

B

Número 346 /2005



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO GEOCIÊNCIAS

MARCELO JULIANO DE CARVALHO ✓

Evolução Tectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo: Registro das Orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE do Brasil ✓

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Elson Paiva Oliveira

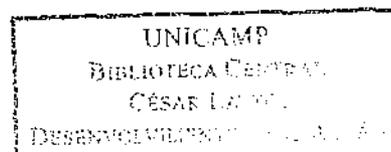
Co-orientador: Prof. Dr. Elton Luis Dantas

Este exemplar corresponde a redação final da tese defendida por Marcelo Juliano de Carvalho e aprovada pelo Conselho Julgador em 26/08/2005

E. Paiva Oliveira  
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto – 2005



UNIDADE BC  
Nº CHAMADA 7/UNICAMP  
C253e + 1 mapa (bolsa)  
V \_\_\_\_\_ EX \_\_\_\_\_  
TOMBO BC/ 70873  
PROC. 16.123.56  
C \_\_\_\_\_ D X  
PREÇO 11,00  
DATA 05/12/06  
BIB-ID 393285

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca  
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

Carvalho, Marcelo Juliano  
C253e Evolução tectônica do domínio Marancó-Poço Redondo: registro das  
orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE do Brasil  
/ Marcelo Juliano de CARVALHO.-- Campinas,SP.: [s.n.], 2005.

Orientadores: Elson Paiva de Oliveira, Elton Luis Dantas.  
Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de  
Geociências.

1. Geologia estrutural. 2. Tectônica (geologia) – Sergipe.  
3. Isótopos. 4. Geoquímica. I. Oliveira, Elson Paiva de. II. Dantas,  
Elton Luis. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de  
Geociências. IV. Título.

Título em inglês: Tectonic evolution of the Maranco-Poço Redondo Domain: Records of the  
Cariris Velhos and Brasiliano orogenesis on the Sergipano belt, NE Brazil..

Keywords: - Structural geology;

- Tectonics;
- Sergipano Belt;
- Isotopic;
- Geology;
- Geochemistry.

Área de concentração: Metalogênese e Geoquímica

Titulação: Doutor em Geociências

Banca examinadora: - Elson Paiva de Oliveria;  
- Benjamin Bley de Brito Neves;  
- Reinhard Fuck;  
- Asit Choudhuri;  
- Vanilson Luiz Silva.

Data da defesa: 26/08/2005



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**AUTOR: MARCELO JULIANO DE CARVALHO**

**Evolução Tectônica do Domínio Marancó - Poço Redondo:  
Registro das Orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana  
na Faixa Sergipana, NE do Brasil**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira  
CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Elton Luis Dantas**

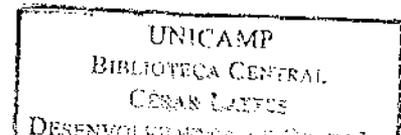
Aprovada em: 26/08/2005

**EXAMINADORES:**

**Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira  
Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva  
Prof. Dr. Asit Choudhuri  
Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck  
Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves**

*Elson Paiva de Oliveira* **Presidente**  
*Wanilson Luiz Silva*  
*Asit Choudhuri*  
*Reinhardt Adolfo Fuck*  
*Benjamim Bley de Brito Neves*

Campinas, 26 de agosto de 2005



200632261

## Dedicatória

A vida...  
Quem diria o que é a vida?  
Um sonho enganador em que a alma se extasia?  
Alegre na tristeza e triste na alegria?  
A vida! o bem o mal, o desespero e o carinho.  
Uma rosa de amor coroada de espinhos?  
Quem diria o que é a vida?  
O prefácio da morte, uma ilusão florida?  
A vida... uma grande esperança? uma utópica aventura  
Ou o epílogo do nada?

Um aspirar e depois expirar?  
O sussurro das águas, um grito de dor, o riso da alegria  
Um olhar bonito a expargir amor?  
Um abraço amigo, o punhal traidor?  
Um soluço de angústia?  
O que é a vida?  
O sentir, a presença do ser?

(Curochi)

Para as minhas meninas, Tata e Nina  
Amo muito vocês.

## Agradecimentos

Em primeiro lugar meu muito obrigado à minha grande companheira Tati, pela vida compartilhada, pela ajuda preciosa e por apostar e “bancar” essa brincadeira toda. E a pequena Nina, razão atual da minha vida, só por existir. Também por agüentarem o tranco nas horas de stress e por terem me acompanhado ao longo do caminho.

A minha mama, minhas manas, meu mano, gente que me inspiro.

Ao grande Elson, por ser muito mais que um orientador nesse bons anos vividos, por todo o apoio pessoal e profissional, pelo apoio às minhas ambições e pelos ensinamentos e discussões geológicas inesquecíveis, valeu Mestre!

Ao grande Elton, por todo o apoio incondicional, pelas discussões e pela amizade que já vem por anos....

A Aninha, pelo companheirismo no ano compartilhado “down under”.

A minha família brasiliense, em especial Cristina e Laila, por todo o apoio, de toda espécie.

Ao Geraldo e a Neuza pelos momentos muito bons vividos e por todo o grande apoio!

Aos meus sempre anfitriões, grandes e inesquecíveis amigos Catarina, Guilherme, Flora e Raiza, vocês fazem uma falta danada! Muito obrigado por tudo!

Ao Monge e a Lucia, anfitriões e companheiros saudosíssimos!

Ao grande, bom e velho Klaus, a Erika, Marina e Julia pela ajuda impagável do outro lado do mundo, pelos vinhos, pelo grande convívio, valeu meu irmão!

Ao Tissoca e Marilda, Baleia, Tony e Lele, Éder e Mara, Bibi, Bienvenido (meu hermano cubano!), Penteado, Willian (mano velho), Marcio, e tantos outros brothers pela amizade, pelas cervas e convívio sempre muito gratificante.

Ao grande Matheus pela ajuda no campo e pelo rock and roll.

A equipe formada pelo Elson, Marião, Rose, Ju, Juliano pelas discussões, campos, viagens e tudo o mais.

Para a galera do sertão brasileiro que andou com a gente e me ensinou muito mais do que eu podia supor aprender.... gente de valor.

A Val, Edinalva, seu Aníbal, galera da computação, Juarez, enfim todos as grandes figuras que formam o time do IG-UNICAMP, muito obrigado pela força!

Ao Orestes, Cema e Estácio pelo companheirismo, pela ajuda e por terem ensinado o açougueiro australiano a cortar a picanha, senão seria muito mais difícil!

Ao Steffan Miller e Aga, Marco e Ruth, Ivone e Alex por formarem nossa família por um ano.

Ao mr. Bob Thompson, sem você metade disso não teria ocorrido. Thank's a lot!

Ao Neal McNaughton por nos receber com tamanho profissionalismo e amizade.

Ao Rock and Roll, fonte inspiradora!



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
Pós-Graduação em Geociências**

**Evolução Tectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo: Registro das Orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE do Brasil**

**RESUMO**

**Tese de Doutorado**

**Marcelo Juliano de Carvalho**

O presente trabalho procurou avançar nos conhecimentos sobre a evolução tectônica da Faixa Sergipana, um cinturão de rochas dobradas que ocorre na porção sul da Província Borborema bordejando o Cráton do São Francisco (CSF), com base na estudo da evolução tectônica de dois de seus domínios: os domínios Marancó e Poço Redondo.

Para atingir esse objetivo foi realizado trabalho de campo detalhado que teve como base quatro cartas geológicas em escala 1:100.000 e imagens de satélite (LANDSAT- TM), buscando observar as relações estruturais entre os diferentes litotipos. Sobre essa base geológica foram realizados estudos petrográficos, análises geoquímicas em rocha total (elementos maiores e traços), análises de isótopos de Nd e geocronologia U-Pb (SHRIMP e TIMS) nos principais litotipos.

Os dados obtidos mostram que os domínios Marancó e Poço Redondo são intimamente correlacionados. Propõe-se aqui a denominação Domínio Marancó-Poço Redondo para o conjunto de rochas que ocorre a norte da Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo e a sul da seqüência vulcanossedimentar de Canindé do São Francisco.

A geologia de campo mostrou que o domínio é caracterizado por um bloco de rochas migmatíticas intrudido por diversos corpos granitóides e por uma seqüência vulcanossedimentar adjacente. Os migmatitos são orto-derivados, em sua maioria, e são intrudidos por pelo menos três gerações de granitos distintos. A seqüência vulcanossedimentar é dominada pela ocorrência de rochas metassedimentares imaturas. Metagrauvascas, metarritmitos, metapelitos, quartzitos e metaconglomerados ocorrem com freqüência. As rochas sedimentares têm forte contribuição de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas em sua gênese e são intercaladas a rocha piroclásticas. Lascas de rochas ultramáficas foram tectonicamente colocadas junto as supracrustais, principalmente na porção norte da seqüência.

A geoquímica revelou que o paleossoma dos migmatitos Poço Redondo é granodiorítico e apresenta afinidade geoquímica com plútons de arco magmático. Duas idades U-Pb (SHRIMP) obtidas mostram que esses plútons foram gerados entre 980 e 960 Ma, portanto ligados a Orogênese Cariris Velhos. Os isótopos de Nd permitem considerá-los como gerados em arco de margem continental, onde magmas juvenis interagiram com crosta pré-existente. O augen gnaiss Serra Negra intrude os

migmatitos e a seqüência vulcanossedimentar. A geoquímica desses granitos é característica de granitos pós-tectônicos ou associados a zonas de cisalhamento transcorrentes profundas. Uma idade obtida posiciona sua geração logo após a geração do granodiorito Poço Redondo, também ligada a Orogênese Cariris Velhos.

Na seqüência vulcanossedimentar as rochas sedimentares apresentam características geoquímicas semelhantes às rochas geradas em ambientes de arcos modernos. O estudo de proveniência de sedimentos, realizado por datação de zircão detrítico e de análises Sm-Nd, mostra que a seqüência tem fontes muito restritas e predominantemente ligadas a Orogênese Cariris Velhos, provavelmente ao arco continental adjacente.

Além desse conjunto de rochas ligadas ao ciclo Cariris Velhos, rochas associadas à Orogênese Brasileira também ocorrem. O granodiorito Sítios Novos intrude as demais unidades. Tratam-se de corpos granodioríticos isotrópicos ricos em enclaves máficos. Esses granitos apresentam afinidade com granitos de arco magmático. Análise U-Pb mostrou idade de 650 Ma e os isótopos de Nd mostram que sofreram forte contaminação em sua gênese. Rochas vulcânicas andesíticas e dacíticas com afinidade com arco continental intrudem a seqüência vulcanossedimentar de Marancó. Idades de 602 Ma (U-Pb, SHRIMP) foram obtidas nessas rochas. Os isótopos de Nd mostram características semelhantes às dos granitos Sítio Novos. Esse conjunto foi provavelmente gerado em arco de margem continental durante a Orogênese Brasileira.

A deformação foi dividida em dois principais ciclos. O primeiro ciclo evoluiu de tectônica compressiva com vergência para SSW para uma fase transcorrente sinistral. Três fases foram individualizadas. As relações de campo, sobretudo a das estruturas com os corpos graníticos datados, sugerem que essa deformação pode estar ligada a Orogênese Cariris Velhos. Um segundo ciclo deformacional, representado por zonas de cisalhamento transcorrentes que cortam toda a Faixa Sergipana, afeta as rochas do Domínio Marancó-Poço Redondo, porém em menor intensidade que o ciclo anterior. Esse segundo ciclo é relacionado à Orogênese Brasileira.

O Domínio Marancó Poço Redondo deve, portanto, configurar um arco continental e bacia adjacente gerados na margem sul do Maciço PEAL durante a Orogênese Cariris Velho. Esse bloco foi posteriormente descolado de seu local de origem e mais tarde acrescido à margem norte do Cráton do São Francisco durante a Orogênese Brasileira. O domínio registra evidências dos dois ciclos orogenéticos em questão e o entendimento da relação entre eles pode contribuir para o entendimento das faixas de dobramento pré-cambrianas e, sobretudo, da Faixa Sergipana.



