTULO 6 –ACERVO GEOCRONOLÓGICO**

6.1 - Introdução	98
6.2 – Complexo Gnáissico-Migmatítico- Região de Limoeiro/Passira	98
6.3 – Complexo Metanortosítico de Passira	99
6.4 - Ortognaisses Graníticos	108
6.5 – Granitóides Indiferenciados	111
6.6 - Discussões	113

## **CAPÍTULO 7 – LITOGEOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISÓTOPICA**

7.1 – Introdução	115
7.2 - Complexo Gnáissico Migmatítico	117
7.2.1 – <i>Geoquímica de Elementos Maiores</i>	117
7.2.2 – <i>Geoquímica de Elementos Traços</i>	120
7.2.3 – <i>Geoquímica Isotópica</i>	122
7.3 - CMAP	123
7.3.1 – <i>Geoquímica de Elementos Maiores</i>	123
7.3.2 – <i>Geoquímica de Elementos Traços</i>	129
7.3.3 - <i>Caracterização da Série Magmática</i>	137
7.3.4 – <i>Comparações com Jotunitos, Fe-gabros e Rochas Relacionadas</i>	139
7.3.5 – <i>Geoquímica Isotópica</i>	141
7.4 – Série de Ortognaisses Graníticos	142
7.4.1 – <i>Geoquímica de Elementos Maiores</i>	142
7.4.2 – <i>Geoquímica de Elementos Traços</i>	143
7.4.3 - <i>Caracterização da Série Magmática</i>	146
7.4.4 - <i>Geoquímica Isotópica</i>	147
7.5 – Discussões	

## **CAPÍTULO 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS**

8.1 – Petrogênese do CMAP/Série Granítica	150
8.2 – Evolução Metamórfica e Significado Tectônico.do CMAP	151
8.3 – História da Evolução Crustal da área do CMAP.	154

**ANEXOS****Anexo 1**

Métodos de Preparação de amostras para análises de ETR na USP

Métodos de Preparação de amostras para análises de ETR na UFPE

**Anexo 2**

Tabela 1 - Tabela Afloramentos

Tabela 2 - Tabela de Análises Modais representativas de ortognaisses graníticos

Tabela 3 - Análises Químicas Mineraias

Tabela 3a – Análises Químicas de fases Mineraias dos metadioritos

Tabela 3b – Análises Químicas de fases Mineraias dos metagabros

Tabela 3c – Análises Químicas de fases Mineraias dos metanortositos

Tabela 3d – Análises Químicas de fases Mineraias dos ortognaisses graníticos

Tabela 4 – Análises de ETR em fases mineraias dos metanortositos e metagabros do CMAP e ortognaisses Graníticos.

Tabela 5 - de Análises Químicas Representativas de Rocha Total

Tabela 5a – Análises Químicas de rocha total dos metadioritos e metagabros

Tabela 5b – Análises Químicas de rocha total dos metanortositos

Tabela 5c – Análises Químicas de rocha total dos ortognaisses graníticos associados ao CMAP.

Tabela 5d – Análises Químicas de rocha total dos gnaisses encaixantes e Complexos adjacentes.

Tabela 6 – Fases Mineraias Normativas

Tabela 6a – Fases Mineraias Normativas de metanortositos e metagabros

Tabela 6b– Fases Mineraias Normativas de metadioritos e ortognaisses graníticos.

Tabela 6c– Fases Mineraias Normativas de gnaisses encaixantes do CMAP.

**Anexo 3**

Mapa Geológico (encarte)

Mapa de Afloramentos (encarte)

# LISTA DE FIGURAS

## CAPÍTULO 1

- Figura 1.1 – Localização da área estudada 7

## CAPÍTULO 2

- Figura 2.1 – Contexto geotectônico geral da área do CMAP 12  
 Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado da região de Limoeiro/Passira-PE com destaque para metagabros/metadioritos e ortognaisses graníticos 14  
 Figura 2.3 - Classificação de rochas anortosíticas recomendada pela IUGS. 17

## CAPÍTULO 3

- Figura 3.1 - Perfil Geológico Esquemático Candiais-Bengala/Passira-PE 29  
 Figura 3.2 - Mapa Esquemático de Foliações no Complexo Metanortosítico de Passira – CMAp 36

## CAPÍTULO 4

- Figura 4.1 - Representação dos metanortositos do CMAP em diagrama classificatório recomendado pela IUGS 53

## CAPÍTULO 5

- Figura 5.1 Diagrama albita-ortoclásio-anortita mostrando a composição dos plagioclásios dos metadioritos do CMAP. 71  
 Figura 5.2 Classificação dos anfibólios dos metadioritos do CMAP. Os campos no diagrama são aqueles propostos por Leake et al. (1997) para nomenclatura de anfibólios 72  
 Figura 5.3 Perfil composicional em granada do granada-metagabro 74  
 Figura 5.4 Diagrama albita-ortoclásio-anortita mostrando a composição dos plagioclásios dos metagabros do CMAP 76  
 Figura 5.5 Nomenclatura de clinopiroxênios do sistema  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  –  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$  –  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  –  $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  (Podervart & Hess, 1951) para os piroxênios dos metagabros do CMAP 75  
 Figura 5.6 Classificação dos anfibólios dos metagabros do CMAP. Os campos no diagrama são aqueles propostos por Leake et al. (1997) para nomenclatura de anfibólios. 76  
 Figura 5.7 Diagrama albita-ortoclásio-anortita mostrando a composição dos plagioclásios dos metapiroxênio-anortositos do CMAP 78  
 Figura 5.8 Diagrama composicional para os piroxenios do anortosito da fácies intercúmulu 78  
 Figura 5.9 Composições dos anfibólios do metapiroxênio-anortosito projetadas em diagrama proposto por Leake et al (1997). 79

Figura 5.10	Perfil composicional em K-feldspato do Ortognaisse granítico Bengala	80
Figura 5.11	Diagrama albita-ortoclásio-anortita mostrando a composição dos plagioclásios dos ortognaisses graníticos Bengala	81
Figura 5.12	Composições dos anfibólios do ortognaisse granítico Bengala projetadas em diagrama proposto por Leake et al (1997).	82
Figura 5.13	Padrão ETR para a associação mineralógica dos metanortositos. PIR(quadrados cheios) + ANF(quadrados abertos) + plagioclásio( X ) + Biotitas (quadrados cortados)+rocha total(quadrados amarelos)	83
Figura 5.14	Padrão ETR para a associação mineralógica dos metagabros normalizados para o condrito. PIR(listras inclinadas) + ANF(listras horizontais) + plagioclásio( listras verticais ) + titanita (azul claro) + granada (quadriculado).	84
Figura 5.15	Coeficiente de partição vs ETR em minerais comuns em magmas de composição riolítica (A) e bsáltica (B).	84
Figura 5.16	Padrão de elementos terras raras para os piroxênios dos metanortositos (quadrados) e para piroxênios dos metagabros (círculos) do CMAP.	85
Figura 5.17	Padrão ETR para a associação mineralógica dos ortognaisses graníticos normalizados para o condrito. Granada (listras ivermelhas) + Anfibólio (listras verdes) + titanita ( linha preta ). Rocha total (linha rosa).	87

## CAPÍTULO 6

Figura 6.1	Diagrama concórdia-discórdia para os zircões do metanortosito- CMAP.	104
Figura 6.2	Isócrona Mista Mineral (granada) - Rocha Total (granada-metagabro) para o CMAP. Idade = $612 \pm 150$ Ma com $Nd^{143}/Nd^{144} = 0,51125 \pm 0,000014$ .	107
Figura 6.3	Diagrama Concórdia-discórdia para os zircões de granitóide quartzo diorítico associado ao Lineamento Limoeiro- CMAP.	112

## CAPÍTULO 7

Figura 7.1	Diagrama ACNK x ANK para as bandas máficas e félsicas dos gnaisses migmatíticos encaixantes do CMAP. Círculos abertos laranjas as bandas máficas, losangos rosa representam as félsicas. Os campos são aqueles propostos por Maniar & Piccolli (1984).	118
Figura 7.2	Aranhogramas para as bandas félsicas e máficas dos gnaisses migmatíticos encaixantes do CMAP normalizados para a crosta continental (taylor & McLennan, 1985). A faixa laranja representa a variação dos padrões da bandas máficas; a faixa rosa representa a variação dos padrões das bandas félsicas, A linha preta representa o padrão do leucotonalito analisado.	120

Figura 7.3	Aranhogramas para as bandas félsicas e máficas dos gnaisses migmatíticos encaixantes do CMAP normalizados para o manto primitivo. A faixa laranja representa a variação dos padrões da bandas máficas; a faixa rosa representa a variação dos padrões das bandas félsicas, A linha preta representa o padrão do leucotonalito analisado.	121
Figura 7.4	padrão ETR para as bandas félsicas e máficas dos gnaisses migmatíticos encaixantes do CMAP normalizados para o condrito - C1. A faixa azul representa a variação das bandas máficas, a faixa vermelha representa as bandas félsicas, a linha preta representa a amostra AC-48.	122
Figura 7.5	Diagrama ACF ( $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$ ; $C = CaO - 3.3P_2O_5$ ; $F = MgO + MnO + FeO$ ). Legenda: etanortositos (quadrados de cor verde), Metagabros (círculos de cor azul escura); Metadioritos (losangos de cor azul clara). O campo hachuriado é aquele proposto por Winkler (1977) para designar rochas tonalíticas, graníticas e grauvacas.	123
Figura 7.6 –	Diagrama “TAS” ( $SiO_2 \times Na_2O + K_2O$ ) para as amostras do CMAP. Os campos são aqueles propostos por Cox et al. 1979. Os símbolos para as rochas são os mesmos da figura 7.6.	124
Figura 7.7-	Diagrama de classificação para as rochas do CMAP. O diagrama é aquele proposto por La Roche et al. (1980). Legenda: Metanortositos (quadrados de cor verde), Metagabros (círculos de cor azul escura); Metadioritos (losangos de cor azul clara).	125
Figura 7.8	Diagrama de Harker para elementos maiores em rochas do CMAP.	127
Figura 7.9	Diagrama para FNC para as amostras do CMAP. Onde $Fe_2O_3$ é Ferro total. (Símbolos na fig. 7.8)	128
Figura 7.10	Diagrama para ACF para as amostras do CMAP. Onde $Fe_2O_3$ é o ferro total. Símbolos são os mesmos da figura 7.8.	128
Figura 7.11	Diagrama de Harker para elementos traços em rochas do CMAP.	129
Figura 7.12	Diagrama Zr x Zr/Nb para as rochas do CMAP. As linhas são aquelas sugeridas por Sial & McReath, 1984 – 1 – <i>Trend</i> de fusão parcial; 2 – <i>Trend</i> de cristalização fracionada.	130
Figura 7.13	– Diagrama Ti/Zr x Sr/Zr para as rochas do CMAP. As linhas são aquelas sugeridas por Sial & McReath, 1984 – 1 – <i>Trend</i> de fusão parcial; 2 – <i>Trend</i> de cristalização fracionada.	131
Figura 7.14	Diagrama multi-elementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo. Quadrados verdes representam os metanortositos do CMAP. Quadrados vermelhos abertos representam metanortositos do Complexo Wyoming-EUA (Mitchel et al., 1996) e quadrado vermelho fechado corresponde ao metanortosito de Barro Vermelho-Custódia-PE (Melo, 1998).	132

Figura 7.15	Diagrama multi-elementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo. Círculos azuis representam os metagabros do CMAP. Círculos pretos abertos representam metagabros do Complexo Wyoming-EUA (Mitchel et al., 1996) .	133
Figura 7.16	Diagrama multi-elementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo. Losangos azuis representam os metadioritos do CMAP.	133
Figura 7.17	Padrão Elementos Terras Raras para os metanortositos do CMAP, normalizados para o manto primitivo	135
Figura 7.18	Padrão Elementos Terras Raras para os metagabros do CMAP, normalizados para o manto primitivo.	135
Figura 7.19	Padrão Elementos Terras Raras para metadioritos do CMAP normalizados para o manto primitivo.	136
Figura 7.20	Diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ x $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ mostrando a classificação químicas das rocha do CMAP segundo o índice de Shand, conforme diagrama proposto por Maniar & Picolli, 1984.	137
Figura 7.21	Diagrama binário $SiO_2$ x $Na_2O + K_2O$ para as rochas do CMAP. Os campos são aqueles propostos por Irvine & Braragar, 1971.	138
Figura 7.22	Diagrama AFM para as rochas do CMAP. Os símbolos são os mesmos da figura 7.21. Os campos são àqueles propostos por Irvine & Baragar (1971).	138
Figura 7.23	Aranhogramas para as rochas metadioríticas do CMAP (parte enriquecida em Zr e parte empobrecida em Zr). normalizados para o condrito. A faixa azul representa a variação dos metadioritos do CMAP, faixa rosa representa as amostras compiladas de Fe-dioritos, Monzonitos do artigo de Mitchell et al., 1996.	140
Figura 7.24	Diagrama Y vs Nb para os ortognaisses graníticos associados ao CMAP, tipo Bengala (cruzes rosas) e tipos Sipiúá (cruzes pretas). Os campos são aqueles propostos por Pearce et al. (1984).	144
Figura 7.25	Figura 7.25 –Diagrama Y+Nb vs Rb para os ortognaisses graníticos associados ao CMAP, tipo Bengala (cruzes rosas) e tipos Sipiúá (cruzes pretas). Os campos são aqueles propostos por Pearce et al. (1984).	144
Figura 7.26	–Aranhogramas para os ortognaisses graníticos tipo Bengala (rosa), Ortognaisses Sipiúá (preto) e amostras compiladas (vermelho) de granitos anorogênicos (Frost et al., 1999) normalizados para o condrito.	145
Figura 7.27	Padrão ETR para os ortognaisses graníticos tipo Bengala (rosa) e Sipiúá (preto) normalizados para o manto primitivo.	146
Figura 7.28	Diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ x $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ mostrando a classificação químicas das rochas do CMAP segundo o índice de Shand, conforme diagrama proposto por Maniar & Picolli, 1984.	147

## CAPÍTULO 8

- Figura 8.1 – Diagrama Esquemático proposto para interpretação da formação do CMAP. 152
- Figura 8.2 – Diagrama Esquemático P-T-t para as rochas do CMAP 153

# LISTA DE QUADROS

## CAPÍTULO 2

Quadro 2.1	Algumas das principais ocorrências de anortositos do tipo maciço no mundo e parte de suas características	19
Quadro 2.2	Anortositos descritos no Brasil e algumas de suas características	21

## CAPÍTULO 4

Quadro 4.1	Relação das fases minerais com os estágios de cristalização metamórfica para as rochas encaixantes	42
Quadro 4.2	Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica para os metadioritos do CMAP	46
Quadro 4.3	Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica para os metagabros do CMAP	50
Quadro 4.4	Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica para os metanortositos do CMAP	56
Quadro 4.5	Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica para os ortognaisses graníticos Bengala	60
Quadro 4.6	Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica para os ortognaisses graníticos Passira	62
Quadro 4.7	Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica para os ortognaisses graníticos Candiais	64
Quadro 4.8	Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica para os ortognaisses Sipurá	67

## CAPÍTULO 5

Quadro 5.1	Composições médias de fases minerais dos metadioritos.	72
Quadro 5.2	Composições médias de fases minerais dos granada-megabros	74
Quadro 5.3	Composições médias de fases minerais dos metanortositos(Metapiroxênio-anortosito).	78
Quadro 5.4	Composições médias de fases minerais dos ortognaisses graníticos Bengala e K-feldspato do Ortognaisse Candiais.	80
Quadro 5.5	Fases Minerais observadas nos metagabros do CMAP contrastadas com evolução metamórfica proposta para metagabros por Sial & McReath, 1984.	93
Quadro 5.6	Resultados obtidos para as rochas do CMAP partir dos geotermômetros anfibólio/plagioclásio e granada-piroxênio no metagabro ( a $P \approx 10-15Kb$ ).	96

## **CAPÍTULO 6**

Quadro 6.1	Dados do Sistema Sm/Nd para as rochas do Complexo Migmatítico encaixante (A) , CMAP (B) , Ortognaisses graníticos (C) e Granitóides Indiferenciados (D) .	100
Quadro 6.2	Quadro 6.2 - Dados Isotópicos Rb-Sr para as (A) rochas encaixantes e (B) as rochas metabásicas do CMAP.	101
Quadro 6.3	Resultados analíticos do Sistema U-Pb em zircão (A) do metanortosito, (B) Granitóides Indiferenciados.	103
Quadro 6.4	Resultados das análises K-Ar em anfibólios dos metagabros do CMAP	105
Quadro 6.5	Quadro 6. 5– Dados do Sistema Sm/Nd para granadas e rocha total do granada-metagabro do CMAP.	106
Quadro 6.6	Compilação de temperaturas de fechamento para hornblendas	107

## **CAPÍTULO 7**

Quadro 7.1	Quadro 7.1 - Quadro simplificado das fases minerais normativas para amostras representativas dos tipos litológicos do CMAP, ortognaisses graníticos associados, encaixantes e granitóides indiferenciados.	119
------------	--	-----

# LISTA DE FOTOGRAFIAS

## CAPÍTULO 1

### PRANCHA 1.1

- Foto 1 Visão geomorfológica de parte da área estudada. Ao fundo observa-se a Serra da Bengala 8

## CAPÍTULO 3

### PRANCHA 3.1

- Foto 1 Ortognaisses Tonalíticos Encaixantes do CMAP 26  
Foto 2 Amostra do ortognaisse tonalítico encaixante. Afloramento AC-61 – Limoeiro-PE

### PRANCHA 3.2

- Foto 1 Metanortositos foliados (Afloramento AC-26) 27  
Foto 2 Contato metagabro/metanortosito com enclaves do metanortositos no metagabro  
Foto 3 Metadioritos encaixados em ortognaisses migmatíticos

### PRANCHA 3.3

- Foto 1 Riebeckita-aegirina-quartzo sienito deformado de Tamboatá. 32  
Foto 2 Bandamento migmatítico nos ortognaisses encaixantes (foliação Sp-1)  
Foto 3 Foliação subhorizontal em metagabros e metanortositos na área do CMAP (foliação principal – Sp)

### PRANCHA 3.4

- Foto 1 Diques de metadioritos encaixados em ortognaisses tonalíticos. Afloramento AC-29. 34  
Foto 2 Diques dos metadioritos com orientação paralela a foliação principal na rocha encaixante (foliação principal de baixo ângulo. Afloramento AC-63  
Foto 3 Diques de metadioritos com enclaves da rocha encaixante

## CAPÍTULO 4

### PRANCHA 4.1

- Foto 1 Ortognaisse tonalítico Bandado, encaixante do CMAP 40  
Foto 2 Ortognaisse tonalítico cortado por dique de composição diorítica no CMAP. Amostra AC-39

### PRANCHA 4.2

- Foto 1 Apatita-metadioritos 44  
Foto 2 Fases minerais acessórias nos metadioritos  
Foto 3 Seção anterior – Nicóis cruzados

### PRANCHA 4.3

- Foto 1 Metagabros anfibolitizados 48  
Foto 2 Granada metagabros com simplectitas anfibólio+plagioclásio  
Foto 3 Granada-metagabros – associação granada+rutilo+anfibólios

**PRANCHA 4.4**

- Foto 1 Metapiroxênio-anortositos. Nódulos máficos encaixados na massa anortosítica 51
- Foto 2 Seção anterior – Nicóis cruzados.
- Foto 3 Metanortositos apresentando textura adcumulática

**PRANCHA 4.5**

- Foto 1 Metanortosito com piroxênio substituído por anfibólio. Biotitas oblíquas 54
- Foto 2 Foliação desenhada por biotitas nos metanortositos
- Foto 3 Opacos envolvidos por anfibólio + titanita nos metanortositos

**PRANCHA 4.6**

- Foto 1 Granada-biotita-anfibólios-gnaïsse granítico Bengala. Nicóis paralelos 58
- Foto 2 Granada-biotita-anfibólios-gnaïsse granítico Bengala. Nicóis cruzados
- Foto 3 Opacos envolvidos por anfibólios + titanita nos metanortositos

**PRANCHA 4.7**

- Foto 1 Associação granada+anfíbólio+biotita no ortognaïsse granítico Candiais 65
- Foto 2 Aegirina-augita envolvida por uma matriz predominantemente K-feldspática no ortognaïsse Sipurá

**CAPÍTULO 5****PRANCHA 5.1**

- Foto 1 Enstatita+ anf+bio+op em metanortositos 90
- Foto 2 Coronas fibrosas de Anf+op+plg ao redor de granada em metagabros
- Foto 3 Associação Anf+bio+gra no ortognaïsse granítico Candiais.

**CAPÍTULO 6****PRANCHA 6.1**

- Foto 1 Foto 1- Zircão analisado na amostra AC-33. Obj. 100x. Luz transmitida Nicóis paralelos. 110
- Foto 2 Monazita analisada na amostra AC-45. Luz reflexiva. Obj. 100x.

# 1 - INTRODUÇÃO

## 1.1 - Apresentação e Justificativas

O tema desta tese foi escolhido após uma pesquisa bibliográfica efetuada nas áreas Pré-Cambrianas situadas a leste do Estado de Pernambuco na Província Borborema, onde constatou-se uma lacuna em termos de quantidade de dados geológicos/petroológicos/geocronológicos que são essenciais para estudos metalogenéticos e geotectônicos de uma região.

Há 20 anos atrás foram descritos anortositos e mineralizações de Fe-Ti associadas (Farina et al., 1981; Da Silva Filho & Guimarães, 1981), entre os municípios de Limoeiro e Passira no Estado de Pernambuco. As mineralizações na época foram consideradas de pouco interesse econômico quando comparadas ao potencial econômico de exploração de granitos ornamentais na região. Subseqüentemente, a geologia da área foi levantada, todavia não foi dada atenção especial aos anortositos e as rochas associadas.

As descrições disponíveis, entretanto, sugeriram que os anortositos formariam parte de um complexo anortosítico do tipo maciço, cuja época de formação mais expressiva em outras partes do mundo seria no intervalo de 1,8 a 0,9 Ga (Demaiffe et al. 1991; Wiebe, 1992; Ashwal, 1993; Ashwal & Myers, 1994; Scoates & Frost, 1996; Morgan et al., 2000).

Ao longo dos últimos dez anos, as hipóteses a respeito da evolução geológica de parte da Província Borborema evoluíram consideravelmente. Em algumas áreas foram documentados além dos ciclos Transamazônico e Brasileiro, o ciclo Cariris Velhos (Santos, 1995; Brito Neves et al., 1993; Brito Neves et al., 1995b). Assim, os anortositos e as rochas associadas passaram a ter interesse não tão somente do ponto de vista da idade de sua formação, e sim, pela possibilidade de registrarem as influências de eventos subsequentes a sua cristalização.

Por se tratar de um complexo de ocorrência tectônica aparentemente restrita, pode-se ilustrar o arcabouço evolutivo da área de uma maneira mais substanciada.

Opiniões obtidas junto a geólogos com conhecimento da região em questão, quanto à viabilidade de mapear o complexo anortosítico em escala adequada, não foram muito favoráveis. Entretanto, viagens curtas de reconhecimento, bem como estudos preliminares de imagens, demonstraram que há uma suficiência de afloramentos, enquanto os padrões de intemperismo e de erosão das rochas anortosíticas e associadas, e de suas encaixantes, são bastante contrastados, permitindo o mapeamento em semi-detulhe do complexo dos tipos litológicos, ou seus equivalentes metamórficos, presentes em complexos proterozóicos do tipo maciço. Trata-se, portanto, de um complexo metanortosítico, denominado doravante de Complexo Metanortosítico de Passira – CMAP, o alvo da presente tese.

Além disso, dentro do domínio do Complexo, ou em áreas vizinhas, foram encontrados corpos de ortognaisses graníticos de afinidades geoquímicas diversas e idades desconhecidas.

Com base no mapeamento geológico efetuado, nas relações verificadas em campo e na análise petrográfica de alguns alvos detectados (metanortositos, metagabros, dentre outros) na área do CMAP, objetivou-se identificar eventos de acreção e/ou retrabalhamento crustal, metamorfismo e o significado geotectônico de tais eventos na geologia regional.

Assim sendo, a presente tese apresenta e discute no capítulo 2 o contexto geológico regional e as informações sobre os vários tipos de anortositos e suas ocorrências, bem como os anortositos descritos no Brasil. No capítulo 3 estão descritos os dados de campo e de mapeamento, no capítulo 4 a petrografia, no capítulo 5 a química mineral e o metamorfismo na área, no capítulo 6 estão apresentados os dados isotópicos obtidos em laboratórios nacionais e internacionais do Complexo Metanortosítico de Passira (CMAP) e suas encaixantes, no capítulo 7 as interpretações litogeoquímicas, e no capítulo 8 da presente tese são retomadas todas estas discussões, comparando e interpretando a evolução crustal para a área estudada.

---

## **1.2 - Objetivos da Pesquisa**

Na área do Complexo há um grande número de problemas ligados à petrogenia, à geocronologia e à geotectônica, no que tange a:

- Determinar a natureza, as estruturas e a idade de formação ou metamorfismo das rochas encaixantes do Complexo Metanortosítico de Passira - CMAP.
- Discriminar os tipos litológicos componentes do CMAP e sua distribuição no campo.
- Avaliar possíveis relações geoquímicas entre as rochas anortosíticas e as rochas máficas/ultramáficas associadas, incluindo-se as rochas portadoras de mineralizações de Fe-Ti-V.
- Determinar a idade de cristalização do CMAP.
- Avaliar a evolução tectono-metamórfica do CMAP, tentando datar os eventos metamórficos, identificando as estruturas superimpostas e determinando as condições vigentes durante estes eventos.
- Determinar a relação dos corpos de ortognaisses graníticos com o Complexo Metanortosítico de Passira e suas idades.

A presente tese se propõe a responder sobre estas questões com base nos dados compilados e inéditos obtidos.

---

## **1.3 - Metodologia e Terminologia de Trabalho**

Para alcançar os objetivos definidos, foram realizados trabalhos de campo, de gabinete e de laboratório.

**Trabalhos de campo** - As etapas de campo foram realizadas nos anos de 1996 e 1997, durante as épocas de estiagem na região (setembro a novembro; abril a junho), quando há poucos problemas de acesso a área através de estradas vicinais e trilhas locais, geralmente de barro argiloso e, conseqüentemente, intransitáveis durante as épocas de chuvas.

Os trabalhos de campo foram acompanhados por etapas de interpretação de fotografias aéreas na escala de 1:30.000, e de imagens de radar e de satélite. A análise das imagens tornou-se essencial, uma vez que parte da área não está coberta por qualquer mapeamento topográfico e parte das fotografias aéreas disponíveis acham-se cobertas por nuvens. O mapa foi efetuado inicialmente por foto-interpretação (escala de 1:40.000); por análises de imagens de radar e satélite (Landsat TM-5 com ferramenta de sensoriamento remoto); e compilação de mapas disponíveis com constatações em campo (Guimarães, 1979; Da Silva Filho, 1979; Barbosa, 1990; Rocha, 1990). Está apresentado na escala de 1:70.000.

**Trabalhos de Gabinete** - Os trabalhos de gabinete constaram de um levantamento bibliográfico sobre a geologia regional da área, mapas disponíveis, bem como do estudo sobre anortositos de uma maneira geral e interpretação dos dados obtidos em campo e em laboratório.

#### **Trabalhos de Laboratório**

**(1)** - Lâminas delgadas de amostras selecionadas foram confeccionadas nos laboratórios de laminação da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM/SUREG-Recife, no Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (DGEO-UFPE) e do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP). Análises petrográficas foram executadas nos laboratórios destas instituições. Algumas análises modais quantitativas foram feitas com contador de pontos manual e um “vernier”, enquanto análises semi-quantitativas foram feitas por estimativas visuais. Foram efetuados estudos de platina universal nos plagioclásios dos metanortositos, no DGEO-UFPE, entretanto eram necessários muito mais análises para uma interpretação mais aprofundada. As classificações utilizadas foram aquelas propostas por Winkler (1977) com relação ao protólito da rocha metamórfica; Streckeisen/IUGS (1976).

**(2)** - As composições químicas das rochas selecionadas foram determinadas após quebra numa prensa hidráulica e pulverização por “shatter box”, moinho de bolas e de cilindros em laboratórios dos então Departamento de Mineralogia e Petrologia - DMP/IG-USP, do Centro de Pesquisas Geocronológicas – CPGeo/IG-USP e do departamento de Geologia da UFPE – DGEO-UFPE até a fração de 200 meshes. As análises de elementos maiores e a maioria dois traços foram obtidas (i)

por fluorescência de raios-X (FRX) de pastilhas fundidas (para os elementos maiores) e prensadas (para os elementos traços) em laboratórios do DMP/IG-USP; (ii) por ICP/AES no DGEO-UFPE para os elementos terras raras (ETR), cujo procedimento está descrito no anexo 1C; (iii) por FRX para Rb e Sr no CPGeo/IG-USP (iv) por FRX para elementos maiores e ICP/AES para elementos traços no Laboratório ACME – Canadá.

Os dados obtidos foram processados pelo conjunto de programas *NEWPET for DOS*, versão 1987/93 (Daril Clark, Memorial University of Newfoundland, Canadá).

**(3)** – A química mineral foi investigada (i) utilizando uma microsonda eletrônica do tipo JEOL-JXA-8.600 do então DMP/IG-USP; e (ii) no Laboratório de LP-ICP-MS da Universidade de Pavia-Itália, com o método proposto por Bottazzi et al. (1994).

Os dados referentes aos elementos maiores foram processados utilizando-se o conjunto de programas *MINPET*, (Mineralogical and Petrological Data Processing System - versão 2.02 - Richard (1988/95)), para o cálculo das fórmulas minerais, com base de 6 oxigênios para piroxênios, 23 para anfibólios, 32 para feldspatos e 12 para granada.

**(4)** – A geocronologia e geoquímica isotópica foram realizadas nos seguintes laboratórios: (i) no Centro de Pesquisas Geocronológicas – CPGeo/USP para análises do sistema K-Ar em anfibólios dos metagabros, Rb-Sr em rocha total das encaixantes, em metagabros e no metanortosito; e Sm-Nd em rocha total e de granada separada do metagabro (utilizando a metodologia convencional desse laboratório); (ii) na Universidade do Kansas-EUA, para análises de Sm-Nd em rocha total, e datação pelo método U-Pb em zircões provenientes de anortosito e granitóide. A metodologia aplicada foi aquela descrita por Van Schmus et al. (1995); e (iii) na Universidade de Pavia, Itália, pelo método de U-Pb em zircão e monazita, usando-se procedimentos sugeridos por Montel et al. (1994).

---

#### **1.4 - Localização e Acessos**

O Complexo Metanortosítico de Passira (CMAP) localiza-se na zona da mata do Estado de Pernambuco, na região que abrange parte dos municípios de Limoeiro, Passira e Gravatá, a uma distância de 85 Km da cidade de Recife. (Figura 1.1).

Situa-se precisamente na área localizada na junção das folhas Surubim (SB.25-Y-C-IV), Limoeiro (SB.25-Y-C-V), Caruaru (SC.25-V-A-II) e Vitória de Santo Antão (SC-25-V-A-I) das cartas topográficas da SUDENE na escala de 1:100.000, formando um polígono irregular compreendido entre as coordenadas 7°50' (9131818N) e 8°8' (9099313N) de latitude sul e 35°21' (240533E) e 35°36' (213548E) de longitude oeste de Greenwich.

O acesso à área é relativamente fácil através da PE-90 que liga Recife a Limoeiro e depois através da PE-65 que liga Limoeiro a Passira. A ligação dessas rodovias na maior parte da área do Complexo é feita por uma série de estradas vicinais, apenas transitáveis em épocas de estiagem. Apenas o extremo setentrional da área estudada é cortado por rodovias asfaltadas; o acesso aos trechos principais de ocorrência das rochas anortosíticas e graníticas é feito exclusivamente por estradas de terra.

---

#### **1.5 Aspectos Geográficos**

A área pesquisada constitui uma superfície de abrasão com desníveis acentuados relacionados às rochas máficas, em contraposição às serras graníticas-gnáissicas correspondentes à Superfície da Borborema.

O relevo é ondulado constituído de morros modelados em xistos, gnaises e migmatitos cuja alteração compõe os mantos regolíticos que recobrem tal relevo. As unidades morfológicas importantes da área são as serras da Passira e Bengala (Prancha 1.1 – Foto 1) que representam *cuestas* medindo, respectivamente, 428 e 412 metros que, segundo Mabeoone & Castro (1975), são formas residuais da

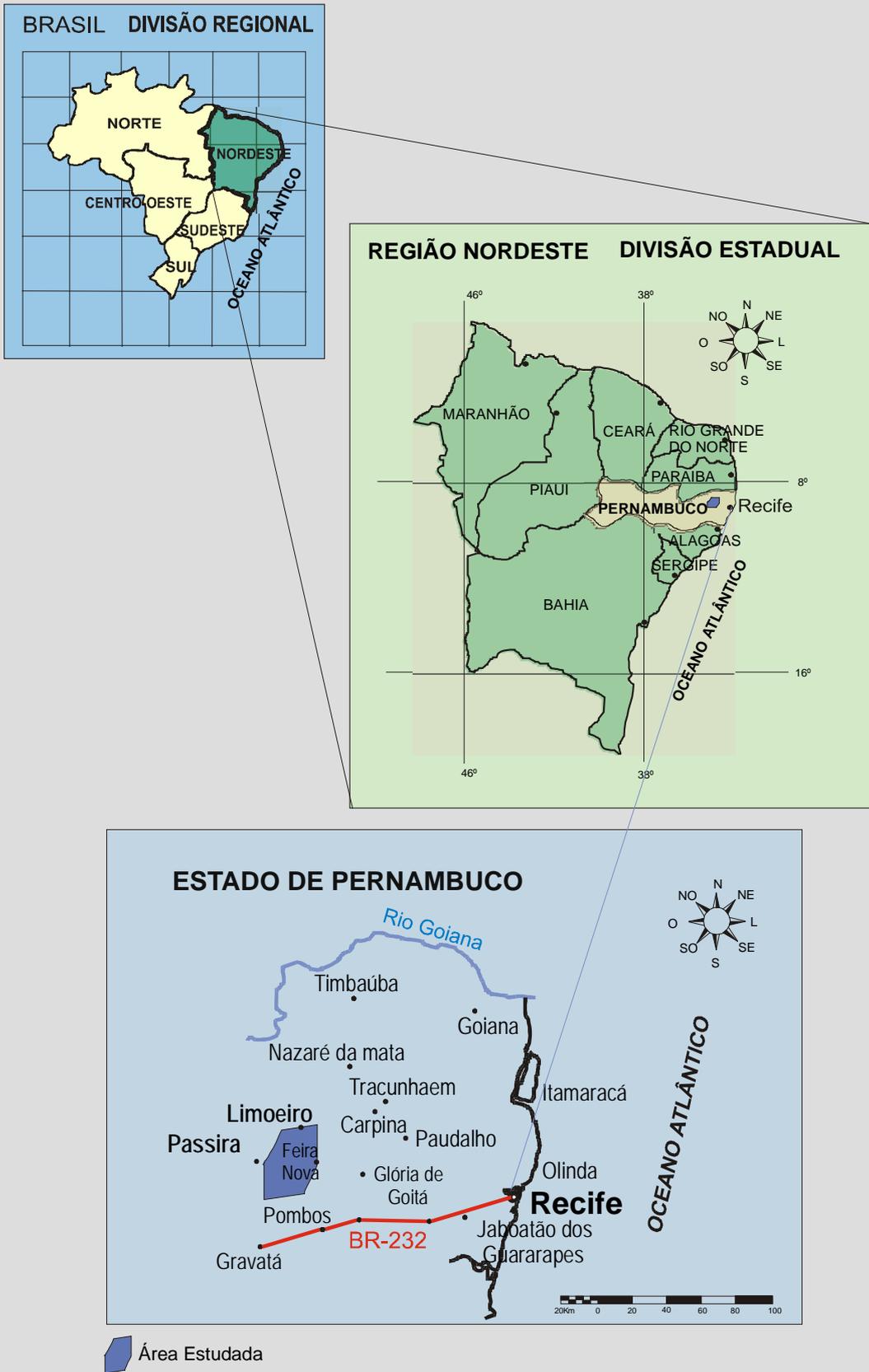


Figura 1.1 - Localização da Área Estudada



Prancha 1.1 – Foto 1 – Visão Geomorfológica de parte da área estudada. Ao fundo observa-se a Serra da Bengala.

Superfície Sertaneja, que ter-se-iam elaborado mediante a exumação de grandes áreas da Superfície Gondwana. A altitude desses relevos varia de 170 a 300 metros sobre a Superfície Borborema, com os rios que banham a área principalmente controlados pelas estruturas das rochas que definem duas orientações principais: E-W e NE-SW.

O solo dominante na área estudada é argiloso apresentando espessura variável. Nas áreas de afloramento do metanortosito, o solo é bastante esbranquiçado, contrapondo-se ao solo castanho-amarelado de textura argilo-arenosa relacionado aos corpos granitóides.

A hidrografia principal é representada pelas bacias dos rios Tracunhaém (norte), Ipojuca e Pirapama (sul) e Capibaribe (cortando a área mapeada) e nesta sua porção acompanhando o *trend* da Zona de Cisalhamento Limoeiro, de direção E-W. A vegetação predominante é de capoeira com policulturas nos sopés das serras. Entretanto a principal atividade econômica é a pecuária que ainda é pouco desenvolvida.

O clima da região é quente-úmido e a taxa de precipitação supera a de evaporação, com períodos de chuvas antecipadas no outono e de maior intensidade no inverno. As rochas metanortosíticas bem como parte dos demais tipos litológicos associados, afloram restritamente, pois estas rochas com as composições que lhes são peculiares dificilmente se preservam quando submetidas ao tipo de clima característico de transição zona da mata-agreste sub-úmido. Entretanto, há uma suficiência em termos de qualidade de afloramentos.

As principais características geográficas da área mapeada do CMAP estão contidas no Mapa de Feições Geográficas, em anexo, no qual encontra-se incluída a distribuição dos afloramentos.

## **2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E TIPOLOGIA DE ANORTOSITOS**

---

### **2.1 A Província Borborema**

O Complexo Metanortosítico de Passira-CMAP localiza-se na Província Borborema (Almeida et al., 1967), a sul do Lineamento Patos e a norte do Lineamento Pernambuco. Os principais compartimentos desta Província foram delineados por Brito Neves (1975), que definiu uma hierarquia tectônica constituída por sistemas ou faixas de dobramentos, maciços medianos e lineamentos, cujas raízes foram mantidas em estudos recentes de cunho estrutural/geocronológico (Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 1995a; Neves et al., 2000) e renovadas com a aplicação dos conceitos da tectônica de terrenos tectono-estratigráficos (Brito Neves et al., 1995; Santos, 1995; Santos & Medeiros, 1999).

Alguns núcleos arqueanos com idades U-Pb (zircão) na faixa de 3,4-3,1 Ga (Hackspacher et al., 1991; Van Schmus et al., 1994, 1995; Brito Neves et al. 1995a, 1995b; Dantas et al., 1998) encontram-se preservados em meio a um embasamento gnáissico-migmatítico predominantemente paleoproterozóico, composto por dois domínios, um ortoderivado máfico a intermediário e outro paraderivado (Barbosa, 1990; Rocha, 1990; Melo, 1998). No primeiro, os metatonalitos possuem idades U-Pb (zircão) na faixa de 2,5-2,1 Ga (Melo, 1998); e os outros apresentam idades-modelo  $T_{DM}$  determinadas no sistema Sm-Nd no intervalo de 2,3-2,0 Ga (Almeida et al., 1997a, 1997b).

Estes dois domínios formam o embasamento das faixas dobradas, a saber: Pajeú-Paraíba, Piancó-Alto Brígida, Riacho do Pontal, Sergipano, Jaguaribe e Médio Coreaú, que são compostas por rochas meta-vulcanossedimentares cujas idades  $T_{DM}$  recaem no intervalo de 1,7 a 1,3 Ga, enquanto as idades de sedimentação e vulcanismo compreendem o intervalo desde o Paleoproterozóico ao Neoproterozóico (Van Schmus et al., 1995).

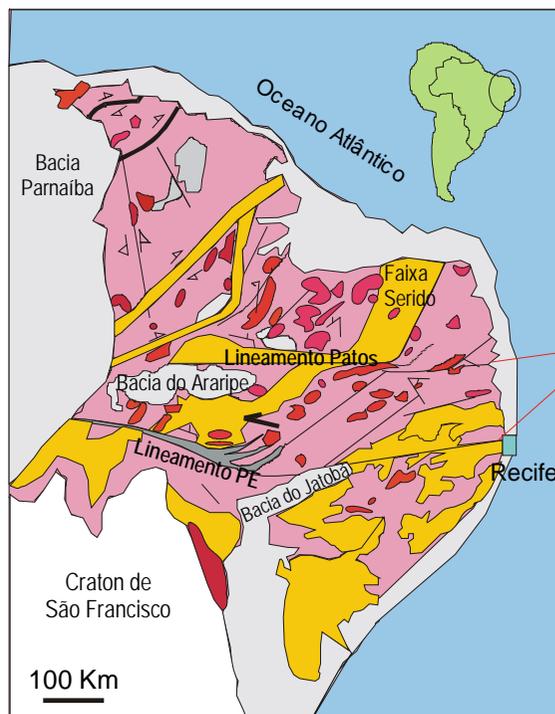
Idades no intervalo de 1,1 a 0,9 Ga, correspondentes ao Ciclo Cariris Velhos, foram registradas através do método U-Pb (zircão) em metagranitóides e rochas metavulcânicas félsicas (Santos, 1995; Brito Neves et al., 1995a). Entretanto, a natureza do registro deixado pelo Ciclo Cariris Velhos, se completo (compreendendo-se todos os elementos de um ciclo Wilson, desde extensão anorogênica até compressões orogênicas) ou apenas parcial (relativo a fase anorogênica, ou a fase orogênica), permanece sob debate (Brito Neves et al, 2000).

O Brasiliano da Província Borborema é caracterizado por intensa granitogênese de natureza bastante diversificada (Almeida, 1967; Ferreira et al., 1998; Guimarães & Da Silva Filho, 1995; Neves & Mariano, 1997), associada muitas vezes a zonas de cisalhamento incluindo a dos principais lineamentos da Província: Patos e Pernambuco, e ainda suas ramificações (Archanjo et al., 1992, 1994; Neves & Vauchez, 1995; Neves et al., 2000). Algumas zonas de cisalhamento de escala regional representam limites de terrenos, que alcançaram suas posições atuais durante a colagem ocorrida durante o Brasiliano (Van Schmus et al, 1995).

Alguns autores (Oliveira & Santos, 1993; Santos, 1995; Santos & Medeiros, 1999) utilizaram o modelo de colagem de terrenos para a Zona Transversal (ZT-Ebert, 1970) e introduziram uma nova concepção tectônica para a Província Borborema.

O Superterreno a sul do Lineamento Pernambuco é formado pelos Terrenos Compostos Riacho do Pontal, Sergipano e Pernambuco-Alagoas (TPA), este é estruturado como uma sucessão de fatias de empurrão com transporte para o Cráton de São Francisco. A norte do Lineamento Pernambuco situam-se os Terrenos Alto Moxotó (TAM) e Rio Capibaribe (TRC).

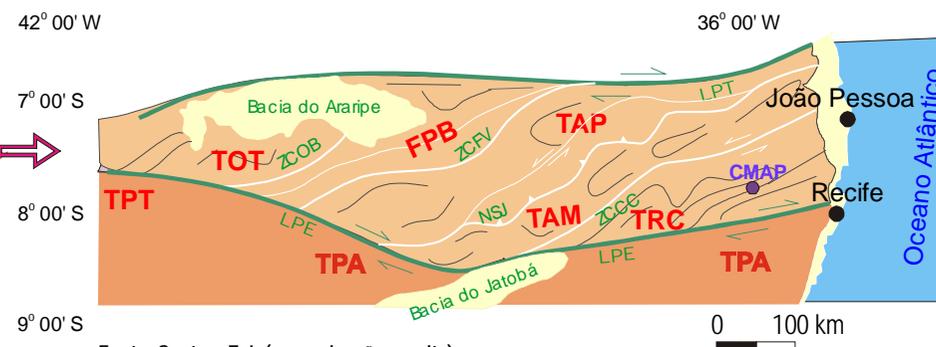
Geotectonicamente a área situa-se no Terreno Rio Capibaribe (Santos & Medeiros, 1999), na Zona Transversal, fazendo limite para norte com o Terreno Alto Moxotó e para Sul com o Terreno Pernambuco-Alagoas (Figura 2.1).



Fonte: Neves et al. (2000), adaptado e modificado.

- Coberturas Fanerozóicas
- Granitóides Brasilianos
- Faixas Metamórficas
- Terrenos Gnáissicos Migmatíticos
- Zona De Cisalhamento de Baixa T
- Zona De Cisalhamento de alta T

### Esquema de Terrenos Tectono-estratigráficos na Subprovincia Transversal da Provincia Borborema e Seus Limites.



Fonte: Santos, E.J. (comunicação escrita).

**Bacias Fanerozóicas**

### NOMENCLATURA DOS TERRENOS E SEUS LIMITES

**Terrenos (T), Faixas dobradas (FD)**

Subprovincia Transversal: TAP-Alto Pajeú, TAM-Alto Moxotó, TRC-Rio Capibaribe; TOT- Ouricuri- Trindade.

Subprovincia Externa: TPT-Paulistana, TPA-Pernambuco-Alagoas.

FPB- Faixa Piancó-Alto Brígida

**Lineamentos (L), Zonas de cisalhamento (ZC) e Nappes (N):** LPT Patos, LPE Pernambuco, ZCOB Ouricuri-Bodocó, ZCFV- Fernandes Vieira, NSJ Serra de Jabitacá, ZCCC Cruzeiro do Nordeste-Congo.

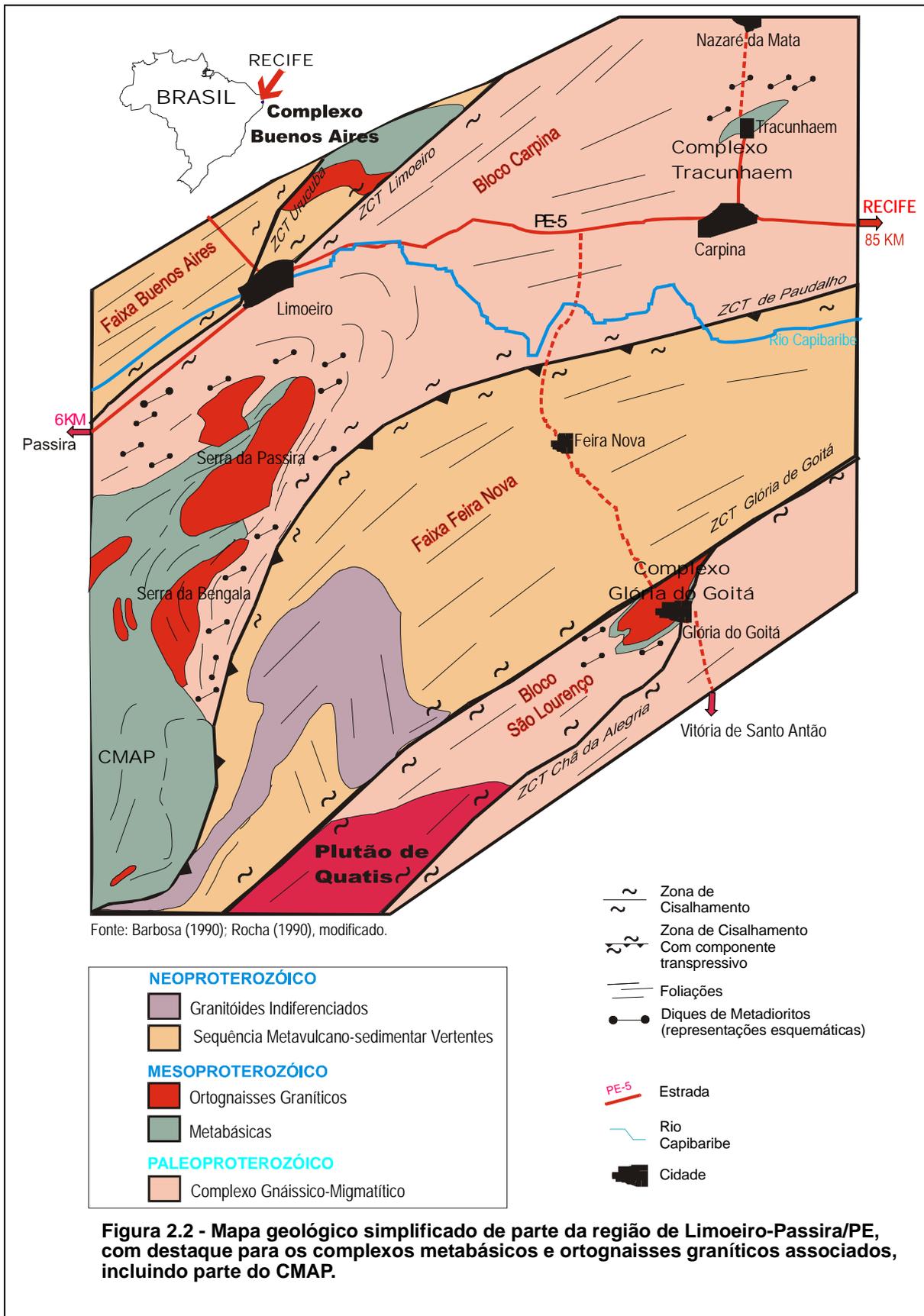
Figura 2.1 - Contexto Geotectônico Geral da Área do Complexo Metanortosítico de Passira- CMAP

---

## 2.2 A Região de Limoeiro/Passira-PE

Nos arredores do CMAP, a região é recortada em segmentos por importantes zonas de cisalhamento que são, na sua maioria, ramificações do Lineamento Pernambuco (Figura 2.2). De norte para Sul, os segmentos são:

- (i) A Faixa Buenos Aires que localiza-se ao norte da cidade de Limoeiro, entre as zonas de cisalhamento Limoeiro e Urucuba e constitui-se predominantemente por rochas gnáissicas-migmatíticas cortadas por um complexo de rochas máficas predominantemente dioríticas denominado Complexo Buenos Aires.
- (ii) O Bloco Carpina, delimitado pelas zonas de cisalhamento Limoeiro e Paudalho. É composto por gnaisses-migmatíticos que hospedam, além do CMAP, o Complexo Tracunhaem, que além de metadioritos inclui importantes frações de metanortositos. Ao sul de Limoeiro uma datação pelo método K-Ar em rocha total aponta uma idade de 2.8 a 2.9 Ga para gnaisses deste bloco (Brito Neves et al. 1974), enquanto a datação do metanortosito do CMAP pelo método K-Ar convencional em feldspato revelou uma idade de  $852 \pm 28$  Ma, atribuída a última fase termal na região (Farina et al., 1981).
- (iii) A Faixa Feira Nova, limitada pelas zonas de cisalhamento Paudalho e Glória do Goitá, é composta por rochas metavulcanossedimentares do Complexo Vertentes (Medeiros, no prelo) e hospeda os sheets deformados de granitos indiferenciados, interpretados como de idade Brasileira (Barbosa, 1990; Rocha, 1990); e
- (iv) O Bloco gnaiss-migmatítico de São Lourenço, ao sul da zona de cisalhamento Glória de Goitá, que hospeda o Complexo de Glória de Goitá e o Plutão Quatis. Através do método de isócrona Rb-Sr em rocha total, obteve-se uma idade de  $2.036 \pm 40$  Ma, com  $I_{Sr} = 0,704$  para gnaisses tonalíticos deste bloco (Teixeira, 1988; Barbosa, 1990).



**Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado de parte da região de Limoeiro-Passira/PE, com destaque para os complexos metabásicos e ortognaisses graníticos associados, incluindo parte do CMAP.**

---

### **2.3 Síntese Geológica da Área do CMAP e Problemas Pendentes**

Os trabalhos desenvolvidos no CMAP concentram-se nas décadas de 70/80. Estes trabalhos abordam os aspectos regionais com ênfase local ao cadastramento de Fe-Ti-V e à geoquímica de superfície na área do CMAP (Sial & Menor, 1973; Guimarães, 1979; Da Silva Filho, 1979; Da Silva Filho e Guimarães, 1981 e Costa et al., 1980). Também nesta época deu-se início aos trabalhos de campo vinculados aos Projetos Vitória de Santo Antão e Limoeiro pela CPRM-SUREG-RE (Barbosa, 1990; Rocha, 1990).

O trabalho de Da Silva Filho e Guimarães (1981) aborda a área correspondente ao CMAP, enfatizando a petrografia das unidades litológicas e as ocorrências de Fe e Ti. Farina et al. (1981) descrevem os anortositos da área, discutindo seu provável modelo (maciço vs. acamadado; Arqueano vs. Proterozóico), comparando-os com outras ocorrências brasileiras, porém suas características litogeoquímicas, idade de cristalização e as relações com as rochas graníticas associadas não foram abordadas.

Nos trabalhos desenvolvidos pela CPRM-SUREG-RE que efetuaram os mapeamentos na escala de 1:100.000 das Folhas Limoeiro-PE (Barbosa, 1990) e Vitória de Santo Antão-PE (Rocha, 1990), a ênfase foi dada aos aspectos estruturais/tectônicos e catalogação das ocorrências minerais.

Assim, os principais problemas pendentes sobre o Complexo Meta-Anortosítico de Passira recaem na falta de um mapeamento detalhado do complexo de forma a identificar sua relação com as rochas adjacentes, na falta de dados de natureza geoquímica e principalmente a ausência e/ou controvérsia de dados geocronológicos que permitam o estudo de evolução crustal para a região, ou seja trabalhos de base para tecer comparações com demais complexos anortosíticos metalogenéticos descritos na literatura mundial.

A seguir encontra-se uma descrição resumida sobre os Complexos Anortosíticos no mundo e no Brasil que servirá de texto básico para comparações posteriores efetuadas nas discussões de cada capítulo da presente tese.

---

## 2.4 Os Complexos Anortosíticos – Resumo de Idéias

Segundo a classificação proposta pela IUGS (Streckeisen, 1976), **anortosito** é uma rocha ígnea constituída por  $\geq 90\%$  de plagioclásio de composição  $An_{20}-An_{100}$ . As outras rochas máficas, comumente associadas aos anortositos, são classificadas de acordo com o esquema apresentado na figura 2.3.

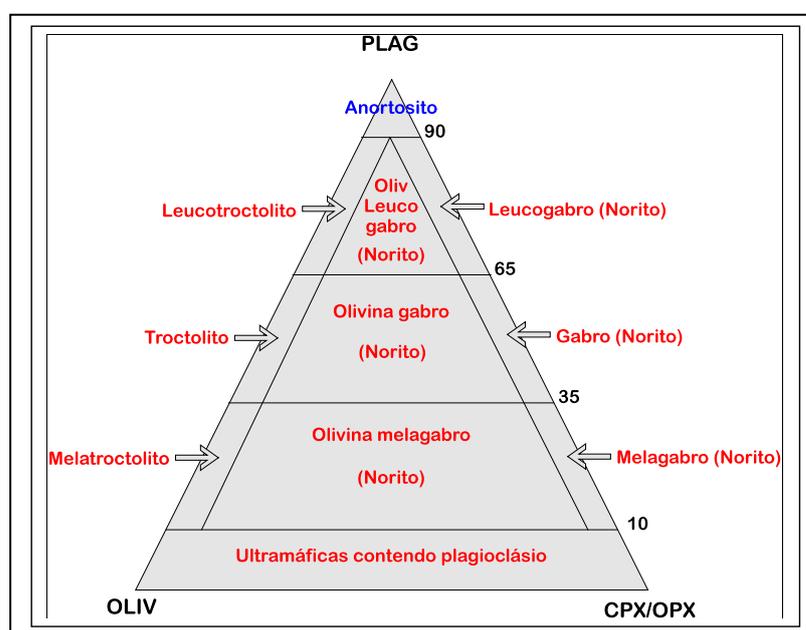


Figura 2.3 - Classificação de rochas anortosíticas recomendada pela IUGS. A adição do termo “óxido” a nomenclatura é proposta para rochas contendo  $ilm + mag > 10\%$ . O prefixo “meta”, apesar de tecnicamente correto em certos casos, é pouco utilizado.

Revisões importantes sobre os anortositos encontram-se em Wiebe (1992), que dedica-se à discussão dos tipos maciços e acamadados no Proterozóico, e em Ashwal (1993), que descreve além destes, outros tipos. A exposição a seguir baseia-se principalmente nesta revisão.

Ashwal (1993) propôs subdividir as ocorrências anortosíticas em seis categorias básicas, partindo do pressuposto que havia na literatura uma confusa classificação quanto aos complexos, a saber: Complexos Arqueanos, Anortositos

do tipo Maciço, Anortositos em Complexos Acamadados, Anortositos em Ambientes Oceânicos, Anortositos como enclaves, Anortositos extraterrestres. É claro que há ocorrências que não se definem apenas como um destes tipos e sim como tipos transicionais ou às vezes são ocorrências únicas. A origem dos anortositos ainda é um ponto discutível na literatura mundial. O acordo hoje se faz na classificação protolítica ígnea para esta rocha.

**Os Complexos Anortosíticos Arqueanos** ocorrem tanto em terrenos do tipo granito e *greenstones*, como em terrenos granulíticos. São metamorfisados em graus que variam desde xisto verde até granulito. Frequentemente formam junto às rochas máficas *sills* colocados em rochas supracrustais. Um tipo muito importante contém megacristais ou aglomerados na forma de bolas centi- a decimétricas, de cristais de plagioclásio muito cálcico, imersos numa matriz rica em anfibólio (anortositos megacristais). Fases ígneas reliquiares incluem espinélios, olivinas e piroxênios.

A gênese dos anortositos arqueanos é vista como complexa, a partir do fracionamento sob alta pressão de um magma mantélico, com a formação de suspensões densas (geometricamente) de cristais de plagioclásio a pressões mais modestas a partir de magmas mais diferenciados. Há, aparentemente, uma relação genética entre os anortositos e os (meta)basaltos toleíticos nos *greenstones belts*.

**Os Anortositos do tipo maciço** são característicos do Proterozóico e é este o tipo volumetricamente mais abundante entre todos. Predominam anortositos pegmatóides, bem como leuconoritos ou leucotroctolitos associados a rochas máficas ricas em óxidos de Fe-Ti e, frequentemente, em apatita também. A importância deste tipo reside na presença das mineralizações Fe-Ti vanadiníferas, que são economicamente exploradas em diversas partes do mundo (boa revisão há em Morgan et al, 2000). Além das rochas máficas, a presença de ferrodioritos ou ferromonzodioritos, muitas vezes portadores de piroxênio pobre em cálcio (portanto jotunitos) é comum (Duchesne & Demaiffe, 1978; Morse, 1982; Mitchell et al., 1996).

A composição do plagioclásio é intermediária ( $An_{40-60}$ ). Não é rara a presença de minerais ferromagnesianos, incluindo-se principalmente os piroxênios pobres em cálcio (Emslie, 1975; Wiebe, 1986; Owens & Dymek, 1995).

Além das rochas desta associação, é comum encontrar granitóides da série charnockitóide (mangeritos e charnockitos), e da série alcalina. Uma das questões

importantes diz respeito à relação genética (se há) entre todos os termos encontrados num complexo típico (Emslie et al, 1994; Duchesne & Wilmart, 1997; Frost et al, 1996; Frost et al., 1999; Markl et al, 1998).

Na tabela (Quadro 2.1) são apresentadas informações sobre alguns exemplos deste tipo.

**Os Anortositos em Intrusões Máficas Acamadadas** representam o tipo com a mais ampla distribuição no tempo, desde o Arqueano até o Terciário. Nestes tipos de complexos há um volume substancial de rochas ultramáficas que juntamente com o acamamento, a granulação média-grossa (< 1cm) nos anortositos e as concentrações metalogenéticas de platinóides os distinguem dos demais tipos.

**Os Anortositos de ambientes oceânicos** são encontrados em testemunhos de bacias oceânicas e em complexos ofiolíticos.

**Os Anortositos** podem aparecer **como enclaves** numa grande variedade de outras rochas ígneas, e podem representar uma acumulação de plagioclásio de um mesmo magma (enclaves cognatos) ou fragmentos de rocha anortosítica mais antiga (xenólitos). As rochas hospedeiras variam em composição de basaltos (onde muitas vezes os anortositos são autólitos em basaltos de ilhas oceânicas, de arcos de ilhas e continentais), a granitos (frequentemente como xenólitos em suítes graníticas associadas a anortositos). Suas dimensões variam de alguns centímetros a poucos metros.

**Os Anortositos Extraterrestres** são classificados por Ashwal (1993) como anortositos primordiais e são caracterizados por plagioclásio muito cálcico ( $An_{94-99}$ ). A maioria dos anortositos lunares ocorre como fragmentos em brechas produzidas por intenso bombardeamento de meteoritos e exibe uma enorme quantidade de feições relacionadas ao metamorfismo de impacto.

**Quadro 2.1 – Algumas das principais ocorrências de anortositos do tipo maciço no mundo e parte de suas características. Fontes: Ashwal (1993); Yu & Morse (1993); Ashwal & Twist (1994).**

LOCALIDADE DO COMPLEXO	ÁREA	IDADE (M.A)/MÉTODO	FÁCIES METAMÓRFICO
Lac-Saint-Jean-Canadá	17.000 Km <sup>2</sup>	1.156 (U-Pb/badeleyita)	Granulito
Nain - Canadá	7.000 Km <sup>2</sup>	1.328 (Ar-Ar/anfibolito)	Não Metamórfico
Harp Lake - Canadá	10.000 Km <sup>2</sup>	1.460 (U-Pb/Zircão)	Não Metamórfico
Morim - Canadá	2.500 Km <sup>2</sup>	1.160 (U-Pb/zircão de granitos associados)	Granulito
Adirondacks-NY-EUA	3.000 Km <sup>2</sup>	1.288 (Sm-Nd/RT) - 1.130 (U-Pb/badeleiíta e U-Pb/Zircão de granitos)	Granulito
Ilhas Lofoten-Noruega	-	1803 ± 112 (Rb-Sr – rochas mangeríticas)	Granulito
Rogaland - Noruega	65 km <sup>2</sup>	930 (U-Pb/zircão de granitos associados) 1500±300 (Pb-Pb/RT)	Granulito
Kolvitsa (Península de Kola)	260 Km <sup>2</sup>	2.260 (U-Pb/zircão)	Granulito
Damiao - China	80 km <sup>2</sup>	1.700 (Sm-Nd/RT)	Xisto Verde
Upangwa-Tanzânia	5000 Km <sup>2</sup>	-	Granulito
Kuneme-Angola/Namíbia	15.000 Km <sup>2</sup>	>1200 (Rb-Sr/RT) 2.098 (K-Ar/plag)	Xisto Verde

---

## 2.5 Anortositos no Brasil

Poucas são as descrições de anortositos no Brasil, além do mais as encontradas são predominantemente incompletas com uma carência muito grande de dados de cunho petrológico/geoquímico/geocronológico e até metalogenético.