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
Pós-Graduação em Geociências**

**Tectonic Evolution of the Marancó – Poço Redondo Domain: Records of the Cariris Velhos and Brasiliano Orogenesis in the Sergipano Belt, NE Brazil**

**ABSTRACT**

**Marcelo Juliano de Carvalho**

This Thesis aims to advance in the geological knowledge of the Sergipano Belt, by studying the tectonic evolution for two within seven lithotectonic domains: the Marancó – Poço Redondo Domain.

To reach the objective a detailed field work, that used four geological maps (1:100.000) from the Carira Project (PLGB, DNPM-CPRM, 1988) as base maps and a Landsat image, was carried out, with the aim to determinate the structural relationships between the main lithologies. Petrographic and geochemical analyses were performed and Sm-Nd isotopic and U-Pb (SHRIMP) data were acquired for the main rock types.

The data show that the Marancó and Poço Redondo domains are closely related. We propose the denomination of Marancó – Poço Redondo Domain for the group of rocks that occurs to the north of the Belo Monte-Jeremoabo Shear Zone and to the south of the Canindé do São Francisco sequence.

Field geology showed that the domain is composed by a migmatitic unit, which is intruded by several granitic bodies, and by a meta-volcano sedimentary sequence. The migmatites are orto-derived and intruded by at least three distinct granitic suites. The meta-volcano sedimentary sequence is characterized by immature sedimentary rocks. The main rock types include meta-greywacke, meta-pelites, quartzites and meta-conglomerades. Intermediate volcanics were probably the main source for the sedimentary sequence. Ultramafic rocks occur as tectonic slices intercalated to the sedimentary rocks

The geochemistry shows that the migmatites paleosome are granodioritic in composition and have geochemical affinities with magmatic arc plutonism. Two U-Pb (SHRIMP) ages of 980 and 960 were obtained for the migmatites. Theses ages link the migmatites to the Grenville/ Cariris Velho Orogeny. The Nd isotopic data allow us to consider them as continental margin arc plutons, were juvenile magmas interacted with continental crust. The Serra Negra augen gneiss intrudes the migmatites and the meta-volcano sedimentary sequence. Its geochemical data shows that it is probably late tectonic and associated with major transcurrent shear zones. A SHRIMP age of 951 Ma. was acquired for this granites, which means that they were generated soon after the migmatites.

In the meta-volcano sedimentary sequence, the sedimentary rocks show geochemical affinities with those generated in continental margin arc basins. A provenance study was carried out by dating detrital zircons and by Sm-Nd analyses in

the sedimentary rocks. This study showed that the sequence has a very restrict source, strongly dominated by Cariris Velho-aged rocks, probably related to the continental arc.

Besides the rocks closely related to the Cariris Velho Orogeny, Brasiliano/Pan-African aged rocks also occur. The Sítios Novos granite occurs as several intrusive, enclave-rich granodioritic bodies, which crosscut all the other rocks. Its geochemistry showed that it is calco-alkalic, metaluminous arc-related granite. A U-Pb (TIMS) analysis yields an age of 650 Ma and the Nd isotopic data shows strong contamination with older continental crust. Volcanic andesitic and dacitic arc-related rocks occur as dikes and sills cutting the metasedimentary sequence. Two samples were analyzed and yield U-Pb (SHRIMP) ages of 602 Ma. The Nd isotopic composition is very similar to that for the Sítios Novos granites.

The deformational history for the Marancó – Poço Redondo Domain can be divided in two major cycles. The first one evolved from a compressional tectonics that developed SSW thrust faults, to dominantly sinistral transcurrent within three deformational fazes. Field relationships, chiefly those between the dated granites and structures, allow the interpretation of that this first cycle is related to the Cariris Velhos Orogeny. The second one is represented by regional scale transcurrent shear zones, which affect only the borders the Marancó Poço Redondo Domain. This second cycle is related to the Brasiliano/Pan-African Orogeny.

Therefore, the Marancó Poço Redondo Domain represents a fragment of a continental margin arc and its related basin formed during the Greenville/Cariris Velhos Orogeny at the southern margin of the Pernambuco – Alagoas Massif. The domain was detached from its original tectonic setting and accreted to the northern margin of the São Francisco Craton during the Pan-African / Brasiliano Orogeny. It records features of these two major tectonic cycles and the understanding of their relationships can be very helpful on the understanding of the Precambrian fold belts, in special the Sergipano Belt.

# ÍNDICE

Resumo	v
Abstract	vii
Índice	x
Índice de Figuras	xii
<b>1- Introdução</b>	<b>1</b>
<b>2- Objetivo e metodologia</b>	<b>5</b>
<b>3-Contexto Geológico Regional</b>	<b>7</b>
<b>4- Geologia do Domínio Marancó-Poço Redondo</b>	<b>19</b>
<b>4.1-Migmatitos de Poço Redondo</b>	<b>21</b>
<b>4.2 - Unidades meta - vulcanossedimentares de Marancó</b>	<b>22</b>
4.2.1-Unidade Minuin	26
4.2.2-Unidade Morro do Bugi	37
4.2.3-Unidade Monte Alegre	38
4.2.4-Unidade Belém	40
4.2.5-Unidade Monte Azul	44
<b>4.3 - Granitóides Intrusivos</b>	<b>49</b>
4.3.1 - Granitóide Serra Negra	49
4.3.2 - Granitos Sítios Novos	54
4.3.3 - Granito Xingó	58
<b>5-Geologia estrutural</b>	<b>61</b>
<b>5-1- Deformação pré - migmatização</b>	<b>62</b>
<b>5.2 - Deformação associada ao primeiro ciclo deformacional</b>	<b>62</b>
5.2.1 - $D_n$	63
5.2.2- $D_{n+1}$	64
5.2.3 - $D_{n+2}$	71
<b>5.3 - Deformação associada ao segundo ciclo deformacional</b>	<b>77</b>
5.3.1- $D_{n+3}$	78
5.3.2- $D_{n+4}$	85
<b>6-Geoquímica</b>	<b>89</b>
<b>6.1-Granitóides</b>	<b>89</b>
<b>6.2 - Rochas metassedimentares</b>	<b>100</b>

<b>6.3 – Anfibolitos</b>	<b>112</b>
<b>6.4 - Rochas vulcânicas intermediárias</b>	<b>115</b>
<b>7- Geoquímica Isotópica e geocronologia</b>	<b>119</b>
<b>7.1 – Geocronologia U-Pb</b>	<b>119</b>
7.1.1- Metodologia	120
7.1.2 – Resultados	122
7.1.2.1 - Migmatitos de Poço Redondo	123
7.1.2.2 - Granitóide Serra Negra	124
7.1.2.3 - Rochas metassedimentares	131
7.1.2.4 - Granito Sítios Novos	142
7.1.2.5 - Rochas Vulcânicas	146
<b>7.2 - Isótopos de Nd</b>	<b>151</b>
7.2.1- Rochas Graníticas	156
7.2.2-Rochas Metassedimentares	160
7.2.3- Rochas Vulcânicas	163
<b>8- Discussão</b>	<b>167</b>
<b>8.1 - Associações litológicas do ciclo Cariris Velhos</b>	<b>167</b>
8.1.1- Evolução tectônica do domínio Marancó – Poço Redondo durante o ciclo Cariris Velhos	175
8.1.2- Geologia estrutural associada ao ciclo Cariris Velhos – Uma possibilidade	182
<b>8.2 - Litologias associadas ao Ciclo Brasileiro</b>	<b>185</b>
8.2.1- Evolução tectônica durante o ciclo Brasileiro	186
<b>9- Modelo para evolução tectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo</b>	<b>189</b>
<b>10- Referências Bibliográficas</b>	<b>191</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1-** Mapa geológico regional da Faixa Sergipana modificado por Araújo *et al.* (2003). Os números na legenda são: 1- Alinhamentos estruturais principais; 2- Transporte tectônico; 3- Zonas de cisalhamento transpressivas sinistras brasileiras; 4- Zonas de cisalhamento transpressivas dextras brasileiras. A - Domo de Itabaiana e B- Domo de Simão Dias \_\_\_\_\_ 8
- Figura 2-** Mapa geológico regional da Faixa Segipana onde Silva Filho e Torres (2002) definiram a compartimentação da faixa em dois cinturões. O Cinturão Segipano, a sul e o cinturão Sul-Alagoano ao norte \_\_\_\_\_ 11
- Figura 3-** Mapa de localização da área estudada. Estão indicadas as quatro cartas geológicas do Projeto Crira (PLGB, DNPM-CPRM, 1988) utilizadas nesse trabalho como base de mapeamento \_\_\_\_\_ 19
- Figura 4 –** Mapa Geológico \_\_\_\_\_ ANEXO
- Figura 5-** Perfis geológicos esquemáticos para a área estudada. O traço dos perfis está indicado no mapa da Figura 4 e no Anexo 1. As colorações e denominações de cada unidade geológica seguem também o padrão do mapa geológico. Nessa figura o perfil não está em escala com o mapa. No mapa geológico em anexo é possível observar os mesmos perfis em escala 1:100.000 \_\_\_\_\_ 27
- Figura 6-** Imagem do satélite Landsat ETM+ da área trabalhada. A figura representa exatamente a área representada no mapa geológico. Composição Colorida. RGB nas bandas 4/5/3. As áreas destacadas dizem respeito às figuras 8 \_\_\_\_\_ 29
- Figura 7-** Estereogramas onde estão plotadas as medidas para as deformações relacionadas ao primeiro ciclo deformacional. Em **A** observa-se os polos para os planos do acamamento e os eixos  $L_{n+1}b$ . As medidas plotadas são as médias das medidas para as dobras  $D_{n+1}$ ; em **B** estão plotados os polos dos planos de  $S_{n+1}$  e as lineações  $L_{n+1}x$ . Os eixos  $L_{n+2}b$  plotados referem-se as médias das medidas para as dobras  $D_{n+2}$ ; em **C** estão plotados os polos para os planos da foliação  $S_{n+2}$  e as lineações  $L_{n+2}x$  \_\_\_\_\_ 65
- Figura 8-** Imagem de satélite mostrando detalhe do extremo W da área do Domínio Marancó- Poço Redondo. Notar na imagem uma dobra regional  $D_{n+1}$  (no tracejado amarelo) que é cortada pela foliação  $S_{n+2}$  (tracejado em branco), rompendo seu flanco. As foliações são subparalelas. A figura mostra ainda redobramento de  $S_{n+1}/S_{n+2}$  pelo evento  $D_{n+4}$ , cujo traço plano axial pode ser visto em preto \_\_\_\_\_ 69
- Figura 9-** Esquema que ilustra as relações estruturais observadas em afloramentos no contato entre um dos plutons do granito Serra Negra e as rochas metassedimentares da Unidade Minuin. No desenho estão indicados os traços das foliações e suas atitudes no afloramento visitado, próximo a charneira de dobra  $D_{n+1}$  regional. Observar: **A-** acamamento  $S_0$  paralelo a foliação  $S_n$ , cortado pela foliação  $S_{n+1}$ ; **B-** detalhe mostrando o acamamento gradacional inverso, indicando topo para S. A ponta da caneta indica o sentido do topo; **C-** granito Serra Negra que ocorre encaixado no plano axial das dobras  $D_{n+1}$ . Notar que o granito não está deformado; **D-** detalhe do granito Serra Negra com o traço da foliação  $S_{n+2}$  \_\_\_\_\_ 73
- Figura 10-** **A-** Detalhe da imagem de satélite enfocando o corpo principal dos granitos Serra Negra. Notar o formato sigmoidal do corpo e a foliação  $S_{n+1}/S_{n+2}$  em branco. Notar também que as estruturas são truncadas pela foliação  $S_{n+3}$ , relacionada a ZCBMJ e traçada em amarelo. Em **B** foto de afloramento da facies augen gnaissica de borda desse mesmo corpo onde os fenocristais de feldspato potássico são deformados. Notar semelhança entre as estruturas, só com o objetivo ilustrativo. Ambas as figuras estão orientadas na mesma direção \_\_\_\_\_ 75

**Figura 11-** Esquema mostrando, de maneira simplificada, as relações estruturais observadas em campo, para as deformações associadas ao primeiro ciclo deformacional. Notar no esquema: (i) a geometria das estruturas de cavalgamento ( $D_{n+1}$ ), prevalecendo os cavalgamentos direcionados para SSW, verticalizados em direção ao NNE e gerando retroempurrões para N; (ii) a instalação de zonas de cisalhamento transcorrentes ( $D_{n+2}$ ) paralelas aos empurrões e ou reativando-os sinistralmente; (iii) a colocação dos granitóides Serra Negra nessas falhas transcorrentes, posteriormente aos cavalgamentos; (iv) a colocação de lascas de rochas ultramáficas junto às falhas inversas; e (v) as lineações de estiramento nas paredes de falha. Na figura estão representados: Migmatitos (-); granitos Serra Negra (+); rochas ultramáficas (traços grossos em preto); e a sequência metavulcamossedimentar (branco e faixas cinza) \_\_\_\_\_ 78

**Figura 12** - Esquema ilustrando as características estruturais principais das deformações associadas ao primeiro ciclo deformacional e as interferências entre elas. Na figura estão ilustrados três principais domínios estruturais, relacionados a prevalescência das estruturas geradas pelos dois eventos principais ( $D_{n+1}$  e  $D_{n+2}$ ). Nos locais mais afastados das zonas de cisalhamento direcionais  $D_{n+2}$  predominam as estruturas de cavalgamento  $D_{n+1}$ , com dobras de plano axial mergulhando normalmente para NNE e eixos dobrados pela influência de  $D_{n+2}$ ; Nas proximidades das Zcs direcionais há forte interferência entre as estruturas com o desenvolvimento de dobras  $D_{n+2}$ , assimétricas, com eixos caindo em alto ângulo principalmente para E; Nas zonas de cisalhamento geradas em  $D_{n+2}$  a foliação milonítica é forte. Também ocorrem dobras sin - milonitização. O padrão de interferência entre as estruturas é típico de ambientes transpressivos, onde a reconstrução das estruturas em três dimensões é um desafio \_\_\_\_\_ 79

**Figura 13** - Imagem de radar (SRTM) onde pode-se observar as principais características estruturais do Domínio Marancó-Poço Redondo. Estão traçadas as estruturas  $D_{n+1}$ / $D_{n+2}$  em vermelho, as estruturas  $D_{n+3}$  relacionadas a ZCBMJ em amarelo e as estruturas  $D_{n+4}$  em preto. Notar o forte arrasto das estruturas  $D_{n+1}$ / $D_{n+2}$  na ZCBMJ \_\_\_\_\_ 80

**Figura 14** - Desenhos esquemáticos mostrando as estruturas relacionadas ao segundo ciclo deformacional, nas proximidades da ZCBMJ. Em A está representada a ZCBMJ e a relação entre as estruturas geradas por ela ( $D_{n+3}$ , representada também no estereograma), as estruturas tardias a ela ( $S_{n+4}$  e dobras kink  $D_{n+4}$ ) e as estruturas pretéritas, geradas no ciclo anterior. Para facilitar, as estruturas relacionadas ao primeiro ciclo estão em cinza e as relacionadas ao segundo ciclo em preto. Em B está representado detalhe marcado pelo quadrado em A. Notar as direções contrastantes do plano axial das kinks  $D_{n+4}$ , mostrados também em foto do afloramento MMC 30. Notar ainda as duas famílias principais de estruturas extensionais (tension gashes). O tensor regional foi colocado com base na observação das estruturas. \_\_\_\_\_ 87

**Figura 15** - Diagrama que confronta os teores de  $SiO_2$  e MALI (Modified Alkali-lime Index) (Frost *et al.*, 2001) para as rochas graníticas. Estão plotadas as amostras dos granodioritos de Poço Redondo (triângulos cinza), granitos Serra Negra (losangos pretos) e granitóides Sítios Novos (círculos vazios) \_\_\_\_\_ 91

**Figura 16** - Diagrama que plota os valores de  $SiO_2$  contra os valores do número de ferro ( $Fe^* = FeO(t)/(FeO(t) + MgO)$ ) proposto por Frost *et al.* (2001). O diagrama é dividido em dois campos: o campo de granitóides ricos em FeO (campo Ferroan ou férrico); e o campo dos granitóides ricos em MgO (Magnesian ou magnesianos). No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada na Figura 15 \_\_\_\_\_ 92

**Figura 17** - Diagrama do Índice de Shand para as rochas graníticas. O diagrama é dividido nos campos de granitos Peraluminosos, Metaluminosos e Peralcalinos. No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores \_\_\_\_\_ 94

**Figura 18** - Diagramas discriminativos de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1983). Nos diagramas estão divididos os campos de granitos gerados em arco magmático (VAG); cadeias meso-oceânicas (ORG); sin-colisionais (Syn-COLG) e dos granitos anorogênicos ou pós-colisionais (WPG). Notar que mais uma vez os granitóides de Poço Redondo e Sítios Novos apresentam características distintas àquelas apresentadas pelos granitos Serra Negra. No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores \_\_\_\_\_ 95

**Figura 19** - Diagramas que confrontam Ga/Al contra  $K_2O + Na_2O$ ,  $(K_2O + Na_2O)/CaO$ ,  $K_2O/MgO$  e  $FeO^*/MgO$  (Whalen *et al.*, 1987). Em todos eles as amostras se comportam de maneira semelhante. As amostras dos granodioritos Poço Redondo e dos granitóides Sítios Novos têm características semelhantes. Os granitos Serra Negra plotam principalmente no campo dos granitos anorogênicos (tipo A), na maioria das vezes próximo ao limites entre os campos. No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores \_\_\_\_\_ 96

**Figura 20** - Diagrama que confronta a soma dos elementos traços  $Zr + Nb + Ce + Y$  contra a razão  $(K_2O + Na_2O)/CaO$  (Whalen *et al.*, 1987). Nesse diagrama mais uma vez as tendências se repetem. Os autores dividem esse diagrama em três campos principais. O campo dos granitos tipo A; campo dos granitos fracionados (GF) e dos granitos ultrafracionados (GUF). No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores \_\_\_\_\_ 97

**Figura 21** - Diagramas que confrontam a razão Ga/Al com os teores de Nb e Zr (Whalen *et al.*, 1987) para as rochas graníticas. Mais uma vez as amostras dos granodioritos de Poço Redondo apresentam comportamento semelhante ao das amostras dos granitóides Sítios Novos e os granitos Serra Negra se destacam, plotando no campo dos granitóides do tipo A. No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores \_\_\_\_\_ 98

**Figura 22** - Diagrama multi - elementar (spidergram) para as amostras dos granitos Serra Negra. No diagrama estão plotadas as curvas médias para os granitos anorogênicos tipo Sabaloka (Pearce *et al.*, 1984) e a curva média para os granitóides tipo Taquaritinga, Zona Transversal da Província Borborema (Sá *et al.*, 2002). Notar que o comportamento dos granitos Serra Negra é bastante similar ao apresentado pelos dois granitóides plotados e já bem definidos como do tipo A \_\_\_\_\_ 99

**Figura 23** - Diagrama triangular para classificação de granitos anorogênicos/ pós-tectônicos que plota  $Nb-Y-Zr/4$  (Eby, 1992) onde estão plotadas as amostras do granito Serra Negra. O diagrama é dividido em dois campos. O campo superior é característico de granitos anorogênicos gerados através de fontes de contribuição mantélica (astenosfera) e no campo inferior devem plotar granitos anorogênicos que têm a crosta continental como principal fonte. Todas as amostras dos granitos Serra Negra plotam no campo inferior \_\_\_\_\_ 100

**Figura 24-** Diagramas Harker onde os valores de SiO<sub>2</sub> são plotados contra os valores dos demais óxidos para as rochas metassedimentares de Marancó. Notar, na coluna da esquerda, os elementos que têm correlação com SiO<sub>2</sub> \_\_\_\_\_ 103

**Figura- 25-** Diagrama Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> +MgO x TiO<sub>2</sub> para as rochas metassedimentares da seqüência Marancó. No diagrama estão também plotadas as médias das composições de rochas de arco insular (Tamworth Suite), arco continental (Hill End Suite), margem ativa (Hodgkinson Suite) e margem passiva (Bendigo Suite) (Bhatia e Crook, 1986), representadas por cruces nos campos correspondentes: A- arco insular; B- arco continental; C- margem ativa e D- margem passiva \_\_\_\_\_ 104

**Figura 26-** Diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+SiO<sub>2</sub> x Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> +MgO para as rochas metassedimentares da seqüência Marancó. No diagrama estão também plotadas as médias das composições de rochas de arco insular (Tamworth Suite), arco continental (Hill End Suite), margem ativa (Hodgkinson Suite) e margem passiva (Bendigo Suite) (Bhatia e Crook, 1986), representadas por cruces nos campos correspondentes: A- arco insular; B- arco continental; C- margem ativa e D- margem passiva \_\_\_\_\_ 105

**Figura 27-** Diagrama SiO<sub>2</sub> x Log (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O) (Roser & Korsch, 1986). Os campos são: A- arco de ilha; B- margem continental ativa; e C- margem continental passiva (Roser & Korsch, 1986). No diagrama estão plotadas também amostras da média da composição de rochas de arco insular (Tamworth Suite), hexágono cheio; arco continental (Hill End Suite) hexágono vazio; margem ativa (Hodgkinson Suite), triângulo; e margem passiva (Bendigo Suite), quadrado, todos na Austrália e levantados por Bhatia & Crook (1986) \_\_\_\_\_ 106

**Figura 28-** Diagrama de funções discriminativas de (Roser & Korsch, 1986). Os campos são: A- fontes dominadas por material ígneo máfico; B- ígneo intermediário; C- ígneo félsico; e D- rochas sedimentares recicladas. Símbolos como na figura 27 \_\_\_\_\_ 107

**Figura 29-** Diagrama ternário Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x Zr x TiO<sub>2</sub> (Garcia *et al.*, 1994) onde estão plotadas as rochas metassedimentares da seqüência Marancó. Observar o curto intervalo de fracionamento entre Zr e TiO<sub>2</sub> evidenciando o baixo fracionamento entre esses elementos, característica de imaturidade das rochas. Notar algumas amostras mais fracionadas, provavelmente mais maduras \_\_\_\_\_ 108

**Figura 30-** Diagrama binário Na<sub>2</sub>O x TiO<sub>2</sub>/Zr (Garcia *et al.*, 1994) que ilustra o comportamento de Na<sub>2</sub>O em relação a TiO<sub>2</sub>/Zr. Notar que nesse diagrama os dois principais grupos de amostras propostos podem ser razoavelmente separados \_\_\_\_\_ 109

**Figura 31-** Diagramas que mostram a relação positiva entre TiO<sub>2</sub> e Cr e Nb e Th e Ce. Notar que a correlação positiva observada entre TiO<sub>2</sub> e Cr e TiO<sub>2</sub> e Nb sugere que Cr e Nb originalmente foram retidos na fração argilosa dos sedimentos, baseado nas correlações negativa entre TiO<sub>2</sub> e SiO<sub>2</sub> e positiva entre TiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> \_\_\_\_\_ 111

**Figura 33-** Diagrama discriminativo envolvendo La e Th de Bhatia & Crook (1996). No diagrama também estão plotadas as médias de grauvacas de arco insular (losango cheio), arco continental (losango vazio), margem ativa (triângulo deitado) e margem passiva (quadrado), dados desses mesmos autores. Notar que, como vem ocorrendo sistematicamente, algumas amostras plotam no campo de margem continental ativa e passiva. Os campos são: A- arco insular; B- arco continental; e C-D- Margem ativa e margem passiva. Símbolos como nas anteriores \_\_\_\_\_ 112