No quadro 2.2 estão resumidas algumas das características das ocorrências de anortositos no Brasil descritas na literatura.

Os denominados Anortositos Capivarita-RS (Projeto Radam Brasil – Folha Porto Alegre, Formoso & Pintaude., 1978; Formoso et al., 1980; Schenato & Formoso, 1993) e Passira-Pernambuco (Farina et al, 1981; Da Silva Filho & Guimarães, 1981) são os que possuem mais dados petrográficos/geoquímicos, entretanto não há uma suficiência de dados isotópicos/petroológicos a níveis de datação e interpretações petrogenéticas.

Os demais, como os anortositos do Rio Piau-Bahia (Cruz et al., 1989), Sill do Rio Jacaré-Bahia (Gomes, 1991; Brito, 1997), Barro Alto-Goiás (Berbert et al.,1981), Fazenda Brasileiro-Bahia (Marimon et al, 1988) e Niquelândia-Goiás (Ferreira F<sup>o</sup> et al., 1994) possuem descrições sumárias dos anortositos quase sempre subordinadas a pesquisa de rochas máficas e ultramáficas portadoras de mineralizações.

São interpretados como maciços os anortositos descritos nos Complexos Passira-Pernambuco (Farina et al, 1981; Accioly et al, 1996, 1997), Capivarita-Rio Grande do Sul (Formoso et al. 1978), Ciriquirei-Amazonas (Dreher et al, 1976) e Lagoa da Vaca-Bahia (Paixão et al.,1995).

Associações gabróicas acamadadas são descritas em outros complexos máficos metalogenéticos como o Complexo Cana Brava-Niquelândia -Goiás (Correia et al., 1997), Floresta -Pernambuco (Beurlen, 1988), Sill do Jacaré-Bahia (Brito, 1997), Barro Alto – Tocantins (Berbert et al.,1981).

Os metanortositos descritos em Barro Vermelho-Custódia-Pernambuco são descritos como enclaves em ortognaisses tonalíticos, cuja idade obtida através do método U-Pb em zircão é de  $2,4 \pm 18$  Ma (Melo, 1998).

**Quadro 2.2 –Anortositos descritos no Brasil e algumas de suas características.**

LOCALIDADE	IDADE G.A.	GRAU METAM.	FORMA	ULTRA-MÁFICA	TIPO DE ANORT.	REFERÊNCIAS
<b>Ciriquiqui/Cráton Amazônico – AM</b>	1,8-1,9	Granulito	AMCG		Maciço	Dreher et al, 1976.
<b>Rio Repartimento - RR</b>	Pré-Camb	-	-	-	-	Freitas et al.,1988
<b>Passira - PE</b>	-	Anfibolito	Batólito	Ocorrências Fe-Ti	Maciço	Farina et al. ,1981; Da Silva Filho & Guimarães, 1981;
<b>Floresta-PE</b>	-	Granulito	-	Óxidos de Fe,Ti, V	-	Beurlen, 1988; Santos, 1995.
<b>Barro Vermelho – Custódia - PE</b>	> 2,4 – (inferências)	Granulito	Enclaves	Óxidos de Fe,Ti, V	Enclaves	Melo, 1998.
<b>Sill do Rio Jararé- Complexo Contendas-BA</b>	Arqueano	Anfibolito		Cromititos/piroxe-nitos	Acamadado	Gomes, 1991; Brito, 1997
<b>Fazenda Brasileiro -BA</b>	-	Anfibolito		-	Acamadado (?)	Marion et al, 1988.
<b>Lagoa da Vaca – Cráton de Serrinha-BA</b>	-	Granulito	Batólito	-	Maciço (?)	Paixão et al, 1995.
<b>Rio Piau – Bahia</b>	Pré-Camb	-	Batólito	Assoc. gabro-anort.	Acamadado	Cruz et al. ,1989.
<b>Barro Alto - GO</b>	0.6-0.3 (K-Ar-rt)	Granulito	Acamadados	Ocorrências Ni, PGE, Cr,V// cromititos	Acamadados	Berbert et al., 1981.
<b>Santa Bárbara - GO</b>	Proterozóico			Magnetititos presentes	Bandado/maciço	Silva & Aripilino , 1994.
<b>Serra Do Aleixo- GO</b>	-	Granulito	Assoc. AMCG	-	Maciço	Perosa et al. ,1986.
<b>Niquelândia - GO</b>	1.5 (U-Pb Zr)	Granulito	Acamadados	Ni,PGE	Acamadados Cromititos	Ferreira F <sup>o</sup> et al, 1994.
<b>Complexo Granulítico Santa Maria do Chico- Escudo Rio Grandense</b>	-	Granulito	-	-	-	Nardi et al , 1979.
<b>Capivarita – RS</b>	1.1 a 1.7 (inferências)	Anfibolito	Batólito	presentes	Maciço	Formoso et al. ,1978; Schenato & Formoso, 1993; Formoso & Pintaude, 1976; Formoso & Nardo, 1980; , dentre outros

Anortositos associados a rochas graníticas de natureza anorogênica são descritos nos Complexos Ciriquiqui-Amazonas (Dreher et al., 1976), Serra do Aleixo-Goiás (Perosa et al., 1986) e Passira-Pernambuco (Accioly et al., 1997).

O despertar dos anortositos já está rendendo frutos na região com a descrição de corpos de grandes extensões, como o metanortosito de Boqueirão-Pernambuco ( Edilton Santos, comunicação oral).

## 3 - GEOLOGIA DA ÁREA MAPEADA

### 3.1 – Introdução e Esboço Geológico

O Complexo Metanortosítico de Passira (CMAP) localiza-se numa área limitada pelas zonas de cisalhamento Paudalho e Limoeiro, que são ramificações do Lineamento Pernambuco.

O batólito principal é constituído predominantemente por metanortositos, acompanhado por outras litologias subordinadas. Encaixa-se dentro do Complexo Gnáissico Migmatítico (Barbosa, 1990; Rocha, 1990), que é composto por ortognaisses tonalíticos migmatitizados.

Na zona de contato do CMAP com as rochas encaixantes encontra-se um enxame de diques de composição diorítica.

Ortognaisses graníticos (“*sensu lato*”) aparecem associados ao CMAP, especialmente na sua extremidade NE, e suas características petrográficas e geoquímicas gerais é um dos pontos abordados neste trabalho.

Na extremidade sudeste, o CMAP encontra-se em contato tectônico com uma associação metavulcano-sedimentar, correlacionável ao Complexo Vertentes (Medeiros, 1999), que hospeda granitóides neoproterozóicos. Em parte desta borda, há contato tectônico direto entre o CMAP e estes granitóides. Neste capítulo, além dos aspectos geológicos gerais, descreve-se também a petrografia de parte da sequência metavulcano-sedimentar encontrada na área mapeada, dos granitóides gnáissicos indiferenciados e do Granitóide Tamboatá, que representam alvos secundários do presente trabalho

No quadro 3.1 apresenta-se a coluna litoestratigráfica simplificada proposta para a área mapeada.

<b>COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA SIMPLIFICADA PARA A ÁREA MAPEADA</b>	
<b>Neoproterozóico</b>	Granitóide Tamboatá ( <b>N<math>\alpha</math></b> ) Granitóides Indiferenciados ( <b>N<math>\beta</math></b> )
<b>Mesoproterozóico Tardio</b>	Complexo Vertentes ( <b>M<math>\nu</math></b> )
<b>Paleoproterozóico Tardio</b>	Ortognaisses Graníticos ( <b>P<math>\gamma</math></b> ) CMAP: Metadioritos (Complexo de diques) ( <b>P<math>\delta</math></b> ) Metanortosito Pegmatóide ( <b>P<math>\lambda_3</math></b> ) - Metapiroxênio-anortosito ( <b>P<math>\lambda_2</math></b> ) - Metagabro-anortosito ( <b>P<math>\lambda_1</math></b> ) - Metagabro ( <b>P<math>\beta_1</math></b> ) - Metaultramáficas/Piroxenitos ( <b>P<math>\eta</math></b> )
<b>Paleoproterozóico Médio</b>	Ortognaisses Granodioríticos/tonalíticos migmatitizados ( <b>Pgm</b> )

### **3.2 - Complexo Gnáissico-Migmatítico (Pgm)**

As rochas encaixantes do CMAP são, na área mapeada, ortognaisses tonalíticos migmatíticos predominantemente estromáticos, localmente cisalhados com paleossomas meladioríticos/melatonalíticos que quando alterados são bem similares aos metadioritos do CMAP. Estes ortognaisses correspondem aqueles descritos como pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico (Barbosa, 1990; Rocha, 1990). Uma exposição típica destas rochas é ilustrada na Prancha 3.1, fotos 1 e 2 (Afloramento AC -61 – ver tabela de afloramentos em anexo) nas vizinhanças de Limoeiro.

As larguras das bandas félsicas dos ortognaisses migmatíticos variam desde milimétricas a centimétricas, raramente métricas (como no Afloramento AC-48). Estas bandas têm composições ora granítica a granodiorítica, ora tonalítica no caso das bandas métricas. As bandas máficas-intermediárias apresentam estruturas de *pinch and swell* (Prancha 3.1, foto 1) que passam, localmente, para *boudins*.



Foto 1

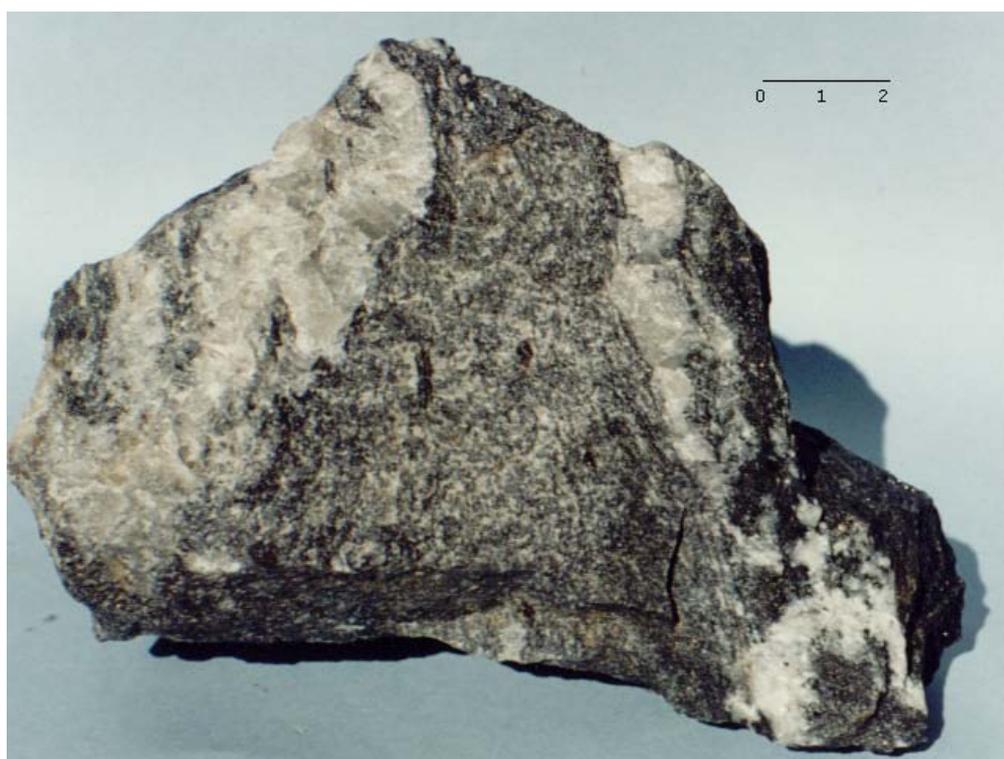


Foto 2

Prancha 3.1 - Foto 1 – Ortognaisses Tonalíticos-Migmatíticos encaixantes do CMAP.  
Foto 2 – Amostra do Ortogneisse Tonalítico Encaixante (a escala representa 2 centímetros) – Afloramento AC-61- Limoeiro-PE.

Em alguns afloramentos observa-se a presença de três foliações superimpostas: (1) um bandamento composicional / metamórfico, migmatítico, que é truncado por (2) uma foliação sub-horizontal (produto da deformação principal, na área do CMAP, –  $S_p = 12/75^\circ$  Az), que por sua vez é truncada localmente, por (3) uma foliação de cisalhamento ( $S_{p+1} = 50^\circ$  Az – subvertical), de direções associadas às zonas de cisalhamentos regionais.

---

### **3.3 - O Complexo Metanortosítico de Passira – CMAP**

O litotipo dominante no CMAP é o metanortosito maciço de granulação média a pegmatóide, e secundariamente metagabros-anortositos que são tipos transicionais entre os metanortositos foliados e metanoritos, além de metagabros.

Os metanortositos foliados são aqueles que apresentam um bandamento composto por faixas constituídas de plagioclásio, alternadas com faixas essencialmente máficas, destacando a foliação principal “Sp” de direção N-S, subhorizontal, nesta rocha (Prancha 3.2 - Foto 1).

São observados na área metaleucogabros, metagabronoritos, melagabros e rochas ultramáficas com óxidos de Fe-Ti.

De um modo geral, os contatos entre metagabros e metanortositos são bruscos. Frequentemente há intercalações entre os metagabros e metanortositos em escalas que variam desde centimétrica a métrica. Além disso, são observados enclaves de metanortosito em metagabro (Prancha 3.2, foto 2) e do metagabro em metanortosito. Todas essas relações sugerem que os dois magmas (anortosítico e gabróico) ou suspensões, coexistiram e solidificaram juntos numa relação de *commingling*.

Há uma série de diques de composição diorítica, deformados, orientados, que aparecem como intercalações nos metanortositos ou encaixados nos ortognaisses tonalíticos do embasamento.

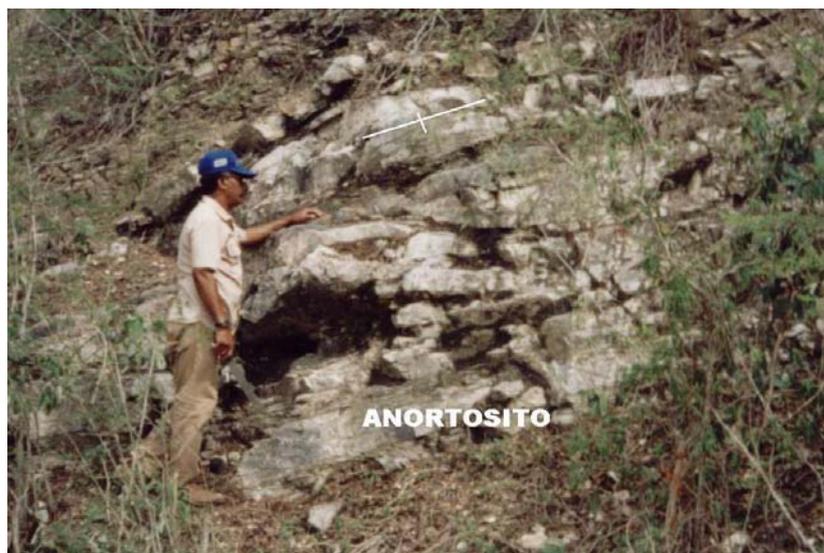


Foto 1



Foto 2



Foto 3

Prancha 3.2 – Foto 1 – Metanortositos foliados (Afloramento AC-26); Foto 2 – contato metagabro/metanortosito com enclaves do metanortosito no metagabro; Foto 3 - metadioritos encaixados em ortognaisses migmatíticos.

Em alguns afloramentos como no AC-3, AC-29 e AC-63 os diques de composição diorítica são distinguidos mesoscopicamente das bandas máficas dos ortognaisses encaixantes (Prancha 3.2 – Foto 3). No item 3.8 estes diques encontram-se descritos mais detalhadamente.

As direções dos diques tomadas são predominantemente NE-SW – ENE-WSW.

Todas as rochas do CMAP apresentam a mesma foliação principal de baixo ângulo ( $Sp= 22^\circ / 95^\circ$  Az - deformação principal na área), e localmente mostram uma foliação de alto ângulo (posterior), provavelmente relacionada a zonas de cisalhamentos, associadas ao Lineamento Pernambuco, de direções predominantemente NE-SW.

---

### 3.4 Série de Ortognaisses Graníticos ( $P_g$ )

Intercalados no interior do corpo metanortosítico, nas suas bordas, e nas áreas limítrofes entre os metanortositos/metagabros e a rocha encaixante, aparecem diversos corpos, de dimensões métricas a unidades quilométricas, de composição granítica “*sensu lato*”, deformados.

Os ortognaisses graníticos constituem as porções morfológicamente mais elevadas em relação aos demais tipos litológicos da área mapeada. Apresentam-se geralmente formando serras e secundariamente compondo “sheets” de cerca de 10 metros de largura, os quais não podem ser representados cartograficamente na escala utilizada neste trabalho. O “trend” geral das formas apresentadas na figura 3.1 é NE-SW, variando para N-S. (Figura 3.1).

Desta associação fazem parte os *plutons* de Passira, Bengala, Sipiá e Candiais. A petrografia destas rochas encontra-se detalhada no capítulo 4.

Suas relações de campo não são bem identificadas, pois os contatos entre as rochas félsicas e máficas não são observados.

Todos encontram-se espacialmente associados com os metanortositos e metagabros do CMAP e apresentam orientações minerais que correspondem a duas fases de deformação, uma de baixo ângulo, penetrativa, outra posterior, subvertical, localmente bem desenvolvida. As direções destas orientações são, portanto, idênticas às encontradas no CMAP.

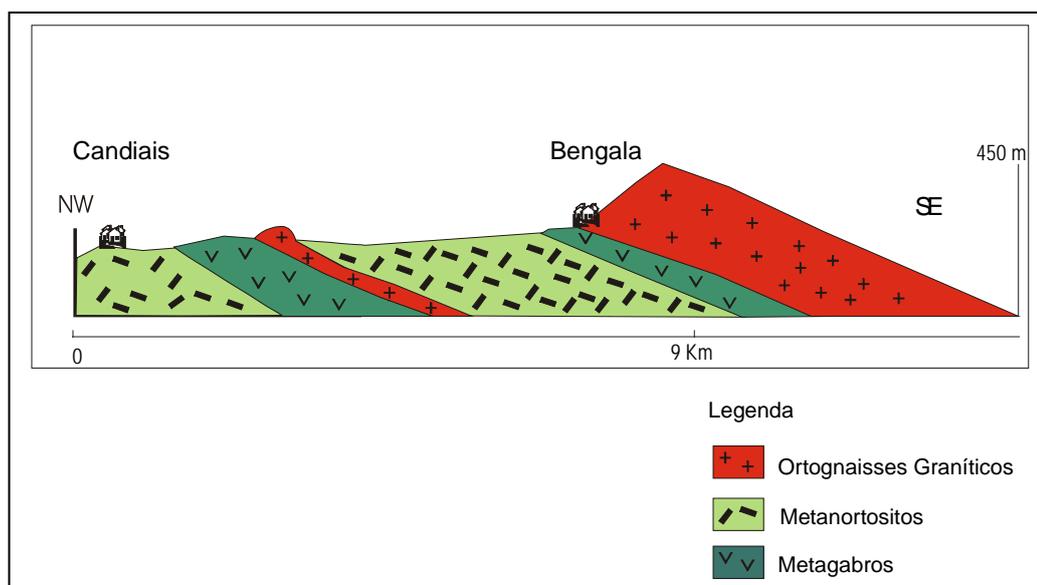


Figura 3.1 – Perfil Geológico Esquemático Candiais-Bengala/Passira-PE.

### **3.5 Complexo Vertentes ( Mv)**

Na área estudada, foram identificadas rochas metapelíticas (biotita-xistos com sillimanita) intercaladas com anfibolitos. Devido ao intemperismo na região, os xistos aparecem de forma arrasada, e apenas localmente ocorrem como pequenos barrancos nas estradas, tornando difícil a coleta para análises petrográficas e litogeoquímicas.

Em geral variam de moscovita-biotita-xistos a biotita-xistos com granada e sillimanita. Aham-se associados a rochas anfibolíticas, onde o anfibólio identificado

é hornblenda actinolítica, com características ópticas distintas dos anfibólios constituintes das rochas metamáficas do CMAP.

Os xistos observados neste contexto possuem granulação média (1-4mm), textura lepidogranoblástica a lepidoblástica e associação mineral correlacionada ao fácies anfibolito alto. A associação mineral dos metassedimentos é representada por: quartzo + biotita + granada  $\pm$  sillimanita  $\pm$  moscovita (meta-estável)  $\pm$  apatita + opacos. As rochas anfibolíticas associadas são constituídas por hornblenda actinolítica  $\pm$  plagioclásio  $\pm$  epidoto  $\pm$  quartzo  $\pm$  apatita + opacos, e apresentam uma granulação fina (<1mm) e textura nematoblástica. Localmente foram observadas bombas vulcânicas de mesma composição (Santos, comunicação oral), sugerindo que os níveis de anfibolitos concordantes devam ser derrames de basaltos. A foliação destas rochas é desenhada pela orientação de biotitas que apresentam pleocroísmo típico de sistemas de alta temperatura (Lima et al., 1992) marrom esverdeado a marrom avermelhado.

Em trabalhos anteriores as rochas metassedimentares observadas na área do CMAP foram denominadas de Complexo Surubim (Santos & Brito Neves, 1984; Barbosa, 1990; Rocha, 1990).

Santos & Medeiros (1999) definiram o Complexo Vertentes como sendo uma seqüência metavulcano-sedimentar, diferente do Complexo Surubim que é essencialmente metassedimentar. As rochas metapelíticas e metavulcânicas em contato tectônico com o Complexo Gnáissico-Migmatítico encaixante do CMAP são similares aquelas descritas para o Complexo Vertentes.

---

### **3.6 - Granitóides Gnáissicos Indiferenciados (N $\beta$ ) e Granitóide Tamboatá (N $\alpha$ )**

Encaixados no Complexo Vertentes ocorrem **granitóides gnáissicos indiferenciados** descritos como de idade Neoproterozóica em trabalhos anteriores (Barbosa, 1990; Rocha, 1990), porém deformados e dobrados associados a zonas transtrativas brasileiras. Tratam-se de rochas de coloração rósea e estrutura orientada bandada. A granulação é média a fina com grãos menores que 4mm. O

bandamento também é verificado microscopicamente, onde observa-se a alternância de faixas mais quartzo-feldspáticas e bandas mais máficas (mais ricas em anfibólio e biotita).

Microscopicamente, a rocha exibe uma textura granolepidoblástica principal, blasto poiquilítica secundária, inequigranular, composta essencialmente por K-feldspato, quartzo e plagioclásio numa proporção modal granodiorítica, além de biotita, moscovita, granada, anfibólio (hornblenda), zircão, opacos, sericita e epidoto. A rocha apresenta-se deformada com extinção ondulante nas suas fases minerais principais. A orientação é desenhada pelo alinhamento de plaquetas de biotita e moscovita.

O Plagioclásio e o quartzo ocorrem como cristais anedrais de granulação fina apresentando extinção ondulante e bandas de deformação. Também acham-se alongados segundo à orientação preferencial da rocha. A biotita é a fase mineral acessória mais abundante, com cerca de 10%, e freqüentemente associa-se a moscovita. A moscovita é proporcionalmente secundária em relação a biotita. A biotita apresenta um pleocroísmo que vai do bege ao marrom avermelhado muito escuro e apresenta algumas inclusões de zircão. A clorita aparece associada a biotita como finas plaquetas evidenciando a alteração desta fase mineral.

As demais fases minerais acessórias são: granada (poucos grãos de granulação fina dispersos na seção); opacos como cristais alongados anedrais dispersos na seção; sericita associada ao feldspato com granulação muito fina como fase secundária e epidoto como cristais de granulação muito fina associados a biotita e plagioclásio. Estes gnaisses são principalmente moscovita – biotita - gnaisses de composição granítica a granodiorítica com granada.

A foliação principal da rocha (bandamento) é de baixo ângulo com direção NE-SW, dobrada, com rara re-orientação de biotita e/ou moscovita cortando a orientação principal.

O **Granitóide Tamboatá** apresenta-se como uma rocha de coloração rósea esverdeada, estrutura orientada com foliação desenhada por anfibólio e rara biotita. A granulação varia de fina a média com grãos menores que 4mm. É constituído essencialmente por K-feldspato + quartzo e secundariamente por plagioclásio. Apresenta-se bandado com concentrações K-feldspáticas que se alternam com faixas mais enriquecidas em piroxênio do tipo aegirina. O anfibólio fortemente azulado do tipo riebeckita aparece associado ao piroxênio (Prancha 3.3 – Foto 1).

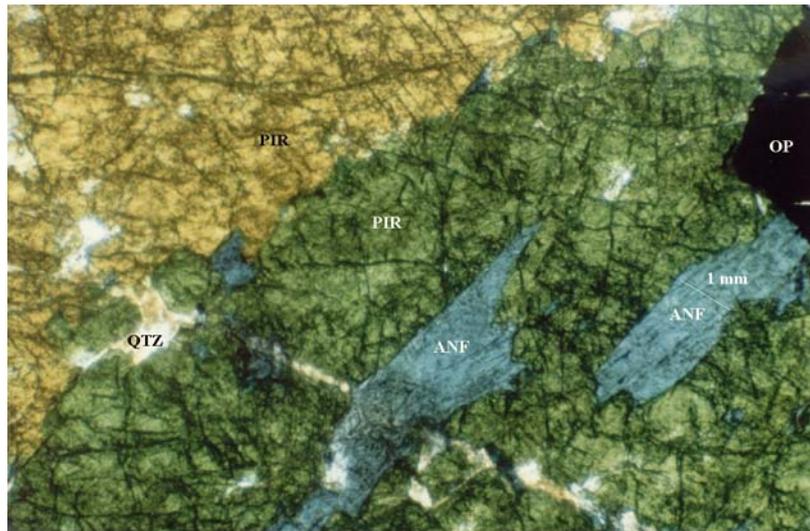


Foto 1

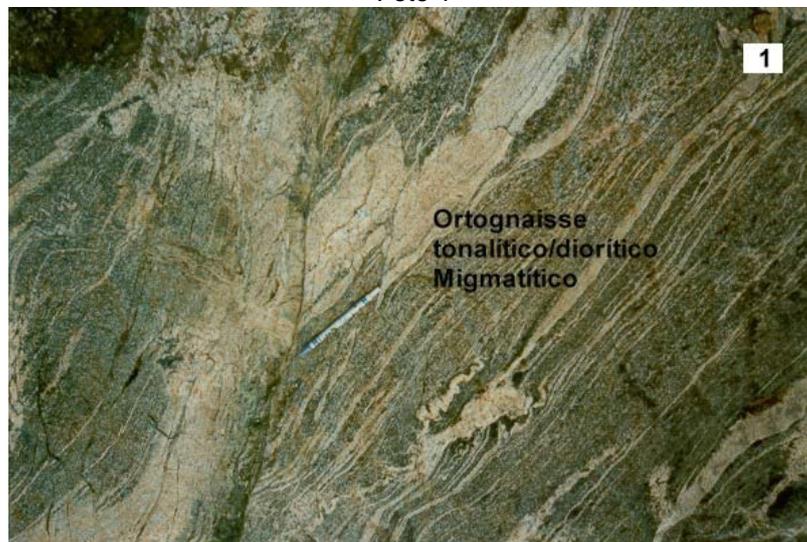


Foto 2



Foto 3

Prancha 3.3 – Foto 1 – Riebeckita-aegirina-quartzo sienito deformado de Tamboatá. N//.Obj. 6,3X; Foto 2 – Bandamento Migmatítico nos ortogneisses encaixantes (Foliação - Sp-1); Foto 3 – Foliação sub-horizontal em metagabros e metanortositos na área do CMAP (Foliação principal – Sp).

A presença modal destas fases minerais indicam uma forte tendência peralcalina para o granito a quartzo sienito deformado Tamboatá. Outras fases minerais são: titanita, zircão, biotita e minerais opacos.

A foliação principal da rocha associa-se as zonas de cisalhamento Paudalho e Glória de Goitá e apresenta-se dobrada compondo uma antiformal.

### 3.7 – Aspectos Estruturais

Os estudos de deformação resumiram-se a caracterização das foliações superimpostas às rochas encaixantes e às rochas do CMAP.

Nos gnaisses encaixantes são observadas 3 foliações. A primeira associada a migmatitização, sendo esta delineada por um bandamento composicional predominantemente do tipo estromático. A segunda e a terceira são aquelas identificadas também no CMAP.

As associações de fases minerais desenham as três foliações observadas em afloramentos e estão refletidas nas seções delgadas estudadas das rochas encaixantes. A primeira é um bandamento migmatítico (estromático), irregular (**S<sub>p-1</sub>** – **S<sub>1</sub>** - Foto 2-Prancha 3.3), que é truncado por uma foliação principal, na área do CMAP, sub-horizontal (**S<sub>p</sub>** – **S<sub>2</sub>** - Foto 3 – Prancha 3.3). A última é localizada, e consiste de uma foliação de cisalhamento (**S<sub>p+1</sub>** – **S<sub>3</sub>**) que está presente nas zonas afetadas pelos falhamentos que se ramificam do Lineamento Pernambuco. O contato observado entre os xistos do Complexo Vertentes e o Complexo Gnáissico-Migmatítico na área é tectônico, marcado por uma zona de cisalhamento contracional com vergência para noroeste.

Nas fotos 1 e 2 (Prancha 3.4) são mostrados diques de metadioritos discordantes e concordantes com o bandamento migmatítico. A foto 3 (Prancha 3.4) mostra um detalhe do dique máfico que contém enclaves (xenólitos) de *augen* gnaisses constituintes das bandas félsicas dos migmatitos encaixantes. Estes diques máficos possuem características petrográficas meso e microscópicas semelhantes às rochas máficas pertencentes ao CMAP descritas no capítulo a seguir.



Foto1

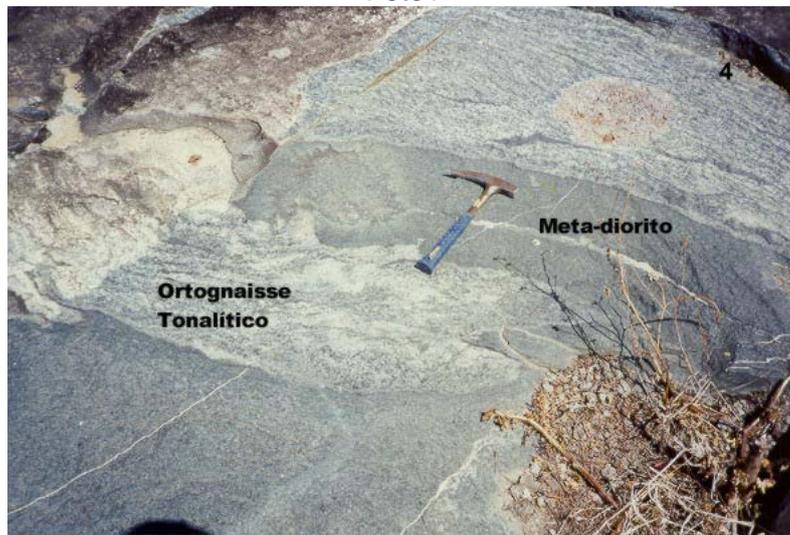


Foto2

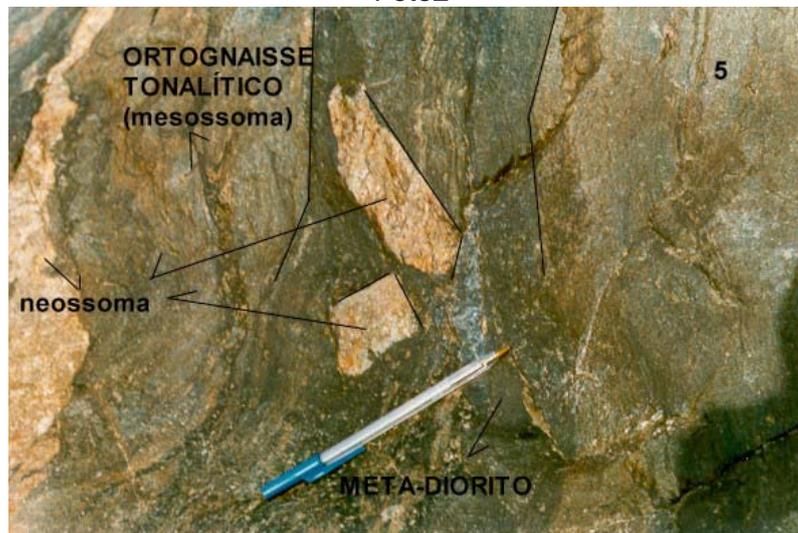


Foto 3

Prancha 3.4 – Foto 1 – Diques de metadioritos encaixados em ortognaisses Tonalíticos. Afloramento AC-29. Foto 2 – Diques de metadioritos com orientação paralela a foliação principal na rocha encaixante (Foliação principal de baixo ângulo)- Afloramento AC-63. Foto 3 – Diques de metadioritos com enclaves da rocha encaixante. Afloramento AC-88.

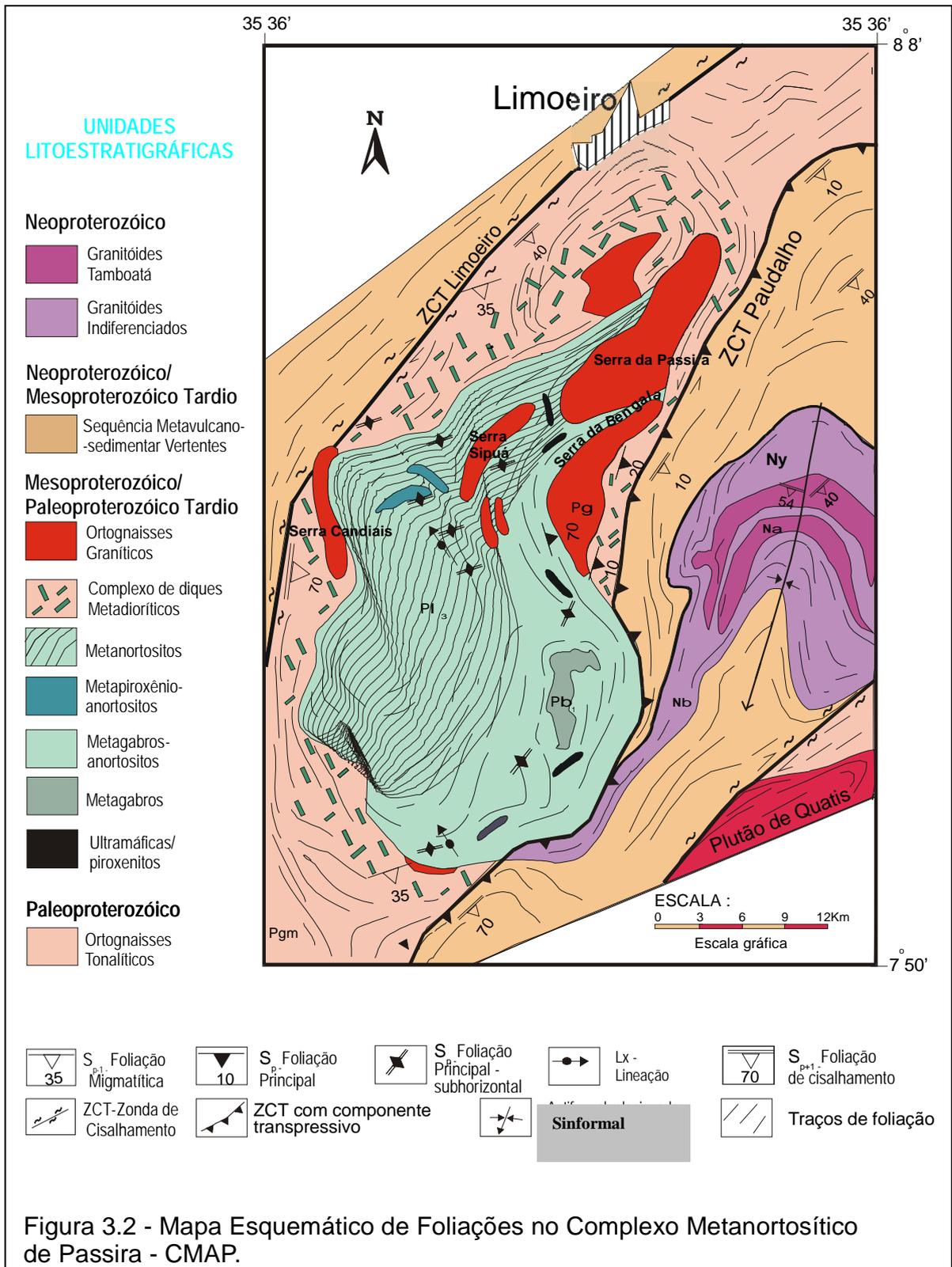
Tanto os ortognaisses migmatíticos quanto os diques neles encaixados encontram-se afetados por uma deformação que gera uma foliação de baixo ângulo de direção N-S com lineação de *rake* forte com um caimento de 46°, com indicadores cinemáticos apontando vergência noroeste.

Nos metagabros e metanortositos duas deformações foram identificadas: uma representada por uma foliação anterior sub-horizontal (**S<sub>p</sub>**) com trends ENE-WSW de vergência noroeste, e uma segunda, oblíqua a primeira, vertical a sub-vertical desenhada preferencialmente por biotita e/ou clorita orientadas preferencialmente NE-SW. Esta última foliação é localizada e é coincidente com a direção dos megacisalhamentos Paudalho, a leste do CMAP, e Limoeiro, a oeste do CMAP, que são ramificações do Lineamento Pernambuco (E-W), a sul do CMAP.

A foliação principal (**S<sub>p</sub>**) nas rochas do CMAP é desenhada por anfibólios, evidenciando uma textura nematoblástica, ao passo que a foliação oblíqua NE-SW, sub-vertical, é desenhada por porfiroclastos de biotita oblíquos ao alongamento principal dos anfibólios.

Na área de abrangência da associação máfica do CMAP, são identificados três tipos de situação:

- 1. Os diques de metadioritos são posteriores a migmatização do complexo encaixante.
- 2. No Domínio da fácies anortosítica pegmatóide e em certas porções gabróicas internas ao CMAP, não são observadas foliações verticalizadas, nem orientação microscópica relacionada aos cisalhamentos. Às vezes nem a presença da biotita é verificada, observa-se apenas uma foliação sub-horizontal considerada como a principal na área do CMAP, sugerindo que a biotita nas rochas metabásicas é uma fase mineral associada aos cisalhamentos, e que estes cisalhamentos apenas afetam zonas localizadas na área estudada.
- 3. Nas faixas próximas aos cisalhamentos Limoeiro e Paudalho todas as rochas encontram-se afetadas pela deformação de componente transcorrente com foliação desenhada por biotita ± clorita, com re-orientação de anfibólios. Locais mais afetados apresentam injeções de veios de quartzo e diques graníticos gnaissificados. (Figura 3.2).



---

### **3. 8 – O Problema dos Metadioritos**

Um problema específico surgiu quanto a identificação da filiação das rochas metadioríticas encontradas na área mapeada.

Além de suas ocorrências como melanossomas dentro do Complexo Gnáissico-Migmatítico e metadioritos associados ao CMAP, são conhecidos diques de composição diorítica, deformados, associados a granitos brasileiros na região vizinha de Timbaúba (I.P.Guimarães, comunicação oral).

Levando-se em conta o metamorfismo de médio a alto grau, combinado com às deformações que afetaram, intensivamente, o CMAP e suas rochas encaixantes, e ainda a deformação tardia associada às zonas de cisalhamento, torna difícil a interpretação das relações geológicas entre os metadioritos presentes nestas zonas.

Quando os diques encaixam-se discordantemente ao bandamento gnáissico-migmatítico, a distinção entre eles e os paleossomas/mesossomas é óbvia (Prancha 3.2 – Foto 3). Quando não é possível estabelecer as relações em campo, o exame petrográfico, em parte, auxilia nas definições. A natureza petrográfica de parte dos diques (metadioritos) e a análise comparativa com complexos anortosíticos similares, descritos na literatura mundial, sugere que este tipo litológico está relacionado ao CMAP.

Todavia, a distinção entre parte dos diques associados ao CMAP e possíveis diques neoproterozóicos, quando ambos são milonitizados, precisa de outras confirmações.

A possibilidade de haver exemplos das três gerações de metadioritos, por exemplo na extremidade NE do CMAP (afloramentos AC-39 e AC-40), é confirmada através do exame petrográfico e da datação (ver capítulo 6).

## **4 - FÁCIES PETROGRÁFICAS DO CMAP, ENCAIXANTES E ROCHAS ASSOCIADAS**

### **4.1 - Introdução**

As classificações de rochas se baseiam nas composições mineralógicas e químicas destas. Na classificação de rochas de natureza ígnea, a coexistência de anfibólios, piroxênios e minerais do grupo do espinélio, (todos máficos) é freqüente em certos tipos de rocha, ao passo que em outros tipos predominam os minerais félsicos quartzo e feldspato. A divisão entre estes tipos pode ser feita com base na proporção de máficos.

Uma classificação que se baseia em proporções de fases minerais, exige que se possa identificar os minerais presentes e estimar suas proporções. Embora relativamente fácil para rochas plutônicas félsicas, quando estas rochas encontram-se metamorizadas e/ou com fina granulação torna-se mais complexo.

Na área do CMAP constatou-se que a extensão da recristalização metamórfica, e conseqüentemente, do grau inferido de obliteração das fases minerais primárias, constitui um problema adicional, contribuindo para a variabilidade petrográfica. Optou-se por descrever as rochas, com base nas classificações para rochas ígneas (do protólito metamórfico) utilizando-se o prefixo “meta”.

A classificação microscópica utilizada para as amostras estudadas do CMAP também levou em consideração o índice de cor, já que estas são muito similares em composição. A IUGS (Streckeisen, 1976) recomenda que quando a rocha contém entre 65 a 90% de minerais máficos (**micas + anfibólios + piroxênios + olivina + opacos e outras fases máficas**) que se associam predominantemente a plagioclásio cálcico, esta associação constitui o clã das rochas máficas, do qual pertence os vários tipos de gabros {eucrito (plg-An>80%); norito (plg + opx); gabronorito ( plg + ortopiroxênios); troctolito (plg + olivina)}. Sial & McReath (1984) sugerem a não inclusão de moscovita, allanita, zircão e epidoto de alteração como fases minerais máficas. A IUGS (Streckeisen, 1976) determina que não devam ser consideradas as

proporções de moscovita + apatita no cálculo do índice de cor. A presente tese segue essa recomendação.

Quando o teor de máficos é maior que 90%, é necessário usar-se as classificações especiais para rochas ultramáficas.

Em síntese, nas rochas máficas predomina o plagioclásio cálcico, podendo estar presentes as fases: olivina, piroxênios e anfibólios, e nas rochas ultramáficas estas três últimas fases minerais citadas são os constituintes principais.

A seguir, com base nesta classificação petrográfica mesoscópica e microscópica e utilizando os conceitos de Streckeisen (1976) e Winkler (1977), estão apresentados os resultados do exame de mais de 100 lâminas delgadas de amostras das rochas encaixantes, do CMAP e dos ortognaisses graníticos associados.

---

#### **4.2- Gnaisses encaixantes**

O Complexo Gnáissico-Migmatítico na área estudada do CMAP aparece como ortognaisses tonalíticos a granodioríticos migmatitizados e cisalhados. Porém predomina um gnaisse máfico bandado, com faixas alternadas mais e menos máficas (com variação no índice de cor (IC) de 50 a 65%) e félsicas (IC < 25%) intensamente migmatitizadas.

Os trabalhos de petrografia das rochas encaixantes do CMAP concentraram-se nas bandas máficas dos ortognaisses tonalíticos, já que estas em campo são muito semelhantes as metamáficas do CMAP. (Prancha 4.1 – Fotos 1 e 2).

As bandas máficas dos gnaisses encaixantes são constituídas por anfibólio e plagioclásio, e se diferenciam microscopicamente das rochas metamáficas do CMAP pela quantidade de quartzo presente nos metagabros/metadioritos que compõem o CMAP.



Foto 1



Foto 2

Prancha 4.1 – Foto 1 - Ortognaisse tonalítico bandado, encaixante do CMAP. Alternância de bandas leucotonalíticas a granodioríticas e anfibolíticas.  
Foto2 – Ortognaisse tonalítico cortado por diques de composição metadiorítica do CMAP. A escala representa 2cm.

A fácies predominante nos gnaisses encaixantes é a máfica (banda máfica – paleossoma/mesosoma), que é composta essencialmente pela seguinte associação:

**Plagioclásio + quartzo ± piroxênio + anfibólio ± titanita + óxidos de Fe-Ti  
+ biotita ± clorita ± epidoto ± carbonato.**

Mesoscopicamente, as bandas máficas possuem coloração cinza escura, e apresentam granulação fina (< 1mm-Amostra AF-02B), por vezes com cristais de granulação de 1-3mm de anfibólios com bordos cloritizados (Amostra AC-39C). Estes cristais estão envolvidos por um “mix” de matriz fina (<1mm) plagioclásica penetrada por veios quartzozos (1-3mm), feição esta observada principalmente nas áreas próximas às zonas de cisalhamento Limoeiro e Paudalho (Amostras AF-3 e AC-71).

As bandas máficas apresentam textura nematoblástica desenhada por anfibólios (hornblenda) envolvidos por uma matriz composta essencialmente por plagioclásio, minerais opacos e quartzo. Por vezes encontram-se relacionadas a cisalhamentos que imprimem nestas rochas indicadores cinemáticos como porfiroclastos de biotita e feições texturais indicadoras de retrometamorfismo, tais como penetração de veios essencialmente quartzozos que não refletem a composição original da rocha, além de alterações do plagioclásio gerando carbonatos + mica branca + epidoto, e da presença de bandas milimétricas intensamente epidotizadas. (Quadro 4.1).

Os cristais de anfibólios são envolvidos por uma matriz composta essencialmente por plagioclásio, que foi deformado e recristalizado durante o metamorfismo.

O anfibólio presente é hornblenda verde a verde muito escuro, com biotita geralmente oblíqua a esta fase mineral. O zircão e a titanita estão associados aos máficos, enquanto o epidoto, carbonato e mica branca estão associadas às reações de desestabilização das fases minerais plagioclásio e anfibólio.

A segunda fácies observada é a félsica, leucocrática, com composição quartzo-diorítica a granodiorítica/leucotonalítica. Além do sistema residual K-feldspato (microclina) + plagioclásio + quartzo, as bandas granodioríticas apresentam como minerais acessórios: biotita + anfibólio ± apatita ± titanita ± zircão. A granulação é predominantemente média e a textura principal é granoblástica.

Já as bandas félsicas de composição leucotonalítica, exibem granulação fina a média (0.5-4mm) e são compostas essencialmente por plagioclásio e quartzo com a biotita e o anfibólio como fases minerais subordinadas perfazendo cerca de 10%. Outras fases minerais presentes são opacos, titanita e epidoto (Amostra AC-48). Sericita, epidoto, carbonato e clorita são fases minerais secundárias associadas ao plagioclásio.

Quadro 4.1- Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica, para as rochas encaixantes do CMAP.

Fases minerais	Período de cristalização/recristalização		
	$S_1/S_{p-1}$	$S_2/S_p$	$S_3/S_{p+1}$
Plagioclásio	-----		
quartzo	-----		
K-feldspato	-----		
Anfibólio	-----		
Biotita	-----		
opacos	-----		
Titanita	-----		
epidoto	-----?		-----
apatita	-----?		-----
zircão	-----?		-----
clorita			-----

### 4.3 - CMAP

O CMAP é constituído predominantemente por metanortositos, metagabros e metadioritos cujas fácies são separadas de acordo com algumas propriedades principais, tais como:

- (1) Relações geométricas (granulação, estrutura e textura);
- (2) Composições mineralógicas (proporções modais, índice de cor, coloração);
- (3).Natureza dos minerais máficos;
- (4) Composição do Plagioclásio.

Como acontece nas definições de classificação, ao estabelecer os limites de cada classe surgem os casos transicionais.

#### **4.3.1 Metadioritos**

Do ponto de vista geométrico há duas fácies principais: o metadiorito cisalhado e o anfibólio-gnaiss-diorítico. A primeira possui granulação fina, textura granonematoclástica, estrutura orientada com direção definida por cristais de biotita e anfibólio e alto índice de cor (> 70%).

Esta primeira fácies é restrita às áreas mais afetadas pelas zonas de cisalhamento Paudalho e Limoeiro. Possui como importantes fases minerais acessórias: a allanita, o epidoto e a escapolita (exclusiva desta fácies).

A composição litológica é heterogênea, compostas por várias fácies, ora mais ricas em quartzo (até 25% modal), que pode ser produto da diferenciação metamórfica, ora mais rica em minerais ferromagnesianos.

A segunda fácies constitui-se de anfibólio-gnaisses dioríticos, melanocráticos, com textura nematoblástica principal.

Nas duas fácies principais observa-se uma recristalização oblíqua e seqüencial de biotita indicando uma foliação posterior paralela à direção das zonas de cisalhamento.

Estruturas bandadas também são observadas nas duas fácies principais. O bandamento é constituído por uma alternância de camadas milimétricas de anfibólio + biotita + epidoto com plagioclásio + carbonato + escapolita na primeira fácies, e anfibólio + allanita + titanita alternada com plagioclásio na segunda. (Fotos 2, 3 – Pranchas 4.2 ).

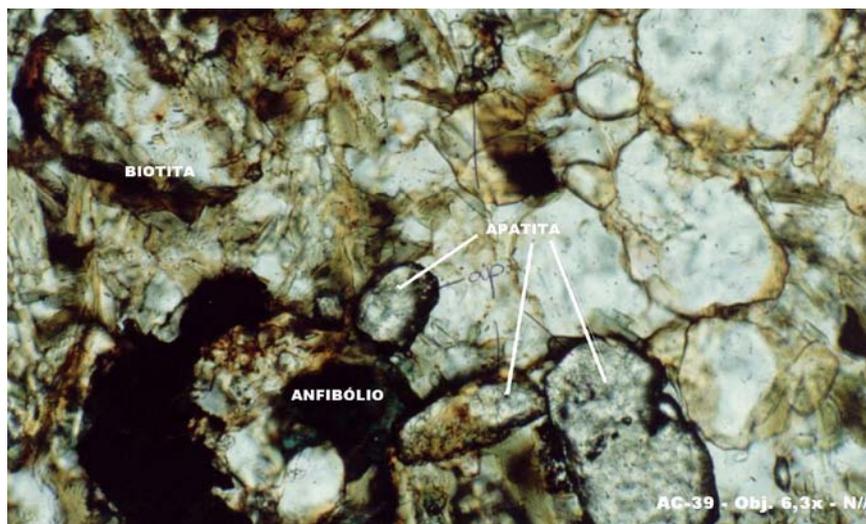


Foto 1



Foto 2

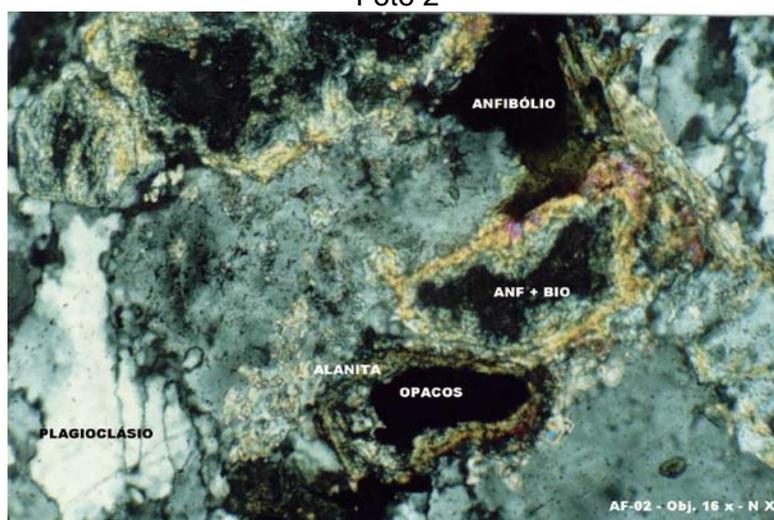


Foto 3

Prancha 4.2 – Foto1 – Apatita-metadioritos. Foto 2 – Fases minerais acessórias dos metadioritos: anfibólios, allanita e opacos. Foto 3 – Mesma seção anterior - nicóis cruzados.

Outra fácies relativamente pouco abundante no complexo, destaca-se pela presença acentuada de apatita ( $\approx 5\%$  modal, detectada pelo método de catodoluminescência), que embora em bem menor proporção, assemelha-se às rochas descritas na literatura como nelsonitos (Philpotts, 1967; Kolker, 1982), relacionadas aos anortositos do tipo maciço. Apesar da importância destas rochas em complexos anortosíticos, no CMAP não constituem parte volumetricamente importante. (Foto 1 – Prancha 4.2).

De uma maneira geral, são fases comuns o anfibólio (hornblenda) e o plagioclásio do tipo oligoclásio-andesina.

O plagioclásio apresenta forte recuperação e recristalização. Outras fases minerais acessórias são: zircão, magnetita, ilmenita, e sulfetos. Piroxênios são muito raros; foram identificados na análise mineralógica de grãos resultantes da trituração dos metadioritos, a uma fração menor que 200 meshes.

O anfibólio (hornblenda) apresenta-se como cristais anedrais alongados segundo a direção da foliação principal. Apresenta pleocroísmo verde a verde muito escuro. Alguns exibem os bordos corroídos com pleocroísmo distinto do anfibólio predominante, ou seja um pleocroísmo verde azulado (azul petróleo) a verde muito escuro.

Em alguns diques observa-se a presença de dois tipos de anfibólios: hornblenda com pleocroísmo verde a verde escuro e pargasita com pleocroísmo marrom claro a marrom avermelhado. A relação entre os dois anfibólios não é clara, pois não foram observados em contato.

Dentre as fases acessórias, zircão, magnetita e ilmenita, constituem cristais eudrais a subeudrais, enquanto que titanita, epidoto, allanita, calcita e escapolita aparecem como cristais subeudrais a anedrais.

Além de veios de quartzo e epidoto, observa-se também a presença de uma fase mineral típica de percolação de fluidos ligadas a deformação por cisalhamentos, como a escapolita.

As relações petrográficas das fases minerais encontram-se delineadas no quadro esquemático 4.2.

Quadro 4.2- Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica, para os metadioritos do CMAP.

Fases minerais	Período de cristalização/recristalização		
	S <sub>1</sub> /S <sub>p-1</sub>	S <sub>2</sub> /S <sub>p</sub>	S <sub>3</sub> /S <sub>p+1</sub>
Plagioclásio	-----		
Anfibólio <sub>1</sub>	-----		
opacos	-----		
Anfibólio <sub>2</sub>	-----		
Biotita	-----		
quartzo	-----		
allanita	-----		
Titanita	-----		
epidoto	-----		
escapolita	-----		
calcita	-----		
apatita	-----		
zircão	-----		

#### 4.3.2 Metagabros

Os metagabros apresentam uma estrutura geral orientada, desenhada por *augens* de piroxênios/anfibólios envolvidos por uma matriz composta essencialmente por plagioclásio. O índice de cor varia de 80 a 85%. Texturas do tipo subofítica algumas vezes são preservadas.

Os metagabros distinguem-se pela constituição mineralógica das fases minerais acessórias.

Dentre as principais fácies dos metagabros destacam-se os granada-metagabros, que ocorrem sob a forma de bolsões geralmente associados ao metagabro-anortosito e aos flogopita-metagabros anfibolitizados, não mapeáveis na escala de trabalho como corpos individualizados.

Os granada-metagabros são compostos essencialmente por piroxênio (augita), anfibólios (do tipo hornblenda), plagioclásio, granadas rosadas e minerais opacos (incluindo rutilos, ilmenita e sulfetos). Intercrescimentos entre granada/anfibólios são observados. Geralmente observa-se anfibólios e opacos

formando *coronas* ao redor de granadas que constituem uma textura simplectítica típica de rochas resultantes da desestabilização de paragêneses de alta P/T de metamorfismo. (Foto 2-Prancha 4.3). Para os metagabros foram descritas 3 associações:

- (a) Associação primária pré-metamórfica: plagioclásio + piroxênio.
- (b) Associação mineral com neofases e recristalização metamórfica estável a altas condições de pressão e temperatura: intercrescimento de granada + anfibólio + opacos e;
- (c) desestabilização do piroxênio com neoformação de anfibólios, intercrescidos com opacos e recristalização de plagioclásio compondo as *coronas* ao redor da granada.

Nos flogopita-metagabros anfibolitizados a flogopita desenha uma foliação oblíqua a foliação principal dada pela orientação nematoblástica dos anfibólios. Esta rocha foi coletada e orientada no afloramento AC-81, e os estudos microscópicos revelaram que a flogopita orienta-se segundo a direção das zonas de cisalhamento de alto ângulo (N50E) que cortam a foliação principal da rocha com direção N85E.

De uma maneira geral, os metagabros mesoscopicamente possuem coloração cinza-esverdeada, e apresentam pequenos (em torno de 1-4mm) nódulos marrons compostos por agregados de piroxênio/anfibólios  $\pm$  granadas. Estes nódulos estão envolvidos por uma matriz fina (<1mm) a média (1-3mm) de cor cinza.

Os metagabros, microscopicamente, apresentam uma textura nematogranoblástica principal, com cristais microblasto-porfiríticos de piroxênio, parcialmente e/ou inteiramente substituídos por anfibólios.

Os metagabros possuem como minerais principais, plagioclásio  $\pm$  piroxênio + anfibólio (hornblenda, em proporções variadas)  $\pm$  granada  $\pm$  biotita (que aparece sempre com proporções subordinadas a clorita quando estas duas fases estão juntas)  $\pm$  titanita + opacos  $\pm$  quartzo (porém raros)  $\pm$  epidoto  $\pm$  carbonato.

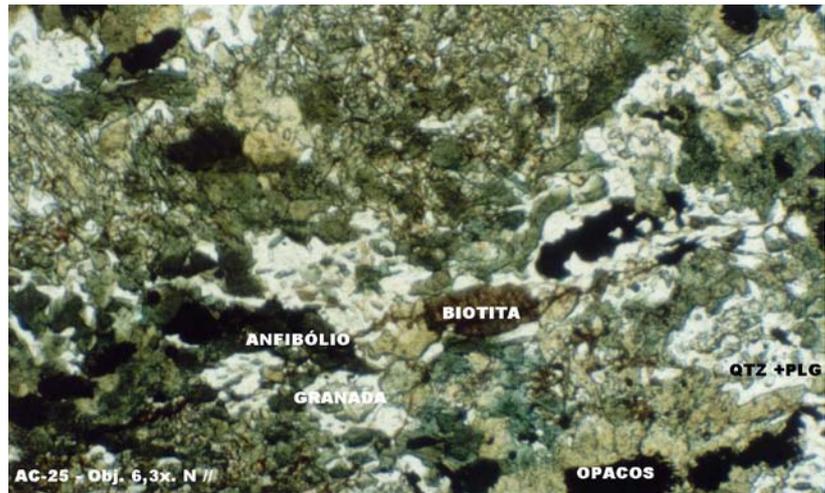


Foto 1



Foto 2

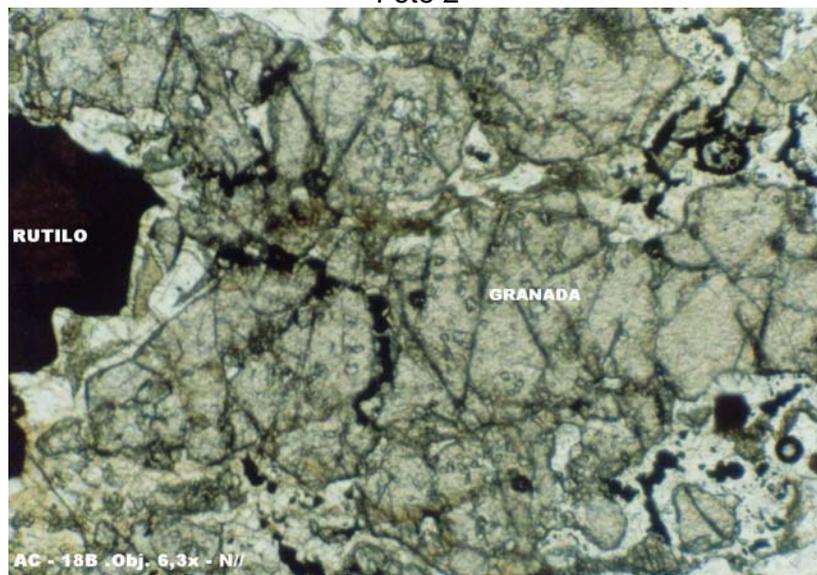


Foto 3

Prancha 4.3 – Foto 1 – Metagabros anfibolitizados; Foto 2 – Granada-metagabros com simplectitas anfibólio+plagioclásio; Foto 3 - Granada-metagabros. Associação granada+rutilo+anfibólios

O plagioclásio é uma importante fase mineral nestas rochas, que foi recristalizado durante o metamorfismo e/ou manteve sua feição original (reliquiar). Esta fase mineral apresenta freqüentemente a geminação que lhe é peculiar, contudo algumas vezes essa geminação não é bem definida ou até mesmo forma cunhas devido à deformação na rocha.

Williams et al (1982) descreve que a forma euedral ou mesmo subeudral com faces preservadas indica uma origem ígnea para uma fase mineral, pois é difícil, por exemplo, o plagioclásio como uma fase desenvolvida durante o metamorfismo apresentar tal forma já que trata-se de uma das últimas fases minerais na série cristaloblástica. Este é o caso de alguns cristais reliquiares de plagioclásio observado em algumas seções delgadas de rochas deste grupo.

A titanita aparece geralmente como cristais subeudrais a anedrais, ao passo que os minerais opacos ocorrem como cristais freqüentemente euédricos, e ambos apresentam granulação fina.

A biotita, quando presente, possui um pleocroísmo marrom claro a marrom escuro amarelado, com baixo ângulo de extinção ( $<5^{\circ}$ ) e cor característica da flogopita. Em algumas seções (AC-32, AC-81B) a flogopita ocorre como porfiroblastos ( $< 2\text{mm}$ ) cortando a foliação principal desenhada por cristais alongados de anfibólio e plagioclásio ( $< 1\text{mm}$ ).