**Figura 34-** A- Diagrama ternários envolvendo La, Th e Sc e Th. Campos como na figura 18 e símbolos como nas anteriores. (Bhatia & Crook, 1986) B- Diagrama ternário envolvendo Th, Sc e Zr. Nesse os campos C e D são individualizados (Bhatia & Crook, 1986). Notar em (A) as amostras do grupo de rochas imaturas plotam nos campos de arco insular e arco continental, e as amostras do grupo mais maturo no campo de margem ativa/passiva. No segundo (B), que separa ainda os campos de margem ativa e passiva, as

- amostras têm o mesmo comportamento. A maioria plota nos campos de arco, algumas no campo de margem ativa e as maduras no campo de margem passiva \_\_\_\_\_ 113
- Figura 35** - Diagrama multi-elementar (Spidergram) para as rochas metassedimentares da seqüência Marancó. O envelope cinza representa as análises realizadas. A curva em preto representa a média de rochas sedimentares relacionadas a arcos continentais de Bhatia & Crook (1986). Notar as anomalia negativas de Nb e positiva de Ba. Os valores foram normalizados ao manto primitivo segundo valores de McDonough *et al.* (1992) \_\_113
- Figura 36** - Diagrama de classificação química e nomenclatura de rochas magmáticas (Cox *et al.*, 1979). Estão plotadas no diagrama as amostras de rochas vulcânicas andesíticas e dacítica além dos anfibolitos. Símbolos- Círculos- rochas vulcânicas intermediárias; quadrado- anfibolitos \_\_\_\_\_114
- Figura 37** - Diagrama AFM que mostra o limite entre os campos de rochas cálcio alcalinas e tholeíticas (Irvine & Baragar, 1971). Estão plotadas na figura as rochas vulcânicas da Subunidade Marancó e os anfibolitos. Símbolos como na figura 36 \_\_\_\_\_115
- Figura 38** - Diagrama de Le Maitre *et al.* (1989) e inserindo a nomenclatura de Rickwood (1989). Estão plotadas as rochas vulcânicas da Subunidade Marancó e as rochas anfibolíticas. Símbolos como nas anteriores \_\_\_\_\_116
- Figura 39** - Diagrama  $SiO_2 \times (FeO/MgO)$ . Estão plotadas as rochas vulcânicas da Subunidade Marancó e as rochas anfibolíticas. Símbolos como nas anteriores \_\_\_\_117
- Figura 40** - Diagrama discriminativo de ambiente geotectônicos (Pearce, 1984). Estão plotadas as rochas vulcânicas da Subunidade Marancó e as rochas anfibolíticas. Todas as amostras de rochas vulcânicas da seqüência Marancó plotam no campo das rochas geradas em arco magmatico. Símbolos como nas anteriores \_\_\_\_\_118
- Figura 41** - Diagrama multi-elementar (Spidergram) para as rochas vulcânicas intermediárias da seqüência Marancó. Notar as anomalia negativas de Nb e Sr e positiva de Ba. Notar também a semelhança com o padrão das curvas das rochas metassedimentares. Os valores foram normalizados ao manto primitivo segundo valores de McDonough *et al.* (1992) \_\_\_\_\_118
- Figura 42** - A- Imagens de catôdo - luminescência de alguns cristais de zircão da amostra MMC 90A. As imagens ilustram um exemplo geral do aspecto dos cristais. Notar as auréolas metamórficas presentes na maioria dos cristais, porém em dimensões que não permitiram sua análise. A- Diagramas concórdia para os cristais analisados. No gráfico da esquerda observam-se todos os pontos razoavelmente concordantes analisados. No gráfico da direita as análises utilizadas para o cálculo da idade concórdia \_\_\_\_\_125
- Figura 43** - A- Imagens de catôdo-luminescência de alguns cristais de zircão da amostra MMC 322. As imagens ilustram um exemplo geral do aspecto dos cristais. Notar a dimensão dos cristais, a forma prismática alongada e as fraturas, além de raras auréolas metamórficas. A- Diagramas concórdia para os cristais analisados. No gráfico da direita observa-se a idade  $206Pb/238U$  obtida, no da esquerda a idade  $206Pb/207Pb$  \_\_\_\_127
- Figura 44** - A- Imagens de catôdo-luminescência de alguns cristais de zircão da amostra MMC 317. Notar a presença de dois principais grupos de zircão. Nas duas imagens da direita exmplos da população menos abundante e nas fotos da esquerda zircões da população mais abundante. B- Diagramas concórdia para os cristais analisados.1- Diagrama com todos os pontos analisados; 2-Idade concórdia da população mais jovem (cristalização); e 3- Idade concórdia da população mais antiga (herança) \_\_\_\_\_129
- Figura 45** - Diagramas concórdia (A a E) e diagrama de probabilidade de ocorrência para os grãos analisados da amostra MMC 19.2 A. Em A estão plotados todos os grãos analisados; em B idade conseguida para os dois grãos paleoproterozóicos; em C todos os grãos de idade grenvilliana/caririana; em D a idade obtida para a população dominante, considerada como idade máxima de deposição e; em E a idade da outra população de

zircões associados ao Cariris Velhos. No diagrama de probabilidade de ocorrência estão plotados todos os pontos, onde fica muito clara a predominância da população de 970 Ma.

133

**Figura 46** - Diagramas concórdia (A a E) e diagrama de probabilidade de ocorrência para os grãos analisados da amostra MMC 328. Em A estão plotados todos os grãos analisados; em B todos os grãos analisados com idade associada ao Cariris Velhos; em C a idade da população dominante; em D a idade obtida para a população mais jovem, considerada como idade máxima de deposição e; em E a idade da população mais antiga de zircões associados ao Cariris Velhos. No diagrama de probabilidade de ocorrência estão plotados todos os pontos, onde fica muito clara a predominância de populações associadas à Orogênese Cariris Velhos

137

**Figura 47** - Diagramas concórdia (A a E) e diagrama de probabilidade de ocorrência para os grãos analisados da amostra MMC 328. Em A estão plotados todos os grãos analisados; em B todos os grãos analisados com idade associada ao Cariris Velhos e a idade calculada para a população; em C as duas populações de zircões arqueanos; em D a idade obtida para a população mais antiga de zircões arqueanos e; em E a idade da população mais jovem de zircões arqueanos. No diagrama de probabilidade de ocorrência estão plotados todos os pontos, onde fica muito clara a predominância de populações associadas a Orogênese Cariris Velhos

139

**Figura 48** - Diagramas concórdia (A a C) e diagrama de probabilidade de ocorrência para os grãos analisados da amostra MMC 328. Em A estão plotados todos os grãos analisados; em B a idade calculada para a população mais antiga e; em C a idade da população dominante, mais nova e considerada como idade máxima de deposição. No diagrama de probabilidade de ocorrência estão plotados todos os pontos, onde pode-se identificar algumas subpopulações, todas de idades associadas ao Ciclo Cariris Velhos

143

**Figura 49** - Diagrama de probabilidade de ocorrência para todos os grãos de zircão detríticos analisados nas rochas metassedimentares da sequência Marancó. Nesse diagrama fica bastante claro o forte domínio de rochas de idades associadas a Orogênese Cariris Velhos como fonte de sedimentação para as rochas metassedimentares

145

**Figura 50** - Diagrama concórdia onde estão plotadas as análises de zircões do granito Sítios Novos. A idade de  $651,2 \pm 5,7$ , obtida em três frações é aqui considerada como idade de cristalização desse granitóide

145

**Figura 51** - Imagens de catodo-luminiscência em cristais de zircão da amostra de rocha vulcânica dacítica MMC 14. Notar: em A- imagem geral onde aparecem as duas principais populações observadas; B e C- zircões da população menos abundante, maiores e com estrutura interna mais definida e complexa. Esses forneceram idades associadas ao Ciclo Cariris Velhos e são considerados como herdados; D, E e F- zircões da população mais abundante, normalmente prismáticos e menores, com estrutura interna mais simples. A idade dos zircões dessa população é considerada como idade de cristalização dessa rocha vulcânica

147

**Figura 52** - Diagramas concórdia para a amostra MMC 14, representante das rochas vulcânicas dacíticas do Subdomínio Marancó. Notar em: A- estão plotados todos os pontos analisados; B- idade concórdia calculada para a população mais jovem, considerada como idade de cristalização da rocha; C e D- idades de pequenas populações associadas ao Ciclo Cariris Velhos, consideradas como herdadas; e E- idade calculada apenas para dois cristais de zircão. Não há registro dessa idade em rochas na região

149

**Figura 53** - Imagens CL e diagramas concórdia para os cristais de zircão da amostra MMC 149, representante das rochas andesíticas do Subdomínio Marancó. Nas fotos: A e B - zircões da pop. Mais abundante, cuja idade é considerada como de cristalização; C e D - zircões considerados herdados. Nos diagramas: em A estão plotados todos os pontos

analisados; em B idade calculada para a população dominante e em C- idade concórdia calculada para a mesma população (95% de concordância), considerada como a idade de cristalização da rocha \_\_\_\_\_ 153

**Figura 54** - Mapa geológico simplificado do Domínio Marancó - Poço Redondo onde estão plotadas as amostras analisadas para isótopos de Nd. Os valores representados são as idades TDM obtidas. Na tabela, em anexo 5. \_\_\_\_\_ 157

**Figura 55** - Diagrama Nd x T para as rochas graníticas do Domínio Marancó - Poço Redondo, onde pode-se observar as linhas de crescimento de Nd para as amostras analisadas. Os símbolos são: triângulo cinza- paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo; losango preto- Granito Serra Negra e; círculo cheio - granitóide Sítios Novos. Os valores de eNd(t) para as rochas migmatíticas foram plotados para a idade de 980 Ma; para os granitos Serra Negra para 950 Ma e para os granitos Sítios Novos, 650Ma \_\_\_\_ 159

**Figura 56** - Diagrama Nd x T para as rochas metassedimentares da sequência Marancó, onde pode-se observar as linhas de crescimento de Nd para as amostras analisadas. Os símbolos são: - Unidade Monte Azul; - Unidade Belém; - Unidade Monte Alegre; - Unidade Morro do Bugi; e Unidade Minuim. Os valores de eNd(t) foram plotados para uma idade de 970 Ma, idade esta considerada como idade próxima da deposição \_\_\_\_ 161

**Figura 57** - Diagrama Nd x T para as rochas vulcânicas e anfíbolitos do Domínio Marancó - Poço Redondo, onde pode-se observar as linhas de crescimento de Nd para as amostras analisadas. Os símbolos são: triângulo cheio - anfíbolitos da Unidade Minuim e; losango preto- andesitos e dacitos. Os valores de eNd(t) para as rochas anfíbolíticas foram plotados para a idade de 1200 Ma; para as vulcânicas andesíticas foram plotadas para 600 Ma \_\_\_\_\_ 165

**Figura 58** - Diagrama que ilustra o fracionamento de Sm/Nd em relação ao CHUR, contra os valores de ENd (960 Ma) (McLennan & Hemming, 1992), para as rochas metassedimentares do Domínio Marancó - Poço Redondo. Os campos plotados dizem respeito a média das composições isotópicas de Nd para esses ambientes (McLennan & Hemming, 1992). As amostras plotam entre os campos de arco e de crosta continental paleoproterozóica, tendendo mais ao arco \_\_\_\_\_ 173

**Figura 59** - Diagrama de modelagem isotópica de Nd (Chen & Jahn, 2002) que plota a concentração de Nd (em ppm) contra os valores de E Nd para as rochas metassedimentares do Domínio Marancó - Poço Redondo. Na figura estão plotados as médias das composições isotópicas das rochas de arco atribuídas à Orogênese Cariris Velhos e a média das rochas da crosta continental paleoproterozóica do Maciço PEAL (Silva Filho *et al.*, 2002-b). As amostras mais uma vez têm comportamento misto, tendendo às rochas de arco associadas ao ciclo Cariris Velhos. \_\_\_\_\_ 174

**Figura 60** - Diagramas que ilustram as idades (U-Pb- SHRIMP) obtidas em zircões detríticos do Domínio Macururé (Oliveira *et al.*, 2005) e das rochas metassedimentares do Domínio Marancó - Poço Redondo. Notar a grande semelhança estatística entre as idades obtidas para os dois domínios \_\_\_\_\_ 177

**Figura 61** - Diagramas de evolução isotópica de Nd. No diagrama A estão plotadas as amostras de rochas metassedimentares do Domínio Marancó - Poço Redondo. Em B estão plotadas as rochas graníticas, sendo: círculo- migmatito Poço Redondo; quadrado - G. Serra Negra; e losango - G. Sítios Novos. Os envelopes traçados dizem respeito às composições isotópicas dos dois principais domínios do Maciço PEAL (Silva Filho *et al.*, 2002b) \_\_\_\_\_ 180

**Figura 62** - Modelo de região de arco continental/forearc proposto para as rochas do Domínio Marancó - Poço Redondo \_\_\_\_\_ 182

**Figura 63** - Modelo de evolução geotectônica proposta nesse trabalho para o Domínio Marancó - Poço Redondo e suas correlações com os domínios adjacentes \_\_\_\_\_ 191

## ***1- INTRODUÇÃO***

A Faixa Sergipana (FS) é um cinturão de rochas dobradas de forma triangular que ocorre na porção sul da Província Borborema, bordejando o Cráton do São Francisco (CSF). É parte de um orógeno que conecta as faixas Onbanguides, na África, e Riacho do Pontal, formando um mega-orógeno que circunda a porção norte do CSF/Congo, gerado durante a Orogênese Brasileira/Panafrica. Pode ser considerada como um dos orógenos pré-cambrianos mais completos, onde vários elementos geológicos /geotectônicos estão presentes, fato que permite sua comparação com os sistemas orogênicos modernos.