Outros minerais como epidoto, carbonato e opacos são comuns. O epidoto aparece nestas rochas em proporções variadas e sempre faz associação com as fases minerais anfibólio  $\pm$  biotita  $\pm$  clorita  $\pm$  opacos.

As fácies ultramáficas (IC $>90\%$ ) provavelmente portadoras das ocorrências de Fe-Ti associam-se a este tipo litológico.

O carbonato é uma fase secundária provavelmente originada a partir da alteração do plagioclásio.

A associação de fases minerais nos metagabros está representada no quadro 4.3.

Quadro 4.3- Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica, para os metagabros do CMAP.

Fases minerais	Período de cristalização/recristalização		
	S <sub>1</sub> /S <sub>p-1</sub>	S <sub>2</sub> /S <sub>p</sub>	S <sub>3</sub> /S <sub>p+1</sub>
Piroxênio	-----	meta-estável-----	meta-estável--
Plagioclásio	-----	meta-estável-----	meta-estável--
Anfibólio	-----		
Granada		-----	meta-estável---
opacos	-----		
Biotita (flogopita)		-----	
quartzo		-----	
Titanita		-----	
Epidoto			-----
Carbonato			-----
Clorita			-----

#### 4.3.3 Metanortositos

As fácies dos metanortositos foram separadas levando em consideração a granulação da rocha e a estrutura, já que há pequena variação mineralógica. Dentre as fácies petrográficas dos metanortositos destacam-se o metanortosito pegmatóide, o metapiroxênio-anortosito e o metanortosito foliado (tipo transicional entre o metagabro e o metanortosito, mapeado como metagabro-anortosito).

A estrutura geral é orientada e desenhada por *augens* de piroxênios/anfibólios envolvidos por uma matriz composta essencialmente por plagioclásio, nos metapiroxênio-anortositos e metagabros-anortositos. Os metanortositos de granulação média, a nível microscópico são adcumulatos. (Fotos 1,2, 3 – Prancha 4.4). Tanto os metadioritos e metagabros, quanto os metanortositos também apresentam nas proximidades das zonas de cisalhamento uma granulação fina (< 1mm), com cristais de plagioclásio cominuídos e recristalizados, durante esse processo de deformação.

A fácies “metanortosito pegmatóide” é a dominante na área e é a que apresenta o mais baixo índice de cor (IC<1%). Esta fácies foi assim denominada porque os cristais de plagioclásio constituintes são de granulação muito grossa (da

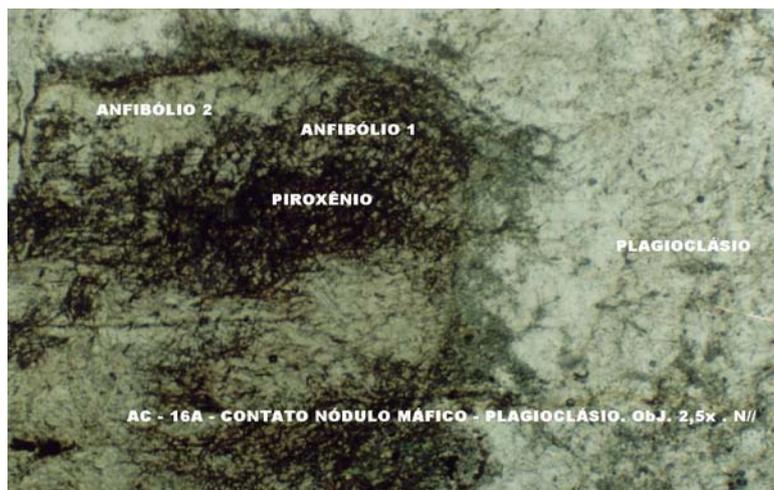


Foto 1

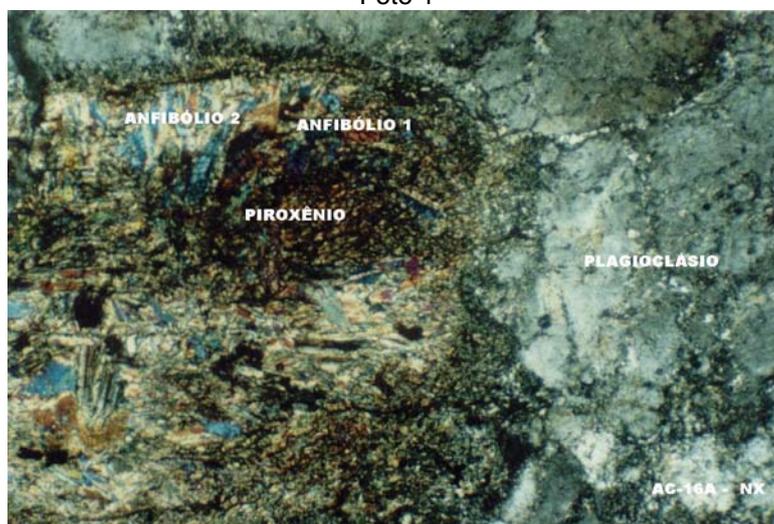


Foto 2

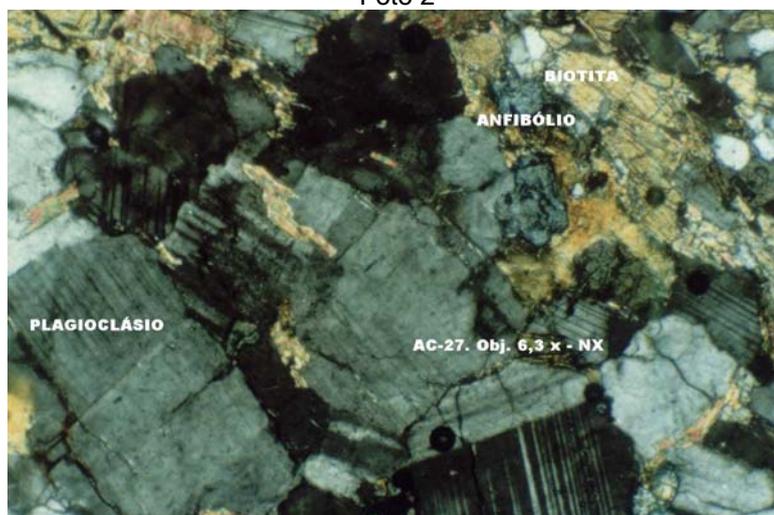


Foto 3

Prancha 4.4 – Foto 1- Metapiroxênio-anortositos. Nódulos máficos encaixados na massa anortosítica, nicóis paralelos. Foto 2 – Mesma seção anterior - Nicóis cruzados. Foto 3 – Metanortosito apresentando textura adcumulática.

ordem de 2-5 centímetros). A fácies metanortosítica pegmatóide é de difícil coleta para análise pois além da grossa granulação, em alguns afloramentos acha-se extremamente alterada.

É composta quase que exclusivamente por plagioclásio, que quando determinado pelo método de Michel Levy (Kerr, 1965), é do tipo andesina. Os minerais acessórios, quando observados, são epidoto, mica branca rosada, opacos (ilmenita determinada em lupa binocular) e zircão. Nesta fácies foi possível selecionar o zircão para análise isotópica, que intercresce com óxidos de Fe-Ti, feição observada na lupa binocular após concentração destas fases minerais.

Cristais de apatita, mica branca rosada (margarita(?)) que tem indicativos metamórficos), opacos e titanita foram observados em seções delgadas produzidas em um único cristal de plagioclásio.

Uma fácies em especial foi mapeada como metapiroxênio-anortositos e interpretada como a fácies anortosítica intercúmulus. A granulação dos metapiroxênio-anortositos varia de média a grossa, às vezes pegmatóide.

Os metapiroxênio-anortositos apresentam agregados máficos (piroxeníticos) vermiformes dentro da encaixante anortosítica. Os agregados máficos são compostos por anfibólios (cummingtonita), piroxênio (enstatita), magnetita, ilmenita, biotita, clorita e epidoto. A parte félsica restringe-se ao plagioclásio do tipo andesina com algumas fases labradoríticas. Acredita-se ser esta a fácies que representa a interface da relação de acumulação de plagioclásio num magma de composição basáltica (conforme sugerem as interpretações de Ashwal, 1993; Emslie, 1975; Olson, 1992). (Prancha 4.4 - Fotos 1 e 2)

Nos metapiroxênio-anortositos são encontrados cristais de piroxênio de até 8 cm de comprimento. São metanortositos com mega-cristais de piroxênio. Estes piroxênios foram analisados quimicamente para elementos maiores e traços, e são grandes indicadores dos efeitos metamórficos neste corpo. Estruturas em pente constituídas por biotita, também são observadas.

A fácies metanortosito foliado é transicional entre o grupo dos metanortositos e metagabros, pois ora apresenta um índice de cor < 10% ora modalmente incluem-se no clã dos gabros (plagioclásio modal <90%). São finamente bandados, com alternância heterogênea de bandas mais ricas em clinopiroxênio ± ortopiroxênio + anfibólio e titanita e bandas félsicas quase monominerálicas de plagioclásio. Nesta fácies nota-se que os óxidos de ferro (minerais opacos) presentes sempre mantêm

uma auréola constituída por titanita + anfibólio. Esta mesma auréola envolve ilmenitas dentro da porção félsica da fácies intercúmulus (metapiroxênio-anortosito). (Foto 3, Prancha 4.5)

O anfibólio e biotitas responsáveis pelas discretas foliações nesta rocha constituem as fases minerais acessórias juntamente com a titanita e óxidos de Fe-Ti que perfazem cerca de 2% da distribuição modal desta. (Fotos 1,2 – Prancha 4.5 ).

De uma maneira geral, microscopicamente, as rochas meta-anortosíticas apresentam uma textura adcumulática, com cristais de plagioclásio exibindo algumas porções recristalizadas e formando sub-grãos durante o metamorfismo principal. O plagioclásio, por vezes, apresenta-se como antipertita em filmes e lamelas, variavelmente orientadas. A zona de contato entre o domínio plagioclásico e os agregados máficos é bem marcada por uma zona anfibolítica com tendência a cristalizar às expensas de piroxênio.

Os metanortositos estudados na área do CMAP, com base nas porcentagens modais de plagioclásio e piroxênios são do tipo anortosito/gabros-noritos conforme o diagrama da figura 4.1.

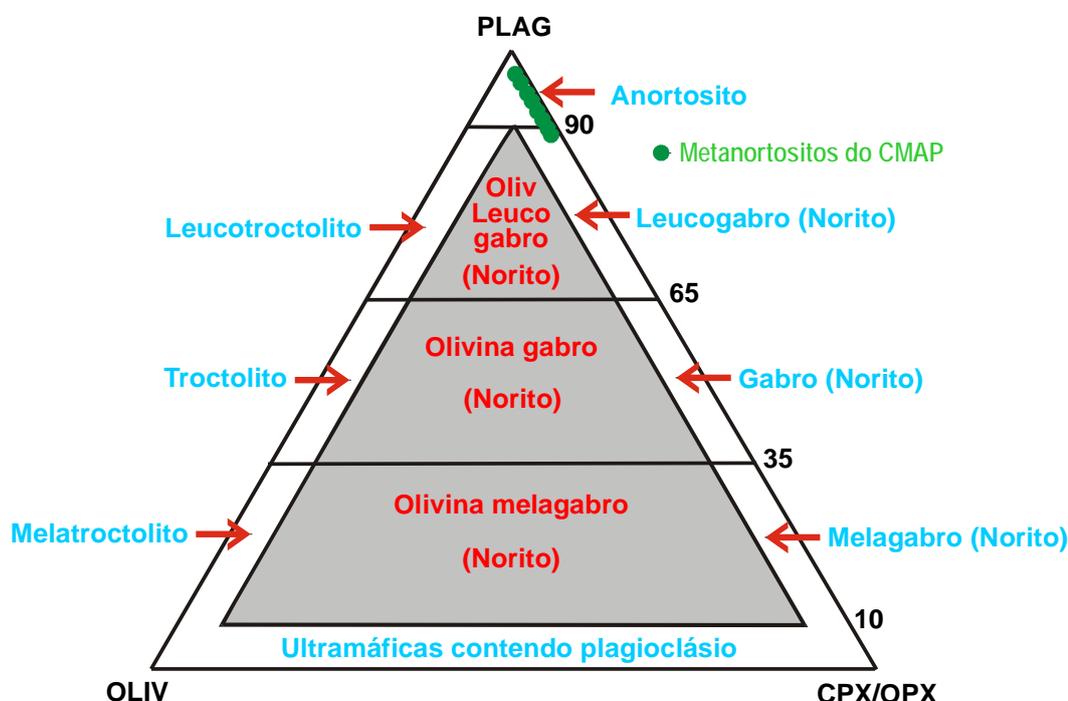


Figura 4.1 – Representações dos metanortositos do CMAP em diagrama classificatório.

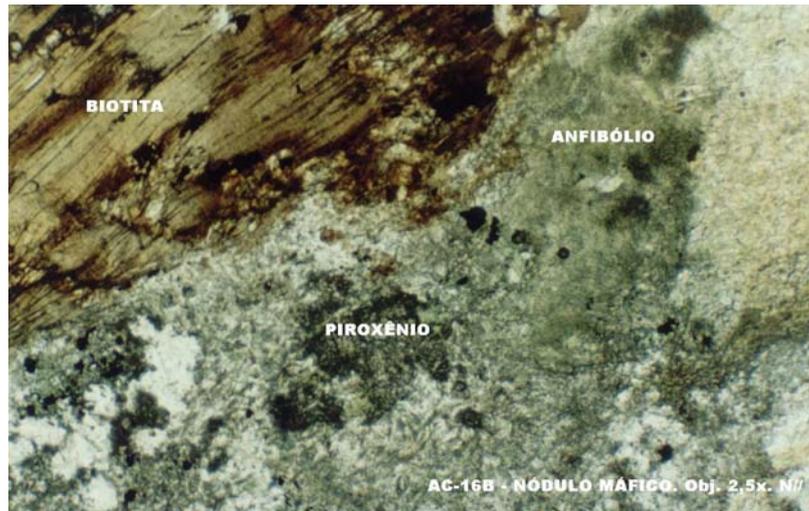


Foto 1

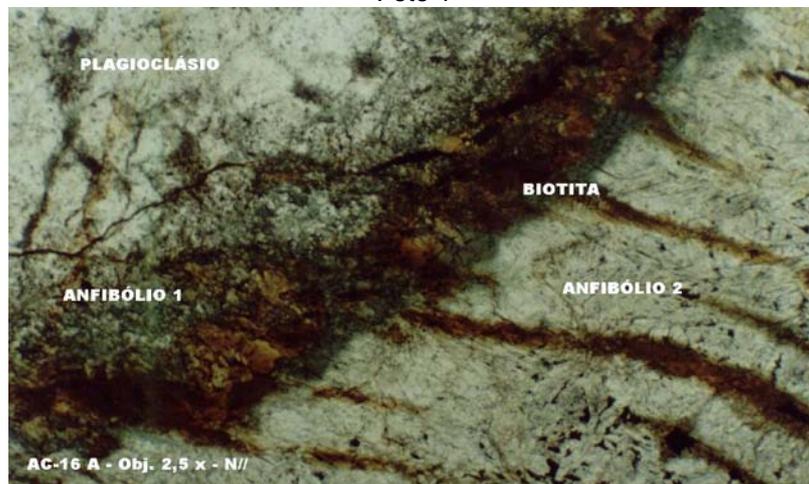


Foto 2

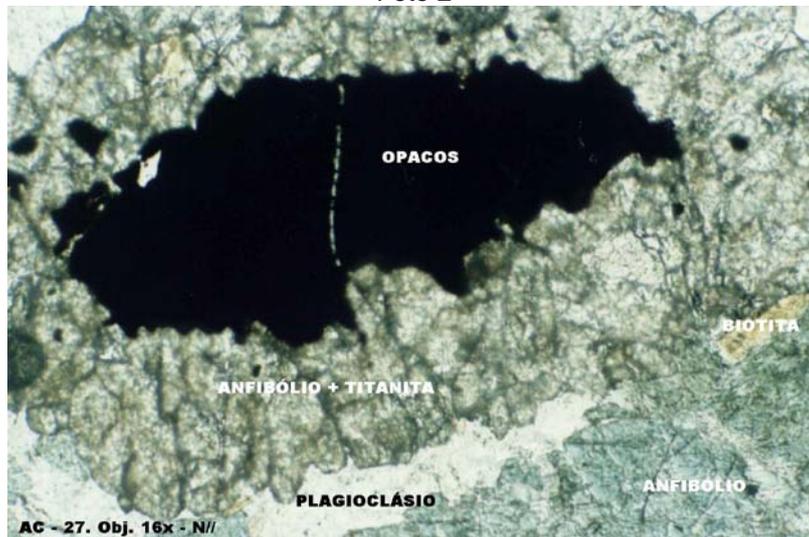


Foto 3

Prancha 4.5 – Foto 1 – Metanortosito com bordas de piroxênio corroídas por anfibólio. Biotitas oblíquas. Foto 2 – Foliação desenhada por plaquetas de biotita no Metanortosito. Foto 3 – Opacos envolvidos por anfibólio e titanita.

A associação principal da rocha é plagioclásio (andesina-labradorita) + piroxênio  $\pm$  opacos pretos.

As fases minerais anfibólio (hornblenda e cummingtonita)  $\pm$  biotita (flogopita) estão freqüentemente relacionadas e orientadas segundo a direção da foliação principal. Em algumas seções estas fases minerais formam finas bandas nematolepidoblásticas que se alternam com espessas bandas plagioclásticas, as quais contêm os cristais achatados e alongados segundo a direção da foliação principal.

Outros constituintes mineralógicos das rochas metanortosíticas são minerais opacos, zircão, titanita, epidoto, carbonato e mica branca.

Na seção delgada AC-27, a titanita ocorre como cristais anedrais, com granulação muito fina formando agregados, fraturados, ao redor de minerais opacos (ilmenitas).

Os metanortositos apresentam uma associação de fases minerais primárias as quais algumas vezes recristalizaram ou foram substituídas por novas fases minerais que se desenvolveram durante o metamorfismo e são estáveis sob as condições de pressão e temperatura a que estiveram submetidas. As fases minerais que petrograficamente possuem um caráter secundário relacionadas ao metamorfismo são anfibólios (hornblenda, com pleocroísmo verde a verde oliva  $\pm$  cummingtonita), flogopita e titanita. O carbonato está relacionado a reações de alteração do plagioclásio, assim como a sericita e o epidoto.

A associação encontra-se sinteticamente descrita no quadro 4.4.

#### **4.3.4 Meta-Ultramáficas**

Estas rochas aparecem como lentes/bolsões nas zonas de falhas/zonas de cisalhamento e/ou como intercalações associadas ao metapiroxênio-anortositos, metagabros e granada-metagabros. Os tipos encontrados são piroxeníticos, com mineralogia essencial composta por piroxênios e anfibólios e apresentando altas concentrações modais de óxidos de ferro e titânio. Estes últimos são, por vezes encontrados como mega-cristais de até 5 cm de diâmetro médio sendo

caracterizados através de lupa binocular como ilmeno-rutilos. Estas lentes meta-ultramáficas associam-se as ocorrências de Fe-Ti-V.

Quadro 4.4- Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica, para os metanortositos do CMAP.

Fases minerais	Período de cristalização/recristalização		
	$S_1/S_{p-1}$	$S_2/S_p$	$S_3/S_{p+1}$
Piroxênio	-----	meta-estável-----	meta-estável--
Plagioclásio	-----	meta-estável-----	meta-estável--
Apatita	-----	-----	-----
opacos	-----	-----	-----
Anfibólio <sub>1</sub>		-----	-----
Anfibólio <sub>2</sub>			-----
Biotita (flogopita)			-----
Titanita		-----	-----
Epidoto			-----
Carbonato			-----
Mica branca		-----	-----
Clorita			-----
Sericita			-----

---

#### **4.4 – Série de Ortognaisses Graníticos**

Os ortognaisses graníticos de Bengala, Passira e Candiais são muito semelhantes mesoscopicamente, com algumas diferenças que serão abordadas a seguir. O gnaiss granítico Sipuá apresenta petrografia, litogeoquímica e estruturas distintas dos demais.

#### **4.4.1 Ortognaisse Bengala**

Constitui a Serra de mesmo nome a leste do corpo batolítico metanortosítico - CMAP. Mesoscopicamente observa-se cristais blastos-porfiríticos de K-feldspato, envoltos por uma matriz de composição granítica contendo várias outras fases minerais. Estes gnaisses variam de meta-biotita-álcali-feldspato-granitos a metasiengranitos. São principalmente de composição granítica. Apresentam como fases acessórias anfibólios e biotita. (Fotos, 1,2, 3 – Prancha 4.6)

A textura principal é granoblástica, com biotita e granada como possíveis minerais metamórficos, além das recristalizações das fases minerais essenciais. A granada ocorre como pequenos grãos dispersos na massa monzonítica e/ou como cristais de granulação média (1-4mm) associados com anfibólio + biotita formando agregados envolvidos pela massa feldspática.

Estes agregados quando observados a nível mesoscópico (afloramento AC-33) desenham uma orientação paralela a direção da foliação principal na área NE/SW.

Algumas análises modais foram efetuadas e o plagioclásio (do tipo oligoclásio - método de Michel Levy) varia de 0 - 17%; o K-feldspato de 64 – 76%, enquanto o quartzo, varia de 19 - 24% (recalculados para 100%). A biotita ( $\leq 11\%$ ) e o anfibólio ( $\leq 10\%$ ) são as fases minerais subordinadas mais abundantes.

O K-feldspato apresenta textura do tipo pertita e ocorre fortemente zonado. Nos metagranitos mais deformados, o K-feldspato aparece formando sub-grãos recuperados ou recristalizados. Outras fases minerais são titanita, apatita, allanita, e minerais opacos (magnetita euedral, monazita subeuedral), e ainda epidoto + calcita associados ao plagioclásio como fases minerais secundárias.

Os anfibólios apresentam variações composicionais verificadas na mudança de cor e pleocroísmo, corroborados pelas análises de microsonda eletrônica e iônica.

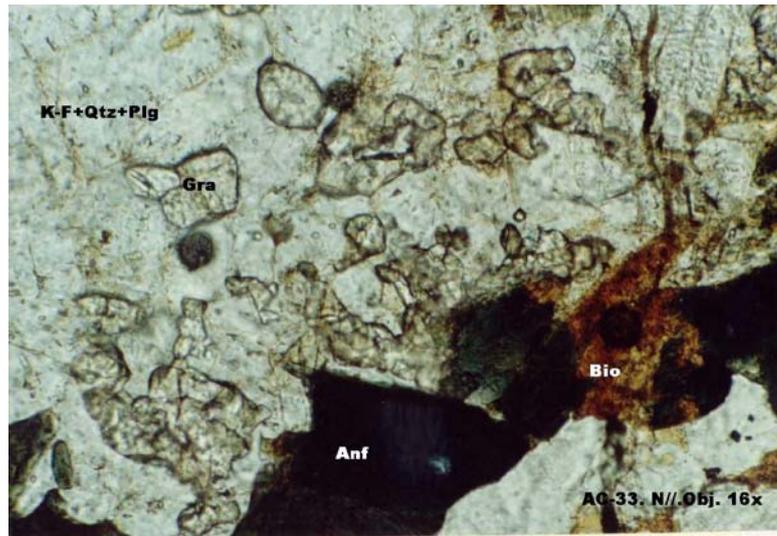


Foto 1

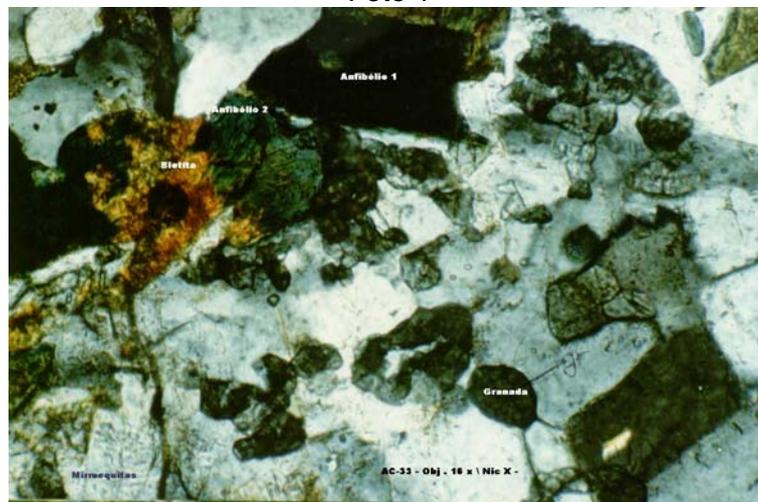


Foto 2

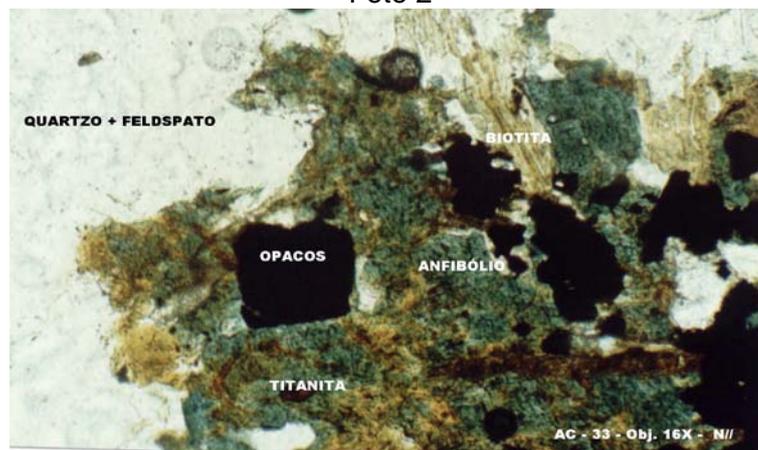


Foto 3

Prancha 4.6 – Fotos 1 e 2 – Seção AC-33-Gra-bio-anfi-gnaiss granítico Bengala, nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Foto 3 – Fases minerais acessórias do ortognaiss granítico Bengala.

Os ortognaisses graníticos apresentam micro-relíquias de composição anortosítica. Estas relíquias são microenclaves com limites não muito nítidos onde observa-se a textura adcumulática típica dos anortositos. Alguns agregados de plagioclásio + granada + anfibólio, também sugerem tratar-se de relíquias do metagabro.

A titanita ocorre como cristais euedrais de aproximadamente 0,5mm dispostos na direção do seu maior alongamento podendo ocorrer envolvida pela matriz.

A biotita encontra-se comumente associada ao anfibólio hornblenda e à titanita. Seu pleocroísmo varia de bege à marrom escuro e apresenta inclusões de minerais opacos. Na seção AC-72 há uma porção onde observa-se biotitas orientadas segundo a foliação de cisalhamento associada a zona de cisalhamento Paudalho.

Uma textura comum é a de embainhamento do quartzo no K-feldspato blasto porfirítico, ou seja todos os seus bordos apresentam-se envolvidos por agregados monominerálicos de quartzo de granulação muito fina.

Esta evidência leva a crer que os K-feldspatos mantiveram contato com a matriz ainda plástica onde houve a reação e depois resfriamento rápido da matriz. Consequentemente conclui-se que os K-feldspatos cristalizaram-se a uma maior profundidade e ainda mantiveram-se no magma para depois ascenderem na crosta.

Ainda ocorre o epidoto de granulação inferior a 1mm, envolvido pela matriz feldspática; a apatita, com granulação também inferior a 1mm inclusa no K-feldspato, a monazita e a magnetita euedrais.

Os ortognaisses graníticos Bengala distinguem-se dos ortognaisses graníticos Passira e Candiais pela sua homogeneidade granulométrica e índice de cor, além de apresentar um fino bandamento diferentemente dos demais.

A associação mineralógica destes gnaisses encontra-se compendiada no quadro 4.5.

Quadro 4.5 - Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica, para os ortognaisses graníticos Bengala .

Fases minerais	Período de cristalização/recristalização		
	$S_1/S_{p-1}$	$S_2/S_p$	$S_3/S_{p+1}$
K-feldspato	-----	-----	-----
Plagioclásio	-----	-----	-----
Quartzo	-----	-----	-----
Anfibólio <sub>1</sub>	-----	-----	-----
Titanita	-----	-----	-----
apatita	-----	-----	-----
Anfibólio <sub>2</sub>	-----	-----	-----
granada	-----	-----	-----
opacos	-----	-----	-----
Biotita	-----	-----	-----
Epidoto	-----	-----	-----
Clorita	-----	-----	-----

#### 4.4.2 Ortogneisse Passira.

Aparece sob a forma de morros alongados acompanhando o “trend” regional aproximadamente NE-SW.

Uma estrutura comum nestas rochas é a presença de bandas que constituem uma alternância de faixas de espessura centimétrica (< 2cm) de composições ora mais enriquecidas em anfibólios e biotitas, ora em quartzo-feldspatos.

Algumas análises modais foram efetuadas (principalmente estimativas visuais) e o plagioclásio (do tipo oligoclásio - método de Michel Levy) varia de 11-12%; o K-feldspato de 60-74% enquanto o quartzo varia de 14-29% (recalculados para 100%). Constitui-se de metasiengranitos a metaquartzo sienitos com índice de cor (IC) até 25%.

Sua composição mineralógica não se restringe ao sistema quartzo-K-feldspato-plagioclásio, tendo anfibólio e piroxênio como fases minerais importantes. Em alguns afloramentos (AC-78, AC-79 e AC-80) observa-se bandas metamórficas bem definidas, com alternância de concentrações minerais máficos e félsicas.

Microscopicamente apresentam uma textura blasto porfirítica principal e nematogranoblástica secundária. Os cristais blastos porfiríticos possuem granulação média (< 4mm) e são constituídos por microclinas e micropertitas envolvidos por uma massa cristalina também orientada composta por quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio.

Na seção AC-77 uma feição do tipo "clouding" é observada, o que leva a crer que o "esforço" adquirido pelo K-feldspato, é liberado quando este desenvolve subgrãos sob a forma de substituição do K-feldspato por sericita.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio, com classificação obtida através do Método de Michel Levy (Kerr, 1965). É subeudral e possui granulação fina (< 1mm). O quartzo aparece como agregados granulares intersticiais tensionados, com bandas de deformação e forte extinção ondulante.

O anfibólio apresenta um pleocroísmo que varia de verde escuro a verde amarronzado. É do tipo hornblenda e representa a fase mineral máfica dominante na rocha (12-15%), principalmente nas rochas muito bandadas.

A granada ocorre como cristais porfiroblásticos ( $\approx$  2-3 mm) envolvidos pela matriz quartzo-feldspática. Encontra-se geralmente associada ao anfibólio do tipo hornblenda, allanita e biotita.

A allanita, ocorre principalmente neste tipo litológico, como seções subeudrais, estimando-se mais de 1% da presença modal desta fase mineral.

A biotita, com pleocroísmo bege a marrom escuro, desenha a foliação na rocha juntamente com o anfibólio. Apresenta inclusões de zircão formando halos pleocróicos.

Outras fases minerais são titanita, apatita, zircão e opacos, as quais ocorrem como cristais anedrais a subeudrais. Como produtos de alteração observa-se epidoto e sericita.

A associação mineralógica encontra-se sintetizada no quadro 4.6.

Quadro 4.6 - Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica, para os ortognaisses Passira .

Fases minerais	Período de cristalização/recristalização		
	$S_1/S_{p-1}$	$S_2/S_p$	$S_3/S_{p+1}$
K-feldspato	-----	-----	-----
Plagioclásio	-----	-----	-----
Quartzo	-----	-----	-----
Anfibólio <sub>1</sub>	-----	-----	-----
Titanita	-----	-----	-----
apatita	-----	-----	-----
zircão	-----	-----	-----
allanita	-----	-----	-----
Anfibólio <sub>2</sub>	-----	-----	-----
granada	-----	-----	-----
opacos	-----	-----	-----
Biotita	-----	-----	-----
Epidoto	-----	-----	-----
Sericita	-----	-----	-----

O ortogneisse granítico Passira é bastante heterogêneo, ora apresenta-se bandado e ora mais homogêneo, mas distingue-se dos ortognaisses graníticos Bengala e Candiais pelo seu menor índice de cor nas porções mais félsicas.

#### 4.4.3 - Ortogneisse Candiais

O ortogneisse granítico Candiais foi assim denominado por aparecer nas suas melhores exposições ao redor do povoado de Candiais, distrito de Passira. Sua petrografia é muito similar a dos ortognaisses graníticos Bengala.

Constitui uma morfologia de morros, menos elevados que as serras da Passira e Bengala, mas com destaque topográfico em relação aos demais tipos

litológicos do CMAP. São mais deformados que os similares de Bengala e Passira, pois se situam nas proximidades da Zona de Cisalhamento Limoeiro.

Possui um caráter mineralógico similar aos ortognaisses graníticos Bengala e Passira, entretanto a proporção modal, algumas texturas e fases minerais foram observadas apenas neste tipo litológico.

Exibe as mesmas foliações das rochas metamáficas na área. Constitui-se essencialmente de metagranitos, metabiotita-monzogranitos (análise modal em anexo) a metaquartzo-monzonitos.

Microscopicamente, o ortogneisse granítico Candiais possui uma textura blasto-porfirítica desenhada por fenocristais de K-feldspato de 2 cm em média, e ainda anfibólios e titanita, sendo estas fases minerais envolvidas por uma matriz formada essencialmente por K-feldspato, plagioclásio e raro quartzo.

Os cristais blasto porfiríticos de K-feldspato ocorrem como cristais eudrais a subeudrais e representam um intercrescimento peritítico. Mirmequitas são comuns.

Tanto o plagioclásio quanto o K-feldspato apresentam-se muito deformados, às vezes formando sub-grãos, recristalizados e com forte extinção ondulante.

Importantes fases minerais acessórias são piroxênio, anfibólio e granada. A seção delgada AC-45 na porção mais félsica apresenta o diopsídio-hedembergita, subeudral a anedral (caracterizado microscopicamente). Yardley (1989) atribui a um metamorfismo de alta pressão na presença de fluidos a formação do diopsídio em rochas de composição granítica.

O anfibólio apresenta-se como cristais anedrais com pleocroísmo verde a verde muito escuro. Envolve titanita, allanita, apatita e opacos. A granada é porfiroblástica, com fenocristais de até 4 cm. Aparecem porções na rocha onde há um domínio das fases minerais máficas do tipo granada + anfibólio.

A titanita aparece como cristais bem formados, eudrais, com seções quadráticas de até 1mm envolvidas por anfibólios.

A biotita encontra-se comumente associada ao anfibólio e a titanita. Seu pleocroísmo varia de bege a marrom escuro avermelhado e apresenta inclusões de minerais opacos (Foto 1 – Prancha 4.7). Na seção AC-45 há uma porção onde observa-se biotitas orientadas segundo a direção da zona de cisalhamento Limoeiro.

Outras fases minerais presentes são allanita de granulação inferior a 1mm envolvida por anfibólios e biotitas; apatita, com granulação também inferior a 1mm, inclusa no K-feldspato; monazita subeudral e minerais opacos.

A allanita também aparece formando agregados com opacos. Estes opacos por vezes apresentam o mesmo tipo de textura observada nos metanortositos e metagabros. Tratam-se de auréolas de titanita ao redor de ilmenita-magnetita.

O ortognaisse granítico Candiais diferencia-se dos gnaisses graníticos Passira e Bengala pela presença do diopsídio e mais alto índice de cor caracterizado pela presença mais acentuada de granada e anfibólios (IC=38%).

A associação mineralógica encontra-se sintetizada no quadro 4.7.

Quadro 4.7- Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica, para os ortognaisses Candiais.

Fases minerais	Período de cristalização/recristalização		
	$S_1/S_{p-1}$	$S_2/S_p$	$S_3/S_{p+1}$
K-feldspato	-----	-----	-----
Plagioclásio	-----	-----	-----
Quartzo	-----	-----	-----
Anfibólio <sub>1</sub>	-----	-----	-----
Piroxênio (diopsídio)	-----	-----	-----
Titanita	-----	-----	-----
apatita	-----	-----	-----
allanita	-----	-----	-----
opacos	-----	-----	-----
granada		-----	-----
Biotita		-----	-----
Epidoto			-----
Sericita			-----

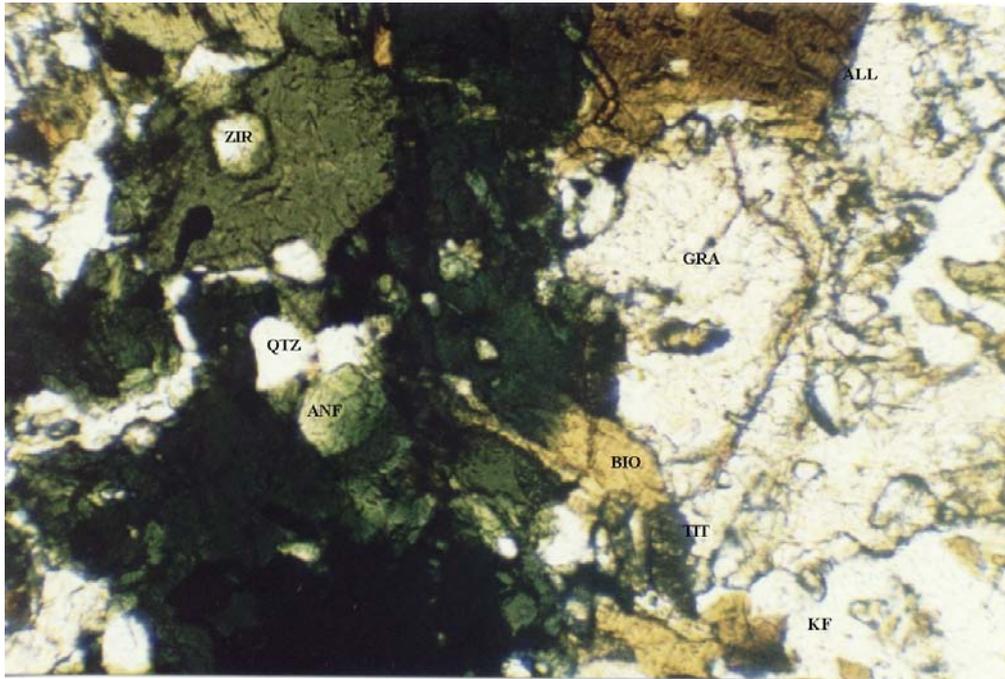


Foto 1

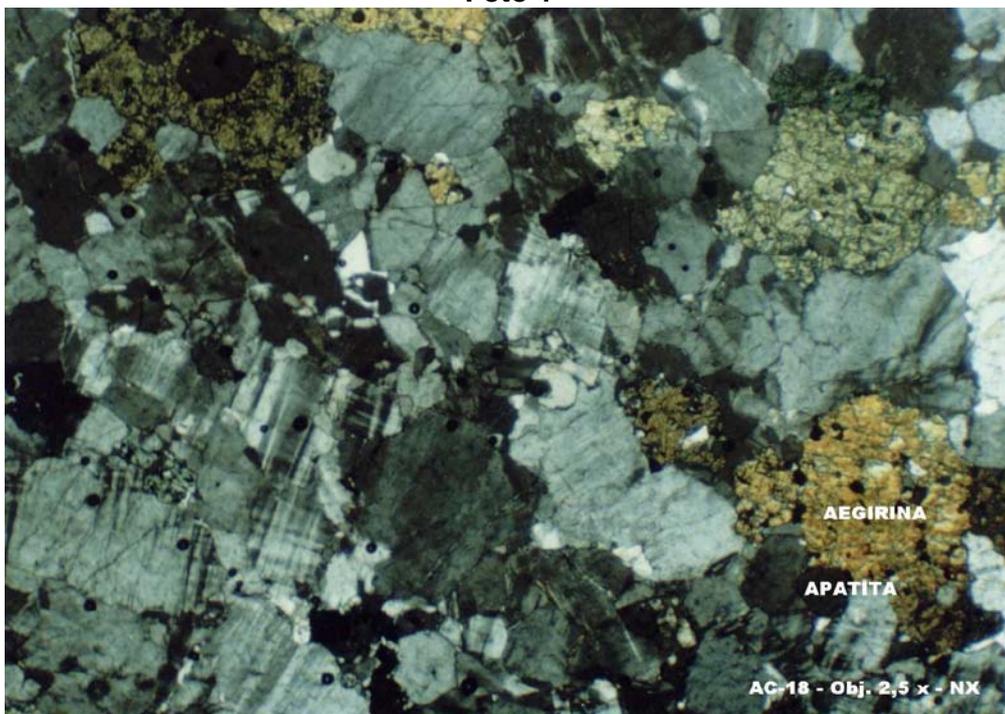


Foto 2

Prancha 4.7 – Foto 1 – Associação granada+anfibólio+biotita no gnaiss granítico Candiais.  
Foto 2 – Aegirina envolvida por uma matriz predominantemente K-feldspática no Ortognaiss Sipiá.

#### 4.4.5 Ortognaisse Sipuá

Do tipo meta-alkali-feldspato granito a metaquartzo sienitos, o ortognaisse Sipuá é um dos corpos de maior destaque topográfico da área. Constitui uma grande serra alongada com direção aproximada de ENE-WSW. Por vezes, apresenta uma quantidade maior de K-feldspato em relação ao quartzo e plagioclásio, sendo classificado como um quartzo sienito. Entre as fases minerais acessórias destaca-se a presença de piroxênio do tipo aegirina-augita.

Dois foliações são observadas: uma representada por um bandamento composicional associado a uma foliação de baixo ângulo ( $S_p$ ) e outra representada por uma foliação de cisalhamento oblíqua a anterior ( $S_{p+1}$ ). O bandamento composicional é formado pela alternância de faixas enriquecidas em quartzo, piroxênio e anfibólios e faixas K-feldspáticas com piroxênio disseminado (Foto 4 – Prancha 4.7).

Mesoscopicamente apresentam uma coloração cinza esverdeada distinta da cor rosada dos gnaisses graníticos de Bengala, Passira e Candiais.

Microscopicamente estas rochas possuem uma textura granoblástica, com cristais blasto porfíricos de K-feldspato de granulação média ( $\approx 4$ mm). Intercrescimentos mirmequíticos são observados.

Tanto os cristais de quartzo quanto os cristais de K-feldspato encontram-se alongados segundo a direção da foliação principal ( $S_p$ ) apresentando bandas e lamelas de deformação.

Diferem dos demais ortognaisses graníticos por apresentar piroxênio do tipo aegirina-augita verde azulado. O piroxênio do tipo aegirina aparece como cristais de granulação média de 3mm associados a apatita, K-feldspato e/ou anfibólio, e é a fase mineral acessória mais abundante na rocha.

O anfibólio aparece em proporção subordinada ao piroxênio, geralmente associado a este último.

Outras fases minerais são biotita, apatita, titanita, zircão e opacos.

A biotita apresenta-se como palhetas orientadas segundo a direção da foliação principal NE-SW. Sua granulação é fina ( $< 1$ mm) e apresenta um

pleocroísmo que varia de bege à marrom escuro e apresenta inclusões de minerais opacos.

A titanita ocorre como cristais euedrais de granulação fina, assim como, a apatita e o zircão. Os minerais opacos são subeuedrais a anedrais ou aparecem como inclusões nos piroxênios.

A associação mineralógica encontra-se sintetizada no quadro 4.8.

Quadro 4.8- Relações das fases minerais com os estágios de cristalização e recristalização metamórfica, para os ortognaisses Sipaú.

Fases minerais	Período de cristalização/recristalização		
	$S_1/S_{p-1}$	$S_2/S_p$	$S_3/S_{p+1}$
K-feldspato	-----	-----	-----
Plagioclásio	-----	-----	-----
Quartzo	-----	-----	-----
Piroxênio (aegirina)	-----	-----	-----
Titanita	-----	-----	-----
apatita	-----	-----	-----
Opacos	-----	-----	-----
Anfibólio		-----	-----

---

#### **4.5 – Discussão e resumo da geologia local**

O Complexo Gnáissico-Migmatítico na região de Limoeiro/Passira-PE é descrito como dois conjuntos litológicos relativos à intensidade dos processos de migmatização (Barbosa, 1990; Rocha, 1990), um denominado Aogn, e outro, de Amig.

O conjunto litológico Aogn compõem-se de gnaisses de vários tipos, contendo intercalações anfibolíticas, onde localmente predominam biotita-ortognaisses com

hornblenda, de composição tonalítica, algo migmatizados, com partes graníticas ricas em biotita, contendo ainda quartzo e feldspato.

Os migmatitos Amig aparecem em áreas das cidades de Glória de Goitá, Paudalho e Limoeiro. Neste conjunto há hornblenda-gnaisses (composição diorítica a tonalítica) fortemente migmatizados, de coloração esverdeada e granulação média. Constituem paleossomas/mesossomas de migmatitos que exibem uma série de estruturas onde se destaca o tipo estromático. O neossoma pode ser concordante ou não com o paleossoma, e este primeiro é freqüentemente leucotonalítico. O contato entre os migmatitos Amig e o Complexo metavulcano-sedimentar Vertentes é tectônico.

O Complexo Gnáissico Migmatítico encaixante do CMAP correlaciona-se com a descrição do conjunto litológico Amig, que também hospeda os demais complexos da região de Passira-Limoeiro-PE, tais como o de Buenos Aires, Glória de Goitá, Tracunhaém, etc. Os gnaisses encaixantes do CMAP são similares as descrições de ortognaisses tonalíticos encaixantes de rochas anortosíticas/gabróicas dos Complexos Barro Vermelho (Melo, 1998) e Floresta (Santos, 1995).

O CMAP congrega principalmente metanortositos e metagabros com a fácies petrográfica metapiroxênio-anortositos representando a transição entre estes tipos litológicos. O termo intercúmulus é usado na literatura (Ashwal, 1993; Olson, 1992) para descrever a porção limite entre a fácies cumulática anortosítica e o líquido residual. Parte dos diques de composição diorítica, na área, pertence ao CMAP, principalmente pela sua natureza petrográfica comparada aos dioritos relacionados a complexos similares no mundo.

Associadas às rochas metabásicas do CMAP, encontram-se ortognaisses graníticos que constituem as serras e morrotes na área estudada. Não foram observados granitóides portadores de ortoproxênio na área do CMAP, entretanto os ortognaisses Candiais e Sipiá, contêm piroxênios da família diopsídio-hedembergita e aegirina-augita modal, respectivamente.

Charnockitos e mangeritos (Granitos e Monzonitos com hiperstênio) são observados em vários complexos anortosíticos (Complexo Nain-Canadá, Ilhas Lofoten-Noruega, Ana Sira-Noruega, Wyoming - Estados Unidos), contudo a relação entre os magmas básicos e félsicos não é bem estabelecida.

Os conjuntos mineralógicos primários do CMAP foram bastante modificados devido ao metamorfismo/deformação na área. Os piroxênios dos

metanortositos/metagabros encontram-se parcialmente substituídos por anfibólios que por sua vez alteram para biotita. Os metanortositos e metagabros foram variavelmente modificados pela deformação ao longo das zonas de cisalhamento, entretanto parte destas rochas preserva suas características originais.

Considera-se o corpo batolítico do CMAP, como uma associação gabro-anortosítica do tipo Maciço Proterozóico, como foi proposto inicialmente por Farina et al. (1981) e redefinido por Accioly (1996) e Accioly et al. (1996). Porém se o CMAP e os ortognaisses graníticos associados representam uma parcela de um complexo do tipo AMCG (**A**nortosito, **M**angerito, **C**harnockito, **G**ranito: Emslie et al., 1994) comparável aos Terrenos Nain e Grenville, no Canadá, é uma questão aberta, pois charnockitos e mangeritos não foram encontrados no mapeamento, enquanto que os estudos preliminares de campo e petrografia sugerem que estes corpos estejam tectonicamente associados.

# 5 - QUÍMICA MINERAL E EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DO CMAP

## 5.1 – Química Mineral das Rochas do CMAP e Ortognaisses Associados

Foram analisados cerca de 45 cristais, por microsonda eletrônica, de fases minerais das seguintes fácies petrográficas do CMAP: granada-metagabros, metapiroxênio-anortositos e metadioritos cisalhados. Também foram efetuadas análises minerais nos ortognaisses graníticos Bengala e Candiais. Esta fácies foi selecionada por apresentarem um maior número de fases minerais representativas do metamorfismo na área.

As análises de microsonda foram efetuadas visando uma caracterização mineralógica precisa com composição química das fases, para estudos de geotermometria, além de uma complementação das interpretações geoquímicas do Complexo.

As fórmulas estruturais foram calculadas através do programa MINPET (Richardson, 1994), com base de 6 oxigênios para piroxênios, 23 para anfibólios, 12 para granadas e 32 para feldspatos.

Os resultados das análises efetuadas encontram-se nas tabelas 3a (metadioritos), 3b (metagabros), 3c (metanortositos) e 3d (ortognaisses graníticos) em anexo. Os quadros no presente capítulo apresentam as composições médias das principais fases minerais analisadas.

### **5.1.1 - Metadioritos**

O sistema principal desta rocha é composto por plagioclásio que classifica-se como andesina –  $An_{(25-33)}$  como verificado na Figura 5.1. De uma maneira geral, as composições não variam muito do núcleo à borda, entretanto, alguns cristais isolados são zonados com teores de  $K_2O$  que alcançam 0,3% (tabela 3a' em anexo), refletindo as antipertitas observadas nos estudos petrográficos .

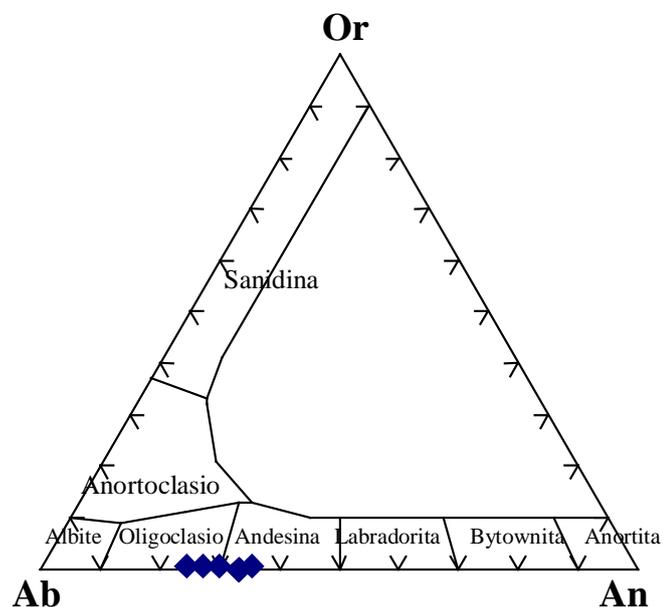


Figura 5.1 – Diagrama albíta-ortoclásio-anortíta mostrando a composição dos plagioclásios dos metadioritos do CMAP.

As composições dos anfibólios projetadas em diagrama de classificação proposto por Leake (1997) variam desde Mg-hornblenda a tschermakita [ $T_{Si} = 6,3-6,8$ ;  $(Na+K)_B < 0,5$ ;  $Mg/(Mg+Fe) > 0,5$ ] (Figura 5.2).

A razão  $Mg/(Mg+Fe)^{\dagger}$  varia nos anfibólios de 0,50 a 0,77, com valores menores nas bordas. Em algumas análises há teores anômalos (>1%) de  $K_2O$  (ver tabela 3a), em consequência da impossibilidade de analisar exclusivamente o anfibólio, pois alguns cristais encontram-se, em parte, recristalizados para biotita de granulação fina.

No quadro 5.1 são apresentadas as composições médias dos plagioclásios e anfibólios dos metadioritos.

Quadro 5.1 – Composições médias de anfibólios e plagioclásios no metadiorito AC-40B. Número em parênteses representam o número de análises efetuadas.

	Anfibólio (28)	Plagioclásio (17)
SiO <sub>2</sub>	46,7	60,5
TiO <sub>2</sub>	0,6	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,3	25,3
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0
FeO <sup>t</sup>	17,2	0,02
MnO	0,4	0
MgO	14	0
CaO	8,5	6,67
BaO	0,04	.04
Na <sub>2</sub> O	0,7	7,66
K <sub>2</sub> O	0,8	0,07

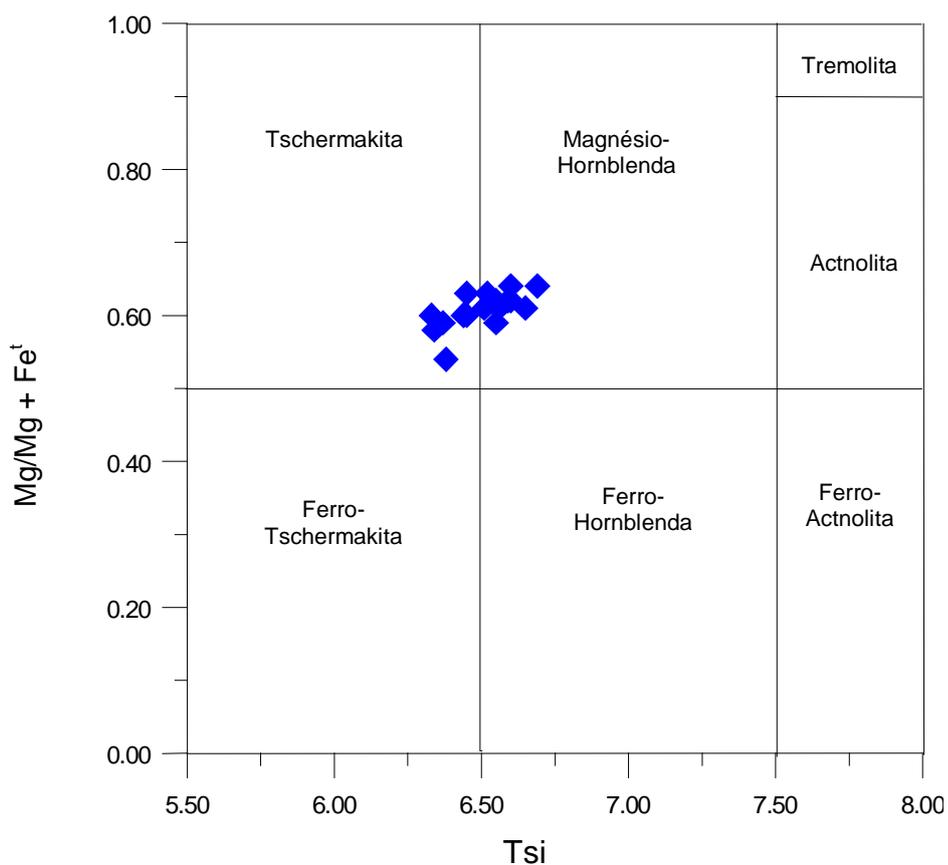


Figura 5.2 – Classificação dos anfibólios dos metadioritos do CMAP. Os campos no diagrama são aqueles propostos por Leake. (1997).

### 5.1.2 - Metagabros

Os metagabros possuem uma grande variação petrográfica modal de fases minerais máficas, entretanto muitas das fases investigadas ocorrem parcialmente substituídas e/ou recristalizadas. A seção analisada é do granada-metagabro, no qual anfibólios aparecem formando *coronas* (coroas de reação), juntamente com plagioclásio, ao redor de granadas e/ou como substituições de piroxênios.

No quadro 5.2 são apresentadas as composições médias das fases minerais dos granada-metagabros.

As granadas determinadas são uma solução sólida de almandina-piropo-grossulária, apresentando cerca de 50% de almandina e o restante quase como uma relação 1:1 de piropo e grossulária. Efetuou-se um perfil num cristal de granada (tabela 3b em anexo), e não observou-se zonações para FeO, MgO, MnO e CaO, refletindo uma homogeneização metamórfica. (Figura 5.3).

Os plagioclásios dos metagabros são labradorita, com  $An_{62-64}$ . Na Figura 5.4 estão representadas as composições dos plagioclásios analisados.

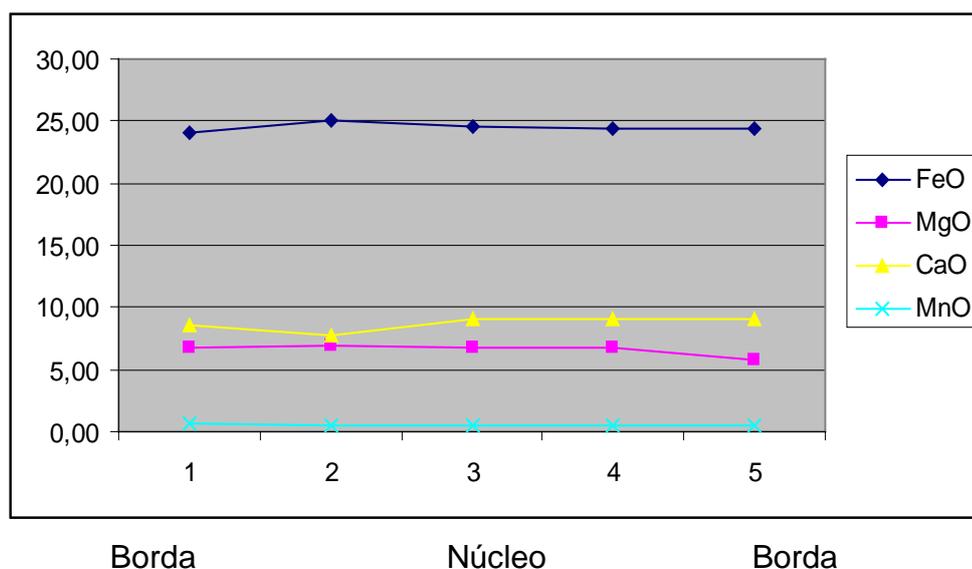


Figura 5.3 – Perfil composicional da granada do granada-metagabro do CMAP.

Quadro 5.2 - Composições médias de minerais no granada-metagabro (Amostra AC-25).

	Anfibólio/ Matriz (6)	Anfibólio <i>Simplectita</i> (12)	Piroxênio (8)	Plagioclásio (3)	Granada (9)
SiO <sub>2</sub>	44,42	45,47	51,04	52,71	39,70
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,38	0,16	0,00	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,07	10,84	5,96	30,65	22,04
FeO <sup>t</sup>	14,64	15,29	12,36	0,29	24,30
MgO	12,87	12,53	16,01	0,03	6,69
CaO	11,44	12,13	12,15	13,30	8,69
Na <sub>2</sub> O	1,68	1,43	0,73	3,82	0,03
MnO	0,26	0,20	0,26	0,00	0,48
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

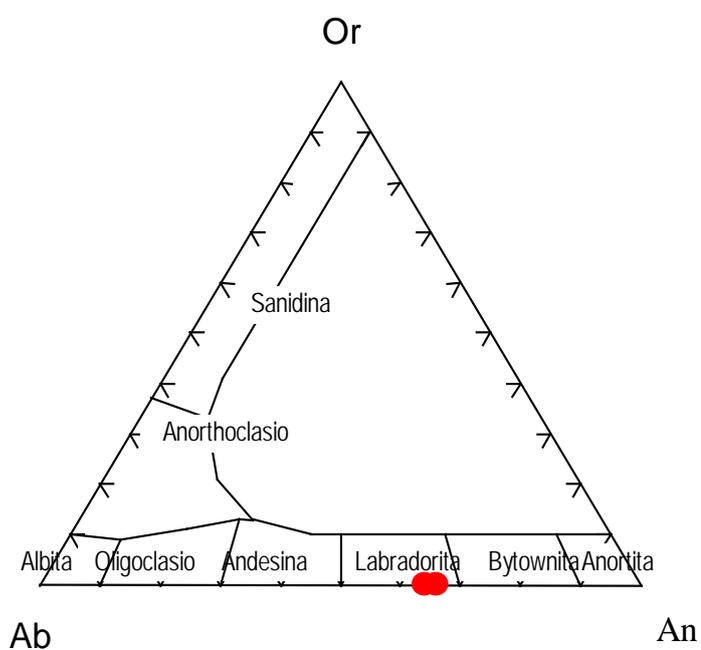


Figura 5.4 - Diagrama albíta-ortoclásio-anortíta mostrando a composição dos plagioclásios dos metagabros do CMAP.

Os clinopiroxênios cálcicos dos granada-metagabros são augitas (Figura 5.5). Possuem concentrações de CaO e MgO maiores no núcleo do que nas bordas, com a razão  $Mg/Mg+Fe^t$  de 0,68 nas bordas, e 0,72 nos núcleos.

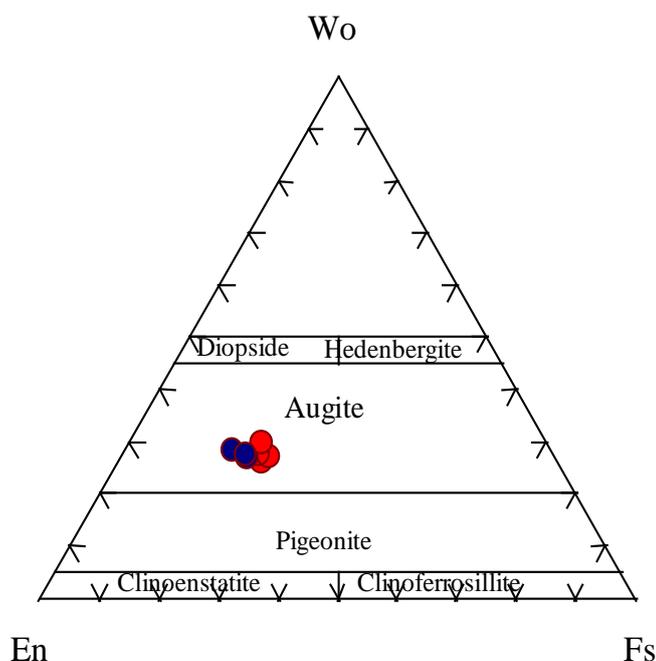


Figura 5.5 – Nomenclatura de clinopiroxênios do sistema  $CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6 - Mg_2Si_2O_6 - Fe_2Si_2O_6$  (Podervaart & Hess, 1951) para os piroxênios dos metagabros do CMAP (símbolos azuis representam o núcleo e símbolos vermelhos representam as bordas).

As composições dos anfibólios dos granada-metagabros variam de magnésio-hornblenda a tschermakita (Figura 5.6), com  $Ca_B \geq 1.50$  e  $(Na+K)_A < 0,5$ .

Os anfibólios da matriz associados a piroxênios classificam-se como tschermakita, ao passo que os anfibólios relacionados às simplectitas variam de tschermakita a magnésio-hornblenda, de acordo com a classificação proposta por Leake, 1997.

Os anfibólios que substituem os piroxênios nos metagabros são muito similares às tschermakitas dos metadioritos, com razões  $Mg^t/Mg^t+Fe^t \approx 0,61$  para os metagabros e  $Mg^t/Mg^t+Fe^t \approx 0,60$  para os metadioritos.