A FS é limitada ao sul pelas rochas gnáissicas paleoproterozóicas e arqueanas do CSF e ao norte pelos gnaisses e granitóides do Maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL). Tem sido dividida em dois cinturões: o Cinturão Sergipano, a sul, dominado por litotipos metassedimentares e alguns domos do embasamento e limitado ao sul pelo CSF e a norte pela Zona de Cisalhamento Belo Monte- Jeremoabo (ZCBMJ); e o Cinturão Sul-alagoano a norte, ocorrendo entre essa zona de cisalhamento e o Maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL), onde seqüências meta-vulcanossedimentares e rochas plutônicas dominam.

As rochas da FS são distribuídas em sete principais domínios litotectônicos (Davinson & Santos, 1989). O Domínio Estância é o domínio mais ao sul e recobre os gnaisses do CSF. Tratam-se de rochas sedimentares (pelitos, calcários e arenitos) metamorfisadas em baixo grau (sub-xisto verde) e fracamente deformadas. Normalmente mostram feições de deformação sin-sedimentação. O Domínio Vaza Barris ocorre a norte do Domínio Estância e é marcado pela ocorrência de rochas metassedimentares (tilitos, metapelitos, metacalcários e quartzitos) metamorfisadas em fácies xisto verde. A deformação é penetrativa e muito mais acentuada. Domos gnáissicos associados ao embasamento (Itabaiana e Simão Dias) ocorrem nesse domínio. O Domínio Macururé ocorre a norte do Domínio Vaza Barris e é caracterizado por rochas metassedimentares (quartzo – granada - mica xistos e metapelitos), rochas vulcânicas máficas e granitos intrusivos. O metamorfismo é crescente de sul para norte (de xisto verde a anfíbolito) e a deformação semelhante à do Domínio Vaza Barris. O Domínio Marancó é separado do Domínio Macururé pela ZCBMJ. Esse domínio marca um incremento na ocorrência de rochas vulcânicas e plutônicas e nas características deformacionais. É caracterizado por rochas metassedimentares imaturas (metagrauvas e metarrimitos, quartzitos e metaconglomerados) intercaladas a lascas de rochas máfico-ultramáficas e diques de rochas vulcânicas andesíticas e dacíticas e intrudidas

por granitóides diversos. O metamorfismo chegou à fácies anfibolito e a deformação é sempre bastante acentuada. O Domínio Poço Redondo é caracterizado por gnaisses migmatíticos e granitos intrusivos e separa o Domínio Marancó do Domínio Canindé, que é caracterizado por uma seqüência de rochas vulcânicas máficas e ácidas, rochas metassedimentares predominantemente pelíticas e por um complexo gabróico intrusivo. Por fim, o Domínio Sul - Alagoas ocorre em contato com as rochas do PEAL e é caracterizado por rochas metavulcanossedimentares.

Apesar das divisões e subdivisões acima descritas, ainda não há consenso sobre evolução da tectônica da FS. Existem duas principais vertentes teóricas: uma que a considera como um orógeno colisional completo, onde os domínios seriam representantes de ambientes geotectônicos geneticamente relacionados e contínuos, e outra que a interpreta como uma colagem entre terrenos tectono-metamórficos distintos. A continuidade entre os diferentes domínios já foi sugerida, e, de certa forma, demonstrada na literatura, para os três domínios que ocorrem ao sul da ZCBMJ. Os modelos para os domínios ao norte dessa estrutura ainda são imprecisos.

O primeiro fator que dificulta as interpretações sobre a evolução tectônica da faixa é a indefinição dos ambientes geotectônicos onde as rochas dos domínios foram geradas. Sem a definição desses ambientes não é possível construir um arcabouço geotectônico, inserindo e correlacionando os principais domínios ao contexto geotectônico. Outro fato complicador é a falta de idades para os principais litotipos de cada domínio.

Esse problema está diretamente ligado à escassez de dados geocronológicos e geoquímicos para os principais litotipos de cada domínio, o que implica na simplificação dos eventos evolutivos. Um forte indício são as interpretações dos domínios metavulcanossedimentares a norte da ZCBMJ, onde novas idades, já publicadas ou inéditas, têm apontado para uma evolução mais extensa e não restrita ao Ciclo Brasileiro, com importante contribuição do Ciclo Cariris Velhos na geração e talvez na deformação das rochas.

Outro problema que complica as interpretações existentes até o presente momento é a interferência e a falta de definição das características estruturais nos diferentes domínios. A policiclicidade e a interferência das estruturas geradas provavelmente durante os dois principais ciclos acima mencionados contribuem para os modelos divergentes de interpretação. O paralelismo entre as estruturas é o fator que mais complica as interpretações. Não é fácil, e por enquanto nem é muito clara, a separação das estruturas em relação ao tempo em que foram geradas. Por isso, dados geocronológicos obtidos sobre rochas com gênese bem definida, que

estejam claramente associadas a eventos deformacionais, são de fundamental importância para que essas relações se tornem mais claras.

Os Domínios Poço Redondo e Marancó são os primeiros ao ocorrer a norte da ZCBMJ. Consistem em um bloco de rochas migmatíticas e numa associação de rochas vulcanossedimentares associadas a ele, intercaladas a lascas de rochas ultramáficas e intrudidas por granitóides de diferentes gêneses. Pela sua grande diversidade geológica, onde ocorrem rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, e pelo posicionamento geotectônico, adjacente ao que vem sendo considerado como limite entre cinturões diferentes, o domínio é peça importante para o esclarecimento da evolução da porção norte da FS.

Silva Filho (1998) sugeriu que o Domínio Marancó foi gerado em ambiente de arco intra-oceânico, associado à Orogênese Cariris Velhos, no início do Neoproterozóico. Entretanto alguns problemas existem nessa sugestão. A interpretação carece de dados geoquímicos e principalmente isotópicos para os litotipos estudados. A deformação também não é discutida e não é claro se está associada ao ciclo Cariris Velhos ou ao ciclo Brasileiro, ponto que vem sendo constantemente discutido na literatura nas áreas onde ocorrem rochas associadas à Orogênese Cariris Velhos. A relação das rochas do Domínio Marancó com os domínios adjacentes, principalmente com o domínio Poço Redondo, também não é discutida na literatura.

A obtenção desses dados é necessária para que se esclareça um dos principais pontos de discussão sobre a evolução dos domínios na Faixa Sergipana: se o Domínio Marancó tem sua gênese ligada à Orogênese Cariris Velhos, como propõe Silva Filho (1998), qual foi o contexto geotectônico dessa orogênese e qual o papel da Orogênese Brasileira no retrabalhamento dessas rochas?

O entendimento dessas relações nos domínios Marancó e Poço Redondo pode auxiliar no esclarecimento das relações entre esses dois ciclos orogenéticos na construção da Faixa Sergipana.

Esta tese documenta as feições de campo e relações estruturais entre os litotipos dos domínios. Além disso, apresenta a caracterização geoquímica de rochas metassedimentares, vulcânicas e plutônicas, dados de isótopos de Nd e idades U-Pb (SHRIMP e TIMS) para os principais litotipos do domínio. Com base nos dados apresentados, um modelo geotectônico de geração é proposto, assim como sua inter-relação com os domínios vizinhos e seu papel na evolução geotectônica de parte da Faixa Sergipana.

## **2- OBJETIVO E METODOLOGIA**

Esta tese teve por objetivo determinar o ambiente geotectônico de formação das rochas do Domínio Marancó e Poço Redondo e seu posicionamento no tempo geológico, como uma contribuição ao entendimento de faixas orogênicas pré-cambrianas e, em particular, a Faixa Sergipana.

Para que esse objetivo fosse alcançado a seguinte metodologia foi seguida:

- Trabalhos de campo – foram realizados aproximadamente 100 dias de campo, divididos em três etapas, que tiveram como base as quatro cartas geológicas em escala 1:100.000 do Projeto Carira (PLGB – DNPM/CPRM). O objetivo foi a observação em maior detalhe das relações entre os principais litotipos e das suas características estruturais e a amostragem para os estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos. Imagem de satélite LANDSAT-ETM foi utilizada para o traçado das principais estruturas;
- Petrografia dos principais litotipos, com o objetivo de definir as rochas e as paragêneses minerais e selecionar amostras para os estudos geoquímicos e isotópicos. Para isso, aproximadamente 150 seções delgadas foram descritas;
- Geoquímica em rocha total – objetivou obter as características geoquímicas (elementos maiores e traços) dos litotipos mais representativos de ambos os domínios. Foram analisadas 18 amostras de rochas metassedimentares, 12 amostras de rochas vulcânicas e 16 amostras de granitos e migmatitos. Diagramas classificatórios de ambientes geotectônicos foram utilizados como forma de apoio às interpretações de ambientes genéticos. A amostragem das rochas analisadas visou à coleta de porções mais homogêneas, que representassem exatamente o que se queria investigar. As rochas foram britadas em britador de mandíbulas, homogeneizadas por quarteamento e posteriormente moídas em moinho de bolas, utilizando cadinhos e bolas de Agatha. O pó foi peneirado em peneira com malha de 200 mesh e as porções que resistiram à moagem foram pulverizadas em cadinhos de Agatha. Foram então confeccionadas pastilhas prensadas para a análise de elementos traços, e pastilhas fundidas para a análise dos elementos maiores. As pastilhas foram analisadas por difratometria de raios-X no Laboratório de Geoquímica da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Duplicatas foram analisadas a cada 10 amostras para controle dos resultados. A metodologia de controle de qualidade utilizada pode ser obtida junto ao laboratório citado;

- Geologia isotópica – objetivou a obtenção de dados de isótopos de Nd e U-Pb nos principais litotipos. Os dados de isótopos de Nd foram obtidos com a finalidade de auxiliar nas interpretações sobre a evolução crustal dos domínios e para estudos de proveniência de sedimentos. Foram analisadas 17 amostras de rochas metassedimentares, 10 amostras de rochas vulcânicas e 6 amostras de rochas graníticas e migmatíticas. Os dados de U-Pb (SHRIMP e TIMS) foram obtidos nos principais litotipos com a finalidade de obter sua idade de formação e também para estudos de proveniência dos sedimentos. Para isso foram analisadas 4 amostras de rochas metassedimentares, 1 amostra de rocha vulcânica dacítica, 1 amostra de rocha vulcânica andesítica, 2 amostras do paleossoma dos migmatitos, 1 amostra do granito Serra Negra e 1 amostra do granito Sítios Novos. A metodologia utilizada em ambos os procedimentos estão descritas em detalhe no Capítulo 7, sobre geologia isotópica e geocronologia;
- É importante salientar que este trabalho é vinculado a um projeto maior, coordenado pelo orientador de tese. Esse projeto tem visado o entendimento da evolução geotectônica da Faixa Sergipana como um todo, com base em geologia de campo, estudos de proveniência de sedimentos e obtenção de dados geocronológicos (Pb – SHRIMP e Sm-Nd) para os principais litotipos. Os dados do projeto foram gerados simultaneamente aos desta tese, o que favoreceu nas correlações regionais.