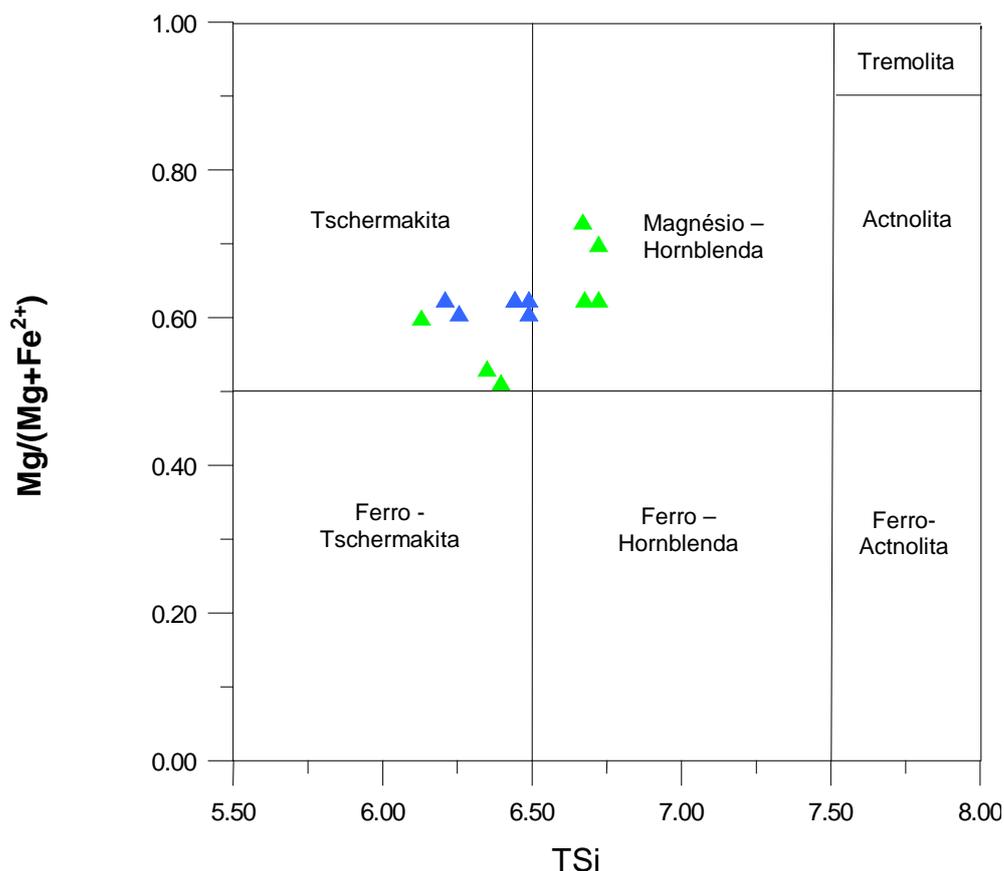


Figura 5.6 – Classificação dos anfibólios dos metagabros do CMAP, símbolos de cor verde representam composições de anfibólios nas simplectitas, símbolos azuis representam a composição de anfibólios da matriz. Os campos no diagrama são aqueles propostos por Leake (1997) para nomenclatura de anfibólios.

### 5.1.3 – Metanortositos

Observações petrográficas em metapiroxênio-anortositos ( fácies intercúmulus) revelaram a presença de núcleos de ortopiroxênio parcialmente substituídos por anfibólio. No Quadro 5.3 estão descritas as composições médias de piroxênio, plagioclásio e anfibólio do metapiroxênio-anortosito e anfibólio do metagabro-anortosito .

Quadro 5.3 - Composições médias das principais fases minerais do metapiroxênio-anortosito (AC-16) e do anfibólio do metagabro-anortosito (AC-27). O plagioclásio A é aquele que ocorre na massa monominerálica anortosítica, o plagioclásio B associa-se aos minerais ferro-magnesianos.

	AC-27	AC-16				
	Anfibólio (5)	Anfibólio (7)	Piroxênio (10)	Plagioclásio A (4)	Plagioclásio B (10)	Biotita (4)
SiO <sub>2</sub>	45,73	53,66	50,11	54,79	52,1	37,75
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,13	0,31	0,00	0,00	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,33	3,21	5,06	27,87	30,6	9,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO <sup>t</sup>	15,12	18,18	22,9	0,03	0,25	15,12
MnO	0,2	0,41	0,70	0,00	0,00	0,2
MgO	12,44	20,76	18,88	0,00	0,00	12,44
CaO	12,07	1,36	1,36	9,70	12,2	12,07
BaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,27	0,30	0,06	6,40	4,80	1,27
K <sub>2</sub> O	0,21	0,03	0,00	0,05	0,03	2,88

As composições do plagioclásio variam no intervalo de andesina a labradorita (figura 5.7). A labradorita associa-se às porções que contêm piroxênio e anfibólio, enquanto a andesina está presente no anortosito essencialmente monominerálico. O ortopiroxênio é enstatita (figura 5.8), de acordo com a classificação proposta por Morimoto (1968).

Alguns autores (Bellieni et al., 1981) fazem a correlação entre o resultado da norma CIPW para os piroxênios de rochas basálticas e a série geoquímica a que correspondem. Os piroxênios encontrados no metapiroxênio-anortosito ( fácies transicional entre metagabros/metanortositos - fácies intercúmulus) são ambos hiperstênio normativos que representam (considerando o sistema gabróico equivalente ao sistema basáltico) a uma série magmática do tipo toleítica.

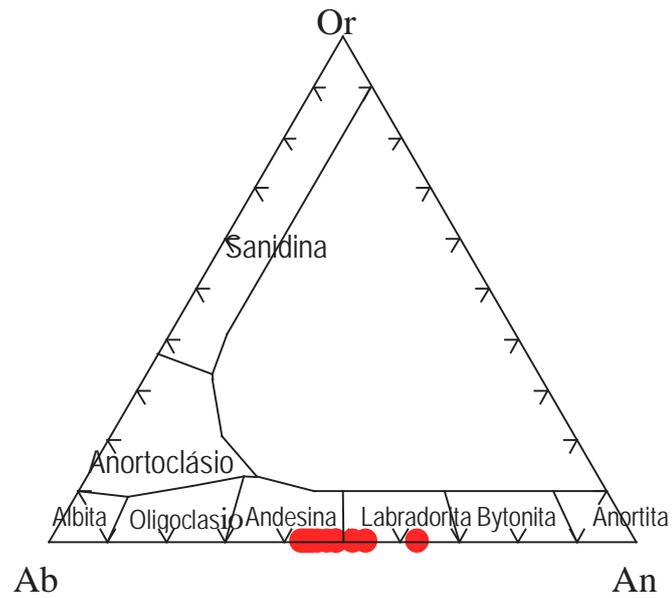


Figura 5.7 - Diagrama albite-ortoclásio-anortita mostrando a composição dos plagioclásios dos metapiroxênio-anortositos do CMAP.

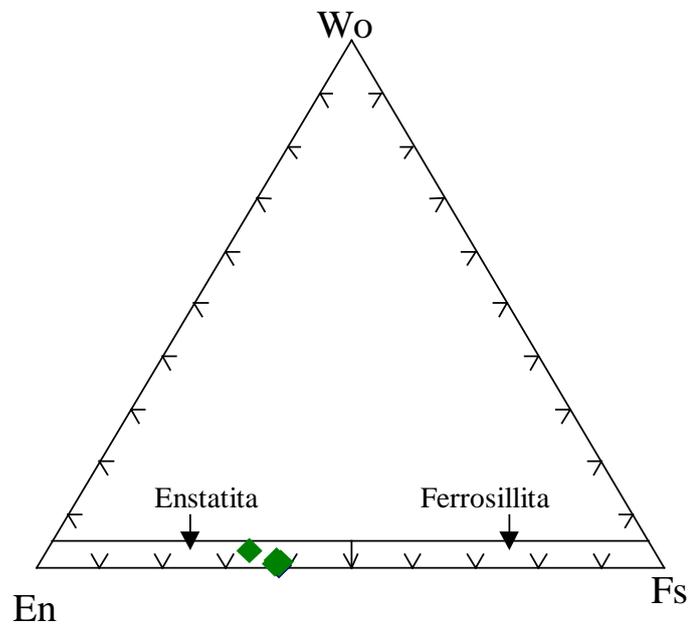


Figura 5.8 - Diagrama composicional para os piroxênios do metapiroxênio-anortosito ( fácies intercúmulus). Campos propostos por Morimoto (1968).

Os anfibólios que substituem a enstatita nos metapiroxênio-anortositos são cummingtonitas (figura 5.9), conforme classificação de Leake (1997). Os valores anômalos de  $K_2O$  (até 0,5% - ver tabela 3c em anexo) são consequência de análises em cristais parcialmente recristalizados para biotita. Os anfibólios dos metagabro-anortositos são Mg-hornblendas semelhantes aos anfibólios dos metagabros. Os minerais opacos analisados estão representados por ilmenita, ocorrendo fundamentalmente associados às fases minerais silicáticas máficas.

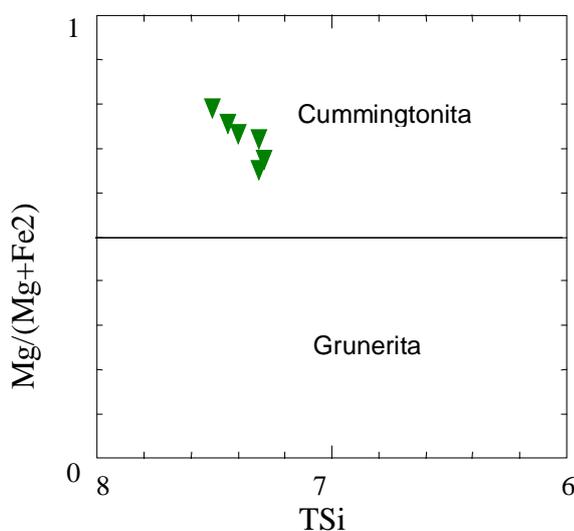


Figura 5.9 – Composições dos anfibólios do metapiroxênio-anortosito projetadas em diagrama proposto por Leake (1997).

#### 5.1. 4 - Ortognaisses Graníticos

Foram efetuadas análises minerais em seção representativa do ortognaisse granítico Bengala e em K-feldspatos do Ortognaisse Candiais. As composições médias das principais fases minerais analisadas encontram-se descritas no quadro 5.4.

Quadro 5.4 – Composições médias das principais fases minerais analisadas para o ortognaisse granítico Bengala e de K-feldspato do ortognaisse granítico Candiais.

	AC-33				AC-45
	Anfibólio	K-feldspato	Plagioclásio	Biotita	K-feldspato
SiO <sub>2</sub>	37,35	62,00	60,84	32,43	65,42
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,02	0,00	2,44	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,45	19,57	25,31	14,53	18,69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO <sup>t</sup>	29,22	0,39	1,77	29,34	0,03
MnO	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,43	0,00	0,00	2,97	0,00
CaO	10,66	0,00	6,50	0,16	0,17
BaO	0,00	1,30	0,00	0,32	0,29
Na <sub>2</sub> O	1,14	0,64	7,47	0,10	1,14
K <sub>2</sub> O	0,00	15,21	0,14	6,49	15,05

O K-feldspato do Ortognaisse Bengala apresenta composição  $Ab_{4-6}Or_{94-96}An_0$ . É zonado, fortemente pertítico, o que dificulta a sua determinação. Análise em perfil de cristal K-feldspato do ortognaisse Bengala (figura 5.10) mostra que há uma variação em relação ao teor de NaO, BaO e FeO da borda para o centro desta fase mineral (tabela 3d em anexo). As composições dos K-feldspatos do ortognaisse Candiais recaem na faixa  $Ab_{6-9}O_{92}An_{0-1}$ .

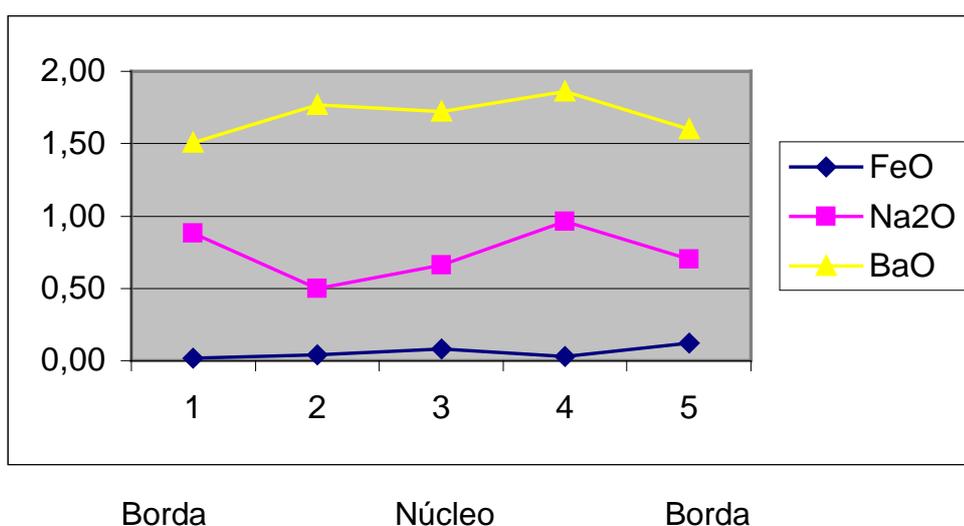


Figura 5.10 – Perfil composicional do K-feldspato do Ortognaisse Bengala.

O plagioclásio dos ortognaisses graníticos classificam-se como  $An_{25}$  variando até  $An_{33}$  (figura 5.11). O ortogneisse Bengala contém microenclaves compostos essencialmente por plagioclásio, cujas texturas adcumuláticas assemelham-se às dos metagabro-anortositos. Não foi possível fazer uma correlação eficiente entre a composição dos plagioclásios do microenclave e do ortogneisse hospedeiro, pois ambos apresentam-se como andesina.

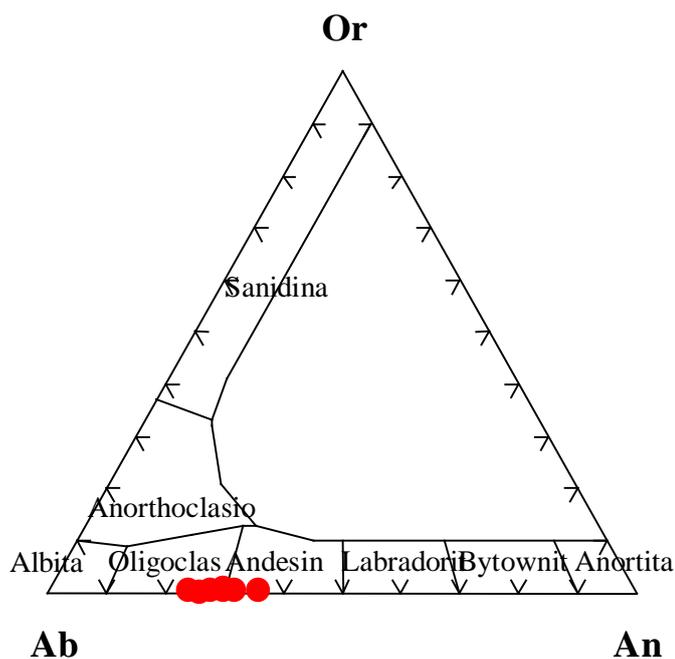


Figura 5.11 – Diagrama albíta-ortoclásio-anortita mostrando a composição dos plagioclásios dos ortognaisses graníticos Bengala.

Os anfibólios dos ortognaisses graníticos apresentam pleocroísmo verde a verde escuro, com tonalidades levemente azulada. São biaxiais com ângulo  $2V$  muito próximo a zero. Foram identificadas provisoriamente como Fe-hastingisitas. Quimicamente apresentam  $Ca_B \geq 1.50$ ,  $(Na+K)_A \geq 0.50$ ,  $Mg/Mg+Fe < 0.5$  e  $Ti \geq 1.50$ , o que permite classificá-los como Fe-kaersutitas (figura 5.12), de acordo com a classificação proposta por Leake (1997).

Outras fases minerais são biotita (70% annita) e magnetita como mineral opaco.

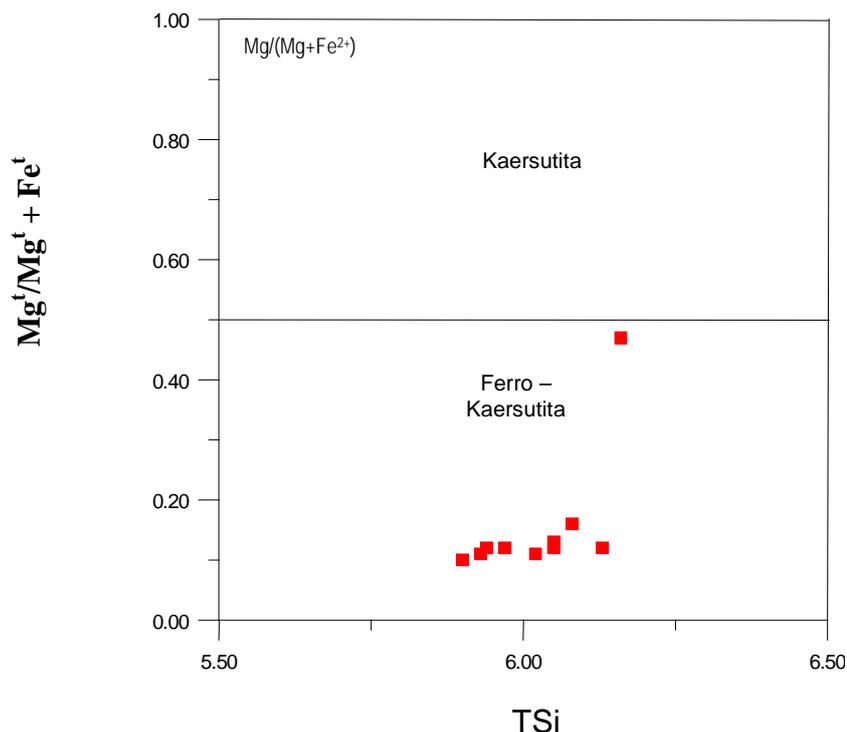


Figura 5.12 – Composições dos anfibólios do ortogneisse granítico Bengala projetadas em diagrama proposto por Leake (1997).

---

## **5.2 – Estudos de Elementos Terras Raras em Fases Mineraias do CMAP e Ortogneisses Graníticos Associados**

Estudos de elementos terras raras em fases mineraias primárias de rochas básicas têm sido voltados para interpretações geoquímicas com espectro geotectônico, como interações crosta/manto a partir de subducção, estudos de modificações associadas ao metamorfismo e petrogênese. (Vannucci et al., 1995; Tribuzio et al., 1996; Rivalenti et al., 1996; Tribuzio et al., 1997; Szabó et al., 1995; Tiepolo et al., 1997).

Na presente tese o estudo de elementos terras raras em mineraias dos metagabros e metanortositos do CMAP restringiram-se a apresentação dos dados obtidos no Laboratório de ICP da Universidade de Pavia, e representam um reconhecimento inicial da geoquímica de elementos terras raras nas fases mineraias do CMAP. As composições das fases mineraias analisadas foram usadas no intuito

de conhecer algumas das características do magma original, além de estabelecer as relações entre as fases minerais consideradas primárias e as recristalizações associadas ao metamorfismo.

Foram analisados plagioclásios, piroxênios, anfibólios, titanitas e allanitas no metapiroxênio-anortosito; granadas, plagioclásios e anfibólios no granada-metagabro; piroxênios e plagioclásios em metagabronoritos; granadas e anfibólios em ortogneisses graníticos. Os resultados analíticos encontram-se apresentados na tabela 4 em anexo.

### 5.2.1 – Composições de ETR em minerais dos Metagabros/Metanortositos

Os padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito C<sub>1</sub> (Evensen et al., 1978) para fases minerais em metapiroxênio-anortositos e metagabronoritos, estão apresentados nas figuras 5.13 e 5.14, respectivamente. Os diagramas contidos na figura 5.15 mostram os valores dos coeficientes de partição versus a composição de minerais comuns em magmas riolíticos e basálticos, representados para comparações com as composições obtidas em fases minerais dos metagabros e metanortositos do CMAP.

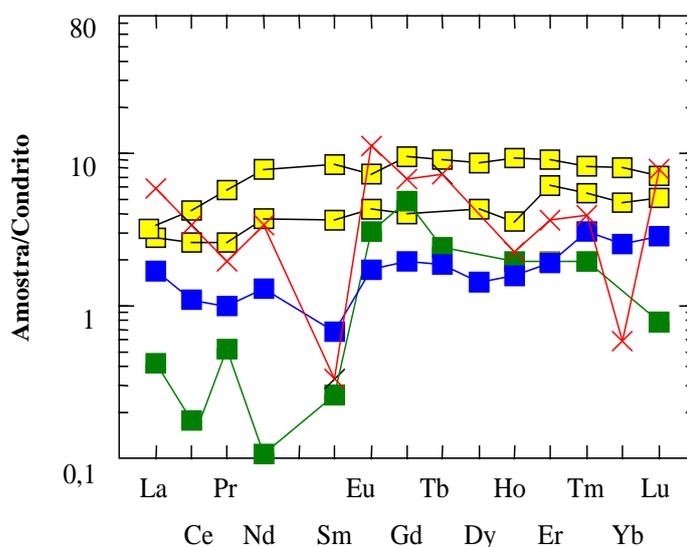


Figura 5.13 -Padrões ETR para a associação mineralógica dos metanortositos, normalizados para o condrito. Ortopiroxênios (quadrados azuis) + anfibólios (quadrados amarelos) + plagioclásio ( X ) + biotitas (quadrados verdes).

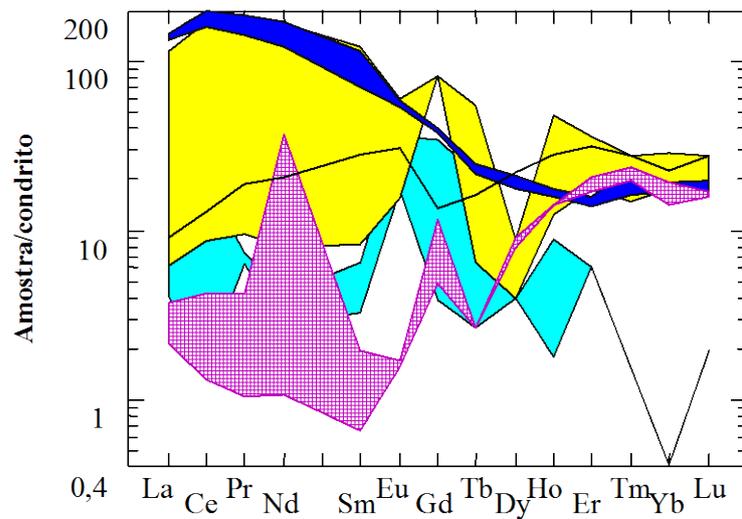


Figura 5.14 – Padrões ETR para a associação mineralógica dos metagabros, normalizados para o condrito. Ortopiroxênios (faixa azul) + anfibióis (faixa amarela) + plagioclásio (faixa azul clara) + titanita (preto) + granada (faixa quadriculada rosa).

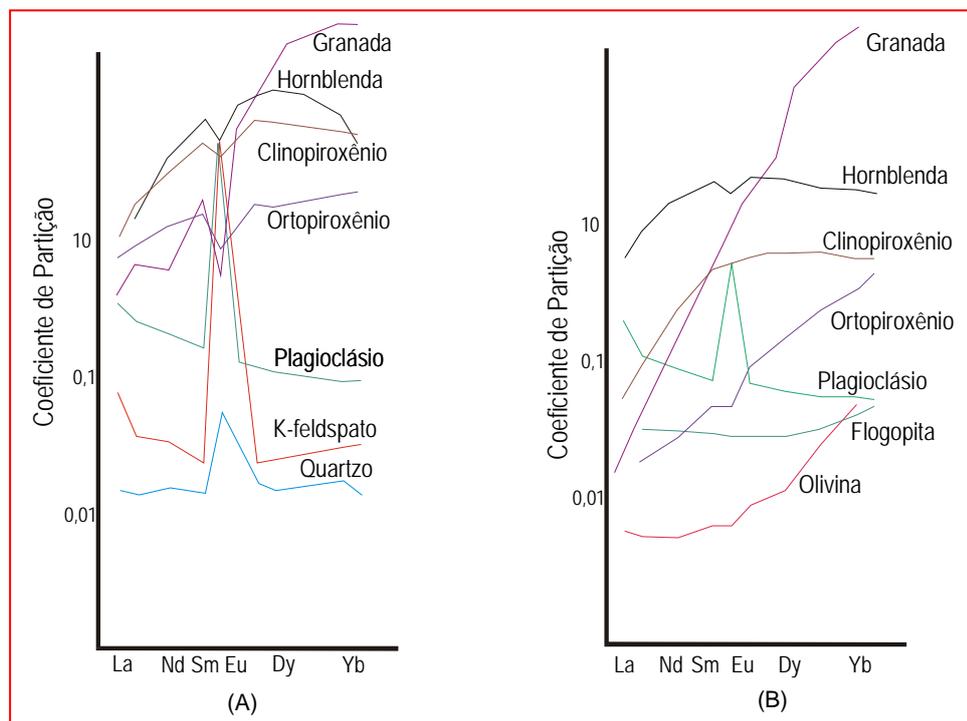


Figura 5.15 – Coeficiente de partição vs ETR em minerais comuns em magmas de composição riolítica (A) e basáltica (B). Fonte: Rollinson (1993).

Tanto os ortopiroxênios dos metagabronoritos quanto dos metanortositos apresentam padrões diferentes daqueles esperados em piroxênios formados a partir de magmas de composição basáltica. Nos metagabronoritos os piroxênios chegam a apresentar razões  $La_N/Yb_N = 10$ .

A figura 5.16 mostra a distribuição de elementos terras raras dos piroxênios observados nos metanortositos e metagabros em relação ao condrito ( $C_1$ ) para comparações entre os dois sistemas iniciais. Este diagrama exhibe as diferenças composicionais entre os piroxênios encontrados nos metagabros e nos metanortositos. Estas diferenças são interpretadas como consequência dos processos de fracionamento e de metamorfismo. Os padrões de ETR para os piroxênios dos metanortositos e metagabros são espelhados, entretanto ambos são distintos do esperado para piroxênios com padrões de coeficientes de partição semelhantes aos mostrados na figura 5.14b, e cristalizados a partir de magma basáltico, pois ambos apresentam concentrações elevadas de ETR leves. Piroxênios enriquecidos em elementos terras raras leves são interpretados como resultantes de efeitos metassomáticos mantélicos durante os estágios de cristalização. (Rivalenti et al., 1996; Szabó et al., 1995; Vannucci et al., 1994).

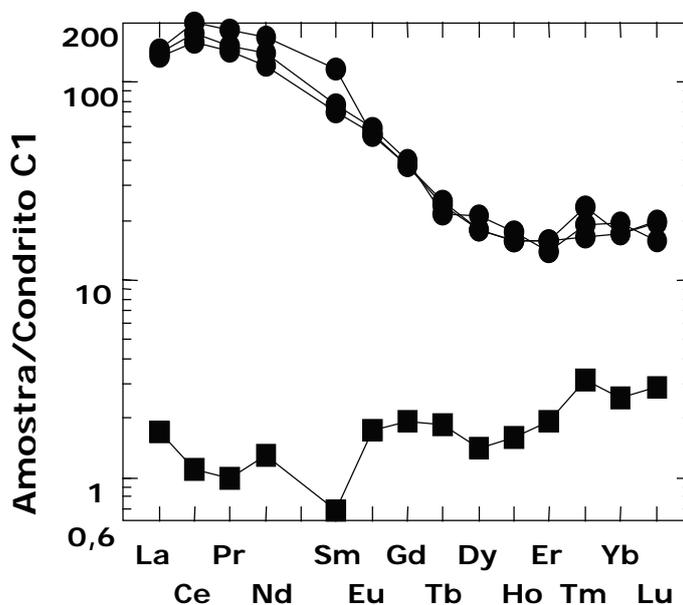


Figura 5.16 – Padrão de elementos terras raras para os ortopiroxênios do metapiroxênio-anortositos (quadrados) e para ortopiroxênios de metagabronoritos (círculos) do CMAP.

Os anfibólitos dos granada-metagabros e metagabronoritos exibem padrões heterogêneos indicando uma forte relação com os piroxênios aos quais encontram-se associados. Estes anfibólitos são menos enriquecidos em elementos terras raras do que piroxênios dos metagabros, além de exibirem anomalias positivas de Eu. Também nos metanortositos os padrões de ETR para os anfibólitos diferem pouco a bastante dos padrões esperados, entretanto em alguns casos, é importante salientar que o padrão dos anfibólitos é muito semelhante ao padrão dos piroxênios analisados neste tipo litológico. As observações petrográficas sugerem uma substituição dos piroxênios de metanortositos para anfibólitos. Seus padrões de elementos terras raras corroboram esta interpretação.

As granadas de metagabros do CMAP são pouco fracionadas para os elementos terras raras pesados, com teores decrescentes na borda. Os cristais de granada analisados nas zonas de *coronas* exibem um padrão com enriquecimentos em elementos terras raras leves. A granada dos granada-metagabros apresenta um padrão típico de terras raras pesados com relação  $Ce_N/Yb_N \leq 10^{-3}$ . Esta mesma relação foi determinada para granadas, piropo, quase puras em Fe-gabros associados a ofiolitos (Tribuzio, 1992).

A titanita dos metagabros é uma das fases minerais responsáveis pela concentração dos elementos terras raras médios e pesados no granada-metagabro. O plagioclásio é o principal concentrador de Eu no sistema.

### **5.2.2 – Composições de ETR em minerais dos Ortognaisses Graníticos**

As análises de elementos terras raras nestes tipos litológicos limitaram-se a caracterização dos anfibólitos e granadas como complementação dos estudos de química mineral em microsonda eletrônica. (Figura 5.17)

Os anfibólitos nos ortognaisses graníticos são enriquecidos em  $\Sigma$ ETR em relação ao condrito e são heterogêneos quanto a anomalias de Eu. Cristais de anfibólitos associados aos feldspatos apresentam freqüentemente anomalias positivas de Eu. Estas observações sugerem que os anfibólitos podem representar

recristalizações relacionadas ao metamorfismo na área com aumento na concentração de Eu nesta fase mineral.

As granadas analisadas apresentam um padrão de elementos terras raras normalizados para o condrito com empobrecimento em terras raras leves. Apresentam uma heterogeneidade também interpretada como resultante dos processos metamórficos.

As demais fases minerais (titanita, apatita e zircão) apresentam os padrões esperados em rochas cristalizadas a partir de magmas de composição riolítica, corroborando as interpretações petrográficas como fases minerais euedrais a subeuedrais primárias nos ortognaisses graníticos.

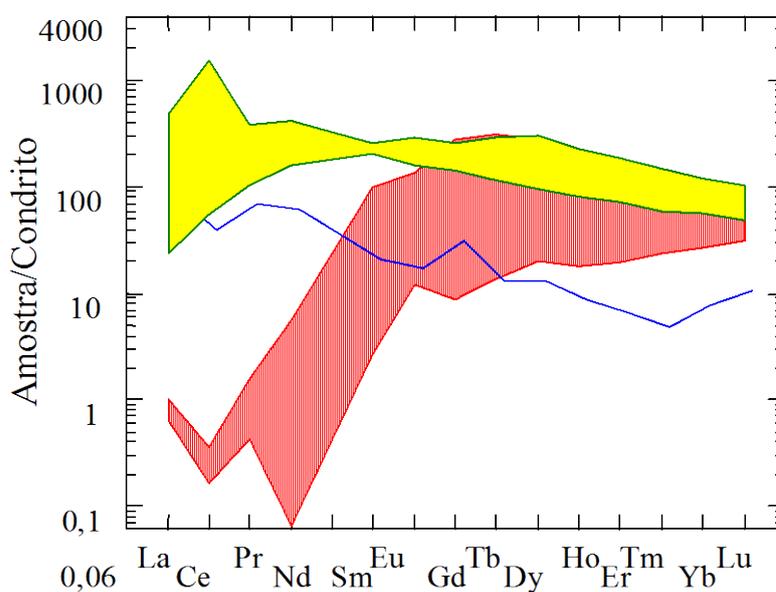


Figura 5.17 – Padrão ETR para a associação mineralógica dos ortognaisses graníticos normalizados para o condrito. Granada (faixa vermelha) + Anfibólio (faixa amarela) + titanita (linha azul).

---

### **5.3 Efeitos do Metamorfismo nas rochas do CMAP e ortognaisses graníticos**

As descrições de campo e petrográficas destas rochas evidenciam episódios de cristalização pós-magmática associadas ao metamorfismo e deformação. O estudo do metamorfismo na área em questão foi efetuado qualitativamente através das relações entre as diversas fases minerais e quantitativamente utilizando-se a química mineral para o cálculo da temperatura de metamorfismo principal.

As assembléias minerais nos metadioritos/metagabros do CMAP e ortognaisses graníticos foram comparadas com aquelas descritas na literatura (Winkler, 1977; Yardley, 1989; Shelley, 1993) no intuito de estabelecer as condições P/T do metamorfismo principal.

As assembléias minerais observadas nos metanortositos também foram comparadas com assembléias minerais metamórficas em anortositos descritos em outros complexos (Ashwal, 1993, Cotkin, 1997).

Tanto nos metadioritos/metagabros quanto nos metanortositos são observadas fases minerais originais parcialmente substituídas por minerais metamórficos.

As assembléias minerais das rochas do CMAP e ortognaisses graníticos encontram-se descritas nos itens a seguir de forma a estabelecer as cristalizações/recristalizações metamórficas.

#### **5.3.1 – Metabásicas do CMAP**

As rochas metabásicas apresentam fortes mudanças mineralógicas quando são submetidas a metamorfismo e deformação, sendo assim as assembléias originadas podem sugerir mais facilmente as condições de pressão e temperatura impostas a essas rochas do que com os ortognaisses graníticos.

De uma maneira geral as rochas do CMAP são constituídas por assembléias minerais assim identificadas:

- **(1)** Associação Primária: Plagioclásio (andesina, labradorita) + piroxênio (Fe-enstatita, augita – Metanortositos - Metagabros)  $\pm$  anfibólio (Metadioritos) + ilmenita
- **(2)** Assembléia do Metamorfismo Principal: Piroxênio (augita) + Anfibólio verde-marrom (Mg-hornblenda/Tschermakita)  $\pm$  granada  $\pm$  plagioclásio + ilmenita  $\pm$  rutilo
- **(3)** Assembléia Retrometamórfica: Anfibólio (recristalizado) + Biotita (annita-flogopita)+ epidoto + clorita  $\pm$  granada (meta-estável)

**(1)** Representa a fase de cristalização original da rocha. É bem marcada pelas fases minerais observadas nos metapiroxênio-anortositos ( fácies intercúmulus), onde o plagioclásio e megacristais de piroxênio juntamente com os minerais opacos correlacionam-se com aqueles encontrados em anortositos sem deformação descritos na literatura (Ashwal, 1993).

**(2)** Representa o metamorfismo principal na área. É observado principalmente nos granada-metagabros, onde há formação de granada e piroxênios augita aparentemente recristalizados. Associa-se ainda a formação de anfibólios parcialmente substituindo os piroxênios, e/ou como alteração intra-clivagens (Foto 1- Prancha 5.1).

De acordo com Shelley (1993), anfibólios substituindo hornblendas é comum nos estágios tardios de cristalização de rochas básicas, porém quando estes cristais são substituídos por anfibólios tremolita e/ou cummingtonita torna-se claro que processos metamórficos estiveram envolvidos.

As principais assembléias metamórficas que ocorreram nestas rochas, durante o metamorfismo regional são, segundo a seqüência zonal (Yardley ,1989), assim definidas:

- Formação de anfibólio      anf + plg + gra + ilm
- Formação de granada      anf + plg + cpx + ilm

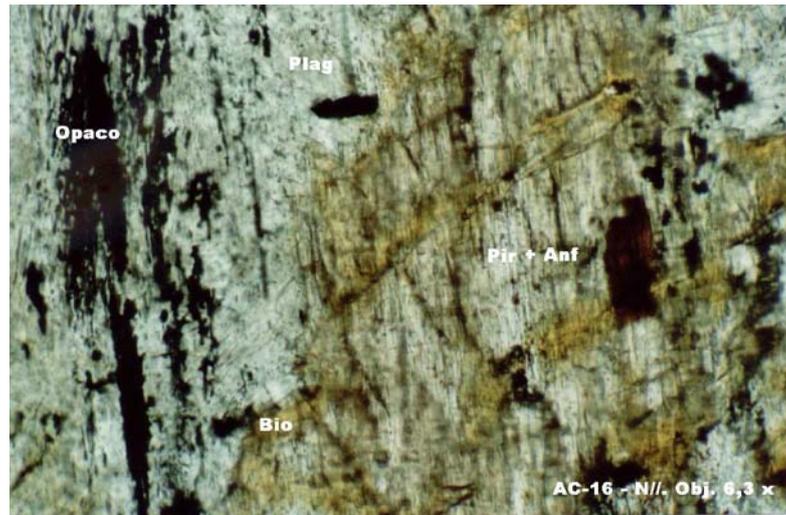


Foto 1



Foto 2

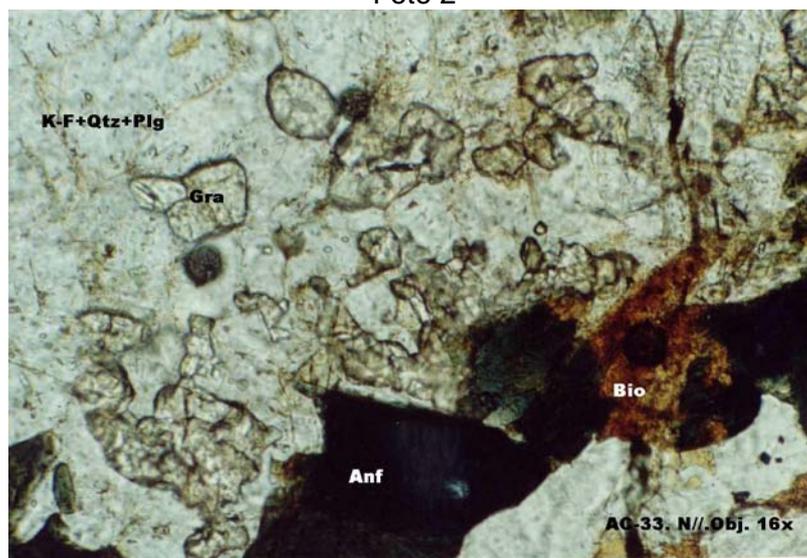
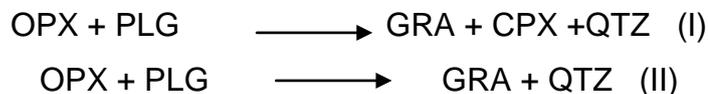


Foto 3

Prancha 5.1 – (1) Enstatita+ anf+bio+op em metanortositos. (2) Coronas fibrosas de Anf+op+plg ao redor de granada em metagabros. (3) Associação Anf+bio+gra no ortogneisse granítico Candiais.

Estas associações representam o estágio transicional entre o fácies anfibolito e granulito na seqüência zonal em metabasitos. São duas as reações possíveis para mostrar a formação da granada a partir da associação primária observada na área do CMAP:



A reação (I) é observada em metagabros submetidos a metamorfismo no fácies granulito sob alta pressão (> 6Kb), ao passo que a reação (II) é aquela que corresponde a associação observada em metagabro-anortositos e nos ortognaisses graníticos.

**(3)** Esta assembléia mineral representa a desestabilização das fases minerais metamórficas formadas no estágio anterior e que estiveram submetidas a uma nova fase metamórfica de grau metamórfico mais baixo. Os efeitos retrometamórficos estão representados por: (a) presença de veios ricos em epidoto; (b) enriquecimento nestes veios em fases minerais menos abundantes do que nas rochas hospedeiras (biotita, quartzo); (c) desestabilização e/ou substituição das fases minerais indicadoras do metamorfismo principal. Estas feições aparecem nos metadioritos cisalhados, nos granada-metagabros e metanortositos próximos as zonas de cisalhamento Paudalho e Limoeiro. A assembléia associada a esta desestabilização marcando novo episódio termal é constituída principalmente por anfibólio + biotita + clorita + epidoto.

Além das assembléias minerais diagnósticas, algumas texturas indicam desestabilização de fases minerais formadas durante o metamorfismo principal. Um exemplo são *coronas* (coroas de reação) ao redor da granada (Foto 2-Prancha 5.1). Essas *coronas* formam-se em condições do fácies xisto verde (Messiga et al., 1995).

Entretanto, este estágio é bem melhor visualizado onde as rochas encontram-se afetadas pelas zonas de cisalhamento, pois há reações de desequilíbrio das fases minerais metamórficas de uma maneira geral, além da penetração sistemática de veios de quartzo, *ribbons*, etc, evidenciando uma milonitização destas rochas.

Na Quadro 5.5 estão dispostas as fases minerais esperadas em gabros quando submetidos a metamorfismo no fácies xisto verde, anfibolito médio e anfibolito alto-granulito (os dados gerais foram compilados de Sial & McReath, 1984)

e para os metagabros do CMAP. As fases minerais apontadas neste quadro corroboram os dados petrográficos que sugerem uma origem secundária de anfibólios + titanita + epidoto dos metagabros/metanortositos do CMAP.

Com base na assembléia observada nos metagabros do CMAP pode-se estabelecer que o metamorfismo principal atingiu condições P/T que variam do fácies anfibolito ao fácies granulito com temperaturas estimadas da ordem de  $\cong 700^{\circ}\text{C}$  (Yardley, 1989), com assembléia representada por clinopiroxênio + plagioclásio (labradorita).

### **5.3.2 – Série Ortognáissica Granítica**

Nos ortognaisses graníticos, o metamorfismo regional de médio a alto grau originou assembléias contendo relictos de quartzo e fenocristais de feldspatos envolvidos por uma matriz alongada pela deformação, às vezes recristalizada, constituída por quartzo + feldspato + anfibólio + biotita  $\pm$  granada. Os feldspatos encontram-se, às vezes parcialmente substituídos por um agregado fino de sericita e/ou minerais do grupo do epidoto.

As rochas da série granítica associada ao CMAP apresentam assembléias minerais constituídas por:

- **(1)** Associação primária: K-feldspato + quartzo + plagioclásio (oligoclásio) + anfibólio (Fe-hastingsita/Kaersutita) + monazita + magnetita + ortopiroxênio(??)
- **(2)** Assembléia do Metamorfismo Principal: anfibólio  $\pm$  piroxênio (recristalizado)  $\pm$  granada
- **(3)** Assembléia Retrometamórfica: Anfibólio (recristalizado) + Biotita + epidoto + clorita  $\pm$  granada (meta-estável)

Quadro 5.5 – Fases Minerais observadas nos metagabros do CMAP contrastadas com evolução metamórfica descrita para metagabros por Sial & McReath, 1984.

COMPOSIÇÃO ORIGINAL		FÁCIES XISTO VERDE		FÁCIES ANFIBOLITO MÉDIO		FÁCIES ANFIBOLITO ALTO-GRANULITO	
Provável em Gabros	CMAP	Provável	CMAP	Provável	CMAP	Provável	CMAP
Ortopiroxênio ± Cpx	Clinopiroxênio (Cpx)± (Opx)	Cpx alterando p/clorita	-	Clorita + anfibólio	Hornblenda	Hornblenda ± Clinopiroxênio	Hornblenda ± Clinopiroxênio
Plagioclásio (Plg) cálcico	Labradorita	Albita	-	Oligoclásio + andesina	Andesina	Labradorita	labradorita
Óxidos de Fe e Ti (Magnetita + ilmenita)	Magnetita + ilmenita	Hematita + leucóxênio	-	Epidoto + titanita + magnetita	Epidoto + titanita + magnetita	Magnetita + ilmenita + titanita	Magnetita + ilmenita + titanita
-	-	calcita	Carbonato				

(1) Esta associação representa o protólito dos ortognaisses que é semelhante a mineralogia de granitos de crosta inferior.

(2) Esta assembléia mineral representa ao metamorfismo principal na área, interpretado a partir dos dados petrográficos das rochas metabásicas como sendo do fácies anfibolito alto/ granulito. O diopsídio-hedembergita, presente no ortognaisse granítico Candiais, também aparece em terrenos charnockíticos quando há um incremento na  $P_{CO_2}$  (Winkler, 1977).

Há uma variação química na fase mineral dos anfibólios para os ortognaisses graníticos do CMAP interpretada como uma alteração no sistema original em consequência dos processos metamórficos evidenciando uma recristalização do anfibólio primário.

(3) Esta assembléia assemelha-se ao estágio 3 para as rochas metabásicas, porém é melhor delineada nestas segundas. As relações texturais sugerem que a biotita é a principal fase mineral representante da fase de retrometamorfismo nos ortognaisses graníticos.

As texturas observadas nos ortognaisses graníticos Bengala, Passira e Candiais, bem como sua assembléia mineral de metamorfismo principal sugere que estas rochas estiveram submetidas a pressões e temperaturas de metamorfismo do fácies anfibolito.

---

#### **5.4 Geotermometria**

Dadas as restrições impostas para a aplicação de geobarômetros apropriados para os tipos de rocha do CMAP, que têm condições de aplicação bastante restritas, optou-se por tratar apenas da geotermometria, estendendo os métodos utilizados na petrologia ígnea para o CMAP. Sabe-se, todavia que as temperaturas calculadas podem não ser representativas, mas os resultados obtidos são bem próximos das estimativas esperadas e atribuídas a partir das associações minerais.

Foram realizados cálculos de geotermometria nas fases minerais em granada-metagabros, metapiroxênio-anortositos e metadioritos cisalhados do CMAP e ortognaisses graníticos associados. As descrições das fases minerais e suas representatividades petrogenéticas foram discutidas por Accioly et al. (1996).

Os geotermômetros potencialmente aplicáveis às rochas metanortosíticas e metagabroicas do CMAP são granada - clinopiroxênio e anfibólio-plagioclásio. O geotermômetro proposto por Ellis & Green (1979) refere-se às trocas catiônicas entre o par granada-clinopiroxênio, e pode ser aplicado nos metagabros do CMAP.

A pressão para a aplicação dos geotermômetros foi estimada através do geotermobarômetro semiquantitativo de anfibólios em rochas metamáficas proposto por Ernst & Liu (1998). Através deste método obteve-se para os metagabros temperaturas da ordem de 675° C e pressão média de 13,5 Kb.

O geotermômetro Blundy e Holland (1990) pode ser utilizado em rochas ígneas e metamórficas portadoras de hornblenda e plagioclásio, porém os autores restringem sua aplicação para as rochas que atendam as seguintes condições: (a) para assembléias com temperaturas estimadas entre 500-1100° C; (b) Para rochas saturadas em quartzo; (c) Para anfibólios com menos que 7,8 de Si e associados a plagioclásios com menos de 92% de anortita.

Os metanortositos são subsaturados em quartzo, com algumas fácies apresentando quartzo normativo, ao passo que os metagabros possuem raro quartzo modal, porém os resultados obtidos com este último geotermômetro quando comparados com os demais utilizados apresentam valores semelhantes.

O Quadro 5.6 mostra os resultados obtidos a partir dos geotermômetros anfibólio/plagioclásio e granada-piroxênio no granada-metagabro; e anfibólio-plagioclásio no metanortosito, no metadiorito e no ortognaisse granítico Bengala.

Para os cálculos de temperatura utilizou-se programa proposto por Holland & Blundy (1994) com tratamento de dados efetuados no “*software*” dos mesmos autores.

As temperaturas metamórficas encontradas para os metanortositos e metagabros do CMAP e ortognaisses graníticos associados são semelhantes e representam temperaturas da ordem do fácies granulito.

Quadro 5.6 Resultados obtidos para as rochas do CMAP e ortognaisse granítico associado a partir dos geotermômetros anfibólio/plagioclásio e granada-piroxênio no metagabro ( a  $P \approx 10-15\text{Kb}$ ).

GRANADA-METAGABRO		METANORTOSITO	METADIORITO	ORTOGNAISSE BENGALA
GRAN/CPX	ANFIB/PLAG	ANFIB/PLAG	ANFIB/PLAG	ANFIB/PLAG
(1) 634-700° C	(2) 750-770° C	(2) 693° - 735° C	(2) 638 - 699° C	(2) 693° - 700° C
(1) Ellis & Green (1979); (2) Blundy & Holland (1990)				

As temperaturas encontradas corroboram as interpretações texturais na caracterização metamórfica para o metamorfismo principal, ou seja temperaturas estimadas para o fácies anfibolito alto/granulito. O perfil da granada (figura 5.3) sugere que a homogeneização nas granadas ocorreram a temperaturas superiores a 700° C.

Markl et al. (1998) descrevem temperaturas de cristalização calculadas para os anortositos da ilhas Lofoten variando entre 1140-1185° C e mangeritos e charnockitos associados com temperaturas da ordem de 850° C. As temperaturas calculadas para os metagabros, metanortositos do CMAP e o ortognaisse granítico Bengala são interpretadas como de representação metamórfica. Os granada-metagabros apresentam as maiores temperaturas calculadas.

## **5.5 - Discussões**

Para as rochas metabásicas do CMAP, a assembléia anfibólio + clinopiroxênio + granada + labradorita reflete as condições de pico metamórfico, com um posterior reequilíbrio evidenciado pela assembléia anfibólio+biotita+epidoto+carbonato.

As texturas observadas nos metabasitos encontram-se assim definidas:

- (a) Composição gabróica (plagioclásio  $\pm$  clino ou ortopiroxênio)
- (b) Intercrescimento granada + clinopiroxênio (  $\text{opx} + \text{plg} \rightarrow \text{cpx} + \text{gra} + \text{qtz}$ )
- (c) Desestabilização das fases minerais de alta P e T com formação de plagioclásio e anfibólio ( $\text{pirox} \rightarrow \text{anf}$ ;  $\text{plag} \rightarrow \text{ep} + \text{cal} + \text{qtz}$ ).

A cummingtonita, observada no metanortosito do CMAP, encontra-se mais freqüentemente em rochas de composição basáltica submetidas a metamorfismo regional (Deer et al., 1966). Nessas rochas a hornblenda presente sob a forma de cristais nitidamente zonados evidencia que não há uma miscibilidade completa entre os anfibólitos cummingtonita e hornblenda, podendo esta duas fases marcar as condições de pressão e temperatura de metamorfismo regional. Esta descrição aplica-se aos metanortositos do CMAP, corroborada pela variação de padrões de elementos terras raras, borda-núcleo, de anfibólitos neste tipo litológico.

As condições de temperatura do fácies anfibolito alto a granulito para o metamorfismo principal na área do CMAP, também são comprovadas através dos cálculos de geotermometria.

Yardley (1989) descreve que granulitos de alta pressão são distinguidos pela ausência de ortopiroxênio em metabasitos com plagioclásio, com desestabilização através da reação:  $\text{opx} + \text{plg} = \text{gra} + \text{cpx} + \text{qtz}$ , a qual apresenta como produto a associação observada nos metagabros do CMAP.

Cotkin (1997) descreve metanortositos submetidos a metamorfismo de alta pressão com retrometamorfismo superimposto marcado pela seguinte reação:



A assembléia margarita +quartzo + plagioclásio representa a substituição retrometamórfica de assembléias formadas sob condições de metamorfismo de alta temperatura ( $> 700^{\circ}\text{C}$ ) e alta pressão ( $> 10\text{Kb}$ ).

Na amostra AC-14 (metanortosito pegmatóide) foi identificada uma mica branca rosada (margarita?) e quartzo modal.

Sendo assim, as assembléias minerais estudadas nas rochas metabásicas do CMAP e ortognaisses graníticos relacionados sugerem que de uma maneira geral, o metamorfismo principal atingiu condições de pressão e temperatura que variam do fácies anfibolito alto ao fácies granulito, com superposição retrometamórfica do fácies xisto verde a epidoto-anfibolito.

# 6 — ACERVO GEOCRONOLÓGICO

---

## **6.1 - Introdução**

Neste capítulo encontram-se descritos os métodos geocronológicos utilizados para datação dos gnaisses do Complexo Gnáissico Migmatítico encaixante, do CMAP, de ortognaisses graníticos associados e de granitóides indiferenciados considerados previamente como Neoproterozóicos (Barbosa, 1990; Rocha, 1990).

As considerações sobre as possíveis idades dos vários complexos na região de Limoeiro-Passira-PE foram obtidas a partir da utilização dos métodos Rb-Sr (Rocha total), Sm-Nd (Rocha total e isócrona mineral), K-Ar (anfíbolios) e U-Pb (zircão e monazita).

Todos os métodos juntos ou em parte (geocronometria), provêm, na interação com dados de campo, petrografia e geoquímica, as ferramentas para o entendimento geotectônico da área, com interpretações de posicionamento e metamorfismo de rochas máficas do CMAP.

---

## **6.2 – Complexo Gnáissico-Migmatítico**

A banda máfica foi coletada para determinação de uma idade modelo através do sistema isotópico Sm-Nd para o complexo encaixante do CMAP.

A idade modelo é uma estimativa do tempo em que o magma separou-se do reservatório mantélico (região fonte), assumindo-se que (1) conhece-se a composição isotópica da fonte mantélica, (2) não há diferenciação isotópica Pai/Filho, e (3) não há mobilidade dos isótopos (Faure, 1986; Rollinson, 1993). Neste caso, os dados isotópicos do sistema Rb-Sr não são muito utilizados, entretanto os dados isotópicos do sistema Sm-Nd fornecem idades modelos

bastante significativas, embora o reservatório deva ser bem especificado (CHUR ou Manto Deplecionado (DM)).

Os dados obtidos através do método Sm-Nd rocha total apontam uma idade  $T_{DM}$  de 2.45 Ga, com  $\epsilon Nd^{(2.4)} = -3.25$  para o gnaiss encaixante do CMAP, que é interpretada como uma idade máxima. Os resultados analíticos do sistema Sm-Nd em rocha total para amostras do Complexo Gnáissico-Migmatítico, do CMAP e de ortognaisses graníticos associados encontram-se no quadro 6.1.

As amostras das bandas máficas e félsicas dos ortognaisses migmatíticos, que constituem o complexo encaixante do CMAP, foram coletadas para análise e construção de uma isócrona Rb-Sr (no intuito de conhecer a idade de consolidação da encaixante), porém não se obteve um resultado satisfatório, pois as amostras não apresentaram um espalhamento adequado e o erro da idade (Tranzamazônica) obtida foi muito alto ( $T=2.521 \pm 2500$ , com MSWD=27 – Programa Isoplot de K. Ludwig). Os resultados analíticos do sistema Rb-Sr para as rochas encaixantes e rochas metabásicas do CMAP estão descritos no quadro 6.2.

Entretanto foi possível calcular a razão inicial das amostras analisadas do complexo encaixante, que apresentaram valores similares, quando calculadas para idade 2,4 Ga, que variam de  $Sr^{87}/Sr^{86} (I_{Sr})=0,702$  a 0,703.

Uma Isócrona Rb-Sr foi publicada por Barbosa (1990) para o Complexo Gnáissico-Migmatítico na região de Glória de Goitá (Folha Vitória de Santo Antão), com uma idade de  $2.036 \pm 40$  Ma, com  $I_{Sr} = 0,704$ , ou seja, de consolidação Tranzamazônica.

### **6.3 – Complexo Metanortosítico de Passira**

A projeção das concentrações de  $^{206}Pb/^{238}U$  vs  $^{207}Pb/^{235}U$  em zircões (ou titanitas, apatitas, monazitas e badeleyitas) tendem a definir um arranjo linear com um intercepto inferior e superior num diagrama de concórdia-discórdia, e ambos interceptos podem significar importantes idades petrogenéticas.

Quadro 6. 1– Dados do Sistema Sm/Nd para as rochas do Complexo Migmatítico encaixante (A) , CMAP (B) , Ortognaisses graníticos (C) e Granitóides Indiferenciados (D) .

<b>(A) ROCHA ENCAIXANTE – COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO</b>										
<b>Nº Amostra</b>	<b>Rocha</b>	<sup>147</sup> Sm (ppm)	<sup>144</sup> Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<b>Nd 143/144</b>	<b>T(DM) (Ma)</b>	$\epsilon$ Nd <sup>(0,6)</sup>	$\epsilon$ Nd <sup>(1.1)</sup>	$\epsilon$ Nd <sup>(1.7)</sup>	$\epsilon$ Nd <sup>(2.4)</sup>
<b>AC-3</b>	Ortognaisse Tonalítico Migmatítico	11,501	86,6515	0.08025	0.5110900	2458	-25	-	-	-3.25
<b>(B) CMAP- COMPLEXO METANORTOSÍTICO DE PASSIRA</b>										
<b>AC-28</b>	Granada-metagabro	4.2979	14.5949	0.17863	0.512353	-			-1.4	
<b>AC-40</b>	Metadiorito (dique)	8.4936	21.0922	0.113181	0.511685	1767	-13.16	-	-4	-
<b>(C) ORTOGNAISSES GRANÍTICOS</b>										
<b>AC-18</b>	Ortognaisse Sipuá	12,042	77,984	0.09336	0.511226	2286	-19.30	-	-2.8	-
<b>AC-33</b>	Ortognaisse Bengala	30,428	201,86	0.09113	0.511191	2311	-20.16	-	-3.0	-
<b>(D) GRANITÓIDES INDIFERENCIADOS</b>										
<b>AC-9</b>	Granitóide Tambotá	15,106	89,5232	0.10201	0.512190	1141	-1.13	5,40	-	-

**Quadro 6.2 - Dados Isotópicos Rb-Sr para as (A) rochas encaixantes e (B) as rochas metabásicas do CMAP.**

<b>(A) ROCHA ENCAIXANTE – COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO</b>								
<b>Nº Amostra</b>	<b>Rochas Encaixantes</b>	<b><math>^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}</math></b>	<b>Erro</b>	<b><math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math></b>	<b>Erro</b>	<b>Rb (ppm)</b>	<b>Sr (ppm)</b>	<b><math>I_{\text{Sr}87/\text{Sr}86}</math></b>
AC-39	Ortognaisse quartzo diorítico	0.133	0.0012	0.7071	0.00009	34.46	747.58	0.703
AC-47A	Ortognaisse granodiorítico	0.293	0.0027	0.7124	0.00008	70.51	695.98	0.702
AC- 48	Leuco-Ortognaisse Tonalítico	0.051	0.0004	0.7035	0.00007	12.60	713.72	0.702

<b>(B) CMAP- COMPLEXO METANORTOSÍTICO DE PASSIRA</b>							
<b>NºAmostra</b>	<b>Rochas do CMAP</b>	<b><math>^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}</math></b>	<b><math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math></b>	<b>Rb (ppm)</b>	<b>Sr (ppm)</b>	<b>Erro</b>	<b><math>I_{\text{Sr}87/\text{Sr}86}</math></b>
AC-14	Metanortosito	0.0143	0.70411	40.4	815.92	0.00008	0.704
AC-23	Metagabro	0.0185	0.70615	1.39	217.78	0.00008	0.705
AC- 28	Metagabro	0.0183	0.70615	1.38	217.78	0.00007	0.705

O zircão, apesar de ocorrer em pequena quantidade em rochas máficas/ultramáficas, é importante para datar complexos metamorfizados sob altas condições de pressão e temperatura, devido a sua resistência ao reequilíbrio isotópico durante o metamorfismo (Martingole et al., 1996).

Zircão é raro em anortositos, entretanto foram observados em metanortositos pegmatóides do CMAP. A idade de cristalização da associação gabro-anortosítica do CMAP foi obtida através deste método.

Quatro frações magnéticas de zircão da fácies pegmatóide do metanortosito foram datadas pelo método U-Pb no laboratório de Geologia Isotópica da Universidade do Kansas-EUA. Os resultados analíticos são mostrados no quadro 6.3.

O Metanortosito datado (AC-31) consiste de andesina, às vezes antipertítica, tendo como acessórios primários minerais opacos, bem como epidoto produto de cristalização secundária.

As frações analisadas são pouco discordantes, e a idade obtida, com intercepto superior de  $1.718 \pm 29$  Ma (MSWD=35) quando o intercepto inferior é forçado para zero (figura 6.1), é considerada como idade de cristalização do CMAP.

Os dados isotópicos do sistema Sm-Nd (Rocha Total) para os metadioritos constituintes do CMAP (AC-40) apontam uma idade máxima TDM = 1,8 Ga , com valores de  $\epsilon\text{Nd}^{(1.7)}$  igual a  $-4$  e os metagabros (rocha total) apresentam  $\epsilon\text{Nd}^{(1.7)}$  igual a  $-1,4$ . Os valores de  $\epsilon\text{Nd}$  foram calculados para a idade considerada de cristalização da associação gabro-anortosítica do CMAP.

Para as rochas do CMAP, as restrições do método Rb-Sr não permitiram a elaboração de uma isócrona a partir de rocha total para obtenções de idades pós-cristalização, pois as amostras analisadas não apresentaram espalhamento adequado.

Entretanto foram efetuados cálculos para determinação da razão inicial de Sr em metagabros e no metanortosito com base na idade obtida para o metanortosito de 1.7Ga, que forneceram " $I_{\text{Sr}}$ " variando de 0,704 (metanortosito) a 0,705 (metagabros).