### **3-CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

A Província Borborema (Brito Neves, 1975, Almeida *et al.* 1977, 1981,) é uma entidade geotectônica localizada no nordeste do Brasil, constituída por cinturões de rochas supracrustais dobradas e domos de rochas gnáissicas do embasamento. É limitada ao sul pelo Cráton do São Francisco (CSF) e recoberta a oeste e a leste por sedimentos pertencentes às bacias desenvolvidas no Fanerozóico. É resultado do fechamento de um oceano neoproterozóico durante a amalgamação do Gondwana Oeste causado pela convergência entre os crátons do São Francisco-Congo, Oeste Africano e Amazonas, há cerca de 600 Ma (Trompette, 1994). A Província Borborema é correlacionável a províncias geotectônicas no oeste africano (Trompette, 1994).

Seu arcabouço tectono-estrutural é dominado por zonas de cisalhamento de grande expressão, com componentes direcionais dominantes, que balizam domínios tectono-metamórficos distintos ou não. Esse arcabouço é resultado da convergência oblíqua entre os crátons supracitados, que impôs forte tectônica de escape lateral ao longo de faixas em toda a província (Vauchez *et al.*, 1992).

Jardim de Sá (1988, 1994) e Jardim de Sá *et al.* (1990, 1992) propõem uma evolução mais complexa, não restrita ao Ciclo Brasileiro/Panafricano. Os autores classificam as faixas dobradas da Província Borborema em dois principais grupos. As faixas monocíclicas teriam sido afetadas somente pela orogênese Brasileira/Pan-Africana e as faixas policíclicas teriam sido afetadas por orogêneses pré-Brasilianas (Transamazônico, p.e.) e retrabalhadas durante a orogênese Brasileira.

Com a obtenção mais recente de dados geocronológicos, alguns autores têm confirmado que o ciclo orogenético Cariris Velhos teve papel relevante na geração de rochas e, de maneira menos clara, na deformação (Santos e Brito Neves, 1993, Jardim de Sá, 1994, Santos *et al.*, 1994, Santos, 1995, Van Schmus *et al.*, 1995, Santos e Medeiros, 1999, Kozuch, 2003, Medeiros, 2004, Oliveira *et al.*, 2005, Carvalho *et al.*, 2005)

A Faixa Sergipana (FS) é localizada no extremo sul da Província Borborema, separando-a do CSF. Foi formada pela colisão entre o Cráton do Congo – São Francisco (CSF) e o Maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL) durante a Orogenia Brasileira (Brito Neves 1975, Davison & Santos, 1989). Consiste em cinturão de forma triangular e direção principal E-SE – N-NW, que ocorre na borda norte do CSF e é separado do PEAL através de zona de cisalhamento. De maneira simplista, a FS tem sido considerada como deformada e metamorfisada apenas em

consequência da colisão entre CSF, a sul, e o PEAL, a norte, durante a Orogenia Brasileira, há aproximadamente 700-600Ma (Figura 1). Jardim de Sá (1994) a considerou como uma de suas faixas monocíclicas, ou afetadas somente pela orogênese Brasileira/Panafricana.

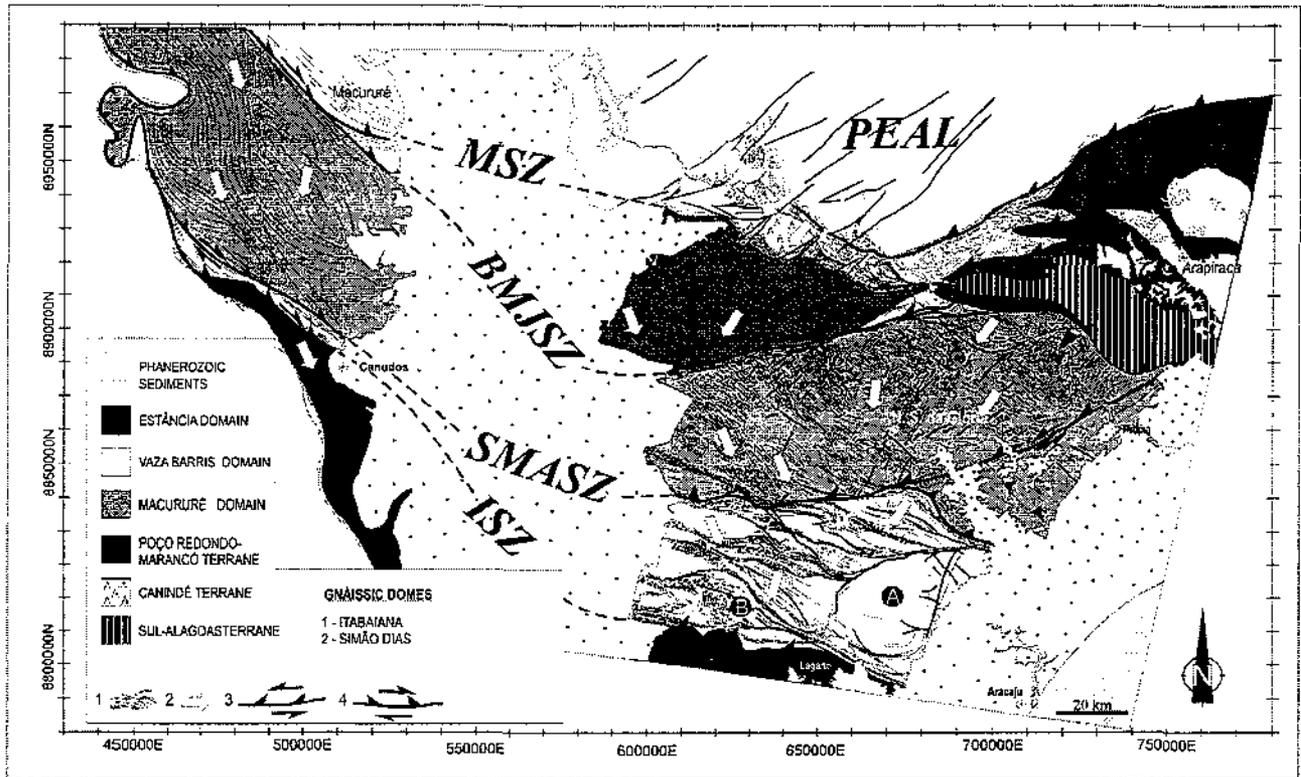


Figura 1- Mapa geológico regional da Faixa Sergipana modificado de Araújo et al (2003). Os números na legenda são: 1- Alinhamentos estruturais principais; 2- Transporte tectônico; 3- Zonas de cisalhamento transpressivas sinistras brasileiras; 4- Zonas de cisalhamento transpressivas dextras brasileiras. A- Domo de Itabaiana B- Domo de Simão Dias. Setas brancas indicam transporte tectônico principal.

Entretanto, com a evolução dos conhecimentos sobre a FS como um todo, principalmente em relação a dados geocronológicos de boa qualidade e precisão, está vindo à tona uma história evolutiva muito mais complexa e cronologicamente extensa, marcada por diferentes eventos importantes, relacionados a mais de um dos principais ciclos evolutivos da geotectônica global. Como será visto, a Orogenia Grenville regionalmente caracterizada e definida por Brito Neves *et al.* (1995) como Cariris Velhos, teve papel importante na geração de rochas e na construção do arcabouço geotectônico regional.

Diversas interpretações têm sido apresentadas para a evolução da faixa, desde os modelos antigos relacionados à teoria geossinclinal (Humphrey & Allard, 1967, 1968; Brito Neves, 1975; Santos & Silva Filho, 1975) até os modelos mais atuais (Davison & Santos, 1989; D'El-Rey Silva, 1995 a, b; Silva Filho & Torres, 2002). Entre os últimos destacam-se duas principais correntes,

que têm como ponto polêmico a relação estratigráfica, a continuidade entre os domínios ou ambientes geotectônicos e a compartimentação da Faixa Sergipana.

D'El-Rey Silva (1995a) interpreta a evolução da FS como a de um clássico orógeno colisional contínuo, resultado do fechamento de uma bacia assimétrica localizada na margem norte do CSF, preenchida durante tectônica extensional, e evoluída até a abertura de um oceano. O autor considera os domínios geotectônicos como contínuos em toda a faixa e a divide em quatro principais zonas: (i) Interna (domínios Marancó, Poço Redondo, Canindé e Sul Alagoas), (ii) Intermediária (domínio Macururé), (iii) Externa (domínio Vaza Barris) e, (iv) Cratônica (domínio Estância). Através de relações de campo, D'El-Rey Silva (1995) propõe continuidade entre os três domínios meridionais da FS, localizados a sul da Zona de Cisalhamento de Belo Monte- Jeremoabo (ZCBMJ) (Estância, Vaza Barris e Macururé).

Por outro lado, Davison & Santos (1989) interpretaram a FS como resultado da colisão entre o CSF e o PEAL, seguido de forte tectônica transcorrente que resultou em colagem de sete domínios tectono-metamórficos distintos (Estância, Vaza Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo, Canindé e Sul Alagoas) separados por zonas de cisalhamento de alto ângulo. Como as idades relativas entre esses domínios e suas posições pretéritas (autóctone ou alóctone) ainda não eram conhecidas, os autores preferiram empregar o termo Domínio em lugar de Terreno.

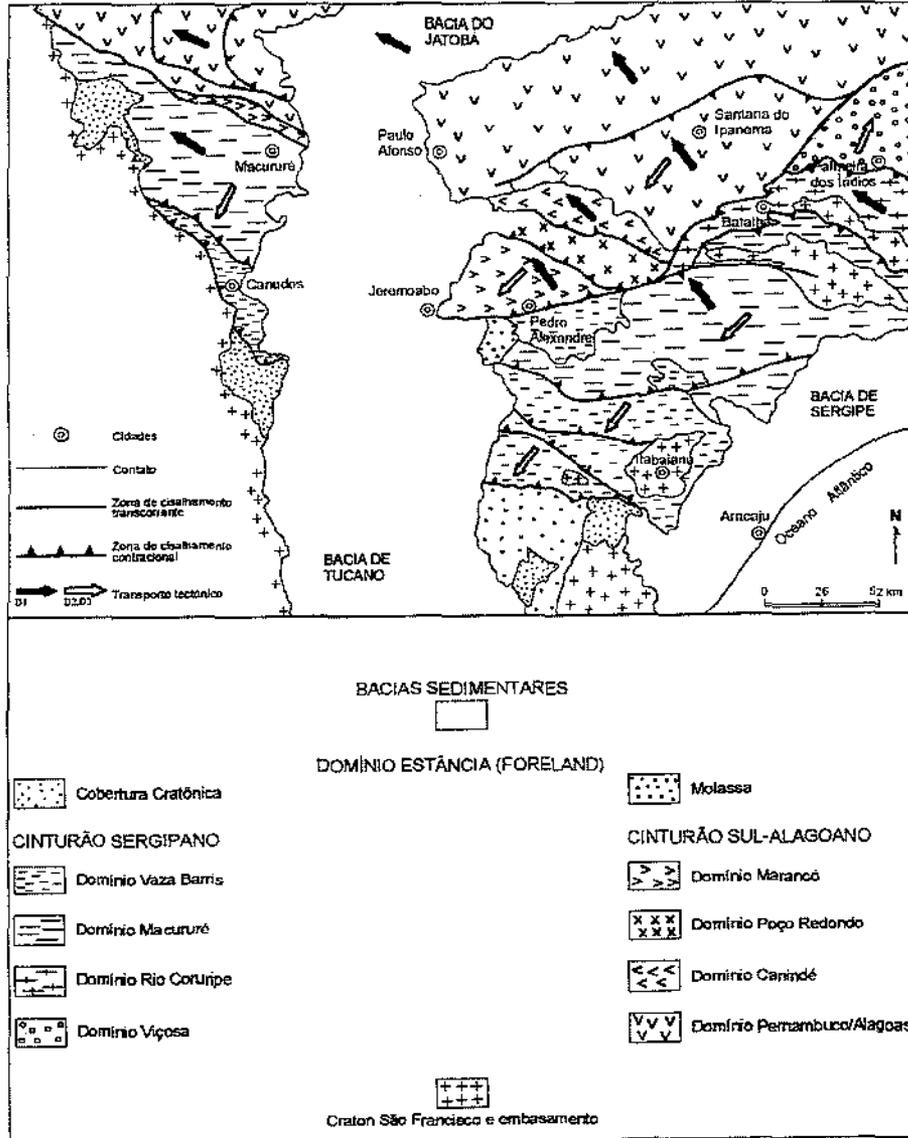
Apesar de opiniões controversas em relação à sua evolução, há consenso geral quanto a sua divisão nos sete domínios litotectônicos citados, aparentemente distintos. Esses domínios são atualmente posicionados em dois principais cinturões. O Cinturão Sergipano compreende os três primeiros domínios e ocorre a sul, em contato com o embasamento do CSF e limitado a norte pela ZCBMJ. O Cinturão Sul-Alagoano compreende os outros quatro domínios e ocorre ao norte, entre a ZCBMJ e o PEAL.