**Quadro 6. 3– Resultados analíticos do Sistema U-Pb em zircão (A) do metanortosito, (B) Granitóides Indiferenciados.**

<b>(A) METANORTOSITO – AC-31</b>								
		<b>Concentrações</b>				<b>Idades</b>		
Fração Magnética	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{2067}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
M (0)	0,07	17,15	5,84	0,292	4,18	1637,7	1671,5	1715,5
M (1)	0,04	14,87	5,247	0,287	4,15	1631,4	1665,2	1708,2
M (2)	0,05	9,97	3,30	0,285	4,13	1618,7	1660,6	1713,8
M (-1)	0,07	13,153	4,64	0,290	4,22	1641,8	1679	1725,9

<b>(B) GRANITÓIDES QUARTZO DIORITO INDIFERENCIADOS – AC-39</b>								
		<b>Concentrações</b>				<b>Idades</b>		
Fração Magnética	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
M (( ))	0,03	24,44	4,22	0,093	0,77	577,06	580,3	592,99
M (1)	0,065	8,64	1,527	0,087	0,72	542,06	551,96	593,03
M (-1)	0,07	9,42	1,84	0,094	0,79	581,54	589,75	621,45

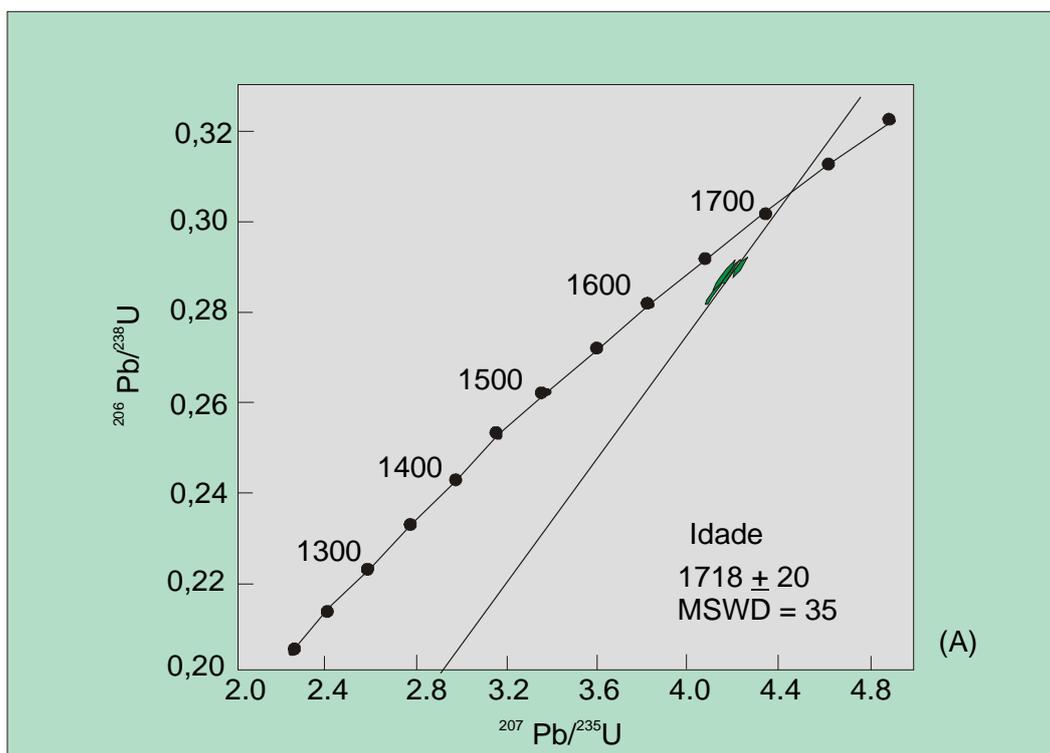


Figura 6.1 – (a) Diagrama concórdia-discórdia para os zircões do metanortosito-CMAP.

Também foram efetuadas datações K-Ar em anfibólios constituintes dos granada-metagabros do Complexo Metanortosítico de Passira-CMAP e datação Sm-Nd, através de uma isócrona mineral (granada e rocha total) no intuito de conhecer a idade de metamorfismo na área. Os resultados encontram-se nos quadros 6.4 e 6.5, respectivamente.

Uma idade mineral, obtida a partir de um sistema isotópico qualquer, registra a época em que cessa a difusão do isótopo radiogênico. O valor da temperatura de fechamento depende da taxa de resfriamento e da granulação mineral (Faure, 1986).

As idades K-Ar sofrem um “reset” por alteração e/ou metamorfismo (Faure, 1986; Rollinson, 1993) e representam eventos tectono-metamórficos sofridos pelas rochas básicas e auxilia no estudo de acreção e evolução crustal para terrenos antigos.

Quadro 6.4 – Resultados das análises K-Ar em anfibólios dos metagabros do CMAP.

<b>AMOSTRAS DE METAGABROS DO CMAP</b>						
<b>AMOSTRA</b>	<b>K(%)</b>	<b>ERRO</b>	<b>Ar<sup>40</sup> (rad)</b>	<b>Ar<sup>40</sup> (atmos)</b>	<b>T<sub>MAX</sub></b>	<b>ERRO</b>
<b>AC-23</b>	0,38	0,017	19.75	15.50	1.0 Ga	56.7 Ma
<b>AC-28</b>	0,33	0,039	21.62	16.78	1.1 Ga	78.9 Ma

Os resultados obtidos para os metanortositos/metagabros através deste método apontam idades que variam de 1,0-1,1 Ga. O quadro 6.6 mostra uma compilação de temperaturas de fechamento para hornblenda disponíveis na literatura.

Para datação das granadas foram selecionados os cristais não fraturados e com menos inclusões observadas. Para separá-las da coroa de reação composta por plagioclásio e anfibólio que a envolve, foi efetuada abrasão da granada analisada com a própria granada separada.

A isócrona mineral Sm-Nd em granada-metagabros (granadas e rocha total) aponta uma idade de  $T_{\text{metamorfismo granulítico}} = 612 \text{ Ma} \pm 50$  (Brasiliana), interpretada como de pico metamórfico na área do CMAP. (Figura 6.2).

Cliff et al. (1998) mencionam problemas de homogeneização isotópica mineral imperfeita durante o metamorfismo de alto grau, entretanto interpreta-se que a homogeneização metamórfica da granada analisada tenha sido completa, com base no perfil composicional (elementos maiores) efetuado para um cristal de granada do metagabro, mostrado na figura 5.3 (capítulo 5).

As temperaturas do metamorfismo de formação da granada, calculadas na área do CMAP, são maiores que aquelas descritas para o fechamento mineral. Sendo assim, as idades obtidas para os anfibólios (1.0-1.1 Ga) dos granada-metagabros do CMAP, são interpretadas como idades mistas entre os dois principais ciclos orogenéticos na área, o Tranzamazônico e o Brasileiro. Vale salientar que os anfibólios ocorrem como substituição ao piroxênio primário, podendo ter herdado a composição isotópica original (cristalização) desta fase mineral.

Quadro 6. 5– Dados do Sistema Sm/Nd para granadas e rocha total do granada-metagabro do CMAP.

<b>GRANADA/ METAGABROS (AMOSTRA AC-23)</b>								
<b>SPS</b>	<b>N° do Campo</b>	<b>Material</b>	<b>Sm (ppm)</b>	<b>Nd (ppm)</b>	<b><sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd</b>	<b>Erro</b>	<b><sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd</b>	<b>Erro</b>
<b>1722</b>	AC-23/AG-4	Granada	4,682355	17,11986	0,165388	0,000591	0,511913	0,000016
<b>1148</b>	AC-23a	Metagabro	5,743	24,679	0,1407	0,0005	0,511814	0,000006

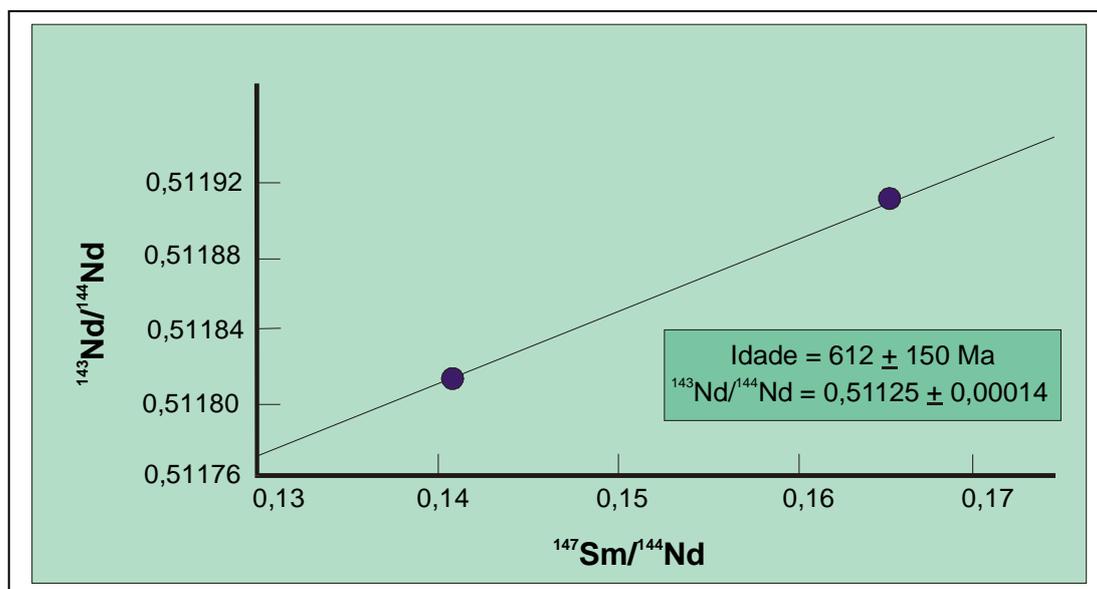


Figura 6.2 – Isócrona Mista Mineral (granada) - Rocha Total (granada-metagabro) para o CMAP. Idade = 612 ± 150 Ma com  $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144} = 0,51125 \pm 0,000014$ .

Farina et al. (1981) publicou uma datação de 859 Ma obtida através do método K-Ar em feldspato do metanortosito. Esses autores interpretam esta idade como a de resfriamento do último evento tectonotermal na área. Como a idade de cristalização do Metanortosito é de 1.7 Ga e o metamorfismo principal na área é de 612 Ma correspondente ao Ciclo Brasileiro na Província Borborema, esta idade também pode representar uma idade mista.

Quadro 6.6 – Compilação de temperaturas de fechamento para hornblendas. (Dados extraídos de Faure, 1986 e Heaman & Parrish, 1991).

TEMPERATURAS DE FECHAMENTO (°C)	REFERÊNCIAS <sup>(a)</sup>
490° C - 578° C	Harrison (1981) <sup>(b)</sup>
530 ± 40° C	McDougall & Harrison (1988)
> 650° C	Rollinson, 1993 <sup>(c)</sup>
685 + 53° C	Berger & York (1981)

(a) Referências bibliográficas em Faure (1986) ; Heaman & Parrish (1991);

(b) Depende da granulação dos cristais

(c) Rollinson (1993-página 29) descreve que valores de  $T_f > 650^\circ \text{C}$  já foram encontrados.

---

#### **6.4 - Ortognaisses Graníticos**

Os ortognaisses graníticos Bengala, Candiais e Passira foram datados através do método U-Pb em monozircão/monazita em ICP-MS com “*laser ablation*”, conforme a metodologia proposta por Montel et al. (1994) para monazitas. Os resultados obtidos apontaram idades de 1.58, 1.64 e 1.68 Ga, para estes plutões, respectivamente.

Os ortognaisses graníticos datados possuem uma associação mineral representada por um sistema residual composto por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, e os minerais com proporções subordinadas são: anfibólios+ piroxênios+ allanita + apatita +zircão+titanita+ilmenitas+magnetitas+monazitas.

O zircão presente no ortognaisse Bengala ocorre como cristais eudrais, às vezes fraturados, com inclusões de minerais opacos. O ponto analisado na microsonda iônica foi aquele cujas características pareciam microscopicamente mais homogêneas do cristal. As monazitas presentes nos ortognaisses Passira e Candiais apresentam faces losangulares eudrais, pouco fraturadas. Os pontos analisados foram aqueles que apresentaram mais homogeneidade textural no cristal, ou seja, estavam afastados de fraturas e/ou inclusões.

Para Montel et al. (1994) é possível dosar com precisão o Pb, Th e U nas monazitas com uma microsonda eletrônica. Os teores medidos podem ser diretamente interpretados em termos de idade, com uma precisão da ordem de 30 Ma para uma idade de 300 Ma, e de 100 Ma para uma idade de 3 Ga . Para as amostras de idade já previamente conhecida e posteriormente submetida à análise por este método, a discrepância entre a idade medida na microsonda e a idade isotópica é inferior à margem de erro. Este método permite datar domínios de tamanho infracristalino nas monazitas, com uma resolução espacial de alguns microns.

A monazita é, depois do zircão, o mineral mais usado em geocronologia U-Pb, possuindo diversas características favoráveis: é abundante nos granitos e rica em U.

Os princípios do método proposto por Montel et al. (1994) utilizado para datar os ortognaisses graníticos associados ao CMAP, baseia-se na medição dos teores de U, Th e Pb de monazita, podendo-se calcular uma idade significativa de um evento geológico, se se considerar que o teor inicial em Pb da monazita é desprezível com relação ao Pb radiogênico, e por outro lado que os teores em U, Th e Pb não foram modificados desde a última perda total do chumbo radiogênico.

O método consiste em utilizar a microsonda (no caso da presente tese, utilizou-se uma microsonda iônica com "lazer ablation" do Departamento de Cristalografia da Universidade de Pavia-Itália) para medir os teores de U, Pb e Th. O método foi extrapolado para análise do zircão presente no ortognaisse Bengala, e a idade obtida aproximou-se das determinadas em monazitas dos ortognaisses candiais e Passira.

As amostras analisadas (AC-33 - Ortognaisse Granítico Bengala; AC-45- Ortognaisse granítico Candiais e AC-78- Ortognaisse granítico Passira) foram analisadas através de lâminas delgadas comuns e os cristais de "fácies zircão" foram marcados previamente por meio de observação petrográfica (prancha 6.1).

As idades foram calculadas a partir da seguinte fórmula:

$$\text{Pb (ppm)} = \frac{\text{Th (ppm)}}{232} (e^{\lambda^{232} \tau} - 1) \cdot 208 + \frac{\text{U (ppm)}}{238.04} 0.9928(e^{\lambda^{232} \tau} - 1) \cdot 206 + \frac{\text{U (ppm)}}{238.04} 0.0072(e^{\lambda^{232} \tau} - 1) \cdot 207$$

que deve ser resolvida em  $\tau$ , onde  $\lambda^{232}$ ,  $\lambda^{235}$  e  $\lambda^{238}$  são as constantes de desintegração radioativa. O erro sobre a idade é calculado a partir dos intervalos de confiança de 95% para U, Th e Pb.

Os resultados estão expostos no Quadro 6.6.

Os ortognaisses graníticos especialmente relacionados aos metanortositos do CMAP apresentam idades modelo TDM que variam de 2.2 a 2.3 Ga com valores de  $\epsilon\text{Nd}^{(1.6)}$  da ordem de -2.8 a -3, bem próximos da idade  $T_{\text{DM}}$  obtida para os gnaisses encaixantes do Complexo Gnáissico-Migmatítico. (Quadro 6.1).



Foto 1



Foto 2

Prancha 6.1 - Foto 1- Zircão analisado na amostra AC-33. Obj. 100x. Luz transmitida Nicols paralelos. Foto 2 – Monazita analisada na amostra AC-45. Luz reflexiva. Obj. 100x.

Quadro 6.6 - Resultados das análises do Sistema U-Th-Pb em monazitas (para os ortognaisses graníticos Candiais e Passira) e em zircão (para o ortognaisse granítico Bengala.).

	ORTOGNAISSE CANDIAIS		ORTOGNAISSE PASSIRA	ORTOGNAISSE BENGALA
	AC45 Monazita	AC 45 Monazita	AC 78 Monazita	AC33 Zircão
Pb ppm	13,2	2,309	12,48	8,48
Th ppm	79,065	10,35	65,5	46,2
Pb ppm corrigido	10,69	1,87	10,11	6,87
Th ppm corrigido	84,60	11,07	70,09	49,43
Pb 208 ppm	5,6	1,0	5,3	3,6
	1,45E+0,09	1,91E+0,09	1,64E+0,09	1,58E+0,09
Idades Médias (Ga)	1,68		1,64	1,58
Erros (Ga)	0,10		0,09	0,09

### **6.5 – Granitóides Indiferenciados**

Foi efetuada uma análise do sistema isotópico Sm-Nd (rocha total) no riebeckita-aegirina alcali feldspato granito deformado Tamboatá. Para este plutão obteve-se uma idade  $T_{DM}$  de 1.14 com um  $\epsilon Nd^{(1.1)}$  de +5.4. A idade  $T_{DM}$  é interpretada como a idade máxima em que o magma progenitor separou-se do reservatório mantélico.

Três (3) frações de zircões amarelados com inclusões de minerais opacos de Granitóides deformados associados à Zona de cisalhamento Limoeiro, foram datados através do método U-Pb em zircão no diagrama concórdia-discórdia.

O granitóide analisado (AC-39) possui composição quartzo diorítica com os zircões associados a anfibólios e biotitas. Os zircões são amarelados, eudrais, com inclusões prováveis de rutilo. Os cristais mais límpidos foram separados para análise.

Obteve-se uma idade de  $597 \pm 31$  Ma (figura 6.3), que é interpretada como de metamorfismo dinamotermal, correspondente às transcorrências relacionadas ao Lineamento Pernambuco.

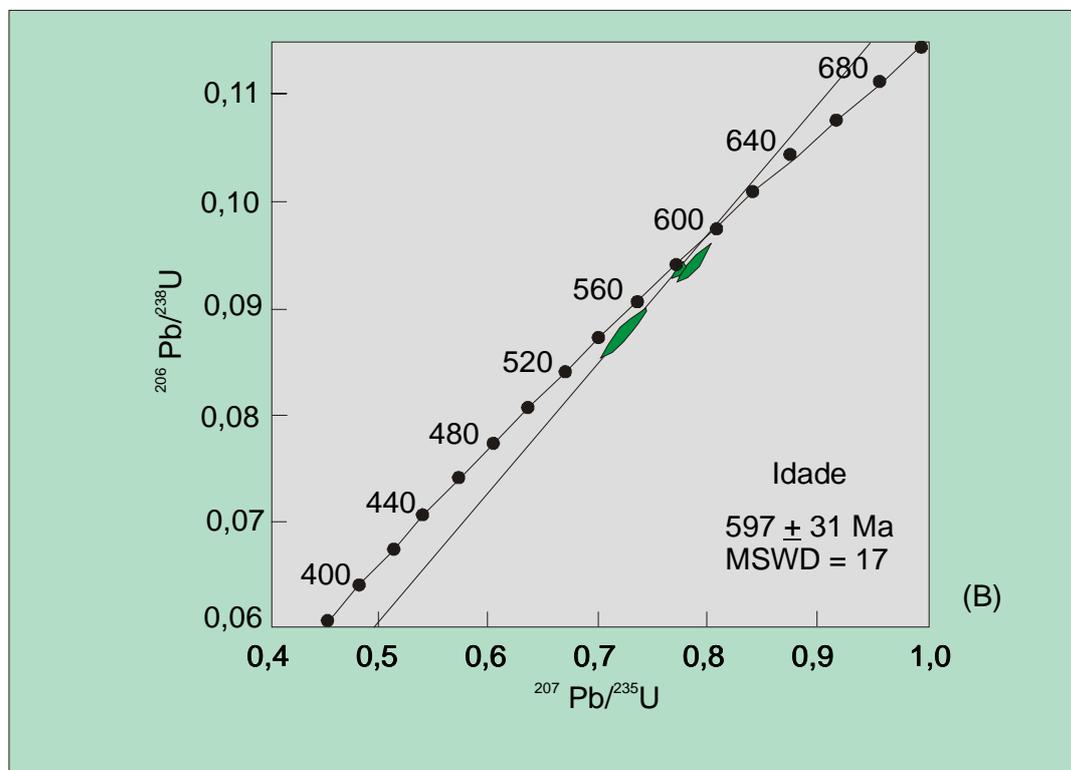


Figura 6.3 - Diagrama Concórdia-discórdia para os zircões de granitóide quartzo diorítico associado ao Lineamento Limoeiro- CMAP.

---

## **6.6 – Discussões**

Os dados isotópicos obtidos para as rochas encaixantes do CMAP apontam uma consolidação Transamazônica (idade Rb-Sr convencional em torno 2.0Ga) para as rochas encaixantes.

A idade de muitos anortositos do tipo maciço que estão espacialmente associados com granitóides advém de datações destes últimos (Quadro 2.1-Capítulo 2). Entretanto muitos trabalhos de petrogênese de Complexos anortosíticos têm discutido sobre a consaguineidade de suítes graníticas com as associações gabro-anortosíticas (Ashwal, 1993; Emslie et al., 1994; Mitchell et al., 1996; Frost et al., 1996), sendo este método impróprio para determinação da idade de posicionamento das rochas básicas.

A detecção de zircões nos metanortositos da fácies pegmatóide foi de fundamental importância para o conhecimento de sua idade, pois a datação anteriormente obtida (Farina et al. (1981)) baseava-se no método K-Ar que sofre reequilíbrio quando submetido a eventos tectonotermiais. A idade obtida para o metanortosito corresponde ao Paleoproterozóico Superior/Mesoproterozóico Inferior e é semelhante aquela descrita para vários complexos anortosíticos do tipo maciço no mundo.

Os ortognaisses graníticos espacialmente associados ao CMAP apontaram idades mesoproterozóicas (1.6 Ga), próximas da idade de cristalização da associação gabro-anortosítica do CMAP (1.7 Ga).

Um evento tectonotermal posterior ao CMAP é interpretado através dos dados isotópicos do granitóide peralcalino Tamboatá com  $\epsilon\text{Nd}$  positivo e  $T_{\text{DM}}$  de 1.1 Ga. A idade Sm-Nd de  $612 \pm 150$  Ma obtida através da isócrona granada-rocha total em metagabro sugere, ainda, que o metamorfismo principal ocorreu no Brasileiro.

Como comparação, Toteu et al. (1994) reportaram datações U-Pb e Sm-Nd em metamorfitos cratônicos eburneanos e panafricanos da parte sul da República de Camarões. Esses autores, utilizando as análises de U-Pb em zircões e Sm-Nd em fases minerais e rocha total de amostras da porção Sul de

Camarões. Esses autores documentaram três eventos tectonotermiais distintos. Os resultados nas rochas de Camarões corroboram com os dados da porção oeste do Cráton do Congo e da porção nordeste do Cráton de São Francisco. Os autores concluem então que os Crátons do Congo-São Francisco estiveram juntos durante a orogênese Eburneana-Tranzamazônica de aproximadamente 2100 Ma e foram limitados a norte por uma bacia tipo rift Mesoproterozóica que fechou durante a orogênese Panafricana-Brasílica a aproximadamente 600 Ma.

# 7 - LITOGEOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

## 7.1 – Introdução

Para o estudo de química de rocha total dos tipos litológicos do CMAP, ortognaisses graníticos associados e dos gnaisses encaixantes, 36 amostras foram analisadas para elementos maiores e alguns traços (incluindo elementos terras raras). Os resultados são mostrados nas tabelas de análises representativas das rochas estudadas em anexo.

Pretende-se discutir neste capítulo as características geoquímicas gerais das rochas do CMAP e ortognaisses graníticos associados interpretando relações entre os tipos litológicos envolvidos com inferências para seus ambientes de posicionamento tectônico, reconhecendo que a natureza do complexo (limitação de amostragem, metamorfismo e deformação) e o acervo de análises disponíveis não permitem aprofundar a análise petrogenética.

As amostras pesquisadas foram coletadas em algumas das fácies dos metadioritos, metagabros e metanortositos, pois não foi possível realizar análises em todas as fácies do CMAP devido a larga variedade litológica que neste Complexo aparece e o valor financeiro final de execução das análises do CMAP.

Também foram analisadas amostras dos ortognaisses graníticos associados, das bandas félsicas e máficas das rochas encaixantes. Quatro análises de amostras de granitóides indiferenciados foram efetuadas com o intuito de compará-las com a série de ortognaisses graníticos associada ao CMAP.

O estudo geoquímico desenvolveu-se dentro de 3 fases principais:

- Estudo de química de rocha total (elementos maiores e traços)
- Aplicação de dados de litogeoquímica em diagramas específicos para a classificação e tendência geoquímica.
- Interpretações de dados de geoquímica isotópica tecendo comparações com outros complexos anortosíticos descritos na Literatura.

Os tipos litológicos amostrados foram criteriosamente selecionados, observando os seguintes fatores:

- Grau de alteração da rocha;
- Maior variação mineralógica;
- Associação com os demais tipos litológicos;
- Amostras aparentemente menos deformadas.

De uma maneira geral, o procedimento utilizado para determinação da alteração levou em consideração o estudo petrográfico das texturas reliquias e fases minerais metamórficas.

Após a leitura de artigos que versam sobre a mobilidade dos elementos em rochas metamórficas (Beswick & Soucie, 1978; Beswick, 1982) observou-se que os diagramas propostos para identificação de alteração por metamorfismo não se aplicam às rochas cumuláticas, que é o caso do CMAP. Optou-se então por fazer comparações das amostras do CMAP com análises de gabros e anortositos não metamorfizados e metamorfizados descritos na literatura (Ashwal, 1993 - Maciço Morim; McLelland et al., 1994 - Maciço Adirondack; Mitchell et al., 1996 - Complexo Wyoming). Os teores  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , e  $\text{FeO}^t$  mostraram-se semelhantes, com variações que podem representar propriedades inerentes ao CMAP, como por exemplo as concentrações de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$  que refletem o tipo de plagioclásio presente.

Vários trabalhos na literatura citam que sob efeitos de alteração hidrotermal e/ou metamorfismo, elementos como Nb, La, Ce, P, Zr e Ti são considerados imóveis (Myers & Bretkopf, 1989) e são elementos mais confiáveis para interpretação litogeoquímica, além de serem mais difíceis de serem lixiviados.

Smalley & Field (1991) estudaram a intensidade das modificações dos elementos terras raras em gabros anfibolitizados e chegaram a conclusão de que qualquer mudança no teor de ETR não é suficiente para afetar a interpretação de seus padrões. As interpretações geoquímicas mais aprofundadas do CMAP advêm dos padrões destes elementos e dos elementos LILE e HFSE.

---

## **7.2 - Complexo Gnáissico-Migmatítico**

A análise litogeoquímica para as rochas constituintes do Complexo Gnáissico-Migmatítico foi restrita a uma caracterização das bandas félsicas e máficas quanto ao tipo de protólito ígneo, quanto as suas características normativas e quanto ao tipo de padrão de elementos terras raras e aranhogramas apresentados, pois o número de amostras analisadas é insuficiente para tecer considerações sobre a petrogênese deste Complexo.

### ***7.2.1 – Geoquímica de Elementos Maiores***

O estudo de geoquímica de rocha total para elementos maiores foi efetuado para a caracterização do protólito dos tipos litológicos estudados e para a sua classificação química.

As rochas constituintes dos gnaisses migmatíticos encaixantes do CMAP são, conforme a classificação proposta por Cox et al (1979) e suprimindo-se o prefixo meta-, assim definidas:

Bandas félsicas: tonalitos/granodioritos

Bandas máficas: monzogabros/monzodioritos

Intermediárias: quartzo monzodioritos

Comparando os resultados analíticos com os obtidos petrograficamente, não há disparidades, pois refletem aproximadamente a composição protolítica estimada, guardando as devidas ressalvas por se tratar de um sistema metamórfico.

As bandas máficas pertencentes aos ortognaisses tonalíticos do Complexo Gnáissico-Migmatítico, são parte corindon normativas e parte hiperstênio + olivina normativas. Já as bandas félsicas são sobressaturadas (quartzo normativas), com bandas de constituição leucotonalíticas apresentando corindon normativo com  $Na_2O > 4K_2O$  (trondjemíticas ?). No quadro 7.1 encontram-se resumidas as fases minerais normativas para parte dos tipos litológicos analisados.

De uma maneira geral, as rochas constituintes das bandas félsicas apresentam concentrações de  $\text{SiO}_2$  em torno de 67-73% com a razão  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ , apresentam alumina que varia de 13-15% com relação  $\% \text{K}_2\text{O} + \% 2\text{CaO} + \% \text{Na}_2\text{O} < \% \text{Al}_2\text{O}_3$  (Best, 1982). Na figura 7.1 observa-se o caráter peraluminoso das rochas félsicas e máficas das bandas dos gnaisses migmatíticos encaixantes em diagrama discriminante proposto por Maniar & Piccolli (1984).

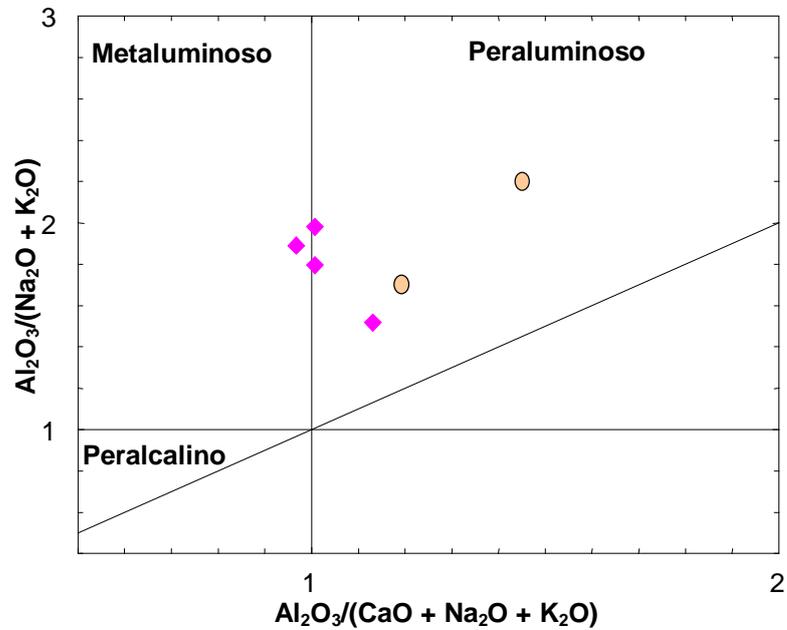


Figura 7.1 – Diagrama ACNK x ANK para as bandas máficas e félsicas dos gnaisses migmatíticos encaixantes do CMAP. Círculos abertos laranjas as bandas máficas, losangos rosa representam as félsicas. Os campos são aqueles propostos por Maniar & Piccolli (1984).

Quadro 7.1 - Quadro simplificado das fases minerais normativas para amostras representativas dos tipos litológicos do CMAP, ortognaisses graníticos associados, encaixantes e granitóides indiferenciados.

Mineral Normativo	Encaixantes			CMAP						Ortognaisses			Granitóides Indiferenciados		
				Metabásicas			Metanortositos			Meta-ácidas					
				Metagabros	Metadioritos A	Metadioritos B	Pegmatóide	foliado	Piranort.	Bengala	Passira	Sipuí			
AC-48	AC-3A	AC-3C	AC-25	AC-40a	AC-47b	AC-14	TP-01	AC-16a	AC-33c	AC-79	AC-18	AC-9	AC-104	AC-105	
Quartzo	29.36	27.04	5.00	-	-	-	6.13	5.16	-	23.19	35.35	36.72	33.69	27.96	32.43
Coríndon	-	-	1.31	-	-	-	2.22	1.50	-	.09	.35	-	-	3.01	6.35
Zircão	-	.03	.07	.03	.02	-	-	-	-	-	-	-	.17	.04	.05
Ortoclásio	6.73	17.10	29.69	3.84	15.41	16.37	2.6	.95	2.78	36.91	32.59	26.95	21.59	7.94	15.54
Albita	42.52	36.88	22.67	23.71	29.29	23.37	39.17	42.98	27.28	18.70	23.37	13.45	21.53	31.39	15.33
Anortita	16.88	12.07	9.49	22.85	22.47	24.16	46.26	47.81	33.37	9.47	4.76	9.19	-	15.73	8.93
Nefelina	-	-	-	-	-	4.25									
Na-metasilica													0,15		
Diopsídio	.69	.42	-	6.17	11.15	10.14	-	-	.39	.03	2,72				
Wollastonita															
Hypertênio	3.51	5.92	30.77	21.80	12.97	-	1.12	1.27	28	9.47	3.22	11.27	19.38	13.27	19.15
Olivina				5.29	6.52	16.88									7.17
Mgnetita															
Cromita			.06		.02										
Hematita															
Ilmenita	.25	.62	1.93	5.67	1.86	1.96	.19	.14	1.26	.82	.28	.89	.85	.59	1.91
Rutilo															
Apatita	.07	.32	1.16	.97	.65	2.33	.12	.02	.03	.25	.09		.07	.27	.45

### 7.2.2 – Geoquímica de Elementos Traços

Os dados de elementos traços obtidos para as bandas félsicas e máficas constituintes do Complexo Gnáissico-Migmatítico foram projetados em diagramas expandidos de elementos incompatíveis em relação ao manto e normalizados para a crosta continental (Taylor & McLennan, 1985) e para o manto primitivo (Wood, 1979).

Em aranhogramas para as bandas félsicas e máficas das encaixantes normalizados para a crosta continental (figura 7.2) observa-se que as bandas félsicas possuem teores normalizados de Sr, Rb, Nb, La, Ce, Y e Yb próximos a unidade com anomalias positivas de Ba e U, e negativas de Eu e Dy. As bandas máficas apresentam assinaturas com picos positivos de La, Ba e Zr, com  $La_N$  cerca de 10 vezes a crosta continental

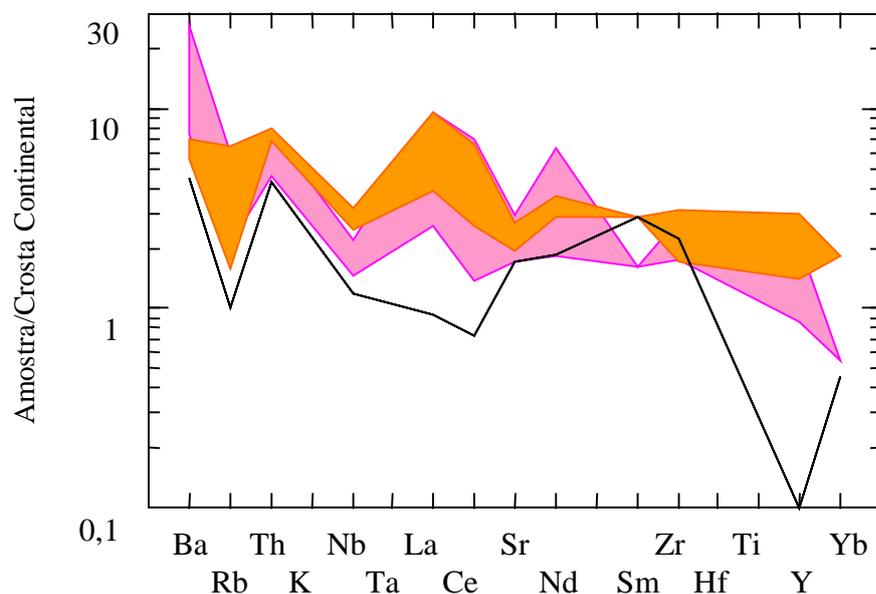


Figura 7.2 – Aranhogramas para as bandas félsicas e máficas dos gnaisses migmatíticos encaixantes do CMAP normalizados para a crosta continental (Taylor & McLennan, 1985). A faixa laranja representa a variação dos padrões das bandas máficas; a faixa rosa representa a variação dos padrões das bandas félsicas. A linha preta representa o padrão do leucotonalito analisado.

Em padrões normalizados para o manto primitivo (figura 7.3), observa-se que tanto as bandas félsicas quanto as bandas máficas mostram enriquecimento nos elementos litófilos LILE em relação aos elementos HFSE, com picos em Ba, Th, e La e depressões em Eu, Dy e Nb. As bandas máficas chegam a apresentar  $La_N$  e  $Ba_N$  com cerca de 200 vezes o manto primitivo.

No padrão de ETR com valores normalizados para o condrito (Evensen et al., 1980), as bandas máficas e félsicas dos gnaisses encaixantes apresentam um padrão inclinado (figura 7.4), com razões de  $La_N/Yb_N$  da ordem de 20 para as máficas e 70 para as félsicas. Leve anomalia negativa de Eu é observada nas bandas félsicas de constituição granodioríticas, ao passo que a amostra AC-48 do leucotonalito apresenta forte anomalia negativa de Eu, com  $Eu^*/Eu_N = 10$ . Nas bandas máficas não se observa anomalia de Eu.

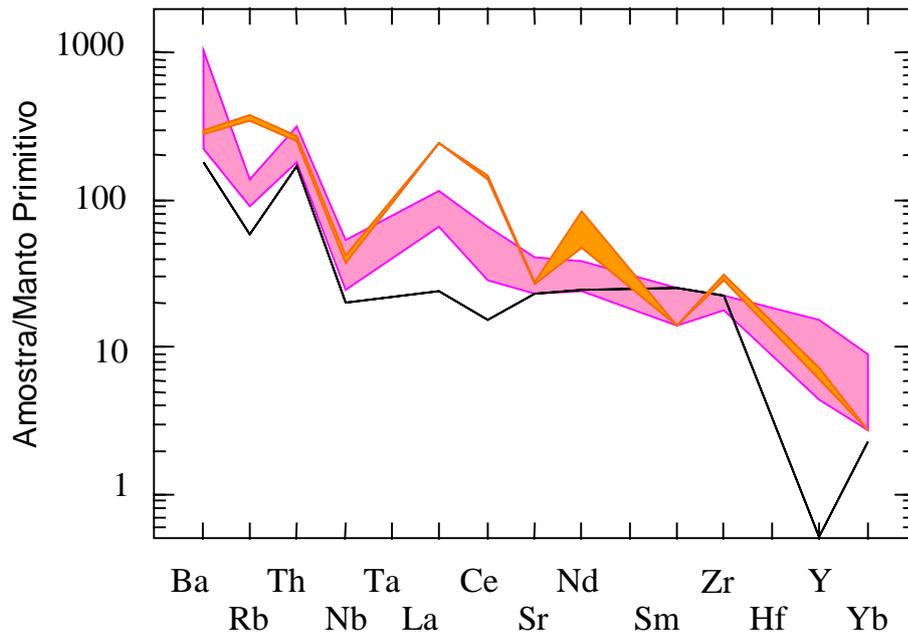


Figura 7.3 – Aranhogramas para as bandas félsicas e máficas dos gnaisses migmatíticos encaixantes do CMAP normalizados para o manto primitivo. A faixa laranja representa a variação dos padrões das bandas máficas; a faixa rosa representa a variação dos padrões das bandas félsicas, A linha preta representa o padrão do leucotonalito analisado.

A amostra AC-48 (banda félsica) exibe um padrão semelhante aos de metatrondhjemitos descritos por Melo (1998) e Santos (1995) em rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico nas regiões de Barro Vermelho e Floresta (Complexo Floresta), respectivamente.

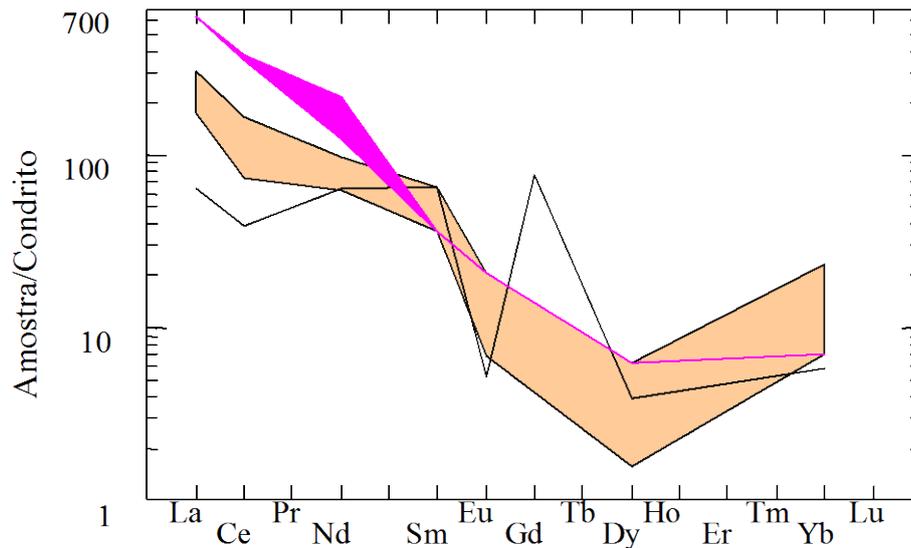


Figura 7.4 – padrão ETR para as bandas félsicas e máficas dos gnaisses migmatíticos encaixantes do CMAP normalizados para o condrito - C1. A faixa azul representa a variação das bandas máficas, a faixa vermelha representa as bandas félsicas, a linha preta representa a amostra AC-48.

### 7.2.3 - Geoquímica Isotópica

As bandas félsicas e máficas apresentam valores de  $I_{Sr}$  entre 0,702-0,703 próximos do reservatório mantélico primitivo Paleoproterozóico Inferior. O valor de  $\epsilon_{Nd}^{(2.4)}$  na banda máfica, calculado para a idade  $T_{DM}$  de 2.4 Ga, é de  $-3,74$ .

### 7.3 - CMAP

#### **7.3.1 – Geoquímica de Elementos Maiores**

Além das relações de campo e petrográficas para identificação do protólito metamórfico das rochas estudadas, este também foi interpretado através do estudo de litogeoquímica. As amostras das rochas metabásicas do CMAP, foram projetadas em diagrama ACF, onde os parâmetros A, C e F são aqueles propostos por Winkler (1977). Na figura 7.5 observa-se que as amostras analisadas projetadas coincidem com os campos correspondentes a rochas metatonalíticas e grauvacas.

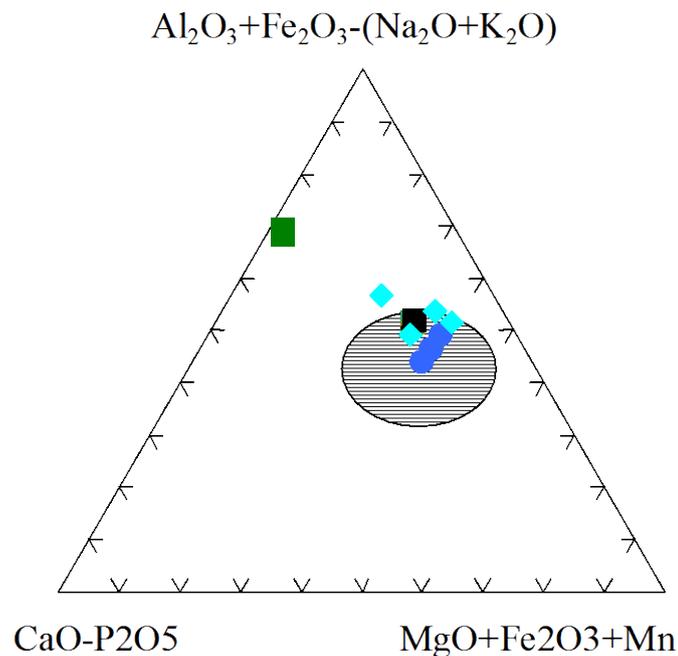


Figura 7.5 – Diagrama ACF (A =  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$ ); C =  $CaO - 3.3P_2O_5$ ; F =  $MgO + MnO + FeO$ . Legenda: Metanortositos (quadrados de cor verde), Metapiroxiênio-anortositos (quadrados pretos); Metagabros (círculos de cor azul escura); Metadioritos (losangos de cor azul clara). O campo hachurado é aquele proposto por Winkler (1977) para designar rochas tonalíticas, graníticas e grauvacas.

As rochas do CMAP foram classificadas segundo uma combinação de gráficos para nomenclatura de rochas plutônicas utilizando dados de elementos maiores. Na presente tese estes gráficos estão representados pelos diagramas “TAS” (sílica vs álcalis) e “R1-R2”. Este último inclui elementos menos mobilizados durante o metamorfismo.

As rochas metabásicas constituintes do CMAP foram projetadas no diagrama  $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , tipo TAS, para o qual Cox et al. (1979) propuseram delimitações de campos para classificação de rochas plutônicas que posteriormente foram adaptadas por Wilson (1989). Os resultados obtidos para os metagabros do CMAP não diferem muito da sua classificação petrográfica, ao passo que os metadioritos correspondem neste diagrama a gabros-sienodioritos-monzodioritos de natureza alcalina e os metanortositos correspondem quimicamente a dioritos. (Figura 7.6)

No diagrama de classificação R1-R2 (La Roche et al., 1980 citado em Batchelor & Bowden, 1985), as rochas metabásicas do CMAP são gabros/ gabro-noritos/gabro–dioritos e dioritos (figura 7.7).

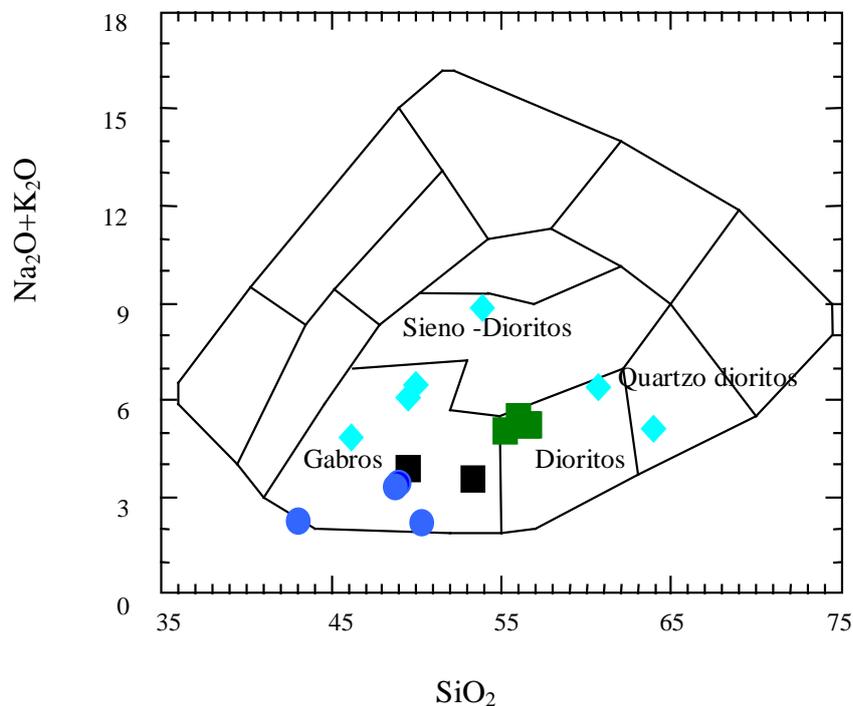


Figura 7.6 – Diagrama “TAS” ( $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) para as amostras do CMAP. Os campos são aqueles propostos por Cox et al. 1979. Os símbolos para as rochas são os mesmos da figura 7.6.

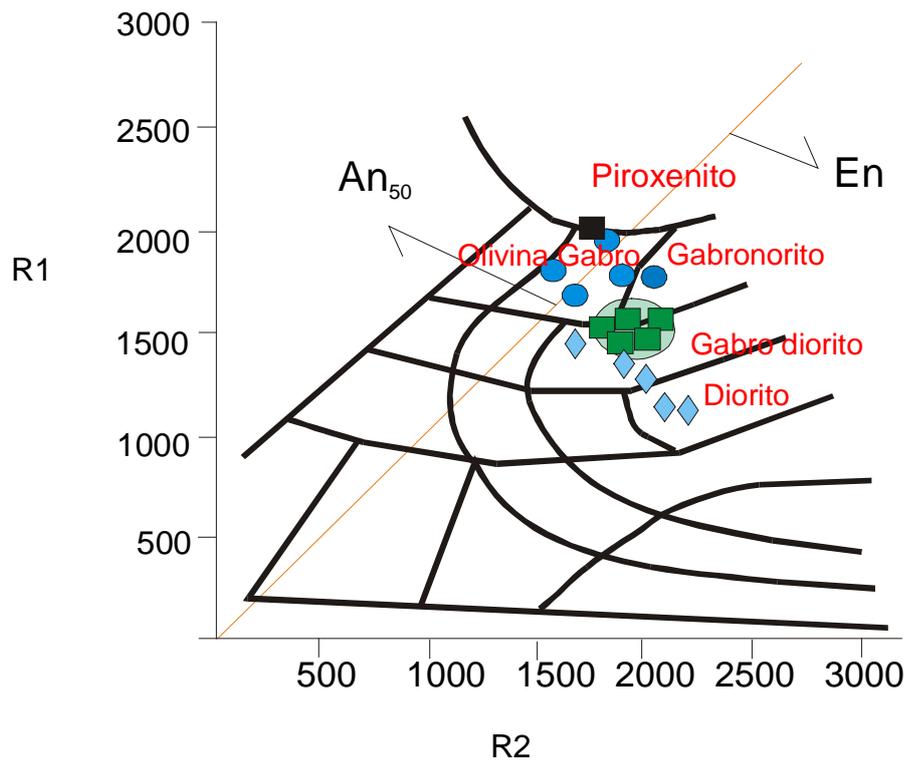


Figura 7.7- Diagrama de classificação para as rochas do CMAP. O diagrama é aquele proposto por La Roche (Batchelor & Bowden (1985)). Legenda: Metapiroxênio-anortositos (quadrados pretos); Metanortositos (quadrados de cor verde), Metagabros (círculos de cor azul escura); Metadioritos (losangos de cor azul clara).

As composições normativas dos metadioritos são semelhantes a dos metagabros constituintes do CMAP, apresentando plagioclásio, hiperstênio, diopsídio, apatita e também quartzo normativo em porcentagem muito baixa (Quadro 7.1).

Algumas das amostras dos metadioritos apresentam mais de 2% de apatita normativa. Estes metadioritos possuem de 0.5 a 1% de  $P_2O_5$ , abordados no capítulo 4 como apatita-metadioritos. Alguns também são nefelina normativos.

Nos metagabros as rochas que não contêm quartzo normativo, apresentam mais altas proporções de diopsídio, hiperstênio e olivina normativos.

Os metanortositos são quartzo (5-6%), hiperstênio ( $\approx 1.2\%$ ) e coríndon normativos. Coríndon e quartzo não aparecem na norma do metapiroxênio-

anortosito. Nos metanortositos a proporção de anortita normativa (33-47%) é sempre superior a porcentagem de albita normativa.

Os metanortositos do CMAP são enriquecidos em alumina ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), com teores médios de 27%, e também em CaO ( $\approx 9,5\%$ ). Os valores de  $\text{Fe}^t/(\text{Fe}^t+\text{Mg})$  são maiores que 0,7.

Os metagabros são menos enriquecidos em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (cerca de 14%) e  $\text{SiO}_2$  ( $\approx 49\%$ ) que os metanortositos, com teores mais elevados em  $\text{TiO}_2$  (cerca de 2,5-3%).

Os tipos transicionais entre metagabros e metanortositos (metapiroxênio-anortositos) possuem teores de  $\text{TiO}_2 < 1\%$ .

Os metadioritos são enriquecidos em P, Ti e Fe, e bem menos magnesianos que os metagabros. Sua faixa de teores em sílica varia entre 47-60%.

Os diagramas de variação foram construídos visando estabelecer as relações entre os metadioritos, metagabros e metanortositos. (Figura 7.8).

A razão  $\text{FeO}^t/\text{FeO}^t+\text{MgO}$ , foi tomada como índice de diferenciação, e varia nos metapiroxênio-anortositos de 0,56-0,57, nos metagabros de 0,62-0,76, nos metanortositos de 0,78-0,86, e nos metadioritos de 0,67 a 0,95.

Nos diagramas  $\# \text{Fe} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^t$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{MgO}$ , parece que dos metapiroxênio-anortositos/metagabros aos metanortositos a diferenciação entre estas rochas está representada, ao passo que os metadioritos podem ter evoluído tanto do metanortosito quanto do metagabro e/ou formarem um conjunto a parte.

Os diagramas FNC e ACF (figuras 7.9 e 7.10) são utilizados para contrastar “trends” de diferenciações para as rochas metabásicas de Complexos anortosíticos (Ashwal, 1993).

No CMAP observa-se que a composição dos anortositos no diagrama FNC corresponde a composição aproximada de seus plagioclásios, ao passo que os metapiroxênio-anortositos possuem composições semelhantes a dos metagabros e metadioritos. Os trends apresentados nestes diagramas são similares àqueles descritos por Ashwal (1993) para o Complexo Morim-Canadá, quando projetadas rochas metapiroxênio-anortosíticas, metanoríticas e metatroctolíticas.

No diagrama ternário  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$  (ACF), os metanortositos “*sensu strictu*” também refletem a composição média de seus plagioclásios. Os metadioritos apresentam um “*trend*” aparente ajustando-se como termos intermediários entre os metagabros e metanortositos.

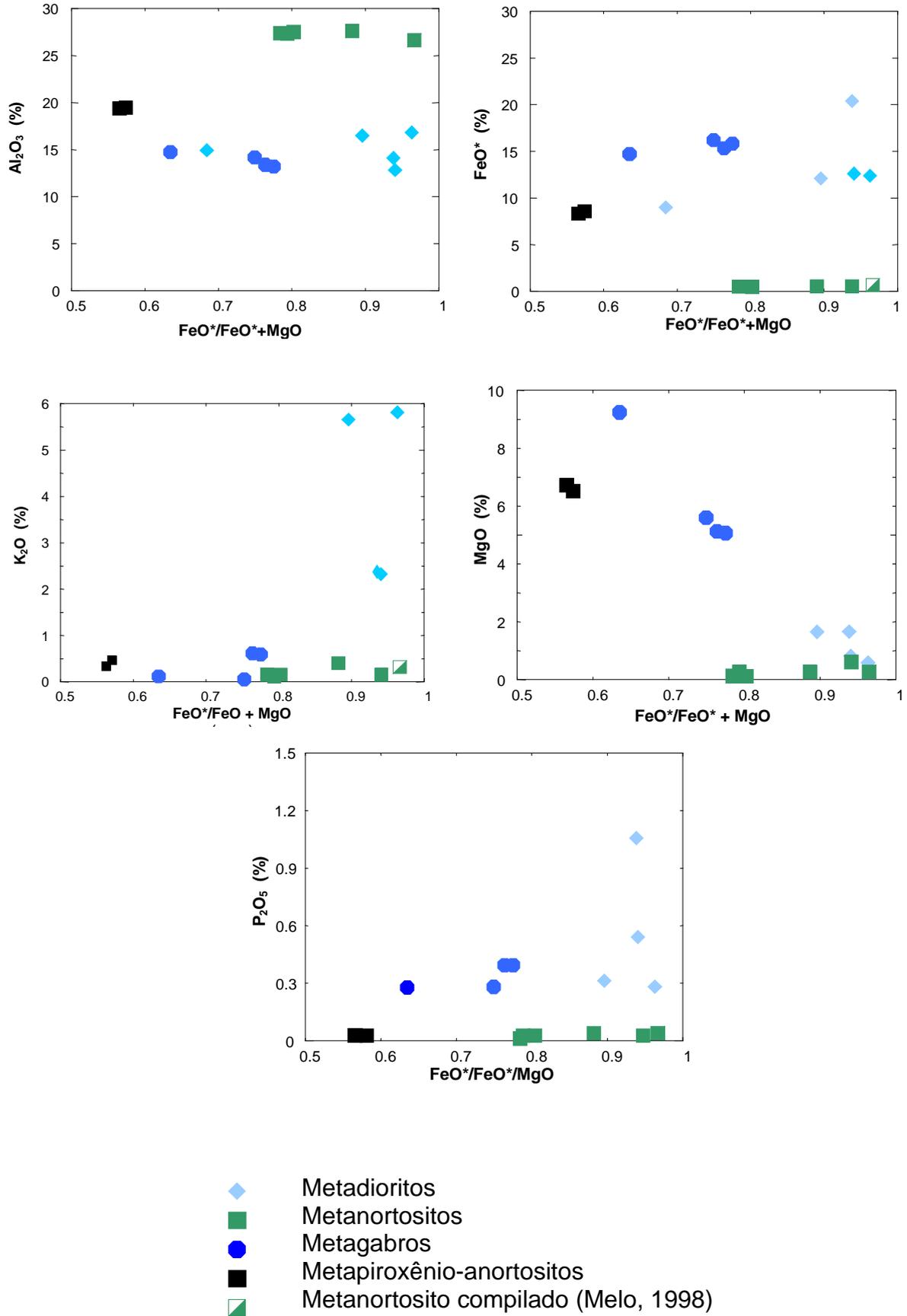


Figura 7.8 - Diagrama de Harker para elementos maiores em rochas do CMAP.

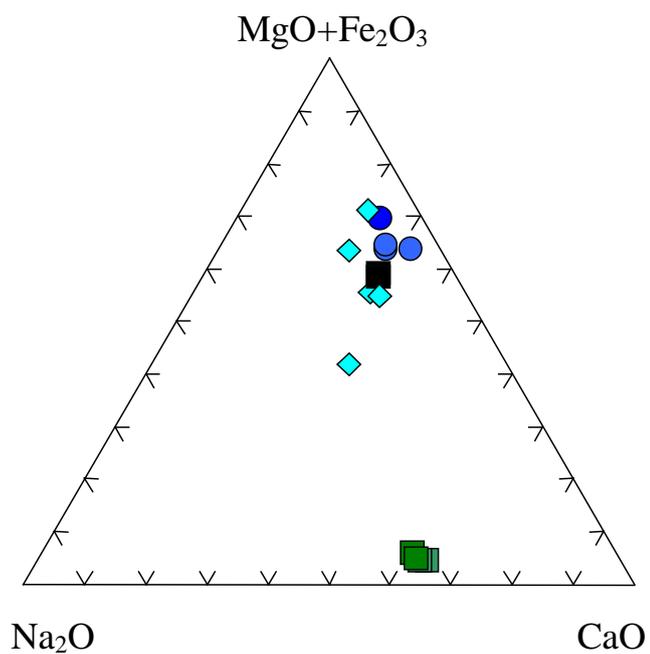


Figura 7.9 – Diagrama para FNC para as amostras do CMAP. Onde  $Fe_2O_3$  é Ferro total. (Símbolos na fig. 7.8)

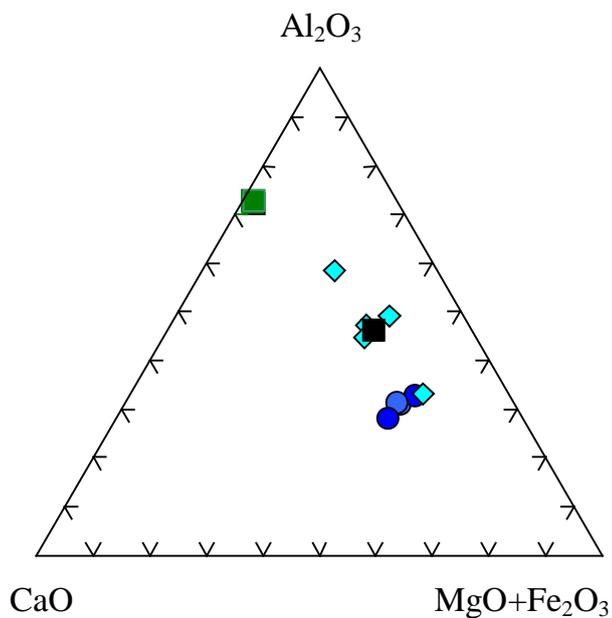


Figura 7.10 – Diagrama para ACF para as amostras do CMAP. Onde  $Fe_2O_3$  é o ferro total. Símbolos são os mesmos da figura 7.8.

### 7.3.2 - Geoquímica de Elementos Traços

Foram elaborados diagramas de variação, tipo Harker, utilizando composições de elementos traços (Rb e Sr) das rochas metabásicas do CMAP, com o mesmo índice de diferenciação aplicado na construção destes diagramas para elementos maiores (figura 7.8).

Nos diagramas a e b da figura 7.11, observa-se que o comportamento dos metadioritos é o mesmo apresentado nos diagramas de Harker para elementos maiores. As interpretações sobre a relação destas rochas com as rochas gabro-anortosíticas de Complexos Maciços é um tema bastante discutido na literatura. No item 7.3.4 são retomadas as discussões sobre este tema.

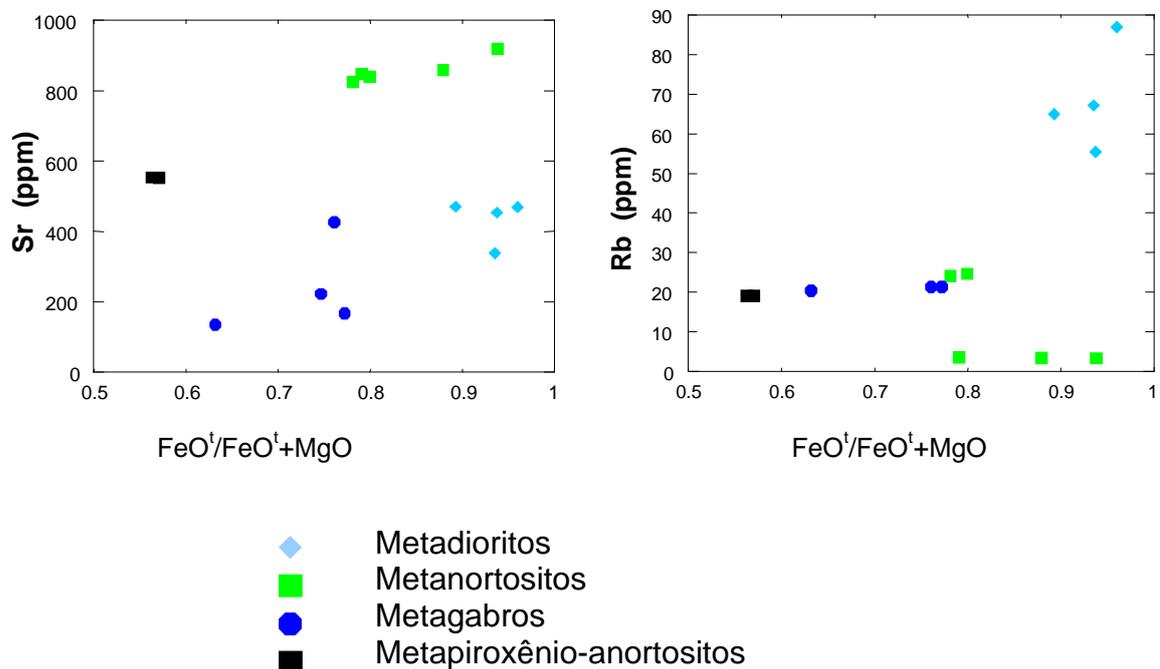


Figura 7.11 - Diagrama de Harker para elementos traços em rochas do CMAP.

O estudo de elementos traços é a principal ferramenta nas interpretações petrogenéticas, quer seja na análise de diagramas de variação para elementos traços quer seja na avaliação de padrões de distribuição multi-elementar de elementos terras raras e “aranhogramas”

Os diagramas de razões multi-elementares ( $Zr \times Zr/Nb$  e  $Ti/Zr \times Sr/Zr$  - Figuras 7.12 e 7.13) foram elaborados para as rochas metabásicas do CMAP. Estes diagramas são usados na distinção de processos de fusão parcial e cristalização fracionada (Sial & McReath, 1984).

As amostras dos metagabros e dos metanortositos do CMAP nestes diagramas distribuem-se de forma a sugerir que o metanortosito, que apresenta as razões  $Zr/Nb$  e  $Sr/Zr$  mais altas, seja o representante menos diferenciado do magma progenitor (originado a partir de fusão parcial) e que os metagabros distribuindo-se hipoteticamente ao longo de linhas horizontalizadas tenham evoluído a partir daquele por cristalização fracionada.

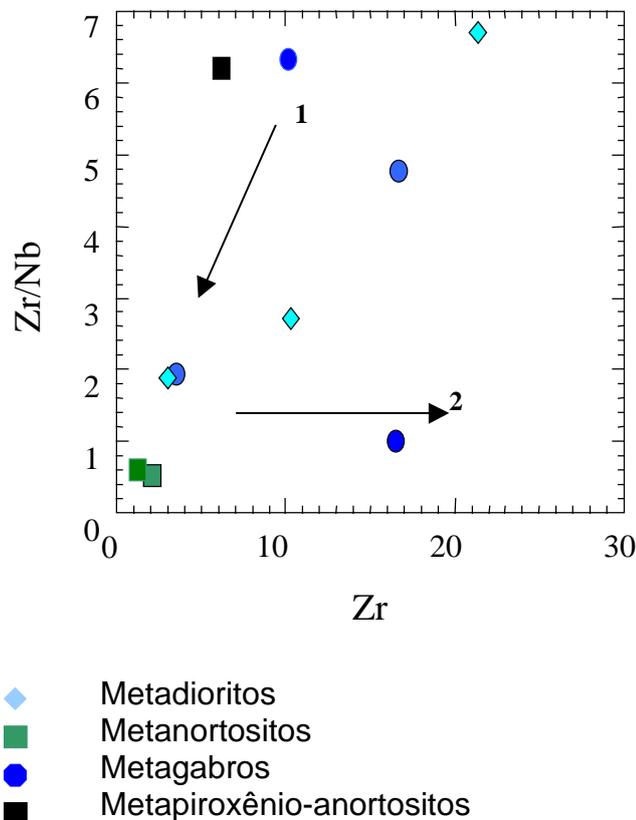


Figura 7.12 - Diagrama  $Zr \times Zr/Nb$  para as rochas do CMAP. As linhas são aquelas sugeridas por Sial & McReath, 1984 – 1 – *Trend* de fusão parcial; 2 – *Trend* de cristalização fracionada.

As diferentes razões de Ti/Zr (100-500) dentre os metagabros sugerem preliminarmente uma influência de contaminação crustal e/ou uma mobilidade metamórfica quando situadas próximas as zonas de cisalhamento (figura 7.13).

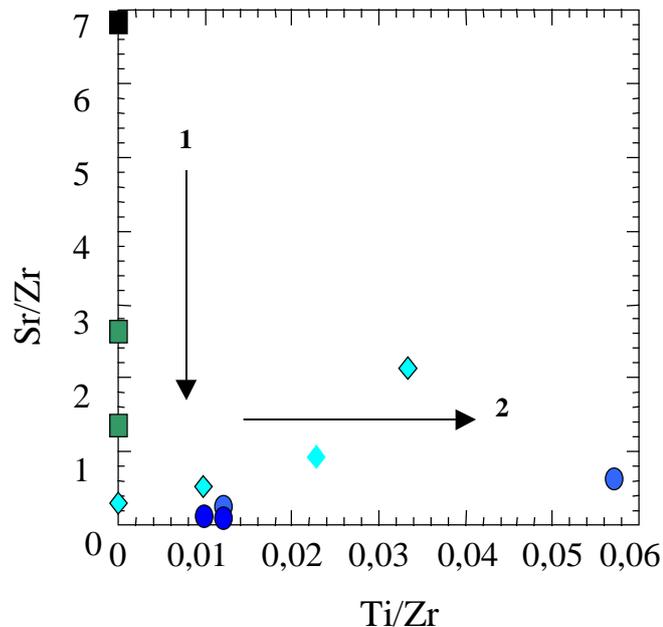


Figura 7.13 – Diagrama Ti/Zr x Sr/Zr para as rochas do CMAP. As linhas são aquelas sugeridas por Sial & McReath, 1984 – 1 – *Trend* de fusão parcial; 2 – *Trend* de cristalização fracionada.

Os metadioritos exibem altas concentrações de Ba e de Zr. Os metagabros apresentam concentrações em Sr e Rb da ordem de 300 ppm e 3 ppm ( $Sr/Rb \gg 1$ ), respectivamente. Os metanortositos contêm altas concentrações de Sr (cerca de 800 ppm), porém baixos teores em Ni, Cr e Rb (1 - 4 ppm, com  $Sr/Rb \gg 1$ )

Os diagramas contidos nas figuras 7.14, 7.15 e 7.16 exibem o padrão de distribuição de elementos incompatíveis em relação ao manto normalizados para o manto primitivo das amostras selecionadas dos metanortositos, metagabros e metadioritos.

O padrão dos elementos incompatíveis nas rochas metanortosíticas normalizados para o manto primitivo, exhibe um empobrecimento em Rb, Sm, Zr, Y,

Ti e Yb e picos de anomalia positiva em Sr, Nb e La, porém suas assinaturas são muito semelhantes a da crosta inferior.

Os metagabros possuem um padrão pouco inclinado, apenas exibindo a forte anomalia negativa K e Ti, com picos positivos de Ba e Nb.

Os metadioritos mostram um enriquecimento em elementos incompatíveis relativos ao manto primitivo, e são similares aos basaltos transicionais (Wilson, 1989) os quais se identificam ao MORB enriquecidos (E-MORB), baseado em parte de seus elementos menores e traços (Rb, Cs, Sr, Th e Nb, Zr). As rochas metadioríticas são enriquecidas em Ba, Zr e P, e elementos terras raras leves, que geralmente implicam em fusão de rochas de crosta, que são mais ricas nestes elementos do que basaltos de ilhas oceânicas.

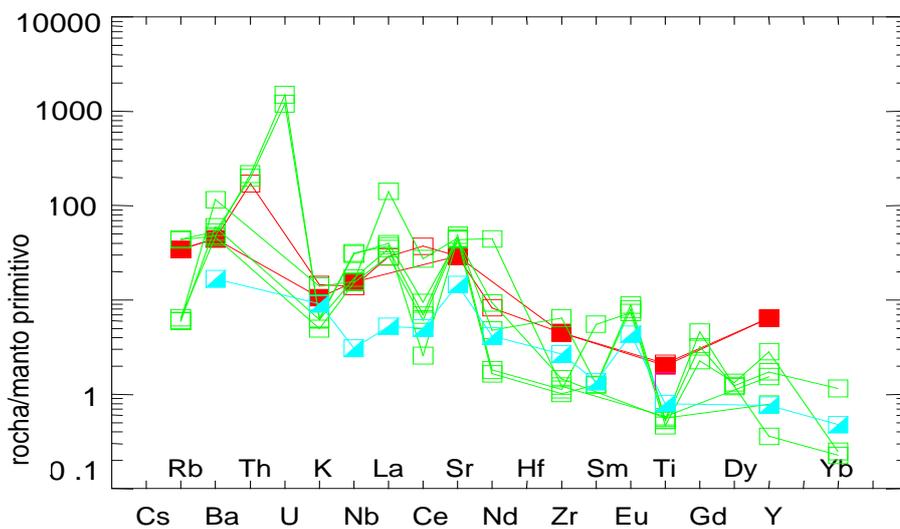


Figura 7.14 – Diagrama multi-elementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo. Quadrados verdes representam os metanortositos do CMAP. Quadrados vermelhos abertos representam metanortositos do Complexo Wyoming-EUA (Mitchel et al., 1996) e quadrado vermelho fechado corresponde ao metanortosito de Barro Vermelho-Custódia-PE (Melo, 1998).

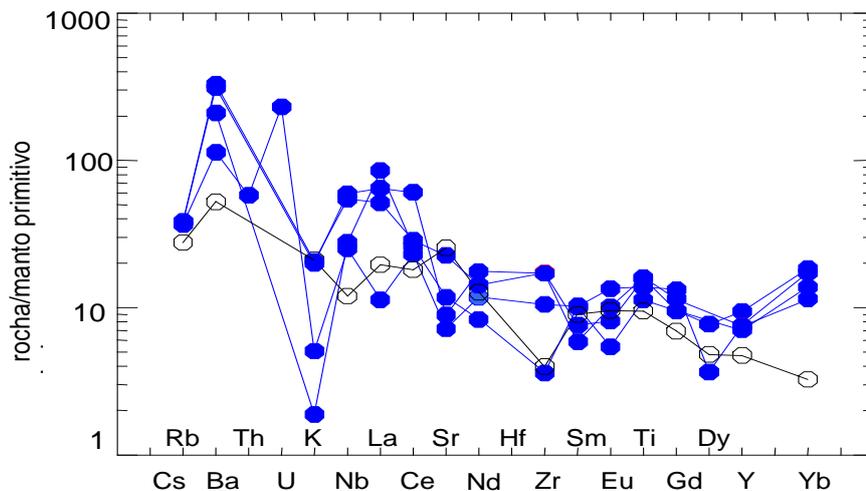


Figura 7.15 – Diagrama multi-elementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo. Círculos azuis representam os metagabros do CMAP. Círculos pretos abertos representam metagabros do Complexo Wyoming-EUA (Mitchel et al., 1996) .

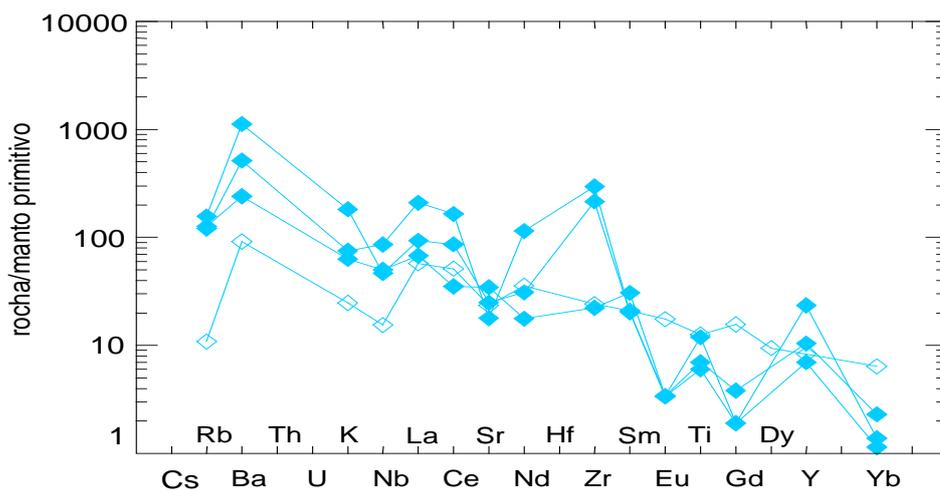


Figura 7.16 – Diagrama multi-elementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo. Losangos azuis representam os metadioritos do CMAP.

Os padrões de elementos terras raras para as demais rochas metabásicas (metagabros e metadioritos) estão apresentados nas figuras 7.17, 7.18 e 7.19.

Os metanortositos são caracterizados por um enriquecimento em elementos terras raras leves e anomalias positivas de  $Eu_N$  ( $Eu_N/Eu^*=7$ ). Os dados de  $La_N$  variam de 70-100 vezes o condrito, com o restante dos elementos terras raras analisados não excedendo a cerca de 20 vezes o condrito.

De acordo com a literatura, diferentes graus de assimilação/contaminação crustal são os principais responsáveis por esta variação para o Lantânio tanto em metanortositos quanto para as demais metabásicas de complexos anortosíticos (Ashwal, 1993; Wiebe, 1992; Scoates & Frost, 1996; Robins et al., 1997).

O padrão para os elementos terras raras dos metanortositos encontra-se mostrado na figura 7.17.

Os metagabros apresentam um padrão inclinado  $La_N/Yb_N \approx 7$ , onde há um enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos médios e pesados (ETRP), exibem leve anomalia positiva a uma anomalia negativa de Eu, com variações nas concentrações de La (figura 7.18)

Os padrões para os metanortositos e metagabros corroboram as interpretações advindas dos diagramas de variação cujo espectro de rochas anortosíticas e gabróicas representam a acumulação do plagioclásio em processos de fracionamento do magma progenitor.

Os metadioritos apresentam abundâncias de elementos terras raras acima de 100 vezes o manto primitivo e um padrão fortemente inclinado com concentrações de elementos terras raras leves muito superiores as concentrações de elementos terras raras pesados, atingindo razões  $La/Yb > 250$ .

Enquanto os metanortositos são empobrecidos em ETR pesados, os metagabros apresentam padrões de enriquecimento nesses elementos em relação ao manto primitivo.

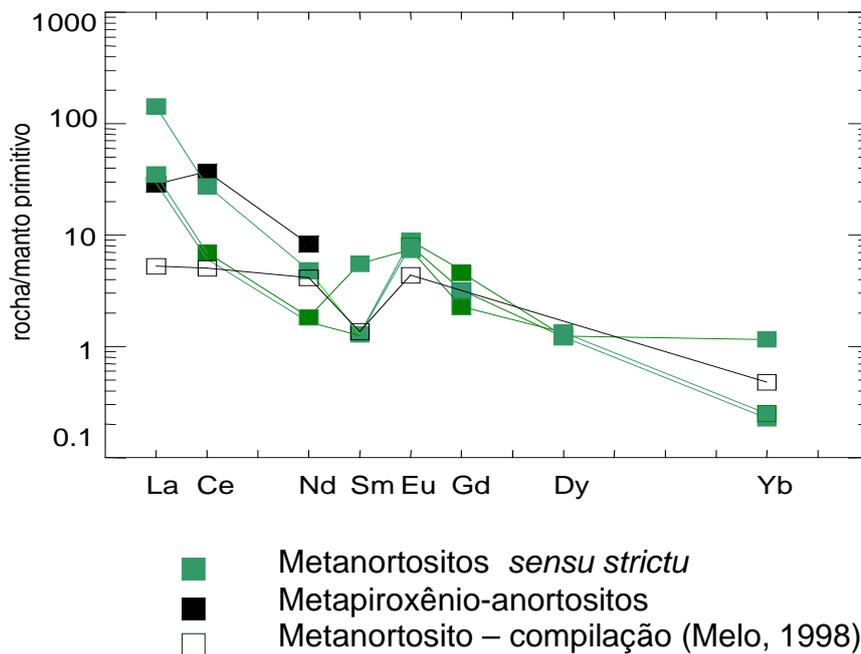


Figura 7.17 – Padrão Elementos Terras Raras para os metanortositos do CMAP, normalizados para o manto primitivo

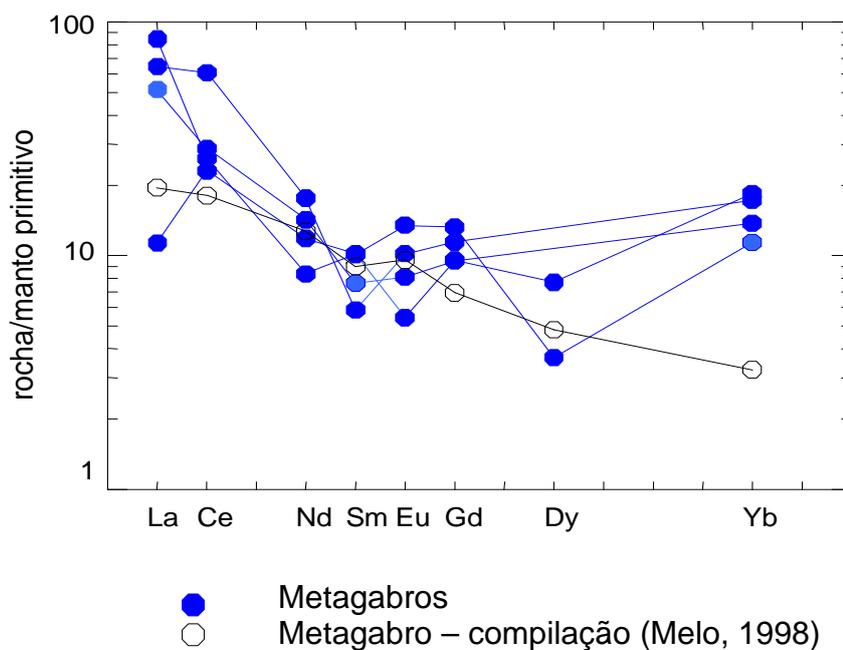


Figura 7.18– Padrão Elementos Terras Raras para os metagabros do CMAP, normalizados para o manto primitivo.

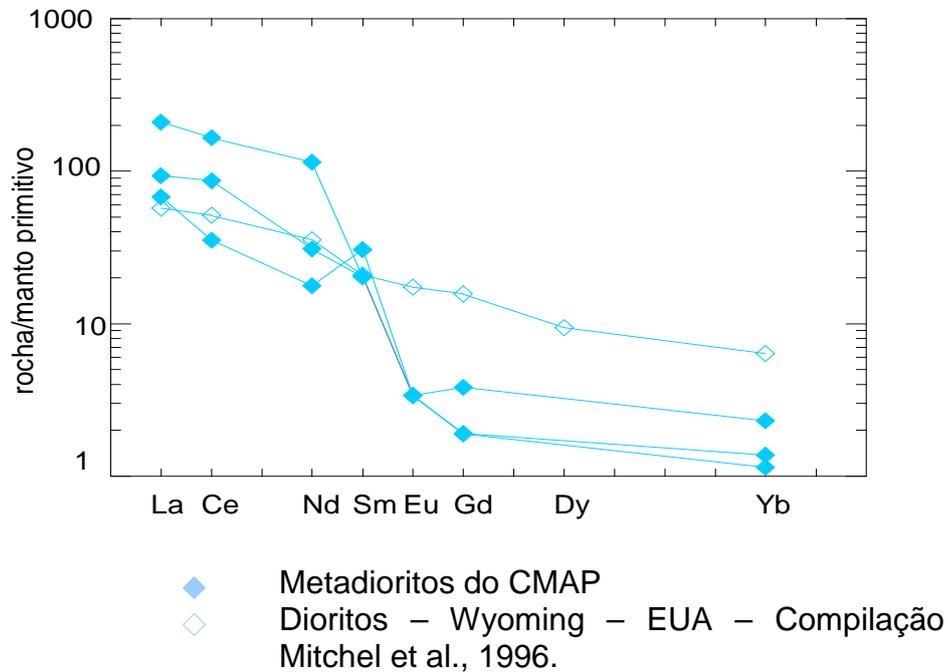


Figura 7.19 – Padrão Elementos Terras Raras para metadioritos do CMAP normalizados para o manto primitivo.

No diagrama das figuras 7.17, 7.18 destaca-se a forte anomalia negativa de Sm que todos os metagabros e metanortositos apresentam. Os metadioritos (figura 7.19), ao contrário, apresentam anomalia positiva .

Comparando com os complexos anortosíticos descritos na literatura (Ashwal, 1993; Xue & Morse, 1993; Emslie et al. 1994, McLelland et al., 1994) os anortositos do CMAP apresentam baixa anomalia positiva de Eu e um maior enriquecimento em relação aos ETR leves. A anomalia positiva de Eu deve estar correlacionada a um ambiente de baixa fugacidade de oxigênio, típica de séries toleíticas.

### 7.3.3 – Caracterização da série magmática

Os estudos de caracterização das séries magmáticas para as rochas metabásicas do CMAP foram efetuados com base no índice de Shand (figura 7.20) e nos diagramas TAS e AFM.(figuras 7.21 e 7.22).

De acordo com a projeção nestes diagramas para os metanortositos, metagabros e metadioritos do CMAP, observa-se que os metanortositos são peraluminosos, subalcalinos, ao passo que tanto os metadioritos quanto os metagabros são metaluminosos. Os metagabros e parte dos metadioritos são subalcalinos com afinidades toleíticas, Os demais metadioritos analisados projetam no campo alcalino proposto por Irvine & Baragar, 1971.(Figura 7.21)

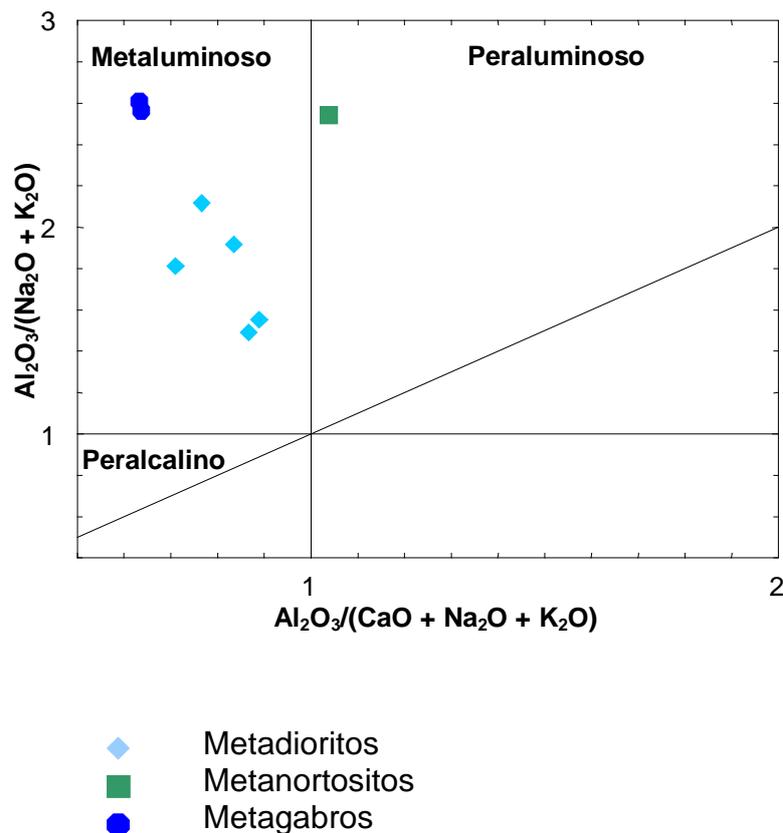


Figura 7.20 – Diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  mostrando a classificação química das rochas do CMAP segundo o índice de Shand, conforme diagrama proposto por Maniar & Picolli, 1984.

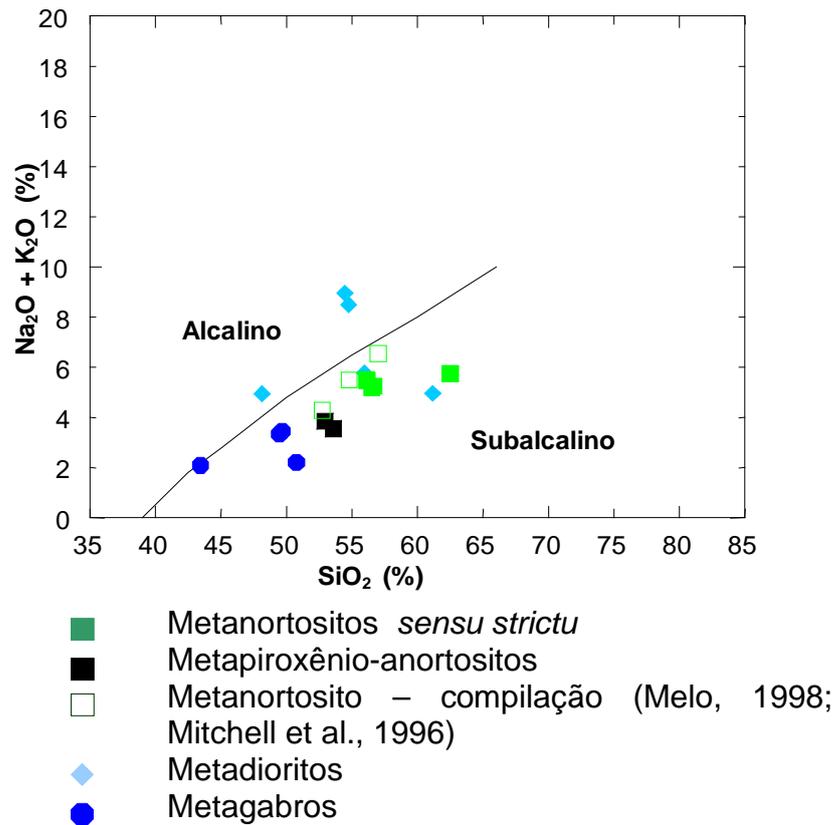


Figura 7.21 – Diagrama binário  $\text{SiO}_2$  x  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  para as rochas do CMAP. Os campos são aqueles propostos por Irvine & Baragar, 1971.

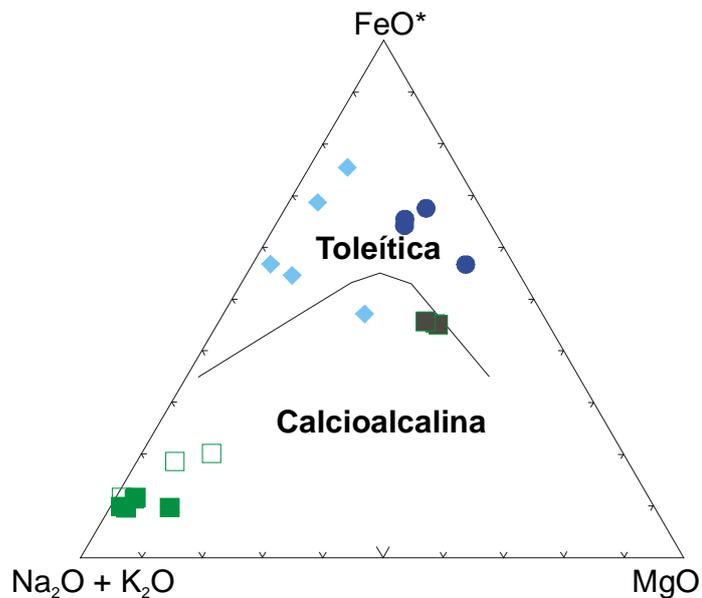


Figura 7.22 - Diagrama AFM para as rochas do CMAP. Os símbolos são os mesmos da figura 7.21. Os campos são aqueles propostos por Irvine & Baragar (1971).

Os metanortositos aparecem no diagrama na linha álcalis-ferro do diagrama AFM (Figura 7.22), pois são extremamente empobrecidos em MgO. O metapiroxenio-anortosito, ajusta-se como membro transicional entre os metagabros e metanortositos neste diagrama.

#### **7.3.4 – Comparações com Jotunitos, Fe-Gabros e Rochas Relacionadas**

Muitos dos Complexos Maciços contêm um importante volume de rochas de alto índice de cor com teores elevados de  $\text{FeO}^t$ , MgO e  $\text{TiO}_2$ . Estas rochas são definidas como Fe-dioritos, Ferro-gabros, Jotunitos ou Monzonoritos (Duchesne et al., 1989; Ashwal, 1993; Duchesne & Demaiffe, 1978; ; Duchesne, 1999; dentre outros). Os Fe-dioritos descritos na literatura ocorrem associados a anortositos principalmente sob a forma de veios e diques (Mitchel et al., 1996; McLelland et al., 1994).

Na área do CMAP, as composições dos metadioritos observados foram contrastadas com as descrições litogeoquímicas para as rochas descritas como Fe-dioritos e /ou jotunitos na literatura (os dados de ferrodioritos alto Zr e olivina-ferrodiorito foram compilados do Complexo Laramie, Wyoming – Mitchell et al., 1996). Observa-se que os metadioritos com altas concentrações em P e Zr, apresentam padrões semelhantes aqueles compilados (figura 7.23), apenas os teores de Ba e K são mais elevados para as rochas do CMAP. Parte dos diques de metadioritos do CMAP apresentam teores de Zr da ordem de 2000 a 2800 ppm com concentrações de Ba da ordem de 3.000 a 6.000 ppm.

Assim, as rochas meta-dioríticas, metaquartzo dioríticas a meta monzodioríticas descritas no CMAP, podem representar jotunitos a mangeritos deformados, relacionados ao plutão anortosítico.

As principais hipóteses para formação de jotunitos descritas na literatura são:

- Jotunitos são líquidos residuais formados após a cristalização dos anortositos (Ashwal, 1982; Emslie et al., 1994).

- Jotunitos representam o magma parental de suítes anortosíticas (Duchesne et al., 1974)
- Jotunitos são produtos de fusão parcial da crosta inferior (Duchesne et al, 1985; Duchesne et al, 1989).
- Jotunitos são membros intermediários entre a sequência anortosítica e mangerítica/charnockítica (Duchesne & Wilmart, 1997; Auwera et al, 1998)

Estabelecendo uma associação com as demais rochas metabásicas do CMAP, acredita-se que os metadioritos possam representar uma série associada aos anortositos, como interpretado por diversos autores incluindo Mitchell et al., 1996, cujos dados químicos foram compilados para comparações.

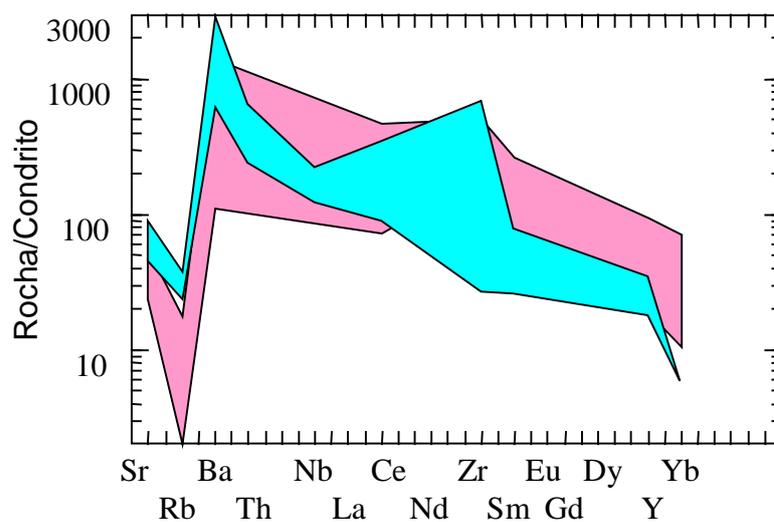


Figura 7.23 – Aranhogramas para as rochas metadioríticas do CMAP (parte enriquecida em Zr e parte empobrecida em Zr). normalizados para o condrito. A faixa azul representa a variação dos metadioritos do CMAP, faixa rosa representa as amostras compiladas de Fe-dioritos, Monzonitos do artigo de Mitchell et al., 1996.

### 7.3.5 – Geoquímica Isotópica

Alguns dos artigos estudados concentram-se na caracterização isotópica de grandes terrenos, na petrogênese de rochas máficas/ultramáficas e na compreensão da colocação destas durante a evolução geotectônica de suas respectivas províncias (Robins et al., 1997; Morgan et al., 2000; Emslie et al., 1994; Mitchell et al., 1996). As interpretações obtidas levam em consideração os princípios da geoquímica isotópica e suas contribuições, tais como:

- Dados sobre a fonte progenitora
- Dados sobre os processos de formação e petrogênese de uma maneira geral.

O estudo isotópico para as rochas metabásicas do CMAP baseou-se em dados isotópicos dos sistemas Sm-Nd e Rb-Sr.

As rochas metanortosíticas e metagabroicas do CMAP apresentam valores iniciais de Sr ( $I_{Sr}$ ) entre 0.704 e 0,705 que são condizentes com derivação de crosta inferior ou manto enriquecido. As razões iniciais de Sr obtidas para as rochas metabásicas do CMAP são mais altas que aquelas obtidas para os ortognaisses migmatíticos encaixantes. O metagabro apresenta valor de  $\epsilon Nd^{(1700)} = -1,4$ , ou seja levemente negativo, refletindo uma fonte mantélica.

Os resultados obtidos para os metadioritos  $\epsilon Nd^{(1700)} = -4$  diferem dos metagabros. Este fato é interpretado como interação entre o material encaixante e o magma diorítico e/ou uma formação a partir de um magma progenitor de composição híbrida de crosta inferior + manto superior (corroborada pelas interpretações geoquímicas). Na literatura há citações de algumas províncias como as Províncias Anortosíticas de Nain e Churchill (Ashwal, 1993) e Laramie-Wyoming (Mitchell et al, 1996) nas quais suas rochas básicas possuem assinaturas alteradas, com evidências de contaminação crustal, e ainda que muitas das rochas anortosíticas destas províncias possuem blocos ou fragmentos de litologias crustais em vários estágios de assimilação. Vale salientar que observou-se dique máfico de metadiorito apresentando enclaves félsicos granodioríticos da rocha encaixante (Capítulo 3).

Os contrastes observados nos metadioritos e metagabros sugerem uma relação direta entre eles e as encaixantes, o que reflete a diversidade e complexidade dos processos durante a sua petrogênese.

Alguns autores, entretanto, Icenhower et al. (1998), atribuem as composições isotópicas anômalas observadas em dioritos, do Complexo Adirondack, a uma derivação destes maciços de fontes mantélicas enriquecidas.

---

## **7.4 – Série de Ortognaisses Graníticos**

Foram analisadas amostras de rocha total dos ortognaisses Bengala, Passira, Candiais e Sipiú. Como os ortognaisses Bengala, Candiais e Passira são petrograficamente e quimicamente semelhantes, para facilitar as discussões serão agrupados como ortognaisses tipo Bengala distinguindo-se dos ortognaisses Sipiú.

### ***7.4.1 – Geoquímica de Elementos Maiores***

Os ortognaisses graníticos Bengala, Passira e Candiais classificam-se quimicamente como granitos a monzogranitos em diagrama R1-R2 (La Roche et al, 1980). São supersaturados em sílica (quartzo normativos) com uma amostra apresentando corindon normativo. Apresentam hiperstênio e diopsídio normativos.

O ortognaisse Sipiú classifica-se quimicamente como sienogranito e possui quartzo, hiperstênio e diopsídio normativos.

As rochas da série granítica diferem-se entre si (tipo Bengala e tipo Sipiú) e dos granitos neoproterozóicos. O Granitóide Tamboatá apresenta Na-metasílica normativa e os demais granitóides indiferenciados possuem maiores concentrações normativas de corindon do que os tipos litológicos graníticos associados ao CMAP.

Os ortognaisses graníticos tipo Bengala possuem teores de 8-13% em  $Al_2O_3$ , teores de  $Na_2O$  variando de 1-3% e  $CaO$  variando de 1-3%. Os ortognaisses Sipiú

apresentam concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 11 a 14%,  $\text{Na}_2\text{O}$  de 1 a 2%,  $\text{K}_2\text{O}$  médio de 5.5% e  $\text{CaO}$  <2%.

As variações nos teores de potassa de 3 a 6% nos ortognaisses tipo Bengala podem ser explicados por fracionamento e/ou graus de contaminação crustal. Observando os dados petrográficos para esta associação considera-se que a segunda hipótese possa melhor explicar esta variação.

Tantos os ortognaisses tipo Bengala quanto tipo Sipiúá apresentam razão de  $\text{FeO}^t/\text{FeO}^t + \text{MgO} > 0,9$  e razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1,5$ .

#### **7.4.2 – Geoquímica de Elementos Traços**

As concentrações de Sr e Rb nos monzogranitos Bengala e Passira são aproximadamente 300 ppm, e 120 ppm, respectivamente com razão  $\text{Sr}/\text{Rb} > 1$ , ao passo que o ortognaisse Sipiúá possui razão  $\text{Sr}/\text{Rb} < 1$ , típica de rochas alcalinas.

Alguns diagramas discriminantes de ambiente tectônicos, utilizando elementos traços foram efetuados para os ortognaisses associados ao CMAP. Os resultados analíticos de elementos traços dos ortognaisses graníticos tipo Bengala e Sipiúá quando projetados nos diagramas  $\text{Y} \times \text{Nb}$  e  $\text{Y} + \text{Nb} \times \text{Rb}$ , propostos por Pearce et al. (1984), caem no campo de rochas graníticas de ambiente intraplaca. (Figuras 7.24 e 7.25).

No diagrama de normalização de elementos incompatíveis com padrões condriticos os ortognaisses graníticos, tipo Bengala, e ortognaisses Sipiúá, figura 7.26, observa-se que há uma abundância relativa de Ba, U e de elementos terras raras leves. O Zr, em particular, não define picos anômalos assim como o Nb. Charnockitos calcio-alcalinos geralmente exibem valores elevados de Ba, Ca e Sr. Neste diagrama os ortognaisses do CMAP exibem forte anomalia negativa de Sr. Os padrões dos ortognaisses graníticos tipo Sipiúá e tipo Bengala são semelhantes aos de granitos anorogênicos do Complexo Wyoming-EUA estudados por Frost et al., 1999.

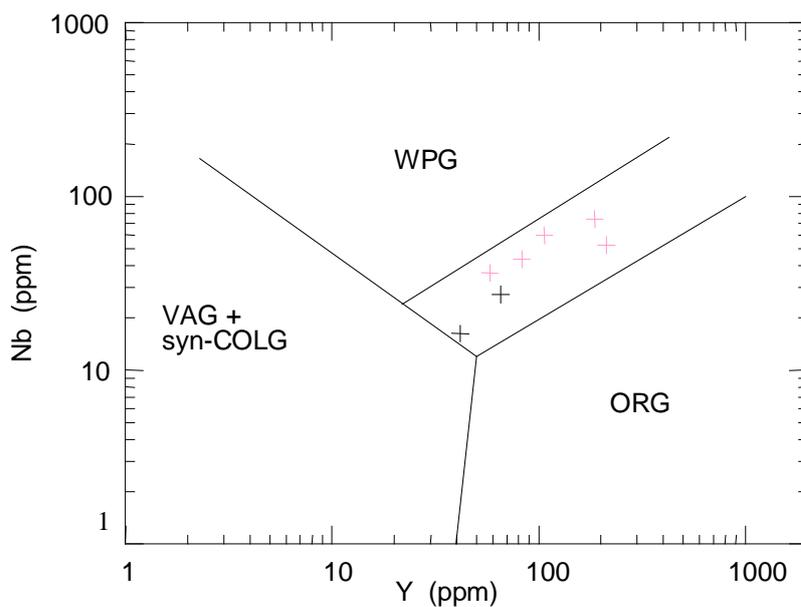


Figura 7.24 –Diagrama Y vs Nb para os ortognaisses graníticos associados ao CMAP, tipo Bengala (cruzes rosas) e tipos Sipiúá (cruzes pretas). Os campos são aqueles propostos por Pearce et al. (1984).

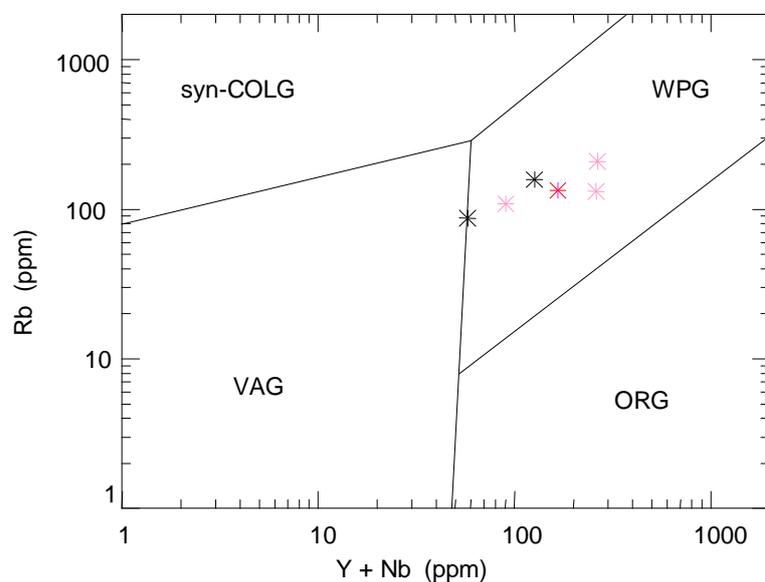


Figura 7.25 –Diagrama Y+Nb vs Rb para os ortognaisses graníticos associados ao CMAP, tipo Bengala (cruzes rosas) e tipos Sipiúá (cruzes pretas). Os campos são aqueles propostos por Pearce et al. (1984).

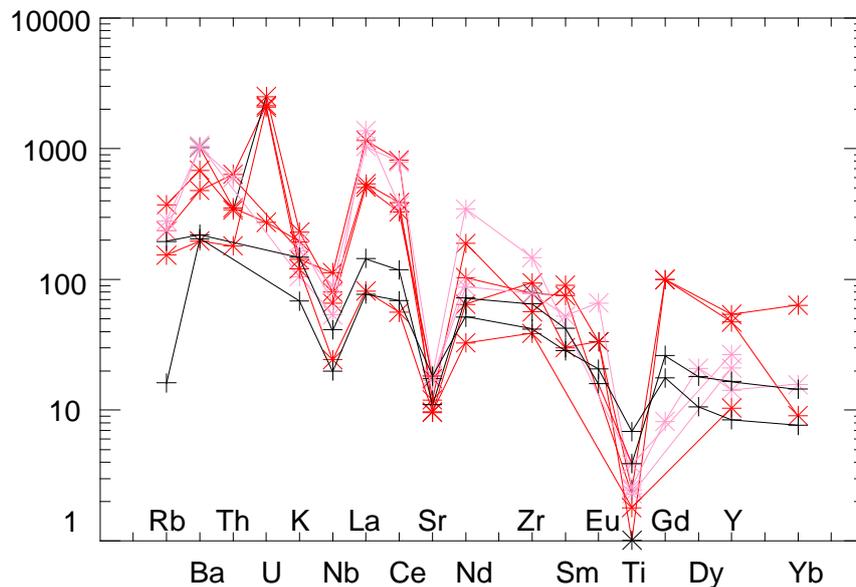


Figura 7.26 – Aranhogramas para os ortognaisses graníticos tipo Bengala (rosa), Ortognaisses Sipuá (preto) e amostras compiladas (vermelho) de granitos anorogênicos (Frost et al., 1999) normalizados para o condrito.

O padrão de distribuição de ETR dos ortognaisses graníticos tipo Bengala (Figura 7.14), é inclinado com  $La_N/Yb_N \approx 50$ , mostrando anomalia negativa de Eu ( $Eu_N/Eu^* \approx 0,1$ ). As anomalias de Eu foram obtidas geometricamente (Rollinson, 1993). Os ortognaisses Sipuá apresentam razão  $La_N/Yb_N \approx 10$  com  $Eu_N/Eu^* \approx 0,2$ . (Figura 7.27).

As altas razões  $(La/Yb)_N$  nos ortognaisses graníticos tipo Bengala, indicam um enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados. Os diferentes teores de La dos ortognaisses graníticos, assim como nas rochas do CMAP ( $La = 70-100$ ), correspondem, de acordo com Xue & Morse (1993) a variação da concentração de fluidos no magma evidenciado pelas diferentes porcentagens de apatita, allanita e titanita modal que são as principais fases minerais portadoras de

elementos terras raras leves e algumas destas fases são neoformadas durante os processos metamórficos.

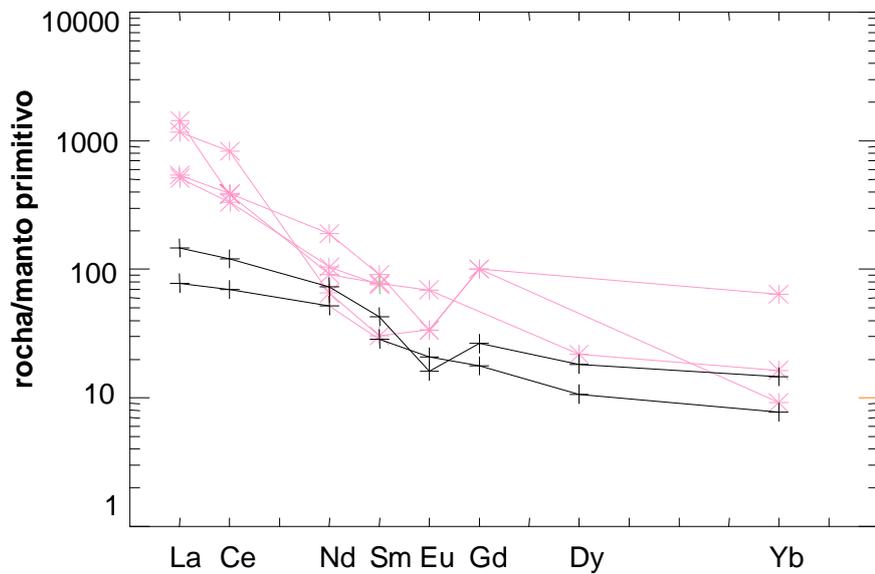


Figura 7.27 – Padrão ETR para os ortognaisses graníticos tipo Bengala (rosa) e Sipiúá (preto) normalizados para o manto primitivo.

### 7.4.3 – Caracterização da série magmática

Os resultados analíticos dos ortognaisses graníticos tipo Bengala quando projetados no diagrama proposto Maniar & Picoli (1984) ajustam-se como metaluminosos a peraluminosos. (Figura 7.28).

Suas razões de  $\text{FeO}^t/\text{FeO}^t + \text{MgO} > 0,9$  e  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1,5$  juntamente com as altas concentrações de Ba, U, La, Ce e Zr e baixas concentrações de Sr, Eu sugerem que os ortognaisses graníticos, os quais se projetam como granitos

intraplaca em diagramas discriminantes, sejam interpretados como granitos anorogênicos.

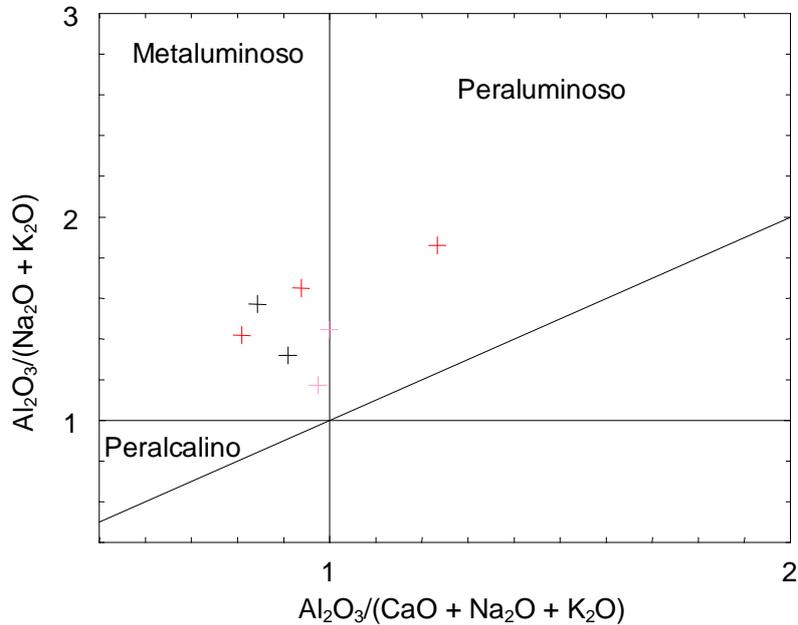


Figura 7.28 – Diagrama  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  x  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  mostrando a classificação química das rochas do CMAP segundo o índice de Shand, conforme diagrama proposto por Maniar & Picolli, 1984.

#### 7.4.4 - Geoquímica Isotópica

Wiebe (1992)/ Ashwal (1993) descrevem granitos aparentemente mantélicos que apresentam contínuos “*trends*” com os minerais em associações dioríticas-anortosíticas. Entretanto dados isotópicos para muitos destes granitos indicam que estas rochas foram produzidas por fusão crustal. Para as amostras dos ortognaisses graníticos do CMAP algumas análises isotópicas do sistema Sm-Nd que forneceu  $\epsilon Nd^{(1.6)}$  negativos com valor médio  $\approx -3$  endossa-se tal interpretação.

Outras evidências são:

- Baixos valores de  $Sm^{147}/Nd^{144}$  (0.091 a 0.093) e
- Baixos valores de  $Nd^{143}/Nd^{144}$  (0.5111-0.5112).

Rollinson (1993) compilou vários valores de características isotópicas para vários reservatórios mantélicos e crustais. Comparando estes valores compilados com os valores obtidos para os ortognaisses graníticos associados às rochas do CMAP, observa-se que a crosta inferior parece ser o reservatório mais provável para sua fonte, ao passo que para os metagabros do CMAP o manto é a opção de fonte progenitora mais plausível.

---

## **7.5 - Discussões**

As rochas encaixantes apresentam características litogeoquímicas distintas das metabásicas pertencentes ao CMAP. São peraluminosos com as bandas félsicas apresentando razões  $K_2O/Na_2O < 1$ , e  $I_{Sr}$  inferiores as calculadas para as rochas do CMAP.

O CMAP apresenta-se constituído por metanortositos / metagabros / metadioritos subalcalinos com afinidades toleíticas. Parte dos metadioritos são alcalinos. O fracionamento do plagioclásio ocorreu em ambiente de baixa fugacidade de oxigênio com entrada de Eu na estrutura do plagioclásio. São fortemente enriquecidos em Sr e empobrecidos em Rb. Em diagramas de variação e de razões multi-elementares os metanortositos e metagabros parecem estar relacionados por processos de cristalização fracionada, com o metapiroxênio-anortosito representando, como descrito na petrografia o termo intermediário. Os metadioritos, se estão relacionados a processos de diferenciação a partir do magma anortosítico, apresentam-se variavelmente modificados, possivelmente por processos de assimilação e contaminação crustal.

Alguns autores (Xue & Morse., 1993; Emslie et al., 1995) descrevem complexos anortosíticos, com ampla variação litológica, como produto de diferenciação de magmas originalmente gabróticos. A associação de fases minerais do metagabro/metanortosito/metadiorito conduz para tal tipo de interpretação na

área do CMAP. Outros autores ( Battacharya et al., 1998) verificaram evidências de “commingling” entre magmas ácidos e básicos em Complexos anortosíticos.

Os ortognaisses graníticos associados ao CMAP são interpretados como representantes de um magmatismo anorogênico, característico de ambientes extensionais intraplaca.

## 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 8.1 – Petrogênese do CMAP / Série Granítica

Os dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos sugerem que as rochas do CMAP foram originadas a partir de uma fonte mista, crosta inferior/ manto superior. A evolução magmática do CMAP envolveu processos de fracionamento e mistura parcial de magmas. As mineralizações de Fe – Ti - V ocorrem como bolsões nos meta - piroxênios – anortositos, os quais constituem a fácies mais enriquecida em Fe. Isto sugere que as primeiras fases fracionadas foram óxidos de Fe e Ti.

As relações de campo sugerem que os metagabros e metanortositos são co-magmáticos e os dados geoquímicos sugerem que estes magmas são co-genéticos. A evolução do magma gabróico envolveu inicialmente o fracionamento de piroxênios, seguida pela flotação do plagioclásio, a qual gerou os anortositos. Segundo artigos citados por Sial & McReath (1984) flotação de plagioclásios de composição andesina em líquidos de composição basáltica toleítica, ocorre sob pressões em torno de 8 Kb.

Os meta-piroxênio-anortositos observados na área são semelhantes àqueles descritos como fácies intercúmulus (Ashwal, 1993; Olson, 1992) que representam a fácies transicional entre o *mush* rico em plagioclásio e o magma gabróico.

Os dados isotópicos apontam para possíveis graus de contaminação crustal, com  $Isr = 0,705$  para os metagabros e  $Isr = 0,704$  para os metanortositos, evidenciando a interferência do ambiente limítrofe manto/crosta inferior típico de *underplating*.

Os Fe-dioritos em complexos anortosíticos são freqüentemente interpretados como os líquidos residuais resultantes da formação do anortosito. Estes dioritos são, como esperado, enriquecidos em LILE (exceto Rb) e ETR leves. Os metadioritos, metanortositos e metagabros do CMAP mostram enriquecimento variado em LILE e ETR leves, apesar dos dioritos serem os mais enriquecidos. Os piroxênios interpretados como primários também mostram padrões enriquecidos em ETRL.

Este enriquecimento, observado nas rochas do CMAP, é coerente com o modelo envolvendo manto enriquecido e o diorito representando líquido residual, resultante da flotação do plagioclásio, que originou o anortosito. Icenhower et al. (1998), interpretaram o enriquecimento observado nos dioritos, anortositos e gabros do Complexo Adirondack-Canadá, como indicativo de manto enriquecido. As idades modelos Sm-Nd TDM sugerem que o enriquecimento mantélico ocorreu durante a Orogênese Transamazônica (2.2 Ga – 2.0Ga).

As rochas graníticas que constituem os plutões de Passira, Bengala e Candiais, mostram assinatura geoquímica de granitos anorogênicos e seus magmas progenitores podem ser interpretados como co-existentes com os magmas das rochas do CMAP, o que caracterizaria um magmatismo bimodal associado a um ambiente extensional. Embora haja diferenças nas idades obtidas para os ortognaisses graníticos (1.58 a 1.68 Ga) e as rochas metagabro-anortosíticas (1.72 Ga), associadas às idades dos ortognaisses graníticos há erros grandes que sugerem superposição das idades. Se por outro lado as idades dos ortognaisses graníticos são realmente diferentes da dos metanortositos, então pode Ter havido um longo período (~60 Ma) de magmatismo anorogênico na área.

A figura 8.1 apresenta uma proposta de gênese para as rochas do CMAP

---

## 8.2 – Evolução Metamórfica e Significado Tectônico do CMAP

As assembléias minerais estudadas nas rochas metabásicas sugerem que o pico metamórfico do CMAP atingiu condições de pressão e temperatura do fácies anfíbolito alto ao fácies granulito, com superposição retrometamórfica do fácies xisto verde a epidoto anfíbolito.

Os dados obtidos apontam que o pico metamórfico da área (de idade  $612 \pm 150$  Ma) ocorreu sob pressões da ordem de 13 Kb e temperaturas superiores a  $750^{\circ}$  C, com sobreposição metamórfica relacionada às transcorrências ( $597 \pm 31$  Ma) associadas ao Lineamento Pernambuco.

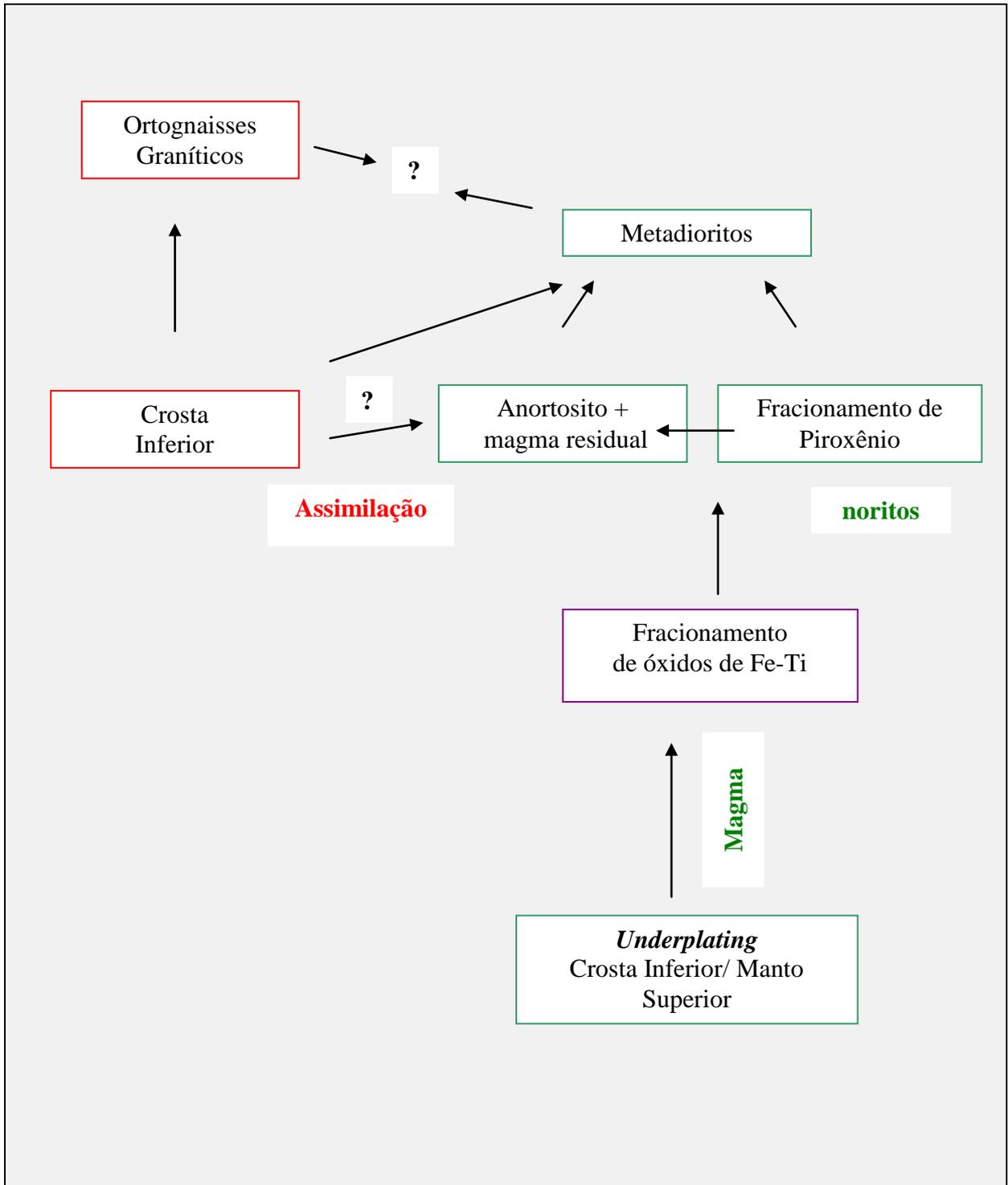


Figura 8.1 – Diagrama Esquemático proposto para interpretação da formação do CMAP.

Na figura 8.2 encontra-se uma proposta para a trajetória P-T-t para as rochas do CMAP, definida qualitativamente com base nas associações texturais. Os pontos datados na trajetória representam as temperaturas máximas calculadas através de estudos de geotermometria em granada-metagabros, ao passo que o segundo ponto foi obtido a partir da temperatura máxima calculada para o metadiorito cisalhado relacionado às transcorrências na área.

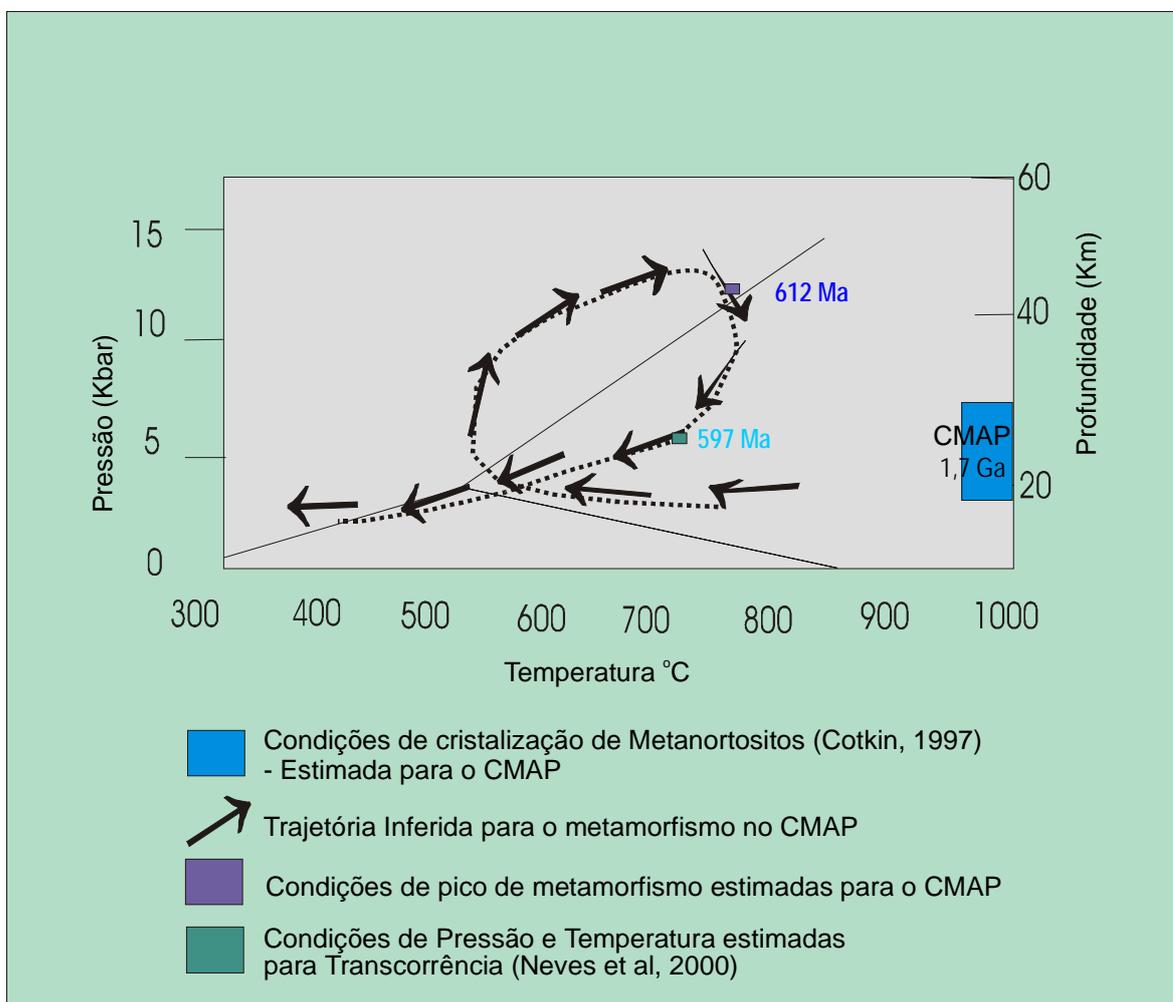


Figura 8.2 – Diagrama Esquemático P-T-t para as rochas do CMAP. A trajetória foi definida qualitativamente com base nas associações texturais.

---

### **8.3 – História da Evolução Crustal da área do CMAP.**

Com base nos resultados obtidos pode-se propor a seguinte evolução para a área do CMAP.