A compartimentação da Faixa Sergipana em sistemas diferentes vem sendo comentada na literatura desde Brito Neves *et al.* (1975) que, ainda sob a influência da Teoria Geossinclinal, divide a FS nas zonas Sergipana e Alagoana, devido a diferenças estruturais e litológicas, separadas por zona axial de divergência estrutural intermediária. Mais tarde, Silva Filho *et al.* (1978) identificaram a pilha sedimentar sul, e a distinguiram da pilha norte, correspondente ao que Brito Neves (1983) chamou de Faixa Sul Alagoana. Posteriormente, Silva Filho & Torres (2001) e Silva Filho *et al.* (2002) definem a compartimentação da Faixa Sergipana em dois cinturões distintos, de diferente gênese e idades (Figura 2). Segundo esses autores o Sistema

Sergipano é compartimentado tectonicamente em: (i) Cinturão Sul - Alagoano a norte, composto pelos domínios Marancó, Poço Redondo, Canindé e Pernambuco/Alagoas; (ii) Cinturão Sergipano, composto pelos domínios Vaza Barris, Macururé, Rio Coruripe e Viçosa; e (iii) Domínio Estância, composto pelos sedimentos da cobertura cratônica. Segundo os autores os cinturões Sul Alagoano e Sergipano foram amalgamados em dois principais eventos, o primeiro relacionado ao final do Ciclo Cariris Velhos (aproximadamente 1.0 Ga), e o segundo ao Ciclo Brasileiro (há aproximadamente 0,75 Ga). A ZCBMJ é a estrutura que marca o limite entre os cinturões (Figura 2). Esse modelo, que considera a evolução tectônica em dois ciclos, é baseado em pouquíssimos dados geocronológicos. Apesar disso, os dados levantados neste trabalho vêm, em parte, confirmar essa tendência e contribuem para que um modelo mais preciso possa ser traçado.

Baseados em diferenças estruturais, Destro *et al.* (1993) também consideram a subdivisão da Faixa Sergipana em dois sistemas e os denominam: (i) Faixa de Dobramentos do Baixo São Francisco (FDBSF), compreendida entre a Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo (ZCSMA) e o PEAL e que seria correspondente a Faixa Sul-Alagoana comentada acima; e (ii) Faixa de Dobramentos Sergipana (FDS), compreendida entre o Cráton do São Francisco, ao sul, e a ZCSMA. Porém a divisão apresentada nesse trabalho é contraditória, já que os autores consideram o Grupo Macururé como único componente da FDBSF, não deixando claro, portanto, se o estudo foi realizado somente nesse domínio ou se objetivou também os domínios já previamente determinados e definidos na literatura como componentes da margem norte da faixa.

De maneira geral, no Cinturão Sergipano os dois primeiros domínios (Vaza Barris e Macururé) são compostos por rochas metassedimentares pelíticas, aluminosas ou não, psamíticas, quartzitos, rochas calcárias e granada xistos. O Domínio Macururé contém ainda algumas rochas vulcânicas básicas e é intrudido por granitóides aparentemente pós-tectônicos. O Domínio Rio Coruripe é representado por uma assembléia de rochas aparentemente de rifte, como rochas vulcânicas bimodais, formações ferríferas bandadas e camadas de rochas ultramáficas. Esses domínios têm sido considerados como desenvolvidos durante a orogenia Brasileira.



**Figura 2-** Mapa geológico regional da Faixa Segipana com a com a partimentação da faixa em dois cinturões (Silva Filho e Torres, 2002), Cinturão Segipano, a sul e Cinturão Sul-Alagoano ao norte.

Os domínios do Cinturão Sul-Alagoano, por sua vez, são compostos por rochas metassedimentares intimamente associadas a rochas vulcânicas cálcio-alcálicas e ultramáficas (Marancó), gnaisses migmatíticos tonalíticos e rochas plutônicas peraluminosas (Poço Redondo), rochas vulcânicas bimodais, metassedimentares de origem química e clástica e gabros (Canindé) e rochas plutônicas tonalíticas e granitos potássicos tardios (Pernambuco-Alagoas). Os domínios

desse cinturão têm sido considerados como evoluídos durante o Ciclo Cariris Velhos (Silva Filho & Torres, 2003), porém a escassez de dados geocronológicos dificulta as interpretações existentes, não ficando claro, por exemplo, a interligação genética entre eles.

Os domínios que compõem o Cinturão Sergipano ocorrem limitados a sul pelas rochas gnáissicas paleoproterozóicas e arqueanas do CSF e a norte pela ZCBMJ. O cinturão tem tido sua evolução associada à Orogenia Brasileira. O Domínio Estância ocorre em seu extremo sul, recobrando parte do CSF. É caracterizado por sedimentos plataformais (arenitos, calcários, argilitos e lentes conglomeráticas) indeformados ou pouco deformados, assentados sobre o embasamento. O embasamento é exposto em domos nas proximidades das cidades de Itabaiana e Simão Dias. Esses sedimentos têm sido motivo de constantes debates. Dominguez (1993) considerou os sedimentos Estância como depositados em bacia de foreland, produzidos pela erosão do Cinturão Sergipano durante a Orogenia Brasileira, enquanto Del'Rey Silva (1995b) os considerou como sedimentos depositados em margem passiva, com fontes principais localizadas ao sul, nas terras altas do CSF.

No entanto, dados de Oliveira *et al.* (2005) de isótopos de Nd nas rochas sedimentares desse domínio, mostram TDMs que variam de 1,49-1,64Ga, sugerindo que é necessária a participação de rochas mais jovens (meso e neoproterozóicas) como fontes para a sedimentação. Os mesmos autores obtiveram dados U-Pb (SHRIMP) em grãos de zircão detriticos dessa unidade. Três principais populações foram identificadas em torno de 570 Ma, 634 Ma e 958 Ma. A idade da população mais jovem pode ser considerada como idade máxima para a deposição dos sedimentos Estância. As idades das populações mais jovens são encontradas a norte, em granitóides potássicos e ultra-potássicos que ocorrem no PEAL, na zona transversal e mesmo no Domínio Macururé (Ferreira *et al.* 1998, Silva Filho *et al.* 2002, Brito Neves *et al.* 2003). Esse fato contrapõe-se à interpretação de Del'Rey Silva (1995) e posiciona a geração de bacia Estância no estágio final do Ciclo Brasileiro, mais provavelmente como bacia foreland periférica.

O Domínio Vaza Barris ocorre imediatamente a norte do Domínio Estância e é caracterizado por seqüência de diamictitos, calcários, filitos, metagrauvas, quartzitos e metaconglomerados subordinados. Segundo Santos *et al.* (1998), esse domínio é subdividido nos grupos Miaba (composto pelos quartzitos e conglomerados da Formação Itabaiana, seguidos pelos filitos, metagrauvas e clorita xistos da Fm. Ribeirópolis e pelos metacalcários da Fm. Jacoca), Simão Dias (composto pelos metassiltitos da Fm. Jacaré, e pelas metagrauvas, filitos e

metarrítmitos da Fm. Frei Paulo) e Vaza Barris (caracterizado pelos metaconglomerados e filitos da Fm. Palestina e pelos filitos e calcários da Fm. Olhos D'Água).

Apesar de a Zona de Cisalhamento Itaporanga separar o Domínio Estância do Domínio Vaza Barris, os dois têm sido considerados como intimamente relacionados (Del'Rey Silva, 1995), e depositado em margem passiva do CSF. Jardim de Sá *et al.* (1986) descreveram clastos de rochas vulcânicas inclusos nas gravacas do Domínio Vaza Barris e as interpretaram como turbiditos relacionados à exumação de arco vulcânico que ocorreria a norte e depositados em bacia de foreland. Dados de isótopos de Sm-Nd obtidos por Oliveira *et al.* (2005) em rochas metassedimentares revelam TDM entre 1,6-3,62Ga. Dados U-Pb (SHRIMP) (Oliveira *et al.*, 2005) em grãos de zircão detríticos de uma metagrauvaca da Fm. Frei Paulo indicam populações de 660 Ma, 1040 Ma, 1930 Ma e 2700 Ma. Esses dados apontam para uma possível contribuição cratônica como fonte de sedimentação, mas também atestam a presença de fontes mais novas (neoproterozóicas) e fixam a idade máxima de deposição desses sedimentos em aproximadamente 650 Ma.

O Domínio Macururé é composto por monótona seqüência de xistos aluminosos, dominados por granada muscovita-biotita xistos, e menor quantidade de quartzitos, filitos, metacalcários e lascas de rochas máficas-ultramáficas, intrudidas por diversos corpos granitóides. Del'Rey Silva (1995, 1999) interpreta a seqüência como sedimentos depositados em mar profundo, em ambiente distal intimamente associado à margem passiva do CSF, portanto como uma continuidade dos sedimentos dos domínios Estância e Vaza Barris em direção ao norte. Guimarães *et al.* (1997) obtiveram isócronas Rb-Sr no intervalo entre 623 e 595 Ma. em alguns granitóides desse domínio. Recentemente, Oliveira *et al.* (2005) obtiveram dados Sm-Nd em rochas metassedimentares do Domínio Macururé que forneceram TDM entre 1,28-1,78 Ga. Análise U-Pb (SHRIMP) em grãos de zircão detríticos de um quartzito dessa unidade foi realizada pelos mesmos autores e mostra que o protólito resultou da erosão de fontes com idades predominantemente de 1,0 e 2,0 Ga, com poucos grãos de idade arqueana. Esses dados demonstram que essas rochas foram depositadas antes do Ciclo Brasileiro, provavelmente logo depois do Ciclo Cariris Velhos, ou ao menos demonstram que a bacia onde se depositaram era provavelmente próxima a fontes dessa idade.