- **PALEOPROTEROZÓICO** - O CMAP acha-se encaixado em terrenos de formação paleoproterozóica com idades máximas TDM = 2,4 Ga, e consolidação tranzamazônica.
- **PALEOPROTEROZÓICO Tardio / MESOPROTEROZÓICO Inicial** - Posicionamento do CMAP em ambiente extensional, com idade de U-Pb em zircão multicristal de 1,7 Ga, correlacionável ao evento extensional Orós-Jaguaribe na Província Borborema. Associados ao CMAP encontram-se ortognaisses graníticos de natureza alcalina a subalcalina também associados a ambientes extensionais. Sugere-se um modelo de formação dos anortositos através de um afinamento crustal “underplating” de crosta continental que poderia explicar a natureza híbrida das suítes básicas e/ou associação com um rifteamento de crosta continental incipiente cuja a geração de anortositos é comumente atribuída.
- **MESOPROTEROZÓICO Tardio** - Evento extencional tardi-mesoproterozóico apontado por idades modelo TDM máximas de 1.1 Ga obtidas em granitóides neoproterozóicos peralcalinos com  $\epsilon$  Nd positivo.
- **NEOPROTEROZÓICO Médio a Tardio** - Evento orogenético neoproterozóico com picos de metamorfismo de idade  $T_{\text{metamorfismo granulítico}} = 612 \pm 150$  Ma, obtida através de isócrona mineral (granada-rocha total), relacionada ao ciclo brasileiro.
- **NEOPROTEROZÓICO Tardio** - Transcorrências posteriores datadas através do método U-Pb em zircão de granitóides pré a cedo-transcorrência associados ao Lineamento Pernambuco.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACCIOLY, A.C.A. - 1996 - Dados Preliminares de Campo e Petrografia do Complexo Meta-anortosítico de Passira. *II Workshop científico da Pós-Graduação*.
- ACCIOLY, A.C.A., MCREATH, I, SANTOS, E.J., MELO, C.B.M & GUIMARÃES, I.P. - 1996 - Química mineral e Petrografia das fácies do Complexo Meta-Anortosítico de Passira. *XXXIX Cong Bras. Geologia. Salvador*.
- ACCIOLY, A.C.A.; SANTOS, E.J.; MCREATH, I.; GUIMARÃES, I.P. ;MELLO, C.B.M. – 1997 - O Meta-Anortosito Maciço Proterozóico de Passira-PE e Rochas Associadas. *Atas do XVI Simp. Geol. NE*.
- ALMEIDA, F.F.M., LEONARDOS, O. H. VALENÇA, J. – 1967 – Review on granitic rocks of Northeast South America. In. SYMPOSIUM ON NORTHEAST SOUTH AMERICA GRANITES, Recife, IUGS/UNESCO, 41p.
- ALMEIDA, C.N., GUIMARÃES, I.P, DA SILVA FILHO, A.F.,BEURLIN, H – 1997a – Sm-Nd isotopes geochemistry and U-Pb geochronological data of the Campina Grande Complex, Paraíba State, NE Brazil. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17. Fortaleza. Boletim...Fortaleza, SBG/NE, 15:6-9.
- ALMEIDA, C.N., BEURLIN, H., GUIMARÃES, I.P., SAMPAIO, A.S.S. – 1997b. High pressure metamorphosed Fe-Ti ore hosting island arc tholeiites na Itatuba (Paraíba) as na indication of a proterozoic suture IN THE PAJEÚ-PARAÍBA FOLD-BELT, BORBOREMA PROVINCE, NORTHEASTERN BRAZIL. *Intern. Geol. Rev.*, 30:578-588.
- ARCHANJO, C.J., OLIVER, P., BOUCHEZ, J. L. – 1992 – Plutons granitiques du Serido (NE Brésil): écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélé par leur anisotropie magnétique. *Bull. Soc. Géol. France* **163**, 509-520.
- ARCHANJO, C.J., BOUCHEZ, J. L., CORSINI, M. , VAUCHEZ, A. – 1994 – The Pombal Granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba State). *Journ. Struct. Geol.* **16**, 323-335.
- ASHWAL, L. D – 1982 – Mineralogy of mafic and Fe-Ti oxide-rich differentiated f the Marcy anorthosite massif, Adirondacks, New York. *Am mineral* **67**:14-27.
- ASHWAL, L. D.; WOODEN, J. L.; AND EMSLIE, R. F., - 1986 – Sr, Nd, and Pb isotopes in Proterozoic intrusives astride the Grenville Front in Labrador:

implications for crustal contamination and basement mapping: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **50**, 2571'-2585.

ASHWAL, L.D. - 1993 - Anorthosites - Springer-Verlag. Berlim. 422 p.

ASHWAL, L.D & MYERS, J. S. – 1994 – Archean Anorthosites. In: Archean Crustal Evolution. Elsevier.

ASHWAL, L.D. and WOODEN, J.L.,1983a. Isotopic evidence from the eastern Canadian Shield for geochemical discontinuity in the proterozoic mantle. *Nature*, **306**: 679-680.

ASHWAL, L.D. and WOODEN, J.L.,1983b. Sr and Nd isotope geochronology, geologic history, and the origin of the Adirondack anorthosite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**:1875-1885.

BARBOSA, A. G - 1990 - Folha Limoeiro - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - 1:100.000 - Recife. CPRM/DNPM 124p il.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. - 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, **48**:43-45.

BATTACHARYA, A; RAITH, M.; HOERNES, S. & BANERJEE, D –1998 – Geochemical evolution of the massif-type anorthosite complex at Bolangir in the eastern ghats belt of India. *Journal of petrology*. 39(6) 1169-1195.

BELLIENI, G.;; PICCIRILLO, E.M.& ZANETTIN, B. - 1981- Classification and nomenclature of basalts. Contribution n. 81, IUGS, *Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks*, 19 p.

BESWICK, A.E. & SOUCIE,G. -1978- A correction procedure for metasomatism IN AN ARCHEAN GREENSTONE BELT. *Prec. Res.*,**6**:235-245.

BESWICK, A. E. - 1982 - Some geochemical aspects of alteration and genetical relation in komatiitic suites. IN: ARNDT, N.T & NESBIT, E.G. (EDS) KOMATIITES; London, George, Allen & Unwin, 283-308.

BEST, M. G. – 1982 – Igneus and Metamorphic Petrology. San Francisco, Freeman Co., 630pp.

BEURLLEN, H - 1988 –Fazenda Esperança (Bodocó) e Riacho da Posse Floresta: Duas ocorrências atípicas de Fe-Ti no Estado de pernambuco, Brasil. UFPE. *Tese de Titular.*, 72p, inédito.

BOTTAZZI, P; OTTOLINI, L; VANNUCCI, R; ZANETTI, A – 1994 - An accurate procedure for the quantification of rare earth elements IN SILICATES, IN BENNIGHOVEN. A., ET AL., EDS. SECONDARY ION MASS SPECTROMETRY – SIMS IX: Chichester, John Wiley and Sons, p. 927-930.

- BRITO, R. – 1997 – O Sill do Rio Jacaré – *Exame de Qualificação – UNB. Inédito.*
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K; PESSOA, D.A & PESSOA, R.R.- 1974 - Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-Cambriano do Nordeste Brasileiro. IN: *XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (6)* 261-271). Porto Alegre.
- BRITO NEVES, B.B.de - 1975 – Regionalização Geotectônica pré-cambriano nordestino. São Paulo. 198p. (*Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*).
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R, BABINSKI, M., SABIN, T., 1993. O Evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis ao norte do cráton de São Francisco. Resumos Expandidos In Simp. Craton de São Francisco, Salvador, 243-245.
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPACHER, P.C.; SANTOS, E.J., - 1995a – Geocronologia da Província Borborema: os fatos e as questões abertas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16. Recife, 1993. *Boletim...Recife, SBG/NE*, 14(2):410-413.
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., CAMPOS NETO, M.C. KOZUCH., 1995b. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integrações de dados, implicações e perspectivas, *Rev. Bras. Geoc.*, **25**-279-296.
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J. DOS; VAN SCHMUS, W.R – 2000 – Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil – IN CORDANI, V.G. et al.. EDITORS – TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA. Rio de Janeiro. P.151-182.
- BUDDINGTON, A. F. –1939 – Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Geological Society of America Memoir*, 7, 354p.
- CLIFF, R.A., BARNICOAT, A.C. & INGER, S. – 1998 – Early tertiary eclogitic facies metamorphism in the Morvio ophiolite. *Journal Met. Geol.* **15**: 447-455.
- CORREIA, C.T.; GIRARDI, V.<sup>av</sup>; TASSINARI, C.G. & JOST, H. – 1997 – Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Rev. Bras. Geoc.* **27**(2)163-168.
- COSTA, A.C. da; MENDES, V. A.; ROCHA, D.E.G.A. da; ANDRADE, D.A. - 1980 - Projeto Extremo Nordeste do Brasil: relatório Final. Recife, DNPM/CPRM, 1980. 6v.il.
- COTKIN, S.J. – 1997 – Igneous and metamorphic petrology of the eclogitic Seljeneset Meta-anorthosite and related jotunites, Western Gneiss Region, Norway. *Lithos.* **40**: 1-30.

- COX , K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. – 1979 – The Interpretation of igneous rocks. London, George Allen & Unwin, 450p.
- CRUZ, M; DEMANGE, ; FONTEILLES, M – 1989 – Interpretação das composições químicas dos cumalatos do maciço gabro-anortosítico do Rio Piau-Bahia. In *Cong. Bras. Geol. Rio de Janeiro*. P.171.
- DANTAS, E. L., HACKSPACHER, P. C., VAN SCHUMUS, W. R. BRITO NEVES, B. B. – 1998 – Archean accretion in the São José do Campestre massif, Borborema province, Northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 28, 221-228.
- DA SILVA FILHO, A.F. da - 1979 – - Petrologia e Geologia econômica de uma área a sul de Limoeiro. Relatório de Graduação.UFPE.
- DA SILVA FILHO, A.F. da & GUIMARÃES, I.P. - 1981 - Petrologia e Cadastramento de ocorrências de Fe-Ti no município de Passira-PE. In: *simpósio de geologia do NE*, 9, Natal. Atas do...Natal, Soc.Bras. Geol., Núcleo NE, 1977. 638p.il.p.364-369.
- DEBON, F. & LE FORT, P. - 1983 - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Endinburgh Earth Sci.* , **73**:135-149.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. 1966. An introduction to the rock forming minerals. London, Longman, 528p.
- DE LA ROCHE, H. et. al. - 1980 - A classification of vulcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major elements analyses: Its relationship with current nomeclature. *Chemic. Geol.*, 29:183-210.
- DEMAIFFE , D; MOREAU, C.; BROWN, W.L.; WEIS, D –1991 – Geochemical and isotopic (Sm, Nd and Pb) evidence on the origin of the anorthosite bearing anorogenic complexes of the Air Province. Niger. *Earth Planet Sci. Lett* **105**:28-46.
- DREHER, A.M.; ARAÚJO, J.F. & ABREU, S. – 1976 – Associação básica anortosítica dos rios Curuqute e Ciriquiqui – Município de Lapela – AM. *29º Cong Bras. Geol. Ouro Preto*.(4) 149-179.
- DUCHESNE, J. C. ; ROELANDTS, I.; DEMAIFFE, D; HERTOGEN, J.; GIJBELS, R - & WINTER, J – 1974 – Rare-earth elements data on monzonoritic rocks related to anorthosites ans their bearing on the nature of the parental magma of the anorthositic series. *Earth and Planetat Sci. Letters*. **24**, 325-335.
- DUCHESNE, J. C. and DEMAIFFE, D. –1978 – Trace elements and anorthosite genesis. *Earth Planet. Sci. Lett*. **38**, 247-272.
- DUCHESNE, J. C. ; ROELANDTS, I.; DEMAIFFE, D; WEIS, D – 1985 - Petrogenesis of monzonoritic dykes in the Egersund-Ogna anorthosite

(Rogaland, SW Norway): Trace elements and isotopic (Sr, Pb) constraints. *Cont. to Mineralogy and Petrology* **90**, 214-225.

- DUCHESNE, J. C., WILMART, E., DEMAIFFE, D. & HERTOGEN – 1989 – Monzonorites from Rogaland ((southwes Norway): a series of rock s coeval but not comagmatic with massif-ttype anorthosites. *Precambrian research.* **45**, 111-128.
- DUCHESNE, J.C. & WILMART, E. – 1997 – Igneous charnockites and related rocks from the Bjerkereim Sokndal layered intrusion (southwest Norwau): a jotunite (hyperthene monzodiorite) derived A type granitoid suite. *Journal of petrology* **38**, 337-369.
- DUCHESNE, J.C – 1999 – Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway) geochemical characteristics and problems of interpretation. *Mineral deposita.* **34**, 182-198.
- EBERT, H., -1970 – The Precambrian Geology of the “Borborema” belt. State of Paraíba and Rio Grande do Norte, Northeastern Brazil. *Geol. Rundsch.*, **59**(3):1299-1326.
- ELLIS, D.J. & GREEN, E.H. – 1979 – An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral and Petrol.*, **71**; 13-22.
- EMSLIE, R. F. –1975 – Pyroxene megacrysts from anorthositic rocks: New clues to the sources and evolution of the parent magmas. *Canadian Mineral.* **13**, 138-145.
- EMSLIE, R. F. – 1985 – Proterozoic anorthosite massifs. In: Tobi, A C. & Touret, J. L. R. (eds) *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces.* NATO ASI C158. Dordrecht: Kluwer Academic, pp. 39-60.
- EMSLIE, R.F., HAMILTON, M.A. & THÉRIAULT, R.J. - 1994 - Petrogenesis f a Mid-Proterozoic Anorthosite Mangerite-Charnokite-Granite (AMCG) Complex: Isotopic and Chemical Evidence from Nain Plutonic Suite. *The Journal of Geology* (**102**) 539-558.
- ERNST , W.G & LIU, J – 1998 – Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic amphibole in MORB – A semiquantitative thermobarometer. *American mineralogist* **83**: 952-969.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; ONIONS R.K. – 1978 – Rare earth element abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim Acta*, **42**, 1199-1212.
- FARINA, M; SANTOS, E.J. dos; MELO, C.B.M. de; ZANINI, L.F.P.-1981- Anortositos de Passira - PE. In: Simp. Geol. NE, 10°, Recife. *Atas do ... Recife, Soc. Bras. Geol.* 513p il. p 402-416.

- FAURE, G. - 1986 - Principles of isotope Geology. John Wiley & Sons. 589p.
- FERREIRA FILHO, C.F.; KARNO, S.L; FUCK, R.A; KROGH, T.E.; NALDRETT, A J. – 1994 – Zircon and rutile U-Pb geochronology in the Niquelândia layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Res.*, **68**(3-4): 241-256.
- FERREIRA, V. P., SIAL, A. N., JARDIM DE SÁ, E. F. – 1998 - Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.* **11**, 439-455.
- FIGUEIREDO, M.C.H. - 1985 - Introdução à geoquímica dos elementos Terras Raras. Bol. IG-USP, Série Cient. , 16:15-31.
- FIGUEIREDO, M.C.H.- 1993 - Geoquímica de Sequências Vulcanossedimentares (Apostila inédita, 48 p.).
- FIGUEIREDO, M.C.H. & BARBOSA, J.S.F. – 1993 – Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: LANDIM, J.M. & MISI, A.O Cráton do São Francisco, Salvador. P63-84.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & BARBOSA, J.S.F. - 1993 - Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. IN: LANDIM, J.M. & MISI, A. O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, Salvador, p. 63-84.
- FORMOSO, M.L.L; PINTAUDE, D.A – 1978 - Estudo da alteração do anortosito de capivarita, Rio Pardo, rio grande do sul.; *Rev. Bras de geociencias*, **8**(3):180-205
- FORMOSO, M.L.L.; HATMANN, L.A.; NARDI, L.V.S – 1980 - A razão K/Rb em anortositos e rochas granulíticas do escudo sul-rio-grandense-metassomatismo e consequencias geocronologicas.; *Congresso brasileiro de geologia, 31, camboriu* 446p.p.53.
- FREI, R. & KAMBER - 1995 - Single Mineral Pb-Pb dating . *Earth and Planet. Sci, Letters*, **129**: 261-268.
- FREITAS, A F DE PESSOA, M R BRANDAO, R DE L – 1988 - Noticias preliminares sobre o anortosito do Rio Repartimento (RR).; IN (VER NOTAS) BELEM, SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, .p.398;
- FROST, B.R. and LINDSLEY, D.H. (1992). Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part II. Applications. *American Mineralogist* **77**, 1,004-1,020.
- FROST, B.R., FROST, C.D., LINDSLEY, D.H., SCOATES, J.S., and MITCHELL, J.N. (1993). The Laramie Anorthosite Complex and the Sherman Batholith: geology, evolution, and theories for origin, in *Geology of Wyoming Geological*

Survey of Wyoming, Memoir 5, Laramie, Wyoming, Snoke, A.W. and Steidtmann, J.R. (eds.), p118-161.

FROST, B.R., FROST, C.D., CHAMBERLAIN, K.R., SCOATES, J.S., and LINDSLEY, D.H. (1996) A field guide to the Proterozoic Anorthositic, Monzonitic, and Granitic Plutons, Laramie Range, Southeastern Wyoming. In R.A. Thompson, M.R. Hudson, and C.L. Pillmore, Eds. *Geologic Excursions to the Rocky Mountains and Beyond: Guidebook for the 1996 Annual Meeting, Geological Society of America, Denver, Colorado, October 28-31, p. Trip #6, p. 1-28.* Colorado Geological Survey, Denver.

FROST, C.D.; FROST, B.R.; CHAMBERLAIN, K.R., & Edwards, B.R. – 1999 – Petrogenesis of the 1.43 Ga sherman batholith, SE Wyoming, USA: a Reduced Rapakivi type Anorogenic granite. *Journ Petrol* **40** (12):1771-1802.

GOMES, E.F. – 1991 – Petrologia e geoquímica do depósito vanadífero de Fazenda do Novo Amparo associado ao Complexo Máfico- Ultramáfico Rio Jacareí – BA. Dissertação de Mestrado. UNICAMP.

GUIMARÃES, I.P. – 1979 -- Petrologia e Geologia econômica de uma área a sul de Limoeiro. Relatório de graduação. UFPE.

GUIMARÃES, I.P. & DA SILVA, FILHO, A.F. 1995. Shoshonitic granitoids of the Borborema Province, NE Brazil. In: HUTTON SYMPOSIUM, 3. Maryland, 1995. *Abstracts, USGS*, p.60.

HACKSPACHER, P.C., SCHMUS, W. R. DANTAS, E. L. – 1991 – Um embasamento transamazônico na Província Borborema. *Anais, 36° Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, 2683-2696.*

HEAMAN, L. & PARRISH, R – 1991 – U-Pb geochronology of accessory minerals. In HEAMAN, L & LUDDEN, JN (eds) *Short Course Handbook on Applications of radiogenic Isotope systems to problems in Geology. Toronto, Mineralogical association of Canada.* P 59-102.

HOLLAND, T. & BLUNDY, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**:433-447.

ICENHOWER, J.P.; DYMEK, R.F. & WEAVER, B.L. – 1998 – Evidence for an enriched mantle source for jotunite (orthopyroxene monzodiorite) associated with the St Urbain anorthosite, Quebec. *Lithos.* **42**:191-212

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. **8**, pp. 523-548.

KERR, P.F. – 1965 – Mineralogia Optica. 3ª Ed.

- KOLKER, A. –1982 – Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. *Econ. Geol.* **77**:1146-1158.
- KOLKER, A. & LINDSLEY, D. H. – 1989 – Geochemical evolution of the Maloin Ranch pluton, Laramie Anorthosite Complex, Wyoming: petrology and mixing relations. *American Mineralogist* **74**, 307-324.
- LE MAITRE, R.W. (ed.) -1989 -Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193p.
- LIMA, E.S.; ACCIOLY, A.C.A & LEITE, P.R.B. – 1992 - Ti em biotitas: Um geotermômetro empírico para rochas meta-pelíticas. *3º Cong. Bras de Geoq.*
- MABESOONE, J. M. & CASTRO, C. de - (1975) – Desenvolvimento geomorfológico do nordeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol. Núcleo do Nordeste*, Recife, 3: 5-36.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. - 1984 - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 101, p.635-643.
- MARIMON, M.P.C.; McREATH, I & TEIXEIRA, J.B.G. – 1988 – Estudo de terras raras em Fzenda Brasileiro – BA. *35º Cong. Bras. Geol.* **4**. 1900-1908.
- MARKL, G.; FROST, B.R. & BUCHER, K – 1998 – The origin of anorthosites rocks from the Lofoten Islands, Northhern Norway: I. Field relations and Estimation of Intrinsic Variables. *Journ. Petrol.* **39**(8):1425-1452.
- MARTINGNOLE, J.; Machado, N.; NANTEL, S. – 1993 – Timing of intrusion and deformation of the Rivieri-Pentecote Anorthosite (grenville Province). *Journ. Of Geology.* **101** (5): 652-658.
- McBIRNEY, A.R. - 1995 - Mechanisms of differentiation in the Skaegaard Intrusion - *Journal of the Geological Society.* (**152**) 421-435.
- McLELLAND, J.; ASHWAL, L. & MOORE, L - 1994 - Composition and Petrogenesis of oxide-, apatite-rich gabbronorites associated with Proterozoic anorthosites massifs: examples from Adirondack mountains, New York. - *Contrib. Mineral. Petrol.* (**116**)225-238.
- MEDEIROS, W.C – 1999 – PLGB: Folha Aracaju – NE. 1:500.000 (no prelo).
- MELO, O.O. – 1998 – Petrologia e geoquímica das rochas gabro-anortosíticas e mineralizações de Fe-Ti associadas de Barro Vermelho-Custódia-PE, NE do Brasil. Recife., 216p. (Tese de Doutorado). Pós-graduação em Geociências. UFPE.

- MESSIGA, B.; TRIBUZIO, R.; BOTTAZZI, P., OTTOLINI, L – 1995 – An ion microprobe study of trace element compositions of clinopyroxenes from blueschist and eclogitized Fe-Ti-gabbros = (Ligurian Alps, Northwestern Italy): some petrologic considerations: *Geochimica et cosmochimica Acta* **59**:59-75.
- MITCHELL, J. N., Scoates, J. S., Frost, C. D. & Kolker, A. – 1996 – The geochemical evolution of anorthosite residual magmas in the Laramie anorthosite complex, Wyoming USA. *Journal of petrology*, (**37**) 637-660.
- MONTEL, J.M.; VESCHAMBRE, M; NICOLLET, C. – 1994 – Datation de la monazite a la microsonda eletronique – *CR. Acad. Sc. Paris* T318. Serie II. 1489-1495.
- MORGAN, J.W.; STEIN, H.J.; HANNAH, J.L., MARKEY, R.J. & WISZNIEWSKA, J. – 2000 – Re-Os study of Fe-Ti-V oxide and Fe-Cu-Ni sulfide deposits, Suwalki anorthosite massif, northeast Poland. *Mineralium deposits* **35**. 391-401.
- MORI, P; REEVES, S.;CORREIA, C.T. & HAUKKA, M. – Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geocências, São Paulo University. *Rev Bras. Geoc. No prelo*.
- MORIMOTO, N. 1968. Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral*, 111:535-550.
- MORSE, S.A – 1982 – A partisan review of Proterozoic anorthosites. *American Mineralogist*. **65**. 1087-1100.
- MYERS, R.E. & BREITKOPF, J.H. - 1989 -basalt geochemistry and tectonic settings: a new approach to relate tectonic and magmatic processes. *Lithos* 23:53-62.
- NARDI, L & HARTMANN, L.A. – 1979 – Ocomplexo Granulítico Santa Maria do Chico do Escudo SulRio Grandense. *Acta geol. Leopoldense*. 10. 45-76. São Leopoldo-RS.
- NEVES, S.P. & VAUCHEZ, A. 1995. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in Northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco Shear Zones; State of Pernambuco). *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:289-298.
- NEVES, S.P. & MARIANO, G. 1997. High-K calc-alkalic plutons in northeast Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *International Geology Review*, 39:621-638.

- NEVES, S.P., VAUCHEZ, A., FERAUD, G. – 2000 – Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian research*, 99- 1-32.
- OLIVEIRA, R.G. de & SANTOS, E.J.dos - 1993 – Seção geológica- geofísica e inferências geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA., 3. Res. Expand., 1:643-747.
- OLSON, K – 1992 – The petrology and geochemistry of mafic Igneous rocks in the anorthosite-bearing Adirondacks Highlands-N.Y. *Journal of petrology* . 33(2) 471-502.
- OWENS, B.E. & DYMEK, R.F. – 1995 – Significance of pyroxene megacrysts for massif anorthosite petrogenesis: constraints from the Labrieville, Quebec, pluton. *American Mineralogist*. **80** 144-161.
- PAIXÃO, M.<sup>a</sup>P.; LAFON, J.M.; OLIVEIRA, E.P. – 1995 – Geocronologia Pb-Pb do Complexo Anortosítico Leucogabroítico de Lagoa da Vaca e rochas associadas. Complexo Uauá. Bahia. *Cong. Bras. Geol. Cong. Geol. De Países da língua Portuguesa*. – CD-ROM
- PEARCE, J.A. - 1983 - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J.; NORRY, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Limited, pp. 230-249.
- PEARCE, J.A. & NORRY, A. - 1973 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks from the Kestmonu area, Northern Turkey. *Cont.Min.Petrol.* 69:33-47.
- 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.
- PEROSA, P.T.; SARAGIOTTO, J.; FRASCA, M.B.O – 1986 - A suite charnockito-anortositica da serra do Aleixo: considerações preliminares.; Goiânia, SBG, *Cong. Bras. Geol.*, 34
- PHILPOTTS, A.R – 1967 – Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Econ. Geology*. **62**:303-315.
- PHILPOTTS, A.R. - 1990 - Principles of igneous and metamorphic petrology. Enlewood Cliffs. 488p.
- RIVALENTI, G., MAZZUCHELLI, M.; VANNUCCI, R.; HOFMANN, A.W.; OTTOLINI, L.; BOTTAZZI, P. & OBERMILLER – 1995 – The relationship between websterite and peridotite in the Balmuccia peridotite massif (NW

Italy) as revealed by trace element variations in clinopyroxene. *Contrib Mineral. Petrol* **121**:275-288.

ROBINS, B; TUMYR, O.; TYSSSELAND, L.B.; GARMANN, L.B. – 1997 – The Bjerkrein – Sokndal Layered Intrusion, Rogalan, Sw Norway: Evidence from marginal rocks for a jotunite parent magma. *Lithos*.**39** 121-133.

ROCHA, D.E.G.A. - 1983 - Projetos de Mapas Metalogenéticos e de previsão de Recursos Minerais. Folha SC-25VA. Recife. Escala 1:250.000. Recife, DNPM/CPRM. 2v.il..

ROCHA, D.E.G.A. - 1990 - Projeto Folha Vitória de Santo Antão - PLGB, 1:100.000. Recife - DNPM/CPRM.il.

ROLLINSON, H. R. - 1993 - Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York Wiley. p- 215-265.

SÁ, J.M.; LETERRIER, J.M.; SILVA, E.R. – 1997 – Augen gnaisses vs augen gnaisses da Faixa Jaguaribean, NE Brasil: estratigrafia, geoquímica e idades U-Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17. Fortaleza., 1997. *Boletim...* Fortaleza, SBG/NE, nº 15,p.113-1176.

SANTOS, E.J.dos & BRITO NEVES, B.B. de - 1984 - Província Borborema. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. Coord. O pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Ed.EDgard Blucher, 378p.il.p.123-186.

SANTOS, E. J. dos – 1995 – O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. São Paulo, 219p. (Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).

SANTOS, E.J. – 1996 – Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. In: *Cong Bras. De Geologia. 39, Salvador, 1996. Anais...*, Salvador, SBG. 6:47-50.

SANTOS, E.J. dos & MEDEIROS, W.C - 1999 - Constraints from granitic plutonism on Proterozoical crust growth of the zone Transversal Domain Borborema Province, NE Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 29(1)73-84.

SCHENATO, F & FORMOSO, M.L.L.- 1993 - Aspectos mineralógicos e geoquímicos da alteração do anortosito capivarita, RS.; *Geochimica Brasiliensis*,**7**(1):1-17.

SCOATES, J.S. & FROST, C.D. – 1996 - A strontion and neodymium isotopic investigation of the Laramie anorthosites, Wyoming, USA: implications for magma chamber processes and the evolution of magma conduits in Proterozoic anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* **60**, 95-107.

SHELLEY, D - 1993 – Igneous and metamorphic rocks under the microscopic. Chapman & Hall. Londres.

- SIAL, A.N. & MENOR, E. de A. - 1973 - Eulysite and associated mineralization of iron-titanium, Passira district Pernambuco, Brazil. In: Morim Philipe - Les Roches plutoniques dans leurs rapports avec les gites minéraux. Paris, Masson et Cie, 403p il. (Colloque Scientifique International E. Raguin) p.239.
- SIAL, A.N. & McREATH, I - 1984 - Petrologia Ignea: Os fundamentos e as ferramentas de estudo. SBG/CNPq vol 1. 180p.
- SMALLEY, P.C. & FIELD, D - 1991 - REE, Th, Hf, Ta in Bamble gabbros (southern Norway) and their amphibolitized equivalents: implications for gabbro tectonic setting, *Precambrian Research*, (53) 233-242.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Ver.*, 12:1-33.
- SZABÓ, C., VASELLI, °; VANNUCCI, R., BOTTAZZI, P., OTTOLINI, L.; CORADOSSI, N. & KUBOVICS, I. - 1995 - Ultramafic xenoliths from the little Hungarian plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. *Acta Vulcanologica*. 7 (2)249-263.
- TAYLOR, R.S. & McLENNAN, S.M. - 1985 - *The continental crust: its composition and evolution*. London, Blackweel, 312p.
- TEIXEIRA, W. - 1988 - Relatório da CPGEO, in: Projeto Folha Limoeiro - CPRM/DNPM.
- THOMPSON, R. N. - 1982 - Geochemistry and magma genesis. In: D. S. Sutherland (Ed.) : *Igneous rocks from the British Isles*. Part 7 (The Tertiary), Chapter 34, p. 461-477.
- TIEPOLO, M.; TRIBUZIO, R. & VANNUCCI, R. - Mg- and Fe- gabbroids from Northern Apennine ophiolites: Parental liquids and igneous differentiation process. *Ofiolit*, 22.
- TOTEU, S. F., VAN SCHMUS, W. R., PENAYE, J., NYOBÉ, J. B. - 1994 - U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precamb. Res.* 67, 321-347.
- TRIBUZIO, R - 1992 - Distribuzione delle terre rare e di alcuni elementi in tracce nei principali minerali dei meta-Fe-Gabbri delle ofioliti Liguri: aspetti cristallografici ed implicazioni petrogenetiche. *Dottorato di ricerca. UNIPV-Pavia. Italia*.
- TRIBUZIO, R , MESSIGA, B.; VANNUCCI, R. & BOTTAZZI, P. - 1996 - Rare earth element distribution during high pressure low temperature metamorphism in ophiolite Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy):

implications for light REE mobility in subduction zones. *Geology*. **24**(8)711-714.

TRIBUZIO, R.; RICCARDI, M.P. & MESSIGA, B – Amphibolitization of Mg- and Fe-rich gabbroic dykes within mantle-derived serpentinites from northern apennine ophiolites evidence for high temperature hydration of the oceanic lithosphere. *Ofioliti*. **22** (1) 71-79.

VANNUCCI, R.; OTTOLINI, L.; BOTTAZZI, P.; DOWNES, H & DUPUY, C – 1994 – INAA, IDMS, and comparative REE investigations of clinopyroxenes from mantle xenoliths with different textures. *Chem. Geol.*, **118**, 85-108.

VANNUCCI, R., PICCARDO, G.B., RIVALENTI, G., ZANETTI, A., RAMPONE, E.M., OTTOLINI, L., OBERTI, R., MAZZUCHELLI, P & BOTTAZZI, P – 1995 - Origin of LREE – depleted amphiboles in the subcontinental mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **59**, 1763-1771.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. & BABINSKI, M. 1994. Mesoproterozoic crustal domains in Borborema Province: evidence from U/Pb and Sm/Nd geochronology. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camboriú, 1994. *Anais...Balneário de Camboriú*, SBG, 403-404.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. de., HACKSPACHER, P., BABINSKI, M - 1995 - U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *J. south Am. Earth Sci.*, **8**:267-288.

WANDERLEY, A.A. - 1983 - Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SB.25-Y-C - João Pessoa - 1:250.000, DNPM/CPRM. 2v. il.

WERNER, C.D. - 1987 - "Saxonian Granulites - Igneous or Lithogeneous. A Contribution to the Geochemical Diagnosis of the Original Rocks in High-metamorphic Complexes". In: GERSTENBERGER, H. (ed.) *Contributions to the Geology of the Saxonian Granulite Massif*. Zfl.- Mitteilungen Nr 133:221-250.

WIEBE, R.A - 1992 - Proterozoic Anorthosite Complexes. In: *Proterozoic Crustal Evolution* (ed. K.C.Condie) pp 215-261. Elsevier.

WILLIAMS, - 1982 – Petrography.

WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 466p.

WINKLER, H. - 1977- *Petrogênese de Rochas Metamórficas*.

- WOOD, D.A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridges basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7:499-503.
- XUE, S. & MORSE, S.A. - 1993 - Geochemistry of the Nain massif anorthosite, Labrador: Magma diversity in five intrusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. (57) 3925-3948.
- YARDLEY, B.W.D. - 1989 - An introduction to metamorphic petrology. Ed. Longman Scientific.
- YU, Y & MORSE, S.A. - 1993 -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Chronology of the Nain Anorthosites, Canada. *Canadian J. Earth Sci.* (30)

# ***ANEXO 1***

---

## **Método de Preparação das amostras para análise de Elementos Terras Raras nas Rochas do CMAP – ICP/USP.**

A determinação de alguns elementos traços, incluindo alguns terras raras no Laboratório de ICP do DMP-USP constou das seguintes etapas para abertura da amostra (ataque ácido) em cadinho de teflon savilex.

- ◆ Molhou-se o pó com 5-6 gotas de água destilada, fez-se uma prévia dissolução para evitar a formação de crostas após o ataque e homogeneizar a amostra.
- ◆ Adicionou-se 2 ml de ácido nítrico concentrado e agitou-se até homogeneizar.
- ◆ Completou-se com 5 ml de HF.
- ◆ Em seguida a cápsula de savilex foi tampada, fechada e homogeneizada.
- ◆ Durante 12 horas a solução foi deixada em estufa a 92°C. Posteriormente foi aberta com cuidado pois poderia ter havido vazamentos.
- ◆ A solução foi posta para resfriar.
- ◆ Posteriormente colocou-se a solução em uma placa aquecedora dentro da capela ligada, para evaporação, até formar uma crosta esbranquiçada. Na primeira parte da evaporação foi utilizada uma temperatura de 85°C e na segunda parte aumentou-se para 92° C.
- ◆ A amostra evaporada e seca foi retirada da chapa, deixada resfriar e molhada com 2 ml de HNO<sub>3</sub> e completada 5 ml de HF. A evaporação total foi repetida verificando-se se há ou não liberação de fumaça branca. Adicionou-se água destilada a medida que cristalizavam sais, retornava-se a chapa quente para a evaporação.
- ◆ Molhou-se os sais com 2 ml de HNO<sub>3</sub> (1:1), e as soluções foram misturadas com um bastão pequeno nalgene e posteriormente a solução foi transferida para um becker graduado de 50 ml de HNO<sub>3</sub> (5M) quente e em seguida colocou-se o vidro de relógio sobre o becker e retornou a chapa quente.
- ◆ Adicionou-se água destilada até 40 ml sem deixar que cristalizassem sais.
- ◆ Deixou-se resfriar e em seguida transferiu-se a solução para um balão volumétrico de 100 ml e completou-se com água destilada homogeneizando.
- ◆ Levou-se a solução para a análise no ICP. O espectrômetro é seqüencial.

**A determinação de elementos terras raras no Laboratório de ICP do DGEO da Universidade Federal de Pernambuco, constou das seguintes**

**Etapas:**

- Pesagem e ataque ácido com ácido perclórico + ácido fluorídrico seguida de evaporação para a concentração de ETR.
- Calibração inicial das colunas
- Diluição das amostras e passagem nas colunas de separação.
- Evaporação + Diluição para análise
- Análise em ICP-IRIS-AP.

A determinação de ETR via ataque ácido é um método demorado, mas o mais adequado para análise de rochas que se situam em Complexos (Metalogenéticos) com potenciais econômicos (Rochas Máficas) para elementos menores e traços. Atualmente a metodologia está sendo certificada para entrada em rotina e atendimento a pós-graduandos (dissertações de Mestrado e teses de doutorado), professores, e demais pesquisadores que utilizam ETR como parte das suas pesquisas.

### **Tabela 1 - Tabela Afloramentos**

### **Tabela 2 - Tabela de Análises Modais representativas de ortognaisses graníticos**

### **Tabela 3 - Análises Químicas Mineraiis**

Tabela 3a – Análises Químicas de fases Mineraiis dos metadioritos

Tabela 3b – Análises Químicas de fases Mineraiis dos metagabros

Tabela 3c – Análises Químicas de fases Mineraiis dos metanortositos

Tabela 3d – Análises Químicas de fases Mineraiis dos ortognaisses graníticos

### **Tabela 4 – Análises de ETR em fases mineraiis dos metanortositos e metagabros do CMAP e ortognaisses Graníticos.**

### **Tabela 5 - de Análises Químicas Representativas de Rocha Total**

Tabela 5a – Análises Químicas de rocha total dos metadioritos e metagabros

Tabela 5b – Análises Químicas de rocha total dos metanortositos

Tabela 5c – Análises Químicas de rocha total dos ortognaisses graníticos associados ao CMAP.

Tabela 5d – Análises Químicas de rocha total dos gnaisses encaixantes e Complexos adjacentes.

### **Tabela 6 – Fases Mineraiis Normativas**

Tabela 1 - Tabela simplificada dos afloramentos visitados.

TABELA SIMPLIFICADA DE AFLORAMENTOS							
Aflor.	UTM		Litologias	Estruturas	Amostras	Complexo	Observações
	UTM(E)	UTM(N)					
AC-01	254837	9115328	Biotita-gnaissse /gnaissse quartzo-feldspático	Sp+1/Sc=subhorizontal Dir: NE/SW	AC-1A -qtzito AC-1.B gnaissse	Gnáissico- Migmatítico	
AC-02	252354	9116292	Bio-ortognaissse diorítico migmatitizado	S2=28/50Az	AC-2- anfíbolitos	Gnáissico- Migmatítico	Diques máficos cortando os migmatitos
AC-03	249090	9116407	Ortognaisses Migmatíticos /diques dioríticos	Sp+1=25/50o Az	AC-3A; AC-3B AC-3C; AC-3D	Gnáissico- Migmatítico	Ortognaisses félsicos/ Ortognaisses Máficos
AC-04	249052	9116358	Ortognaisses Migmatíticos /diques dioríticos	Sp+1=25/50o Az		Gnáissico- Migmatítico	Ortognaisses félsicos/ Ortognaisses Máficos
AC-05	239197	9113410	Bio-Gra-Xistos com exudações de quartzo e intercalações anfi- bolíticas			Correlacionável ao Comp. Vertentes	
AC-05-Obs	239197	9113400	Blocos de granito com clots de pir+anf. Solo vermelho			Plutão de Tamboatá	Ortognaissse granítico com aegirina e riebeckita
<b>FEIRA NOVA</b>	<b>232112</b>	<b>9118337</b>					
<b>AÇUDINHO</b>	<b>232120</b>	<b>9118100</b>					
AC-06	233987	9116329	Granitóides deformados	Bandamento = Sp+1=54/195o Az	AC-06	Plutão de Tamboatá	Ortognaissse granítico com aegirina e riebeckita
AC-07	233674	9115280	Bio-Xisto com granada, sillimanita. Intercalações anfíbolíticas	Sp+1=25/195o Az	AC-07	Correlacionável ao Comp. Vertentes	
AC-08	233734	9115152	Granada-anfíbolito		AC-08	Correlacionável ao Comp. Vertentes	Máficas aparecem como blocos no solo avermelhado. O anf é hornblenda actinolítica
AC-09	233645	9115030	Alcali-feldspato granito com anfíbólio e piroxênio alcalino	Sp=25/119 Az Sp+1= 76/305° Az Li = subhorizontal	AC-09A, AC-09B	Plutão de Tamboatá	Ortognaissse granítico com aegirina e riebeckita
AC-10	233012	9114797	Granitóides deformados	Sp+1/Sc= 14/185o Az	AC-10	Gnaisses Dioríticos	Granitóides Indiferenciados
AC-11	231721	9110598	Biotita-Xistos	Sp+1=30/75o Az Lm= 20,50° Az		Correlacionável ao Comp. Vertentes	
AC-12	236539	9108764	Anfíbolito	Sp+1=56/180 Az	AC-12	Correlacionável ao Comp. Vertentes	Máficas afloram como blocos in situ no solo avermelhado. O anf é hornblenda actinolítica
<b>CANDIAIS</b>	<b>221173</b>	<b>9115970</b>					
AC-13	220207	9116710	Metanortosito Pegmatóide			CMAP	Blocos Solo muito branco
AC-14	-220954	-9116071	Pegmatitic Metanorthosite	Sp+1= 20/50 Az Sm2= 70/115 Az	AC-14	CMAP	Metanortosito
AC-15	221143	9116020	Metanortosito			CMAP	Contato com rochas máficas/grã média
<b>TAO</b>	<b>222200</b>	<b>9117000</b>					
AC-16	-221091	-9116865	Metapiroxene-anorthosite Fácies intercumulus	Sp+1 = 50/55 Az Sp+1/Sc = Subv/140 Az	AC-16 A, Piroxene, rutile AC-16B, AC-16C	CMAP	Estruturas primárias/intercumulus - massa anortosítica/nódulos máficos
AC-17	222364	9117826	Blocos de rochas gabroicas Metagabros			CMAP	Solo muito vermelho
AC-18	222535	9118712	Blocos de rochas máficas- base Serra Sipiúá - topo	Sm/Sp=35/120 Az	AC-18A, AC-18B AC-18C, AC-18D	CMAP	Ortognaissse granítico a sienítico /bandamento tectônico
AC-19	223249	9118641	Ortognaissse Granítico Sipiúá	Sm/Sp= 67/140 Az	AC-19	CMAP	Enclaves dioríticos
AC-20	225078	9119084	Metagabro-anortosito/Metanorito	Sp= 140 Az Subhor			
AF-5	-219080	-9118275	Foliated Anorthosite	Sp+1 = 35 AZ subvert	AF-5	Foliated anorthosite	
AC-31	-222186	-9113834	Metanorthosite	Sp= 16/85 Az Sp+1=195 Az subvert	AC-31	CMAP	Anortosito datado U-Pb Zircão dated anorthosite
AC-39	-224936	-9123502	Diorite	Sp/Sc/Sp+1=10/55 Az	Many		Dikes swarm crossing Gnaissic Migmatite Complex

Tabela 1 - Tabela simplificada dos afloramentos visitados. (Continuação).

TABELA SIMPLIFICADA DE AFLORAMENTOS							
Aflor.	UTM		Litologias	Estruturas	Amostras	Complexo	Observações
	UTM(E)	UTM(N)					
AC-21	225958	9119186	Metanortosito Alterado	Sp=30/140 Az (?)		CMAP	Blocos no solo muito branco
AC-22	226179	9119042	Metanortosito	Sp= 140 Subhoriz	AC-22	CMAP	Bandas dioríticas intercaladas com o metanortosito
AC-23	229182	9116854	Gnaisses Migmatitizados	Sc/Sp+1= 15/55 Az Lm = 10, 100 Az		Complexo Gnaissico Migmatítico	Contato tectônico com rochas máficas Diques metadioríticos/contato metagabros
AC-24	229203	9116661	Gnaisses Migmatitizados			Complexo Gnaissico Migmatítico	Contato tectônico com rochas máficas Diques metadioríticos
AC-25	228445	9115423	Bolsões gabróicos/contato com a encaixante -Complexo Gnáissico Migmatítico	Sp=140 Subhoriz.	AC-25 A AC-25 B AC-25 C	CMAP Complexo Gnaissico Migmatítico	Domínio de Metagabros/ solo avermelhado
<b>VARZEA DA PASSIRA</b>	<b>228445</b>	<b>9115423</b>					
AC-26	227401	9113958	Metanortosito/metagabroanortosito	Sp= 22/95 Az	AC-26	CMAP	Metanortosito foliado
AC-27	227118	9113971	Metanortosito/metagabroanortosito	Sc/Sp=30/75 Az	AC-27	CMAP	Metanortosito foliado Blocos de ortognaisses graníticos
AC-28	228524	9115058	Metagabros		AC-28	CMAP	Blocos de granada-metagabros Solo muito vermelho
AC-29	257572	9127351	Migmatito estromático cortado por diques dioríticos	direção do dique 245 AZ Sp = 45/190 Az	AC-29	Complexo Gnaissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-30	222916	9113936	Metanortosito Pegmatóide			CMAP	
AC-31	222186	9113834	Metanortosito	Sp= 16/85 Az Sp+1=195 Az subvert	AC-31	CMAP	Anortosito datado U-Pb Zircão
AC-32	224336	9113090	Contato Metagabro/Metanortosito	Sp= 12/115 Az	AC-32	CMAP	Anortosito dentro do gabro/gabro dentro do anortosito - são co-magmáticos
AC-33	227549	9113952	Serra da Bengala		AC-33	Ortognaisses Graníticos	Ortognaisse Granítico datado pelo método U-Pb em monozircão
<b>VERTENTE SECA</b>	<b>224340</b>	<b>9113100</b>					
AC-34	239577	9107389	Quartzitos	Sp=35/190		Correlacionável ao Comp. Vertentes	
AC-35	234184	9119899	Solo argiloso vermelho			Correlacionável ao Comp. Vertentes	
AC-36	230493	9118439	Migmatito Estromático			Complexo Gnaissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-37	228967	9115390	Contato encaixante/metagabros			CMAP	
AC-38	227380	9114050	Metanortosito	Sp = 170 Az subhoriz		CMAP	
AC-39	224936	9123502	Migmatitos com domínio félsico Milonitizado	Sp/Sc/Sp+1=10/55 Az	Várias	Complexo Gnaissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-39 OBS	224970	9113410	Porções félsicas sob a forma de diques cortando as estruturas migmatíticas		Datação U-Pb Zircão	Complexo Gnaissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-40	224936	9123502	Domínio de diques máficos	Sp+1 = 50/60 Az	Várias	Complexo Gnaissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos

Tabela 1 - Tabela simplificada dos afloramentos visitados. (Continuação).

TABELA SIMPLIFICADA DE AFLORAMENTOS							
Aflor.	UTM		Litologias	Estruturas	Amostras	Complexo	Observações
	UTM(E)	UTM(N)					
AC-41	219698	9117181	Ortognaisses Migmatíticos			Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-42	221173	9115975	Metanortosito			CMAP	Porções cisalhadas/ núcleos de óxido de Ferro
AC-43	222052	9116884	Metanortosito - Fácies intercúmulus			CMAP	Nódulos máficos dentro da massa anortosítica
AC-43b	222162	9116845	Metamáficas - Ultramáficas		AC-43	CMAP	Ilmenorutilos (megacristais de 2 cm de diâmetro) coletados ao longo do Rio
AC-44	220140	9115510	Gnaisse Migmatítico			Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-45	219958	9115331	Serra Candiais-ortogneisse Granítico com granada	Sp+1=60/120 AZ	AC-45 A AC-45B	CMAP	Contato encaixante/ortogneisse granítico/metagabro
AC-46	219397	9114712	Metagabros	Sp+1//Band=80/180 Az		CMAP	Contato encaixante/CMAP
AC-47	219435	9113979	Domínio de diques máficos	Sp+1/Sc=180 Az subvert		Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-48	219355	9113485	Ortognaisses félsicos Tonalíticos	Sp+1/Sc=70/180 Az	AC-48	Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-49	219291	9113413	Ortogneisse Migmatítico	Sp+1/Sc=75/90 AZ		Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-50	219188	9113044	Ortogneisse Migmatítico	Sp+1/Sc=75/90 AZ		Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-51	219440	9113046	Ortogneisse Granítico a granada/ Candiais	Sp+1/Sc=75/90 AZ		CMAP	Serra Candiais
AC-52	218983	9112542	Ortogneisse Migmatítico	Sp/Sc= Sp+1/Sc=75/90 AZ		Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-53	218900	9112346	Metanortosito		AC-4538	CMAP	Alteração - Epidotização no metanortosito
AC-54	218837	9111794	Ortogneisse Migmatítico	Sp/Sc=75/95 AZ Sp+1/Sc = 0 Az Subvert	Orientada	Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos com sulfetos Para leste solo vermelho típico dos metagabros
AC-55	227156	9113982	Metanortosito/Metagabro	Lm=2,80 Az	Orientada	CMAP	Contato encaixante/metagabro/metanortosito
AC-56	230615	9118485	Ortogneisse Migmatítico	Sp= 15/145 Az Lm = 15, 145 Az	Orientada	Complexo Gnáissico Migmatítico	Contato encaixante/ortogneisse granítico/metagabro
AC-57			Ortogneisse Migmatítico	Sp+1=60 Az subvert Sp=25/40	Orientada	Complexo Gnáissico Migmatítico	Contato encaixante/ortogneisse granítico/metagabro
AC-58	225655	9124537	Domínio de máficas na Encaixante	Sp=30/315 Az		Complexo Gnáissico Migmatítico	Contato encaixante/metagabro/metadioritos
AC-59	231041	9126462	Ortognaisses Graníticos Serra da Passira			Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-60			Ortogneisse Migmatítico			Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-61	230233	9126115	Ortogneisse Migmatítico			Complexo Gnáissico Migmatítico	Cortado por diques metadioríticos
AC-62	230245	9125780	Ortogneisse Migmatítico	Sp=24/170 Az		Complexo Gnáissico Migmatítico	Contato com os ortognaisses graníticos da Serra da Passira

Tabela 1 - Tabela simplificada dos afloramentos visitados. (Continuação).

TABELA SIMPLIFICADA DE AFLORAMENTOS							
Aflor.	UTM		Litologias	Estruturas	Amostras	Complexo	Observações
	UTM(E)	UTM(N)					
AC-63	229934	9125275	Ortognaisse Migmatítico	Sp= 12/75 Az Li=9,50 Az Sp+1=90/140 Az	AC-63A AC-63B	Complexo Gnáissico Migmatítico	Blocos de ortognaises graníticos - Serra da Passira - Diques metadioríticos
AC-64	229934	9125315	Ortognaisse Migmatítico			Complexo Gnáissico Migmatítico	Blocos dos ortognaises graníticos - Serra da Passira - Diques metadioríticos
AC-65	229496	9124620	Ortognaisse Migmatítico	Sp= 12/75 Az		Complexo Gnáissico Migmatítico	Blocos dos ortognaises graníticos - Serra da Passira - Diques metadioríticos
AC-66	229145	9124120	Ortognaisse Granítico		Amostras	CMAF	Blocos dos ortognaises graníticos - Serra da Passira - Diques metadioríticos
AC-67	229101	9123849	Metagabros/metadioritos		Amostras	CMAF	Blocos/ solo vermelho
AC-68A	229100	9123500	Solo do metanortosito		Amostras	CMAF	
AC-68B	229095	9123270	Solo do metanortosito		Amostras	CMAF	
AC-69	229000	9123100	Blocos de Ortognaises graníticos/metanortositos		Amostras	CMAF	Contato Metagabros/Ortognaises graníticos
AC-70	233102	9118792	Xistos muito alterados		Amostras	Correlacionável ao Comp. Vertentes	
AC-71A	230560	9119638	Ortognaisse Migmatítico cortado por diques máficos	Sp/Sp+1=20/95 Li=15/75 Az	Amostras	Complexo Gnaissico Migmatítico	Cortado por diques meta-dioríticos
AC-71B	230581	9119697	Ortognaisse Migmatítico cortado por diques máficos			Complexo Gnaissico Migmatítico	Cortado por diques meta-dioríticos
AC-72	230317	9119911	Ortognaisse Granítico		AC-72	CMAF	Serra da Bengala/Datação zircão
AC-73	230000	9120800	Metanortosito			CMAF	Blocos no solo Branco
AC-74	229882	9120103	Metanortosito	Sp=9/70 Az		CMAF	Intercalações metagabroicas/Blocos de ortognaises Graníticos
AC-75	229966	9120312	Ortognaisse Granítico			CMAF	Subida da Serra da passira Solo amarelado
AC-76	229867	9120392	Ortognaisse Granítico			CMAF	Subida da Serra da passira Solo amarelado
AC-77	230233	9120926	Ortognaisse Granítico		AC-77	CMAF	Serra da passira Solo amarelado
AC-78	230110	9121402	Ortognaisse Granítico	Sp=12/340 Az	AC-78A, AC-78B	CMAF	Serra da passira Solo amarelado
AC-79	229174	9121294	Ortognaisse Granítico		AC-79	CMAF	Serra da passira Solo amarelado
AC-80	228854	9121228	Ortognaisse Graníticos Blocos de Máficas	Sp=30/90 Az Sp+1= 45 Az subvertical	AC-80	CMAF	
AC-81	219584	9117541	Contato Metagabro/encaixante Serra Candiais/ diques dioríticos	Sp+1=50 Az subvertical	AC-81A, AC-81B AC-81C	CMAF/ Encaixante	
AC-82	224408	9112977	Metanortosito com intercalações de metagabros			CMAF	Domina solo esbranquiçado - Blocos
AC-83	223332	9111235	Metanortosito			CMAF	Domina solo esbranquiçado - Blocos

Tabela 1 - Tabela simplificada dos afloramentos visitados. (Continuação).

TABELA SIMPLIFICADA DE AFLORAMENTOS							
Aflor.	UTM		Litologias	Estruturas	Amostras	Complexo	Observações
	UTM(E)	UTM(N)					
AC-84	223297	9111191	Metanortosito	Sp+1=05 Az Subvertical Sp=37/54 Az	AC-84	CMAP	Anortositos de cor branca intercalados com anortositos de cor cinza (metanoritos)
AC-85	223049	9109801	Metanortosito			CMAP	Nódulos máficos (pir + anf +op) intercalados na massa anortosítica
<b>AVENCA</b>	<b>223000</b>	<b>9109820</b>					
AC-86	222880	9106234	Metanortositos/metanoritos		AC-86	CMAP/ Encaixante	Blocos de Metadioritos/Blocos de Ortognaisses graníticos Blocos de Metanortositos
AC-87	222066	9104092	Metanortosito/metagabros	Sp+1/Sc= 65/185 Az		CMAP	Contato gabro/anortosito - fácies intercumulus
AC-88	222423	9103706	Domínio Gnaiss Migmatítico Migmatitos com bandas félsicas de augen-gnaisses	Sp+1= 46/180 Az Lx=46,180 Az	Várias	CMAP/ Encaixante	Aflor. de Metadioritos/Aflor. de Ortognaisses graníticos Afloramentos de Metanortositos Diques Metadioríticos truncam uma foliação Sp-1
<b>FAZ. COTUNGUBA</b>	<b>222243</b>	<b>9103800</b>					
AC-89	222610	9102158	Matacões de granito fino	Sp+1= 45/180 Az	AC-89	Gnáissico- Migmatítico	
AC-90	222256	9101207	Granito cinza deformado		AC-90	Gnáissico- Migmatítico	
AC-91	221302	9100050	Domínio Gnaiss Migmatítico Migmatitos c/ augen gnaisses		AC-91	Gnáissico- Migmatítico	
AC-92	221516	9099327	Domínio Gnaiss Migmatítico	Sm/Sp+1=50 Az Subvertical	AC-92	Gnáissico- Migmatítico	Bastante milonítico
AC-93	221561	9099252	Milonito	Sm/Sp+1= 210 subvertical	AC-93	Gnáissico- Migmatítico	
AC-94	222047	9098129	Milonito			Gnáissico- Migmatítico	
AC-95	223133	9096327	Milonito	Sm/Sp+1=70 Az Subvertical		Gnáissico- Migmatítico	Contato Vertentes/Complexo Gnáissico Migmatítico
AC-96	220668	9094207	Milonito	Sm/Sp+1=70 Az subvertical		Gnáissico- Migmatítico	
AC-97	226690	9111341	Metanortosito			CMAP	Blocos de metagabro
AC-98	224036	9111596	Metanortosito			CMAP	
AC-99	223678	9107326	Metanortosito milonizado	Sm/Sp+1=65/230 Az Strike - 150 Az		CMAP	Enclaves do ortogneiss encaixante
AC-100	224475	9107182	Metanortosito/metagabro	Sp/Sp+1= 68/190 Az		CMAP	
AC-101	227258	9107864	Metanortosito			CMAP	Solo muito branco
AC-102	227674	9107991	Metanortosito	Sp = 45/150 Az		CMAP	
AC-103	228192	9107854	Metadioritos/Comp. Vertentes			Encaixante/Comp. Vertentes	
AC-104	228543	9107403	Contato Gnaisses encaixantes com xistos de grã fina	Sp= 32/125 Az Lx= 30,90 Az		Encaixante/Comp. Vertentes	



Tabela 2 - Análises modais representativas dos ortognaisses graníticos associados ao CMAP

	Sipuíá		Bengala				Candiais		Passira	
	AC-19B		AC-33C		AC-72C		AC-45A		AC-78B	
	1510,00		1024,00		1510,00		1526,00		1110,00	
	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%
<b>Qz</b>	344,00	22,78	200,00	19,53	257	17,02	378	25,00	320,00	31,25
<b>Kf</b>	1076,00	71,26	500,00	48,83	846	56,03	151	10,00	530,00	51,76
<b>Pla</b>	0,00	0,00	210,00	20,51	120	7,95	106	7,00	100,00	9,77
<b>Bt</b>	12,00	0,79	40,00	3,91	15	0,99	91	6,00	10,00	0,98
<b>Anf</b>	48,00	3,18	21,00	2,05	83	5,50	39	2,60	50,00	4,88
<b>All</b>	4,00	0,26	11,00	1,07	3	0,20	15	1,00	30,00	2,93
<b>Ep</b>	6,00	0,40	1,00	0,10	0	0,00	3	0,20	30,00	2,93
<b>Ap</b>	12,00	0,79	10,00	0,98	5	0,33	3	0,20	2,00	0,20
<b>Zr</b>	2,00	0,13	0,00	0,00	0	0,00	0	0,00	0,00	0,00
<b>Tit</b>	2,00	0,13	3,00	0,29	15	0,99	15	1,00	8,00	0,78
<b>Op</b>	1,00	0,07	8,00	0,78	15	0,99	15	1,00	10,00	0,98
<b>Gr</b>	0,00	0,00	20,00	1,95	136	9,01	710	46,00	20,00	1,95
<b>Px</b>	3,00	0,20	0,00	0,00	15	0,99	0	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	1510,00	100,00	1024,00	100,00	1510,00	100,00	1526,00	100,00	1110,00	108,40
<b>QTZ</b>	344,00	24,23	200,00	21,98	257,00	21,01	378,00	59,53	320,00	33,68
<b>KF</b>	1076,00	75,77	500,00	54,95	846,00	69,17	151,00	23,78	530,00	55,79
<b>PLA</b>	0,00		210,00	23,08	120,00	9,81	106,00	16,69	100,00	10,53
<b>Total</b>	1420,00	100,00	910,00	100,00	1223,00	100,00	635,00	100,00	950,00	100,00
<b>Resultado</b>	Alcali-feldspato granito		Sienogranito		Anf-Gra-Alcali-feldspato Granito		Bio - Monzogranito		Sienogranito	

Qz = Quartzo  
All = Allanita  
Op = Opacos

Kf = K-feldspato  
Ep = Epidoto  
Gr = Granada

Pla = Plagioclásio  
Ap = Apatita  
Px = Piroxênio

Bt = Biotita  
Zr = Zircão

Anf = Anfibóio  
Tit = Titanita

QTZ= Quartzo

KF = Alcali-feldspatos

PLA= Plagioclásio



**Tabela 3a - Análises representativas de anfibólios de metadioritos do CMAP. BD=Borda, NC=Núcleo.**

<b>Anfibólio - Metadiorito</b>							
	AC-40-Anf 1	AC-40-Anf 2	AC-40-Anf 3	AC-40-Anf 4	AC-40-Anf 5	AC-40-Anf 6	AC-40-Anf 7
	NC	NC	NC	NC	BD	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	54,77	58,11	53,11	51,48	34,27	51,38	53,76
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,11	0,11	0,01	0,40	0,24	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	1,55	2,93	1,97	15,32	1,12	0,66
FeO	19,68	7,95	9,96	24,48	18,17	23,06	22,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,04	0,04	0,06		0,02	0,01
MnO	0,42	0,08	0,13	0,42	0,40	0,45	0,47
MgO	20,86	26,85	18,53	20,58	15,46	18,06	18,12
CaO	0,45	0,07	11,32	0,88	0,59	1,01	1,10
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,11	0,25	0	0,07	0,05	0,1
K <sub>2</sub> O	0	0,28	0,02	0,02	5,15	0,01	0,04
<b>TOTAL</b>	<b>97,10</b>	<b>95,15</b>	<b>96,40</b>	<b>99,90</b>	<b>89,83</b>	<b>95,40</b>	<b>96,78</b>
<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>							
T Si	7,37	7,61	7,52	6,81	5,24	7,19	7,42
T Al	0,12	0,11	0,44	0,31	2,49	0,19	0,10
C Al	0,02	0,13	0,05	0,00	0,27	0,00	0,01
C Fe3	0,56	0,05	0,63	0,94	1,14	0,83	0,73
C Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,03	0,01
C Mg	4,19	4,80	3,91	4,07	3,51	3,76	3,28
C Fe2	0,21	0,00	0,39	0,00	0,00	0,35	0,49
C Mn	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
B Fe2	0,94	0,47	0,13	0,87	0,91	0,89	0,88
B Mg	0,00	0,45	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
B Ca	0,07	0,01	1,72	0,13	0,10	0,15	0,16
B Na	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01
AK	0,01	0,05	0,04	0,00	1,01	0,00	0,01
ANa	0,01	0,05	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

<b>Anfibólio - Metadiorito - continuação</b>							
	AC-40-Anf 8	AC-40-Anf 9	AC-40-Anf 10	AC40-Anf 11	AC40-Anf 12	AC40-Anf 13	AC40-Anf 14
	NC						
SiO <sub>2</sub>	45,61	53,48	46,10	43,40	42,33	43,36	42,69
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,09	0,40	0,60	0,51	0,45	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,64	0,60	9,12	11,60	12,20	11,18	13,09
FeO	15,10	22,82	15,50	17,50	17,62	17,33	17,59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,02	0,15	0,00	0,00	0,01	0,01
MnO	0,20	0,47	0,20	0,40	0,36	0,40	0,36
MgO	12,35	18,10	12,11	10,40	10,13	10,81	9,29
CaO	10,95	0,56	12,10	11,60	11,70	11,71	11,58
Na <sub>2</sub> O	0,93	0,04	1,3	1,1	1,16	1,03	1,3
K <sub>2</sub> O	0,3	0,01	0,15	0,8	1,11	0,87	0,58
<b>TOTAL</b>	<b>96,93</b>	<b>96,19</b>	<b>97,13</b>	<b>97,40</b>	<b>97,12</b>	<b>97,15</b>	<b>97,13</b>
<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>							
T Si	6,66	7,41	6,66	6,44	6,33	6,45	6,38
T Al	1,34	0,09	1,34	1,55	1,67	1,55	1,62
C Al	0,49	0,01	0,30	0,45	0,47	0,41	0,68
C Fe3	0,68	0,74	0,67	0,64	0,67	0,72	0,46
C Ti	0,07	0,01	0,03	0,07	0,06	0,05	0,07
C Mg	2,69	3,74	2,94	2,03	2,28	2,40	2,07
C Fe2	1,05	0,47	1,02	1,49	1,50	1,40	1,69
C Mn	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02
B Fe2	1,05	0,93	1,02	0,05	0,04	0,04	0,05
B Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
B Ca	1,71	0,08	1,94	1,85	1,87	1,87	1,85
B Na	0,13	0,01	0,03	0,08	0,07	0,07	0,08
AK	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,13	0,01	0,25	0,24	0,27	0,23	0,30
ACa	0,00	0,00	0,00	0,15	0,21	0,17	0,11

Tabela 3a - Análises representativas de anfibólios dos metadioritos do CMAP. BD=Borda, NC=Núcleo.

<b>Anfibólio - Metadiorito - continuação</b>							
	AC40-Anf 15	AC40-Anf 16	AC40-Anf 17	AC40-Anf 18	AC40-Anf 19	AC40-Anf 20	AC40-Anf 21
	NC						
SiO <sub>2</sub>	42,70	43,46	44,56	45,80	44,76	43,28	44,34
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,62	0,31	0,79	0,97	1,06	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,10	11,62	10,68	10,23	9,86	11,20	10,60
FeO	17,37	17,51	16,89	17,06	16,33	17,20	16,87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,38	0,43	0,39	0,36	0,39	0,39	0,39
MgO	10,05	10,46	11,08	11,09	11,26	10,63	11,02
CaO	11,77	11,64	11,75	11,48	11,60	11,65	11,63
Na <sub>2</sub> O	1,12	1,13	1,01	1,08	1	1,05	1,03
K <sub>2</sub> O	0,96	0,84	0,83	0,83	0,77	0,99	0,84
<b>TOTAL</b>	<b>97,48</b>	<b>97,71</b>	<b>97,50</b>	<b>98,72</b>	<b>96,94</b>	<b>97,45</b>	<b>97,63</b>
<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>							
T Si	6,37	6,44	6,59	6,66	6,66	6,44	6,55
T Al	1,63	1,56	1,41	1,60	1,34	1,56	1,44
C Al	0,49	0,47	0,45	0,49	0,39	0,40	0,41
C Fe3	0,53	0,63	0,59	0,68	0,47	0,58	0,55
C Ti	0,12	0,07	0,03	0,07	0,11	0,12	0,10
C Mg	2,24	2,31	2,44	2,69	2,50	2,36	2,43
C Fe2	1,61	1,49	1,46	1,05	1,52	1,51	1,49
C Mn	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
B Fe2	1,61	0,04	0,04	1,05	0,05	0,04	0,05
B Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
B Ca	1,88	1,85	1,86	1,71	1,85	1,86	1,84
B Na	0,06	0,08	0,07	0,13	0,08	0,08	0,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,06	0,15	0,19	0,08
ANa	0,26	0,24	0,22	0,13	0,21	0,23	0,21
AK	0,18	0,16	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00

<b>Anfibólio - Metadiorito - continuação</b>					
	AC40-Anf 22	AC40-Anf 23	AC40-Anf 24	AC40-Anf 25	AC40-Anf 26
	NC	NC	NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	44,56	44,41	45,86	45,86	44,09
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,32	1,04	1,04	1,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,98	10,53	9,63	9,63	10,50
FeO	16,57	16,54	16,49	16,49	17,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
MnO	0,38	0,00	0,43	0,43	0,36
MgO	10,84	11,38	11,80	11,80	10,70
CaO	11,83	11,69	11,61	11,61	11,70
Na <sub>2</sub> O	1,04	1,04	0,88	0,88	0,94
K <sub>2</sub> O	0,62	0,7	0,76	0,76	0,93
<b>TOTAL</b>	<b>98,36</b>	<b>96,61</b>	<b>98,50</b>	<b>98,53</b>	<b>97,49</b>
<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>					
T Si	6,51	6,60	6,69	6,69	6,55
T Al	1,49	1,40	1,31	1,31	1,45
C Al	0,58	0,50	0,34	0,34	0,39
C Fe3	0,54	0,59	0,55	0,55	0,48
C Ti	0,06	0,04	0,11	0,11	0,14
C Mg	2,36	2,52	2,57	2,57	2,37
C Fe2	1,44	1,40	1,40	1,40	1,60
C Mn	0,02	0,00	0,06	0,03	0,02
B Fe2	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04
B Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
B Ca	1,85	1,86	1,81	1,81	1,86
B Na	0,08	0,07	0,10	0,10	0,07
AK	0,12	0,13	0,14	0,00	0,00
ANa	0,22	0,23	0,15	0,15	0,20
ACa	0,00	0,00	0,00	0,14	0,18

Tabela 3a - Análises representativas de anfibólios dos metadioritos do CMAP. BD=Borda, NC=Núcleo.

<b>Anfibólio - Metadiorito - continuação</b>			
	AC40-Anf 27	AC40-Anf 28	AC40-Anf 29
	NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	44,26	43,21	44,27
TiO <sub>2</sub>	0,46	1,07	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,85	12,23	10,91
FeO	17,40	18,09	17,23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,03
MnO	0,40	0,40	0,42
MgO	11,02	10,22	10,81
CaO	11,74	11,67	11,74
Na <sub>2</sub> O	1,07	1,13	1,04
K <sub>2</sub> O	0,4	1,11	0,74
<b>TOTAL</b>	<b>97,60</b>	<b>99,13</b>	<b>97,52</b>
<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>			
T Si	6,52	6,34	6,55
T Al	1,48	1,66	1,45
C Al	0,40	0,45	0,45
C Fe3	0,75	0,62	0,00
C Ti	0,05	0,12	0,63
C Mg	2,42	2,24	2,39
C Fe2	1,35	1,55	1,47
C Mn	0,03	0,03	0,03
B Fe2	0,04	0,05	0,04
B Mg	0,00	0,00	0,00
B Ca	1,85	1,84	1,86
B Na	0,08	0,09	0,07
ACa	0,00	0,00	0,00
ANa	0,23	0,23	0,23
AK	0,08	0,21	0,14
<b>Anfibólio - Metadiorito - continuação</b>			
	AC39-Anf 1	AC39-Anf 2	AC39-Anf 3
	NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	41,35	41,77	41,34
TiO <sub>2</sub>	1,44	0,93	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30	12,50	15,30
FeO	11,61	17,82	11,60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00
MnO	0,15	0,38	0,10
MgO	14,58	9,65	14,50
CaO	11,32	11,58	11,30
Na <sub>2</sub> O	2,177	1,23	2,2
K <sub>2</sub> O	0,197	1,15	0,19
<b>TOTAL</b>	<b>98,12</b>	<b>97,01</b>	<b>97,93</b>
<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>			
T Si	5,90	6,28	5,91
T Al	2,10	1,71	2,09
C Al	0,47	0,50	0,49
C Fe3	0,96	0,57	0,94
C Ti	0,16	0,11	0,15
C Mg	3,10	2,17	3,09
C Fe2	0,31	1,64	0,33
C Mn	0,01	0,02	0,01
B Fe2	0,12	0,04	0,12
B Mg	0,00	0,00	0,00
B Ca	1,73	1,87	1,73
B Na	0,14	0,07	0,14
ACa	0,00	0,00	0,00
ANa	0,46	0,23	0,47
AK	0,04	0,22	0,04

Tabela 3b- Análises representativas de granadas e plagioclásios do metagabro do CMAP. BD (análise de borda); NC (análise de núcleo).

	<b>Granada - Perfil - Metagabros</b>				<b>Outras granadas</b>				
	25-PT17	25-PT18	25-PT19	25-PT20	25-PT1	25-PT22	25-PT23	25-PT24	25-PT33
SiO <sub>2</sub>	39,72	39,74	39,88	39,86	39,49	39,85	39,65	39,83	39,26
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,14	0,10	0,00	0,12	0,10	0,17	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,17	21,78	22,50	22,30	22,09	22,47	21,72	21,93	21,38
FeO	24,09	25,04	24,50	24,47	24,42	24,50	23,89	23,84	23,98
MgO	6,71	6,93	6,72	6,75	5,74	6,70	6,76	6,99	6,88
CaO	8,63	7,76	9,03	9,03	9,05	9,00	8,93	8,30	8,47
MnO	0,59	0,44	0,43	0,43	0,51	0,47	0,44	0,57	0,43
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,07	0,03
<b>TOTAL</b>	<b>102,02</b>	<b>101,69</b>	<b>103,21</b>	<b>102,95</b>	<b>101,34</b>	<b>103,12</b>	<b>101,52</b>	<b>101,70</b>	<b>100,56</b>

**Formula Estrutural - 12 oxigênios**

TSi	2,99	3,02	2,98	2,98	2,98	2,98	3,01	3,06	3,00
TAI	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
AIVI	1,97	1,95	1,91	1,91	1,92	1,96	1,92	1,96	1,93
Fe <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe <sub>2</sub>	1,52	1,60	1,53	1,53	1,52	1,53	1,52	1,51	1,54
Mg	0,75	0,79	0,74	0,75	0,75	0,75	0,76	0,79	0,79
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,30
Ca	0,70	0,63	0,73	0,73	0,70	0,72	0,73	0,67	0,70
Na	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00

**Formula Estrutural - 32 oxigênios**

**Plagioclásio - Metagabro**

	AC-25-PT35 AC-25-PT26 AC-25-PT27		
	NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	52,69	52,73	52,70
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,78	30,58	30,60
FeO	0,27	0,31	0,30
MgO	0,01	0,04	0,04
CaO	13,50	13,10	13,30
Na <sub>2</sub> O	3,87	3,80	3,80
MnO	0,01	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>101,13</b>	<b>100,56</b>	<b>100,74</b>

Si	5,04	5,18	5,17
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	3,47	3,53	3,50
Fe <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00
Ca	1,39	1,38	1,38
Na	0,72	0,70	0,70
K	0,00	0,00	0,00

Obs. Os pontos 25-PT17, 25-PT18, 25-PT19, 25-PT20, 25-PT1 constituem um perfil em X em granada.

Tabela 3b - Análises representativas de clinopiroxênios dos metagabros do CMAP. BD (Borda); NC (núcleo).

<b>Clinopiroxênio - Metagabro</b>							
	AC25-Pi9	AC25-Pi9b	AC25-Pi11	AC25-Pi14	AC25-Pi14b	AC25-Pi36	AC25-Pi11
	<b>NC</b>	<b>BD</b>	<b>BD</b>	<b>NC</b>	<b>BD</b>	<b>NC</b>	<b>NC</b>
SiO <sub>2</sub>	53,8	51,07	50,62	51,76	48,81	50,61	50,62
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,07	0,25	0,12	0,2	0	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,65	5,3	5,84	6,4	8,46	6,23	5,84
FeO	11,82	13,23	13,47	10,06	12,73	11,72	13,47
MgO	16,85	15,93	15,16	17	15,7	16,27	15,16
CaO	12,66	11,62	12,06	12,53	12,31	11,8	12,06
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,75	0,67	0,67	0,96	0,97	0,67
MnO	0,29	0,26	0,35	0,08	0,23	0,28	0,35
<b>TOTAL</b>	<b>99,7</b>	<b>98,23</b>	<b>98,42</b>	<b>98,62</b>	<b>99,4</b>	<b>97,88</b>	<b>98,42</b>
<b>Formula Estrutural - 6 oxigênios</b>							
T Si	1,992	1,915	1,904	1,914	1,8	1,891	1,904
T Al	0,008	0,082	0,096	0,083	0,2	0,109	0,096
M1Al	0,151	0,152	0,162	0,196	0,168	0,165	0,162
M1Ti	0,006	0,002	0,007	0,003	0,006	0	0,007
M1Mg	0,84	0,839	0,882	0,799	0,82	0,828	0,882
M2Mg	0,091	0,052	0,027	0,14	0,043	0,079	0,027
M2Fe <sub>2</sub>	0,366	0,415	0,424	0,312	0,393	0,366	0,424
M2Mn	0,009	0,008	0,011	0,003	0,007	0,009	0,011
M2Ca	0,502	0,467	0,486	0,497	0,486	0,472	0,486
M2Na	0,03	0,055	0,049	0,048	0,069	0,07	0,049
M2K	0,002	0,002	0,003	0	0,002	0,004	0,003
	0,71781	0,682236	0,68192	0,7506	0,6871019	0,71249	0,68192

Tabela 3b - Análises representativas de anfibólios dos metagabros. NC (Análise de núcleo) BD (Análise de borda).

<b>Anfibólio - Metagabros</b>							
	AC-25-PT27	AC-25-PT28	AC-25-PT31	AC-25-PT32	AC-25-PT37	AC-25-PT40	AC-25-PT41
	NC						
SiO <sub>2</sub>	46,29	46,82	46,37	46,69	45,01	41,56	45,53
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,51	0,47	0,65	0,05	0,10	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,93	9,49	9,33	9,44	12,08	14,60	11,03
FeO	14,45	14,77	16,28	16,28	14,43	17,42	13,37
MgO	13,50	13,12	12,24	12,22	13,10	10,03	13,49
CaO	12,28	12,02	12,10	12,51	11,80	12,07	12,13
Na <sub>2</sub> O	1,05	1,28	1,21	1,24	1,76	1,94	1,50
MnO	0,25	0,21	0,19	0,11	0,29	0,07	0,30
<b>TOTAL</b>	<b>98,24</b>	<b>98,22</b>	<b>98,19</b>	<b>99,14</b>	<b>98,52</b>	<b>97,79</b>	<b>97,76</b>

**Formula Estrutural - 23 Oxigênios**

T Si	6,65	6,76	6,73	6,73	6,45	6,13	6,58
T Al	1,35	1,25	1,27	1,27	1,55	1,80	1,43
C Al	0,33	0,37	0,33	0,34	0,49	0,67	0,45
C Fe <sub>3</sub>	0,69	0,02	0,03	0,47	0,70	0,67	0,54
C Ti	0,05	0,06	0,05	0,07	0,01	0,01	0,45
C Mg	2,89	2,82	2,65	2,63	2,80	2,21	2,90
C Fe <sub>2</sub>	1,01	1,24	1,36	1,47	0,96	1,47	1,04
C Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
B Fe <sub>2</sub>	0,04	0,05	0,04	0,03	0,07	0,03	0,04
B Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
B Ca	1,89	1,86	1,88	1,99	1,81	1,91	1,99
B Na	0,06	0,08	0,06	2,00	0,10	0,05	0,07
AK	0,04	0,06	0,02	0,31	0,02	0,06	0,06

**Anfibólio ( zonas de simplectitas) - continuação**

	AC-25-PT43	AC-25-PT44	AC-25-PT29	AC-25-PT12	AC-25-PT13
	NC	NC	NC	BD	BD
SiO <sub>2</sub>	43,30	46,75	46,82	44,21	43,82
TiO <sub>2</sub>	1,15	1,33	0,51	0,18	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,68	9,79	9,49	12,86	12,95
FeO	13,61	13,73	14,77	14,91	14,99
MgO	12,44	12,96	13,12	13,32	12,68
CaO	11,91	12,50	12,02	11,31	11,58
Na <sub>2</sub> O	1,72	0,94	1,28	1,81	1,75
MnO	0,20	0,20	0,21	0,26	0,30
<b>TOTAL</b>	<b>97,01</b>	<b>98,20</b>	<b>98,22</b>	<b>98,86</b>	<b>98,42</b>

**Formula Estrutural - 23 oxigênios**

T Si	6,34	6,74	6,76	6,30	6,76
T Al	1,67	1,26	1,25	1,70	1,25
C Al	0,52	0,40	0,37	0,37	0,46
C Fe <sub>3</sub>	0,48	0,33	0,02	0,02	0,94
C Ti	0,13	0,14	0,06	0,06	0,02
C Mg	2,71	2,79	2,82	2,82	2,83
C Fe <sub>2</sub>	1,14	1,31	1,24	1,24	0,72
C Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
B Fe <sub>2</sub>	0,05	0,02	0,05	0,07	0,05
B Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
B Ca	1,87	1,91	1,86	1,73	1,86
B Na	0,07	0,04	0,08	0,15	0,08
AK	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06

Tabela 3b - Análises representativas de anfibólios dos metagabros. NC (Análise de núcleo) BD (Análise de borda).

<b>Anfibólio - Metagabros - Matriz</b>						
	AC25-2a	AC25-2b	AC25-3a	AC25-3b	AC25-4a	AC25-4b
	<b>NC</b>	<b>BD</b>	<b>NC</b>	<b>BD</b>	<b>NC</b>	<b>BD</b>
SiO <sub>2</sub>	44,33	44,35	42,80	44,70	45,37	44,97
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,46	0,85	0,55	0,47	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,78	13,11	13,25	12,03	10,73	11,53
FeO	14,29	13,94	14,74	14,70	15,26	14,92
MgO	13,28	13,15	12,42	12,87	12,77	12,74
CaO	11,16	11,32	11,50	10,90	12,02	11,72
Na <sub>2</sub> O	1,71	1,78	2,10	1,32	1,53	1,61
MnO	0,35	0,28	0,30	0,30	0,12	0,22
<b>TOTAL</b>	<b>97,64</b>	<b>98,39</b>	<b>97,96</b>	<b>97,37</b>	<b>98,27</b>	<b>98,09</b>
<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>						
T Si	6,50	6,35	6,21	6,45	6,55	6,50
T Al	1,49	1,65	1,79	1,55	1,45	1,50
C Al	0,40	0,56	0,48	0,49	0,38	0,46
C Fe3	0,75	0,69	0,69	0,82	0,58	0,67
C Ti	0,08	0,05	0,09	0,06	0,05	0,04
C Mg	2,90	2,80	2,69	2,77	2,75	2,74
C Fe2	0,86	0,87	1,02	0,83	1,21	1,06
C Mn	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
B Fe2	0,02	0,11	0,08	0,13	0,06	0,07
B Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
B Ca	1,73	1,74	1,79	1,69	1,86	1,81
B Na	0,15	0,14	0,11	0,17	0,07	0,10
AK	0,07	0,08	0,05	0,07	0,08	0,02
Sum A	0,40	0,44	0,53	0,27	0,43	0,37

Tabela 3c - Análises representativas de biotitas e opacos de metanortositos do CMAP.

<b>Biotitas- Metanortositos</b>				
	<b>AC-16-Bi1</b>	<b>AC-16-Bi2</b>	<b>AC-16-Bi3</b>	<b>AC-16-Bi4</b>
SiO <sub>2</sub>	59,46	26,48	35,26	28,21
TiO <sub>2</sub>	0,12	1,00	5,65	4,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,79	22,37	14,18	17,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	0,07	0,00
FeO	6,92	22,79	17,12	21,10
MnO	0,01	0,12	0,07	0,13
MgO	25,85	18,09	11,90	14,20
BaO	0,00	0,00	1,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,01	0,40	0,03
K <sub>2</sub> O	0,13	0,40	8,00	3,00
<b>TOTAL</b>	<b>94,46</b>	<b>91,27</b>	<b>93,65</b>	<b>88,97</b>

<b>Formula Estrutural - 24 oxigênios</b>				
Si	8,19	4,35	4,86	5,43
Ti	0,01	0,12	0,59	0,66
Al	0,29	4,32	3,60	2,60
Fe2	0,80	3,13	0,00	2,60
Mn	0,00	0,02	0,02	0,01
Mg	5,31	4,425	3,64	2,74
Ba	0,00	0,00	0,00	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,04	0,00	0,01	0,12
K	0,30	0,01	3,00	1,75
CF	0,00	1,44	1,44	1,97
CCI	1,40	0,02	0,02	1,44
AlIV	0,00	4,00	3,00	2,00
AlVI	0,00	0,00	0,00	0,00

<b>Oxidos de Ferro - Metanortositos</b>			
	<b>AC-16-op1</b>	<b>AC-16-op2</b>	<b>AC-16-op3</b>
SiO <sub>2</sub>	0,07	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,17	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,14	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00
FeO	93,00	92,96	94,00
MnO	0,02	0,04	0,01
MgO	0,00	0,01	0,00
BaO	0,00	0,02	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,04	0,01
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02
<b>TOTAL</b>	<b>93,37</b>	<b>93,40</b>	<b>94,31</b>

Tabela 3c - Análises representativas de piroxênios do Metanortosito do CMAP. BD (análise de borda); NC (análise de núcleo).

<b>Piroxênios-Metanortositos</b>							
	<b>AC-16-Pi1</b>	<b>AC-16-Pi2</b>	<b>AC-16-Pi3</b>	<b>AC-16-Pi4</b>	<b>AC-16-Pi5</b>	<b>AC-16-Pi6</b>	<b>AC-16-Pi7</b>
SiO <sub>2</sub>	51,27	53,66	51,87	52,19	51,38	52,43	37,99
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,13	0,13	0,06	0,01	0,03	1,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	3,21	2,21	1,70	2,04	1,97	21,78
FeO	23,40	18,18	18,10	23,43	23,71	23,73	29,88
MgO	22,00	20,76	20,76	21,75	21,27	21,56	4,03
CaO	0,10	1,36	1,36	0,68	0,42	0,36	5,24
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,30	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01
MnO	0,30	0,41	0,32	0,43	0,43	0,42	2,46
<b>TOTAL</b>	<b>99,62</b>	<b>98,01</b>	<b>94,75</b>	<b>100,28</b>	<b>99,27</b>	<b>100,51</b>	<b>103,17</b>

**Formula Estrutural - 6 Oxigênios**

T Si	1,91	2,02	2,93	1,94	1,94	1,95	1,28
T Al	0,08	0,00	0,06	0,06	0,06	0,05	0,72
M1Al	0,03	0,14	0,14	0,02	0,03	0,04	0,14
M1Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55
M1Fe2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
M1Mg	0,97	0,85	0,85	0,98	0,97	0,96	0,20
M2Mg	0,25	0,31	0,34	0,23	0,22	0,23	0,00
M2Fe2	0,73	0,57	0,57	0,73	0,75	0,74	0,74
M2Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07
M2Ca	0,00	0,06	0,06	0,03	0,02	0,01	0,19
M2Na	0,00	0,02	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00
M2K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

**Piroxênios-Metanortositos**

	<b>AC16-Pi8-recristalizado</b>	<b>AC16-Pi9-recristalizado</b>	<b>AC16-Pi10-recristalizado</b>
SiO <sub>2</sub>	37,99	45,00	39,88
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,03	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,78	22,00	22,50
FeO	29,88	22,03	24,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,00
MgO	4,03	3,45	6,72
CaO	5,24	4,30	9,03
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01
MnO	2,46	1,50	0,43
<b>TOTAL</b>	<b>101,44</b>	<b>98,33</b>	<b>103,21</b>

**Formula Estrutural - 6 Oxigênios**

T Si	1,48	1,79	1,49
T Al	0,52	0,21	0,51
M1Al	0,49	0,83	0,46
M1Ti	0,00	0,00	0,00
M1Fe2	0,25	0,00	0,14
M1Mg	0,24	0,17	0,00
M2Mg	0,00	0,03	0,37
M2Fe2	0,70	0,73	0,62
M2Mn	0,08	0,05	0,01
M2Ca	0,22	0,18	0,36
M2Na	0,00	0,00	0,00
M2K	0,00	0,00	0,00



Tabela 3c - Análises representativas de anfibólios dos metanortositos. BD (Análise de Borda); NC (Análise de Núcleo).

<b>Anfibólio - Metanortosito</b>							
	AC-16-Anf 1	AC-16-Anf 2	AC-16-Anf 3	AC-16-Anf 4	AC-16-Anf 4b	AC-16-Anf 5	AC-16-Anf 6
	NC	NC	NC	NC	BD	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	54,77	58,11	53,11	51,48	34,27	51,38	53,76
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,11	0,11	0,01	0,40	0,24	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	1,55	2,93	1,97	15,32	1,12	0,66
FeO	19,68	7,95	9,96	24,48	18,17	23,06	22,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,04	0,04	0,06	0,00	0,02	0,01
MnO	0,42	0,08	0,13	0,42	0,40	0,45	0,47
MgO	20,86	26,85	18,53	20,58	15,46	18,06	18,12
CaO	0,45	0,07	11,32	0,88	0,59	1,01	1,10
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,11	0,25	0,00	0,07	0,05	0,1
K <sub>2</sub> O	0,00	0,28	0,02	0,02	5,15	0,01	0,04
<b>TOTAL</b>	<b>97,10</b>	<b>95,15</b>	<b>96,40</b>	<b>99,90</b>	<b>89,83</b>	<b>95,40</b>	<b>96,78</b>
<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>							
T Si	7,37	7,61	7,52	6,81	5,24	7,19	7,42
T Al	0,12	0,11	0,44	0,31	2,49	0,19	0,10
C Al	0,02	0,13	0,05	0,00	0,27	0,00	0,01
C Fe3	0,56	0,05	0,63	0,94	1,14	0,83	0,73
C Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,03	0,01
C Mg	4,19	4,80	3,91	4,07	3,51	3,76	3,28
C Fe2	0,21	0,00	0,39	0,00	0,00	0,35	0,49
C Mn	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
B Fe2	0,94	0,47	0,13	0,87	0,91	0,89	0,88
B Mg	0,00	0,45	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
B Ca	0,07	0,01	1,72	0,13	0,10	0,15	0,16
B Na	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01
AK	0,01	0,05	0,04	0,00	1,01	0,00	0,01
ANa	0,01	0,05	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

**ANFIBOLIO - METANORTOSITO - continuação**

	AC-16-Anf 7	AC-16-Anf 8	AC-27-Anf 1	AC-27-Anf 2	AC-27-Anf 3
	NC	NC	NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	45,61	53,48	46,10	45,00	46,10
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,09	0,40	0,51	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,64	0,60	9,12	9,74	9,12
FeO	15,10	22,82	15,50	14,35	15,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,02	0,15	0,10	0,15
MnO	0,20	0,47	0,20	0,20	0,20
MgO	12,35	18,10	12,11	13,11	12,11
CaO	10,95	0,56	12,10	12,00	12,10
Na <sub>2</sub> O	0,93	0,04	1,3	1,2	1,3
K <sub>2</sub> O	0,3	0,01	0,15	0,33	0,15
<b>TOTAL</b>	<b>96,93</b>	<b>96,19</b>	<b>97,13</b>	<b>96,54</b>	<b>97,13</b>
<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>					
T Si	6,66	7,41	6,66	6,63	6,79
T Al	1,34	0,09	1,34	1,37	1,20
C Al	0,49	0,01	0,30	0,31	0,38
C Fe3	0,68	0,74	0,67	0,65	0,41
C Ti	0,07	0,01	0,03	0,06	0,04
C Mg	2,69	3,74	2,94	0,06	2,66
C Fe2	1,05	0,47	1,02	2,87	1,47
C Mn	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
B Fe2	1,05	0,93	1,02	0,04	0,03
B Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
B Ca	1,71	0,08	1,94	1,89	1,91
B Na	0,13	0,01	0,03	0,06	0,05
AK	0,06	0,00	0,06	0,06	0,03
ANa	0,13	0,01	0,25	0,29	0,32
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28

Tabela 3d - Análises representativas de granada, allanita, biotitas e opacos dos Ortognaisses Graníticos associados ao CMAP. NC (análise de núcleo).

<b>Granadas - Ortognaisse Bengala</b>		
	AC-33Gra1	AC-33Gra2
	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	28,14	30,40
TiO <sub>2</sub>	1,57	1,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,52	12,60
FeO	17,72	18,50
MgO	0,31	0,50
CaO	9,76	9,98
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,18
MnO	0,27	0,39
<b>TOTAL</b>	<b>70,47</b>	<b>74,11</b>

<b>Formula Estrutural - 12 Oxigênios</b>		
TSi	3,19	3,30
TAI	0,00	0,00
AlVI	1,68	1,61
Fe3	0,00	0,00
Ti	0,14	0,13
Cr	0,00	0,00
Fe2	1,69	1,67
Mg	0,05	0,81
Mn	0,03	0,04
Ca	1,19	1,16
Na	0,04	0,04

<b>Allanita - Ortognaisse Bengala</b>	
	AC33All1
	NC
SiO <sub>2</sub>	37,21
TiO <sub>2</sub>	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,58
FeO	28,14
MgO	0,42
CaO	11,68
Na <sub>2</sub> O	0,42
MnO	2,07
<b>TOTAL</b>	<b>100,58</b>

<b>Biotitas-Ortognaisse Bengala</b>			
	AC-33Bio1	AC-33Bio2	AC-33Bio3
	NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	30,60	35,84	30,84
TiO <sub>2</sub>	2,50	2,50	2,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,00	15,37	13,22
FeO	28,50	30,13	29,38
MgO	2,80	3,00	2,97
CaO	0,26	0,00	0,23
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,00	0,14
MnO	0,09	0,09	0,09
K <sub>2</sub> O	2,21	1,95	2,23
<b>TOTAL</b>	<b>79,92</b>	<b>86,93</b>	<b>79,19</b>

<b>Formula Estrutural - 24 oxigênios</b>			
Si	5,56	5,97	5,71
Ti	0,34	0,26	0,32
Al	3,22	3,01	2,88
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe2	4,34	4,58	4,55
Mn	0,01	0,00	0,01
Mg	0,76	0,76	0,82
Ba	0,02	0,00	0,02
Ca	0,05	0,00	0,05
Na	0,06	0,00	0,05
K	2,21	1,96	2,24

<b>Opacos - Ortognaisse Bengala</b>		
	AC33Op1	AC33Op2
	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	0,07	0,05
TiO <sub>2</sub>	0,11	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,12
FeO	93,00	92,60
MgO	0,00	0,00
CaO	0,06	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00
MnO	0,02	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>93,41</b>	<b>93,99</b>

**Tabela 3d - Análises representativas de K-feldspatos dos ortognaisses graníticos associados ao CMAP. NC (núcleo).**

**K-Feldspatos - Ortognaisse Bengala**

	AC33-KF1a	AC33-KF1b	AC33-KF1b	AC33-KF1d	AC33-KF1e	AC33-KF6	AC33-KF7	AC33-KF8
Perfil						NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	62,62	62,95	62,22	62,11	61,35	64,90	63,95	59,17
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,32	19,05	19,32	19,21	18,97	19,50	21,00	20,15
FeO	0,04	0,02	0,04	0,08	0,03	0,12	0,01	2,75
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	15,57	15,19	15,89	15,89	15,00	15,25	15,30	13,55
Na <sub>2</sub> O	0,75	0,88	0,50	0,66	0,96	0,70	0,04	0,60
BaO	0,04	1,51	1,77	1,72	1,86	1,60	1,50	0,39
<b>TOTAL</b>	<b>98,34</b>	<b>99,60</b>	<b>99,74</b>	<b>99,68</b>	<b>98,21</b>	<b>102,07</b>	<b>101,80</b>	<b>96,74</b>

**Fórmula Estrutural - 32 oxigênios**

Si	11,78	11,80	11,72	11,72	11,73	11,84	11,65	11,33
Al	4,28	4,21	4,28	4,27	4,27	4,19	4,50	4,55
Fe <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,40
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,27	0,32	0,18	0,24	0,36	0,25	0,32	0,20
K	3,74	3,60	3,19	3,79	3,66	3,55	3,56	3,32
Ba	0,00	0,11	0,13	0,13	0,11	0,11	0,10	0,02

**K-Feldspatos - Ortognaisse Candiais**

	AC45-KF1	AC46-KF2	AC46-KF3	AC46-KF4	AC46-KF5	AC46-KF6	AC46-KF7	AC46-KF8	AC46-KF9
	NC								
SiO <sub>2</sub>	65,31	65,48	65,09	65,55	65,79	64,43	65,54	65,56	66,03
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,50	18,57	18,54	18,17	18,66	18,54	19,39	18,91	18,90
FeO	0,02	0,03	0,08	0,03	0,04	0,01	0,04	0,06	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,77	0,37	0,34
K <sub>2</sub> O	15,79	15,72	15,65	15,84	15,51	15,94	12,40	14,58	14,06
Na <sub>2</sub> O	0,74	0,76	0,78	0,70	0,91	0,75	2,65	1,23	1,79
BaO	0,35	0,41	0,25	0,30	0,33	0,40	0,12	0,26	0,24
<b>TOTAL</b>	<b>100,71</b>	<b>100,61</b>	<b>101,28</b>	<b>100,61</b>	<b>101,28</b>	<b>100,09</b>	<b>100,91</b>	<b>100,96</b>	<b>101,36</b>

**Fórmula Estrutural - 32 oxigênios**

Si	11,99	11,99	11,98	12,04	11,99	11,98	11,87	11,95	11,96
Al	4,00	4,00	4,01	3,93	4,01	4,00	4,13	4,06	4,03
Fe <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,15	0,07	0,07
Na	0,74	0,27	0,28	0,25	0,32	0,27	0,93	0,43	0,63
K	3,70	3,67	3,67	3,71	3,61	3,28	2,86	3,39	3,25
Ba	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02

Tabela 3d - Análises representativas de plagioclásios dos ortognaisses graníticos associados ao CMAP. NC (núcleo).

<b>Plagioclásio - Ortognaisse Bengala</b>						
	AC33-Pla1	AC33-Pla2	AC33-Pla3	AC33-Pla4	AC33-Pla5	AC33-Pla6
	NC	NC	NC	NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	63,01	60,55	61,01	61,54	57,92	61,00
TiO <sub>2</sub>	0,00	24,90	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,03	0,08	25,25	25,27	25,88	25,13
FeO	0,03	0,08	0,15	6,49	2,09	0,10
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	5,71	6,20	5,93	6,49	7,38	6,98
K <sub>2</sub> O	0,12	0,10	0,14	0,17	0,08	0,15
Na <sub>2</sub> O	8,40	8,17	7,73	7,72	7,36	6,15
<b>TOTAL</b>	<b>102,30</b>	<b>100,08</b>	<b>100,21</b>	<b>107,68</b>	<b>100,71</b>	<b>99,51</b>

<b>Fórmula Estrutural - 32 oxigênios</b>						
Si	10,92	10,77	10,80	10,80	10,35	10,84
Al	5,11	5,22	5,26	5,22	5,45	5,26
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,01	0,02	0,00	0,28	0,01
Ca	1,06	1,18	1,13	1,22	1,41	1,33
Na	2,82	2,19	2,65	0,63	2,55	2,12
K	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03

<b>Plagioclásio - Ortognaisse Bengala</b>			
	AC33-Pla7	AC33-Pla8	AC33-Pla9
	NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	58,70	58,74	63,01
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,00	25,21	25,03
FeO	0,08	0,09	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00
CaO	8,50	6,20	5,71
K <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,09
Na <sub>2</sub> O	8,00	9,00	8,40
<b>TOTAL</b>	<b>101,34</b>	<b>99,30</b>	<b>102,27</b>

<b>Fórmula Estrutural - 32 oxigênios</b>			
Si	10,41	10,39	10,52
Al	5,30	5,25	5,60
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,01	0,01
Ca	1,62	1,74	1,35
Na	2,75	3,09	2,37
K	0,01	0,01	0,02

Tabela 3d - Análises representativas de anfibólios dos Ortognaisses graníticos. BD (Análise de Borda); NC (Análise de núcleo).

<b>Anfibólios - Ortognaisse Bengala</b>							
	AC33-Anf1	AC33-Anf2	AC33-Anf3	AC33-Anf4	AC33-Anf4b	AC33-Anf6	AC33-Anf6b
	NC	BD	NC	NC	BD	NC	BD
SiO <sub>2</sub>	38,23	35,11	39,00	38,29	37,74	37,99	35,11
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,38	0,27	0,10	1,03	0,99	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,52	14,07	13,20	13,43	12,53	13,33	14,07
FeO	29,83	27,68	30,03	29,45	29,85	30,01	27,68
MgO	1,91	1,47	2,01	1,35	0,02	1,75	1,47
CaO	11,13	9,68	11,07	11,13	10,92	11,03	9,68
Na <sub>2</sub> O	1,07	0,94	1,07	1,13	2,02	1,24	0,94
K <sub>2</sub> O	1,84	1,51	1,69	1,77	1,74	1,93	1,53
MnO	0,19	0,28	0,20	0,19	0,15	0,26	0,28
<b>TOTAL</b>	<b>98,19</b>	<b>91,12</b>	<b>98,54</b>	<b>96,84</b>	<b>96,00</b>	<b>98,53</b>	<b>91,14</b>

<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>							
T Si	6,05	5,94	6,13	6,16	6,06	6,02	5,94
T Al	1,95	2,06	1,87	1,84	1,95	1,98	2,06
C Al	0,57	0,74	0,58	0,71	0,42	0,51	0,74
C Fe3	0,69	0,85	0,70	0,47	0,70	0,59	0,85
C Ti	0,06	0,05	0,03	0,01	0,12	0,12	0,05
C Mg	0,45	0,37	0,47	0,32	0,48	0,41	0,37
C Fe2	3,22	2,98	3,20	3,47	3,27	3,35	2,97
C Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
B Fe2	0,00	0,04	0,05	0,02	0,05	0,04	0,10
B Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
B Ca	1,89	1,75	1,87	1,92	1,88	1,87	1,76
B Na	0,06	0,13	0,07	0,04	0,07	0,07	0,13
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum A	0,64	0,51	0,59	0,67	0,65	0,71	0,51

<b>Anfibólios - Ortognaisse Bengala</b>			
	AC33-Anf8	AC33-Anf9	AC33-Anf10
	NC	NC	NC
SiO <sub>2</sub>	37,26	38,59	37,71
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,38	1,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,06	13,24	13,46
FeO	29,76	28,95	29,38
MgO	1,41	2,58	1,90
CaO	11,25	11,19	11,26
Na <sub>2</sub> O	0,88	1,28	1,28
K <sub>2</sub> O	1,88	1,72	1,94
MnO	0,32	0,38	0,21
<b>TOTAL</b>	<b>97,89</b>	<b>98,31</b>	<b>98,83</b>

<b>Formula Estrutural - 23 Oxigênios</b>			
T Si	5,90	6,08	5,97
T Al	2,10	1,92	2,03
C Al	0,71	0,54	0,48
C Fe3	0,81	0,68	0,47
C Ti	0,01	0,05	0,20
C Mg	0,33	0,61	0,45
C Fe2	0,02	3,11	3,39
C Mn	0,02	0,03	0,01
B Fe2	0,02	0,03	0,03
B Mn	0,02	0,03	0,01
B Ca	1,91	1,89	1,91
B Na	0,05	0,06	0,05
ACa	0,00	0,00	0,00
Sum A	0,60	0,68	0,76
AK	0,38	0,35	0,39

Tabela 4 - Análises químicas (Elementos Terras Raras) em fases minerais dos Metanortositos do CMAP.

<b>Rocha/Mineral Analisado</b>	<b>La</b>	<b>Ce</b>	<b>Pr</b>	<b>Nd</b>	<b>Sm</b>	<b>Eu</b>	<b>Gd</b>	<b>Tb</b>	<b>Dy</b>	<b>Ho</b>	<b>Er</b>	<b>Tm</b>	<b>Yb</b>	<b>Lu</b>
	<b>139</b>	<b>140</b>	<b>141</b>	<b>146</b>	<b>149</b>	<b>151</b>	<b>157</b>	<b>159</b>	<b>163</b>	<b>165</b>	<b>167</b>	<b>169</b>	<b>173</b>	<b>175</b>
	<b>ppm</b>													
AC 16 B Piroxênio	0,41	0,68	0,09	0,60	0,10	<0.2	<0.4	<0.1	0,37	0,09	0,32	0,08	0,43	0,07
AC 16 B Anfibólio	0,67	1,58	0,26	1,76	0,56	0,25	0,83	<0.2	1,09	0,21	1,02	0,14	0,80	0,13
AC 16 B Anfibólio	0,82	2,59	0,55	3,7	1,30	0,43	1,97	0,34	2,2	0,53	1,49	0,21	1,37	0,18
AC 16 B Plagioclásio	1,41	2,08	0,18	<1.6	0,05	0,65	<1.5	<0.3	0,00	<0.1	<0.6	<0.18	<0.2	<0.3
AC 16 B Biotita	<0.2	0,11	<0.05	<0.06	0,04	<0.2	<1.0	<0.1	0,00	<0.1	<0.3	<0.05	0,00	<0.03

Tabela 4 - Análises químicas (Elementos Terras Raras) em fases minerais dos Metagabros do CMAP. (Continuação).

Amostra/ Mineral Analisado	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	139	140	141	146	149	151	157	159	163	165	167	169	173	175
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
AC28 Granada	<0.5	<0.9	<0.4	<18	<0.4	<0.1	<1.5	<0.2	2,1	0,83	3,5	0,59	3,3	0,4
AC28 Granada-bordo	<0.9	<2.7	<0.1	<0.6	<0.2	<0.2	<2.4	<0.12	2,2	0,86	2,8	0,47	2,3	0,4
AC28 Anfibólio	1,5	5,4	0,9	3,7	1,3	0,9	<1.7	0,24	2,2	0,70	2,9	0,39	3,0	0,5
AC28 Plagioclásio	1,0	<1.0	<0.6	<2.3	<1.7	<1.2	<7.8	<0.8	<1.4	<0.55	<1.4	<0.07	<0.7	<0.05
AC28 Plagioclásio	0,8	1,4	<0.3	<0.7	0,0	<0.7	<3.2	<0.3	<1.0	<0.22	0,0	<0.28	<1.2	<0.19
AC28 Anfibólio	2,1	8,0	1,8	9,8	4,3	1,8	2,8	0,60	5,6	1,6	5,2	0,70	3,8	0,7
AC 86 Núcleo do piroxênio	33,3	107	14,7	65,2	11,8	3,5	8,4	0,88	5,4	1,06	2,34	0,50	3,3	0,45
AC 86 Borda do piroxênio	34,4	121	17,6	79,1	17,6	3,7	10,9	1,67	8,8	1,56	3,7	0,63	2,9	0,47
AC 86 Borda do piroxênio	31,7	98,0	13,8	57,2	10,8	3,1	7,8	0,93	4,5	0,90	2,65	0,42	3,0	0,49
AC 86 Plagioclásio	10,7	11,7	0,76	1,4	<0.6	2,2	<0.8	<0.2	0,00	<0.1	0,00	<0.09	0,00	<0.06
AC 86 Anfibólio	27,1	105	15,5	77,9	18,6	3,5	16,7	2,07	13,9	2,27	6,1	0,72	4,9	0,70
AC 86 Biotita	<0.08	<0.2	<0.2	<0.7	0,01	<0.2	<0.8	<0.1	0,00	<0.09	<0.08	<0.08	<0.5	<0.08

Tabela 4 - Análises químicas (Elementos Terras Raras) em fases minerais dos Ortognaisses Graníticos associados ao CMAP. (Continuação).

Amostra/ Mineral Analisado	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	139	140	141	146	149	151	157	159	163	165	167	169	173	175
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
AC72 Titanita	86,0	538	132	1027	514	242	620	82,4	353	35,9	54,3	4,12	16,9	1,43
AC72 Biotita	12,6	35,8	5,9	35,0	22,0	13,8	17,7	1,97	7,2	0,85	0,9	0,16	1,31	0,08
AC72 Allanita	53785	104686	11052	40672	4332	130	2016	162	673	83,4	155	14,9	77,6	8,80
AC72 Anfibólio	116	933	36,2	195	31,5	9,4	28,5	4,3	24,5	4,6	11,7	1,58	9,5	1,57
AC72 Granada	<0.249	<0.352	<1.055	<1.352	5,4	18,8	35,7	10,5	93,8	19,9	56,8	8,68	70,9	11,0
AC78 Monazita	0,67	11,9	0,68	6,4	7,4	1,38	28,1	8,3	105	32,4	137	26,2	228	42,5
AC78 Titanita	103	664	178	1449	721	359	756	86,7	348	36,0	50,9	3,8	15,6	1,07
AC45 Biotita	<0.247	<0.197	<0.201	<0.652	0,18	<0.218	<2.095	<0.249	<0.174	<0.013	<0.076	<0.028	<0.615	<0.093
AC45 Monazita	<0.334	12,6	0,62	10,0	15,7	2,6	68,8	20,6	251	80,5	329	55,9	454	84,1
AC45 Allanita	22603	48965	6233	26459	4936	847	2420	163	468	41,9	47,7	4,0	22,0	2,88
AC45 Allanita	16938	41216	5886	27226	5651	971	2847	192	517	43,8	47,4	3,6	12,1	1,33
AC33 Granada	17%	<0.2	<0.1	<0.05	0,0	0,4	0,7	1,8	0,54	5,2	0,99	3,2	0,6	4,6
AC33 Anfibólio	18%	106	58,0	28,4	125,3	34,0	17,1	50,9	10,6	75,6	12,8	31,1	3,7	20,7
AC33 Biotita	25%	58,6	13,6	11,9	49,4	5,7	0,8	3,6	0,40	1,8	0,27	0,9	0,11	0,7
AC33 Anfibólio	19%	1212	2880	437	2088	430	101	284	28,9	130	16,1	34,5	4,2	26,8
AC33 Titanita	13%	16,6	19,9	5,3	22,9	2,6	<0.8	5,4	0,42	2,7	0,41	1,0	<0.16	<1.2
AC33 Anfibolio recristalizado	18%	28,3	<51	7,7	28,3	7,6	5,9	14,3	4,6	43,6	8,5	26,6	2,95	19,4
AC33 Allanita	43%	61601	106957	11607	40384	5039	152	2507	241	982	129	252	28,3	159

Tabela 5a - Análises químicas representativas de Rocha Total dos Metagabros e Metadioritos do CMAP.

	Metagabros				Metadioritos								Padrão	
	AC-28	AC-23	AC-25A	AC-25B	AC-80	AC-81C	AC-40A	AC-40B	AC-47	AC-47B	AC-88	PI-41C	VR	
SiO <sub>2</sub>	42,60	50,32	48,93	48,68	53,89	47,35	53,44	55	60,71	50,01	53,96	48,97	48,92	
TiO <sub>2</sub>	2,093	2,58	2,94	2,99	1,127	2,221	0,906	1,3	1,374	1,032	1,005	2,082	2,05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	14,26	13,45	13,24	16,98	14,12	17,71	14,92	12,98	17,92	16,45	17,40	17,42	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	16,28	15,34	15,79	12,45	20,27	8,53	9,05	12,75	9,52	12,12	10,21	10,34	
MgO	9,14	5,64	5,13	5,07	0,66	1,72	4,13	4,52	0,9	4,72	1,71	3,74	3,76	
CaO	12,29	7,32	8,72	8,72	4,49	6,46	6,76	7,02	4,83	7,94	4,36	6,60	6,57	
Na <sub>2</sub> O	1,90	2,13	2,76	2,67	3,07	2,49	3,66	3,69	2,57	3,69	2,76	3,86	3,80	
K <sub>2</sub> O	0,16	0,06	0,64	0,63	5,8	2,38	2,4	2	2,35	2,77	5,62	4,18	4,10	
MnO	0,251	0,25	0,22	0,23	0,231	0,309	0,142	0,159	0,202	0,159	0,197	0,161	0,17	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,284	0,29	0,40	0,4	0,291	1,048	0,216	0,65	0,548	0,475	0,32	1,392	1,40	
LOI	2,12	0,50	0,50	0,6	1,19	0,95	2,73	1,58	0,89	1,58	1,12	1,60	0,12	
<b>TOTAL</b>	<b>100,20</b>	<b>99,63</b>	<b>99,03</b>	<b>99,02</b>	<b>100,18</b>	<b>99,318</b>	<b>100,62</b>	<b>99,889</b>	<b>100,104</b>	<b>99,816</b>	<b>99,622</b>	<b>100,20</b>	<b>98,65</b>	
X <sub>FE</sub>	0,62	0,74	0,75	0,76	0,95	0,92	0,67	0,67	0,93	0,67	0,88	0,73	0,73	
Sc	43	31	24	24	26	45	19	15	32	26	25	<15	14,9	
V	338	-	-	-	14	27	172	89	24	174	9	168	209	
Cr	573	0,004	0,005	0,004	31	-	96	10	108	102	40	<9	<1	
Co	61	-	-	-	38	51	58	43	18	30	18	34	49,3	
Ni	154	82	40	41	5	<5	31	6	<5	34	<10	11	23	
Cu	42	-	-	-	6	29	21	10	7	8	8	32	35	
Zn	141	-	-	-	114	289	94	44	201	114	103	86	164	
Ga	19	-	-	-	19	28	20	18	26	22	19	15	24	
Rb	20	23	21	21	86	66	87	69	55	83	64	114	113,9	
Sr	133	221	420	165	464	333	551	642	450	644	464	1199	1262	
Y	36	29	27	29	27	90	44	40	71	30	-	16	28	
Zr	101	35	167	165	2091	2857	103	214	1964	243	1855	238	237	
Nb	16	18	35	38	30	55	43	32	44	16	18	30	32,4	
Ba	697	1306	2046	1928	6959	3160	1808	1482	4415	1873	5945	5056	4958	
La	7	53	32	40	58	130	50	42	51	60	24	98	71,3	
Ce	36	41	45	95	136	258	85	55	177	111	79	138	152	
Nd	14	10	17	21	37	136	48	21	73	60	33	17	62	
Pb	10	-	-	-	1	23	22	88	15	43	5	10	16	
Th	5	-	-	-	13	7	19	19	<6	12	9	8	3,2	
U	5	-	-	-	2	8	8	7	<5	<5	2	<5	<0,2	
Sm	4	0,5	0,8	1,3	8	8	4	12	12	14,5	-	-	-	
Eu	0,8	2	1,2	1,5	0,5	0,5	0,5	0,5	7	1	-	-	-	
Gd	5	7	5	6	1	1	4	2	16	1	453	-	-	
Dy	5	2,4	0,4	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Yb	8	5	6	7,5	0,5	0,6	5	1	20	0,5	-	-	-	

Tabela 5b - Análises químicas representativas de rocha total dos metanortositos do CMAP e compiladas para comparação.

	Metanortositos							Dados Compilados		Padrão	
	AC-16A	AC-16B	AF-06A	AF-06B	AC-14	TP-01	TP-02	*DG-174	**OM-165	PI-41C	VR
<b>SiO2</b>	52,86	53,33	56,03	54,760	55,27	56,61	56,63	56,2	52,54	48,97	48,92
<b>TiO2</b>	0,402	0,38	0,11	0,103	0,10	0,10	0,08	0,1	0,15	2,082	2,05
<b>Al2O3</b>	19,67	19,53	27,58	27,07	27,26	27,55	27,30	26,5	28,71	17,40	17,42
<b>Fe2O3</b>	8,80	8,54	0,75	0,71	0,57	0,58	0,63	0,87	1,06	10,21	10,34
<b>MgO</b>	6,59	6,77	0,21	0,20	0,09	0,15	0,11	0,05	0,35	3,74	3,76
<b>CaO</b>	7,50	7,28	9,64	9,31	9,39	9,65	9,33	8,3	12,53	6,60	6,57
<b>Na2O</b>	3,380	3,19	5,27	5,14	4,63	5,08	5,03	6,1	3,98	3,86	3,80
<b>K2O</b>	0,470	0,34	0,20	0,20	0,44	0,16	0,18	0,36	0,29	4,18	4,10
<b>MnO</b>	0,136	0,13	0,007	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,02	0,161	0,17
<b>P2O5</b>	0,023	0,04	0,023	0,022	0,05	0,01	0,01	0,05	0,02	1,392	1,40
<b>LOI</b>	1,750	1,10	1,830	1,470	1,20	0,90	1,00	0,85	0,6	1,60	0,12
<b>TOTAL</b>	101,58	100,63	101,65	98,99	99,01	100,79	100,30	99,43	100,25	100,20	98,65
X <sub>FE</sub>	0,57	0,56	0,78	0,78	0,86	0,79	0,85	0,95	0,75	0,73	0,73
<b>Sc</b>	23	10	<15	<15	<10	<10	<10		2	<15	14,9
<b>V</b>	83	-	17	6	-	-	-			168	209
<b>Cr</b>	182	0,011	5	3	0,003	0,001	0,001			<9	<1
<b>Co</b>	47	-	36	30	-	-	-		7	34	49,3
<b>Ni</b>	83	71	12	10	<20	<20	<20			11	23
<b>Cu</b>	31	-	15	14	-	-	-		5	32	35
<b>Zn</b>	77	-	6	7	-	-	-		23	86	164
<b>Ga</b>	21	-	27	26	-	-	-			15	24
<b>Rb</b>	19	13	24	24	3,3	3,6	3		<20	114	113,9
<b>Sr</b>	551	556	824	819	839	846	832		276	1199	1262
<b>Y</b>	25	<10	6	3	6,6	1,4	<10		3	16	28
<b>Zr</b>	44	21	12	14	62	<10	<10		26	238	237
<b>Nb</b>	9	<10	20	20	<10	<10	<10		<2	30	32,4
<b>Ba</b>	279	244	299	321	712	291	338		105	5056	4958
<b>La</b>	18	-	25	23	87,7	18,3	20		3,3	98	71,3
<b>Ce</b>	59	-	15	4	42,6	9,7	10		8	138	152
<b>Nd</b>	10	-	54	11	5,7	2	2		<5	17	62
<b>Pb</b>	59	-	30	39	-	-	-			10	16
<b>Th</b>	15	-	19	17	-	-	-			8	3,2
<b>U</b>	4	-	33	26	-	-	-			<5	<0,2
<b>Sm</b>	-	-	-	-	0,5	0,5	2		0,54	-	-
<b>Eu</b>	-	-	-	-	1,3	1,2	1		0,65	-	-
<b>Gd</b>	-	-	-	-	2,4	1,7	1,1			-	-
<b>Dy</b>	-	-	-	-	<0,8	0,8	0,8			-	-
<b>Yb</b>	-	-	-	-	0,5	0,1	0,1		0,11	-	-

\* Fonte: Barbosa (1990); \*\*Melo (1998)

**Tabela 5c - Análises químicas representativas de rocha total dos Ortognaisses Graníticos associados ao CMAP.**

	Ortognaisses Sipiá		Bengala			Passira			Padrão	
	AC-18	AC-19B	AC-33B	AC-33A	AC-72	AC-78	AC-79	PI-41C	VR	
SiO <sub>2</sub>	72,59	71,43	68,44	68,30	62,80	78,01	75,85	48,97	48,92	
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,19	0,43	0,49	0,73	0,34	0,14	2,08	2,05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,92	13,69	13,96	13,85	13,92	8,36	12,51	17,40	17,42	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,29	2,79	5,21	5,96	10,26	3,88	1,98	10,21	10,34	
MgO	0,14	0,20	0,19	0,13	0,18	0,52	0,08	3,74	3,76	
CaO	1,86	1,45	2,05	2,08	3,52	2,44	0,94	6,60	6,57	
Na <sub>2</sub> O	1,59	2,04	2,21	2,29	1,59	1,01	2,87	3,86	3,80	
K <sub>2</sub> O	4,56	7,41	6,25	3,40	5,38	3,91	5,21	4,18	4,10	
MnO	0,09	0,05	0,08	0,09	0,18	0,05	0,04	0,16	0,17	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,06	0,11	0,11	0,15	0,07	0,04	1,39	1,40	
LOI	0,86	1,06	0,90	0,04	0,52	1,51	0,78	1,60	0,12	
TOTAL	99,47	100,37	99,83	96,74	99,24	100,10	100,43	100,20	98,65	
X <sub>FE</sub>	0,98	0,93	0,96	0,98	0,98	0,88	0,96	0,73	0,73	
Sc	18,00	11,00	16,00	10,00	22,00			<15	14,90	
V	0,00	10,00	4,00	0,00	<10	24,00	<10			
Cr	86,00	52,00	9,00	0,00	20,00	16,00	5,00	<9	<1	
Co	4,00	2,00	32,00	0,00	28,00	95,00	33,00	34,00	49,30	
Ni	20,00	13,00	5,00	20,00	52,00	<5	6,00	11,00	23,00	
Cu	41,00	44,00	47,00	0,00	63,00	33,00	24,00	32,00	35,00	
Zn	120,00	53,00	83,00	0,00	188,00	40,00	31,00	86,00	164,00	
Ga	24,00	27,00	23,00	0,00	24,00	16,00	19,00	15,00	24,00	
Rb	130,00	207,00	156,00	0,00	132,00	91,00	86,00	114,00	113,90	
Sr	182,00	227,00	330,00	323,00	349,00	233,00	185,00	1199,00	1262,00	
Y	184,00	211,00	82,00	56,00	105,00	136,00	41,00	16,00	28,00	
Zr	922,00	553,00	765,00	766,00	1448,00	844,00	383,00	238,00	237,00	
Nb	73,00	52,00	43,00	35,00	59,00	18,00	16,00	30,00	32,40	
Ba	3000,00	4267,00	6403,00	6623,00	6452,00	2297,00	1244,00	5056,00	4958,00	
La	728,00	339,00	320,00	876,00	658,00	125,00	52,00	98,00	71,30	
Ce	1298,00	613,00	522,00	587,00	1264,00	237,00	90,00	138,00	152,00	
Nd	465,00	228,00	125,00	107,00	422,00	113,00	40,00	17,00	62,00	
Pb	67,00	81,00	92,00	0,00	51,00	46,00	56,00	10,00	16,00	
Th	56,00	30,00	31,00	0,00	53,00	26,00	16,00	8,00	3,20	
U	47,00	55,00	6,00	0,00	<5	43,00	46,00	<5	<0,2	
Sm	17,00	36,00	30,00	21,00	-	-	-	-	-	
Eu	5,00	6,00	-	10,00	-	-	-	-	-	
Gd	53,00	44,00	-	4,40	-	-	-	-	-	
Dy	32,00	28,00	-	14,00	-	-	-	-	-	
Yb	4,00	28,00	-	7,00	-	-	-	-	-	

Tabela 5d - Análises químicas representativas de Rocha Total do Complexo Encaixante e Rochas Adjacentes do CMAP.

	Complexo Gnáissico Migmatítico					Complexo Vertentes					Granitóide
	Encaixantes					Granitóides Indiferenciados					Tamboatá
	AC-3A	AC-3B	AC-3C	AC-39	AC-48	AC-63	AC-104	AC-105	AC-103	AC-10	AC-9
SiO <sub>2</sub>	71,35	59,70	58,40	70,19	71,92	67,18	71,99	66,46	70,2	70,24	71,68
TiO <sub>2</sub>	0,306	0,009	0,099	0,024	0,13	0,411	0,211	0,942	0,23	0,88	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,75	15,10	15,47	15,48	15,65	15,57	15,04	14,07	14,97	14,56	8,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,15	6,46	6,88	2,98	1,90	4,53	3,39	7,29	3,12	5	12,61
MgO	1,05	6,11	6,70	0,71	0,43	1,26	0,6	2,36	2,05	1,95	<0,1
CaO	2,36	2,23	2,31	3,43	3,51	3,86	3,17	1,96	2,53	2,63	0,63
Na <sub>2</sub> O	4,09	2,95	2,89	4,47	4,80	4,21	4,27	1,77	3,24	3,22	2,58
K <sub>2</sub> O	2,71	4,54	4,70	1,88	1,13	1,930	1,2	2,48	2,02	2,07	3,6
MnO	0,044	0,141	0,015	0,04	0,048	0,091	0,091	0,167	0,098	0,07	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,122	0,417	0,456	0,099	0,027	0,153	0,096	0,192	0,162	0,05	0,03
LOI	1,30	2,00	2,96	1,41	1,58	2,080	1,1	1,83	1,02	0,7	0,1
TOTAL	99,23	99,66	100,88	100,71	101,13	101,28	101,158	99,521	99,64	101,37	99,89
Sc	5	16	16	5	5	10	7	19	12	11	<10
V	20	99	106	24	20	31	14	171	-	-	-
Cr	7	248	264	54	70	-	8	96	-	-	-
Co	14	26	28	6	3	78	48	72	-	-	-
Ni	12	110	125	11	7	11	2	63	<20	<20	<20
Cu	20	5	9	21	10	30	8	67	-	-	-
Zn	53	168	170	36	21	54	51	109	-	-	-
Ga	16	22	23	23	18	20	18	19	-	-	-
Rb	76	191	185	51	32	68	59	116	-	-	-
Sr	760	526	502	696	674	443	472	136	332	167	17
Y	17	24	28	60	2	42	42	61	42	35	22
Zr	169	278	310	172	84	222	201	258	203	198	328
Nb	16	24	27	35	13	16	9	17	<10	14	<10
Ba	2245	1850	1753	1394	1011	1114	799	657	663	518	266
La	72	152	152	62	15	41	15	44	-	-	-
Ce	103	234	218	85	24	45	48	105	-	-	-
Nd	38	101	44	46	30	29	15	16	-	-	-
Pb	59	6	7	59	48	83	92	86	-	-	-
Th	27	27	24	28	15	16	12	20	-	-	-
U	44	5	6	47	18	6	7	7	-	-	-
Sm	5,6	5,6	-	10	410	-	-	-	-	-	-
Eu	1,2	1,2	-	0,40	0,3	-	-	-	-	-	-
Gd	8	8	-	16	0,3	-	-	-	-	-	-
Dy	1,6	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1,2	1,2	-	4	1	-	-	-	-	-	-

Tabela 6 - Quadro simplificado das fases minerais normativas para amostras representativas dos tipos litológicos do CMAP e encaixantes.

Mineral Normativo	Encaixantes			CMAP									Sienitos – Granitos Indiferenciados		
				Metabásicas			Metanortositos			Meta-ácidas					
				Metagabros	Metadioritos A	Metadioritos B	Pegmatóide	foliado	Piranort.	Bengala	Passirã	Sipuíá			
				AC-48	AC-3A	AC-3C	AC-25	AC-40a	AC-47b	AC-14	TP-01	AC-16a			
Quartzo	29.36	27.04	5.00	-	-	-	6.13	5.16	-	23.19	35.35	36.72	33.69	27.96	32.43
Coríndon	-	-	1.31	-	-	-	2.22	1.50	-	.09	.35	-	-	3.01	6.35
Zircão	-	.03	.07	.03	.02	-	-	-	-	-	-	-	.17	.04	.05
Ortoclásio	6.73	17.10	29.69	3.84	15.41	16.37	2.6	.95	2.78	36.91	32.59	26.95	21.59	7.94	15.54
Albita	42.52	36.88	22.67	23.71	29.29	23.37	39.17	42.98	27.28	18.70	23.37	13.45	21.53	31.39	15.33
Anortita	16.88	12.07	9.49	22.85	22.47	24.16	46.26	47.81	33.37	9.47	4.76	9.19	-	15.73	8.93
Nefelina	-	-	-	-		4.25									
Na-metasílica													0,15		
Diopsídio	.69	.42	-	6.17	11.15	10.14	-	-	.39	.03	2,72				
Wollastonita															
Hypertênio	3.51	5.92	30.77	21.80	12.97	-	1.12	1.27	28	9.47	3.22	11.27	19.38	13.27	19.15
Olivina				5.29	6.52	16.88									7.17
Magnetita															
Cromita			.06		.02										
Hematita															
Ilmenita	.25	.62	1.93	5.67	1.86	1.96	.19	.14	1.26	.82	.28	.89	.85	.59	1.91
Rutilo															
Apatita	.07	.32	1.16	.97	.65	2.33	.12	.02	.03	.25	.09		.07	.27	.45