Amorim *et al.* (1990) acrescentam aos domínios acima os domínios Rio Coruripe, Major Isidoro e Traipú/Jaramataia, representados mais tarde por Amorim (1995) na Folha Arapiraca. A

diversidade de termos estratigráficos utilizados para nomear essas unidades é extensa e confusa até que Silva Filho & Torres (2002) definem os domínios Rio Coruripe e Viçosa, que ocorrem a NE das rochas do Domínio Macururé. Silva Filho *et al.* (2003) detalham o Complexo Jaramataia e o relacionam ao Domínio Rio Coruripe. Segundo esses autores, o complexo é caracterizado pela associação entre rochas metassedimentares e metavulcânicas bi-modais metamorfisadas em fácies granulito e anfibolito alto. Os autores definem a seqüência de rochas e as classificam como geradas em ambiente rifte, sugerindo a idade de 1,2 a 1,5 Ga para sua geração. A seqüência teria sido sobreposta ao Domínio Macururé durante o Ciclo Brasileiro.

Os domínios que compõem o Cinturão Sul-Alagoas ocorrem limitados a norte pelas rochas graníticas e migmatíticas do Maciço Pernambuco-Alagoas e a sul pela ZCBMJ, que configura o contato entre as rochas do Domínio Marancó-Poço Redondo e as do Domínio Macururé. Esse cinturão tem sido considerado como evoluído durante a Orogenia Cariris Velhos/Grenville e posteriormente retrabalhados pela Orogenia Brasileira (Silva Filho & Torres, 2002).

O Domínio Sul-Alagoas ocorre ao norte do cinturão, aparentemente deslocado e dilacerado lateralmente pela ZCBMJ. É caracterizado por sucessão de paragneisses intercalados com metapelitos, rochas vulcânicas metamorfisadas e domos do embasamento de idade arqueana / paleoproterozóica. Silva Filho (1998) considera o domínio como típica seqüência de prisma acrescionário e complexo de subducção. Não há idades disponíveis na literatura para as rochas deste domínio.

O Domínio Canindé consiste em seqüência de rochas metassedimentares e metavulcânicas predominantemente máficas intrudidas por diques máficos, gabros acamadados e diversos corpos granitóides. Ainda não há consenso em relação a seu significado geotectônico. Silva Filho (1976) considerou as rochas máficas como pertencentes a um complexo ofiolítico. Oliveira & Turney (1990) classificaram geoquimicamente o complexo de gabros acamadados como relacionados a magmatismo continental. Bezerra *et al.* (1991) sugeriram que as rochas Canindé foram geradas em bacia de back-arc e acrescidas ao cinturão durante a Orogenia Brasileira. Mais tarde, Silva Filho (1998) considerou que os domínios Marancó e Canindé são parte de um arco intraoceânico. Mais recentemente, Nascimento & Oliveira (2002) e Nascimento *et al.* (2003) estabeleceram que o complexo gabróico é acamadado e intrude seqüência metavulcanossedimentar deformada e com vergência de dobras para sul. Com base em relações de campo e geoquímica, Nascimento (2005),

conclui que a seqüência de rochas do Domínio Canindé foi gerada em ambiente de rifte continental após a Orogênese Cariris Velhos.

O Domínio Marancó - Poço Redondo é um fragmento crustal constituído por seqüência de rochas sedimentares, vulcânicas e plutônicas metamorfisadas e fortemente deformadas. Um bloco de rochas gnáissicas migmatizadas intrudido por diversos corpos granitóides de composições e idades distintas forma o embasamento da seqüência. A pilha meta-vulcanossedimentar é caracterizada pela associação entre rochas sedimentares clásticas predominantemente imaturas (metaconglomerados, metagrauvas, metarenitos e filitos) e com importante contribuição de rochas vulcânicas em sua gênese. Essas são intrudidas por diques/sills vulcânicos de composição principalmente andesítica a dacítica e intercaladas por fatias tectonicamente colocadas de rochas máfico-ultramáficas. Rochas metassedimentares de origem química (BIFs, mármore e cherts) ocorrem restritamente.

Santos *et al.* (1988) dividiram suas rochas em dois domínios principais e consideraram que não existem correlações genéticas entre eles. O primeiro domínio (Poço Redondo) seria composto pelas rochas gnáissicas migmatizadas e corpos graníticos intrusivos; o segundo (Marancó) caracterizado pela seqüência de rochas sedimentares e vulcânicas metamorfisadas

Os gnaisses migmatíticos e granitos de Poço Redondo são raramente discutidos na literatura. Até mesmo nos modelos para evolução geotectônica da Faixa Sergipana esse fragmento crustal repleto de rochas que podem carregar informações relevantes, é deixado de lado. Dados referentes às suas rochas são bastante escassos, principalmente no que diz respeito à geoquímica e geocronologia.

As rochas de Poço Redondo ocorrem imediatamente a norte das rochas vulcanossedimentares de Marancó. Granitóides intrusivos de pelo menos três tipos e idades diferentes associam-se aos gnaisses migmatizados. São eles: (i) Granitóide tipo Serra Negra; (ii) Granitóide tipo Sítios Novos e; (iii) Granito Xingó. Em trabalho sobre assinatura geoquímica de granitos ao longo do orógeno Silva Filho *et al.* (1997), apresentam dados geoquímicos para os granitos Sítios Novos e para os migmatitos. Esses autores apresentaram TDM de 1,75 Ga para os migmatitos, mas não apresentam informações sobre que porções do mesmo foram analisadas.

Desde a primeira descrição realizada por Santos *et al.* (1988), as rochas meta-vulcanossedimentares de Marancó têm sido consideradas como geradas em ambiente de arco vulcânico intraoceânico (Silva Filho, 1998; Silva Filho & Torres, 2002) formado durante a

Orogênese Cariris Velhos/Grenville há aproximadamente 1,0 Ga. Essas interpretações são baseadas em idades U-Pb (convencional) do final do Mesoproterozóico obtidas por Van Schmus *et al.* (1995) em grãos de zircão de rochas vulcânicas félsicas e intermediárias (1007 e 1045 Ma). No entanto, Carvalho & Oliveira (2002) sugerem que essas rochas provavelmente foram geradas em arco de margem continental. Essa sugestão foi baseada na assembléia litológica, mais característica de arco de margem continental, além de análises de isótopos de Nd realizados nas rochas metassedimentares e vulcânicas que mostram TDMs que variam de idades paleoproterozóicas a mesoproterozóicas, atestando que essas rochas vulcânicas interagiram com crosta pré-existente.

Os plútons do granitóide Serra Negra são os mais abundantes e antigos. Estão em contato tectônico com os migmatitos e intrudem as rochas meta-vulcanossedimentares de Marancó. Experimentaram deformação dúctil penetrativa, mais forte nas bordas e moderada nas porções centrais das intrusões. Esta deformação, confere textura augen gnáissica aos granitóides.

Os granodioritos Sítios Novos são ricos em enclaves máficos de composição diorítica. São quase sempre cálcio-alcalinios de alto K e intrudem os migmatitos, os granitos Serra Negra e as rochas metavulcanossedimentares de Marancó. São normalmente isotrópicos, apresentando localizadas e estreitas zonas de cisalhamento internas. Silva Filho *et al.* (1997) apresentaram isócrona Rb-Sr de 595( 10 Ma e TDMs variando entre 1,26 e 1,47 Ga, com  $\epsilon_{Nd}(t)$  negativos, para esses granitos.

Os granitos Xingó são leucogranitos finos rosa a avermelhados, e ocorrem principalmente como folhas cortando todas as demais rochas. São sempre isotrópicos e caracteristicamente pós-colisionais.

As características estruturais são heterogêneas ao longo da faixa. Este fato pode ser facilmente percebido na leitura das discordantes descrições e interpretações nos artigos publicados em que a geologia estrutural é discutida para o cinturão inteiro e onde o mesmo é considerado como um orógeno contínuo (por exemplo, em Brito Neves *et al.*, 1977; Jardim de Sá *et al.*, 1981; Destro *et al.* 1993). Este fato é provavelmente constatado por causa da já bem aceita idéia de que a FS é composta, pelo menos em parte, por uma colagem de terrenos tectono-metamórficos diferentes. Esses terrenos devem ter evoluído em épocas distintas e conter, portanto, características deformacionais mais antigas à sua acreção e possivelmente diferentes

daquelas apresentadas pelos terrenos adjacentes. Essas diferenças, por sua vez, podem servir como argumento para o modelo de colagem de terrenos.

Essas diferenças devem ocorrer, sobretudo, entre os domínios que compõem o Cinturão Sergipano e aqueles que compõem o Cinturão Sul-Alagoano, já razoavelmente definidos como gerados em épocas distintas. Um dos grandes desafios na geologia da FS é, portanto, definir a idade das deformações e visualizar como e quão intensa foi a ação da deformação neoproterozóica (Brasiliano) sobre as estruturas previamente desenvolvidas. Esse fato é complicado pelo paralelismo entre elas.

Araújo *et al.* (2003) apresentaram detalhada descrição da evolução estrutural da Faixa Sergipana. Segundo esses autores, a deformação pré-brasiliana observada nos domos do embasamento na porção sul da faixa (Cinturão Sergipano - domos de Itabaiana e Simão Dias), é diferente daquela apresentada nos migmatitos de Poço Redondo. Este fato está provavelmente relacionado à aloctonia do segundo.

A deformação brasiliana é bem marcada nas rochas metassedimentares e em parte nas rochas graníticas do Cinturão Sergipano, a sul da ZCBMJ. Segundo Araújo *et al.* (2003), essa deformação é heterogênea em estilo e intensidade. A presença dos domos do embasamento supracitados produziu considerável partição de strain. Três principais fases de deformação progressivas foram classificadas pelos autores (D2, D3 e D4).

O evento D2 é associado com o início da colisão entre o CSF e o PEAL. Este evento desenvolveu-se em regime compressivo em que cavalgamentos e deslocamento de nappes para sul marcam o estágio de fechamento da bacia. Dobras isoclinais recumbentes desenvolveram foliação plano-axial definida pelo alinhamento de biotita+clorita+ilmenita+granada, de strike ESE-WNW e mergulhos em médio a alto ângulo para NNE

O evento deformacional D3 ocorre como continuidade cinemática dos empurrões pela ativação de zonas de cisalhamento que causam deslocamentos direcionais ao longo das rampas frontais dos empurrões. Estruturas formadas antes foram fortemente transpostas e redobradas com a formação de foliação strike-slip de alto ângulo de mergulho. Clivagem penetrativa de crenulação formada por mecanismos de dissolução caracteriza esse evento.

O evento D4 marca o final da Orogenia Brasiliana na área. Cisalhamento contínuo durante o soerguimento e resfriamento do cinturão desenvolveu nova foliação dúctil-rúptil e

fraturas/falhas rúpteis. Kinks e en echelon tension gashes são as principais estruturas desenvolvidas nesse evento.

As características deformacionais relacionadas à D2 são mais desenvolvidas na parte sul do cinturão, enquanto as características relacionadas à tectônica strike – slip D3 predominam a norte. Essa diferença é uma das características da partição de strain comentada acima e pode ser atribuída ao contraste reológico entre a seqüência supracrustal a sul da ZCBMJ e os blocos a norte dessa estrutura. Esse comportamento diferente, segundo Araújo *et al.* (2003) apóia a sugestão de que esta zona de cisalhamento possa marcar limite de terrenos desenvolvido durante a acreção do Domínio Marancó-Poço Redondo à porção norte do orógeno. Portanto, é possível que algumas das características estruturais exibidas pelos domínios a norte sejam relacionadas a deformações sofridas antes da acreção.

Seguindo essa linha de raciocínio, a história deformacional apresentada no Domínio Marancó – Poço Redondo será aqui tratada separadamente. Nossas observações permitem afirmar que esse domínio exhibe características estruturais impressas, em sua maioria, antes do ciclo Brasileiro, provavelmente durante o ciclo Cariris Velhos/ Grenville.

#### 4- GEOLOGIA DO DOMÍNIO MARANCÓ-POÇO REDONDO

A Tese teve como base o mapa geológico em escala 1:100.000 (Santos *et al.* 1988), desenvolvido como parte do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB) do DNPM/CPRM, onde foram geradas quatro cartas em escala 1:100.000 (folhas Jeremoabo, Cariras, Piranhas e Santa Brígida). A área estudada é localizada no limite entre as quatro folhas (Figura 3).

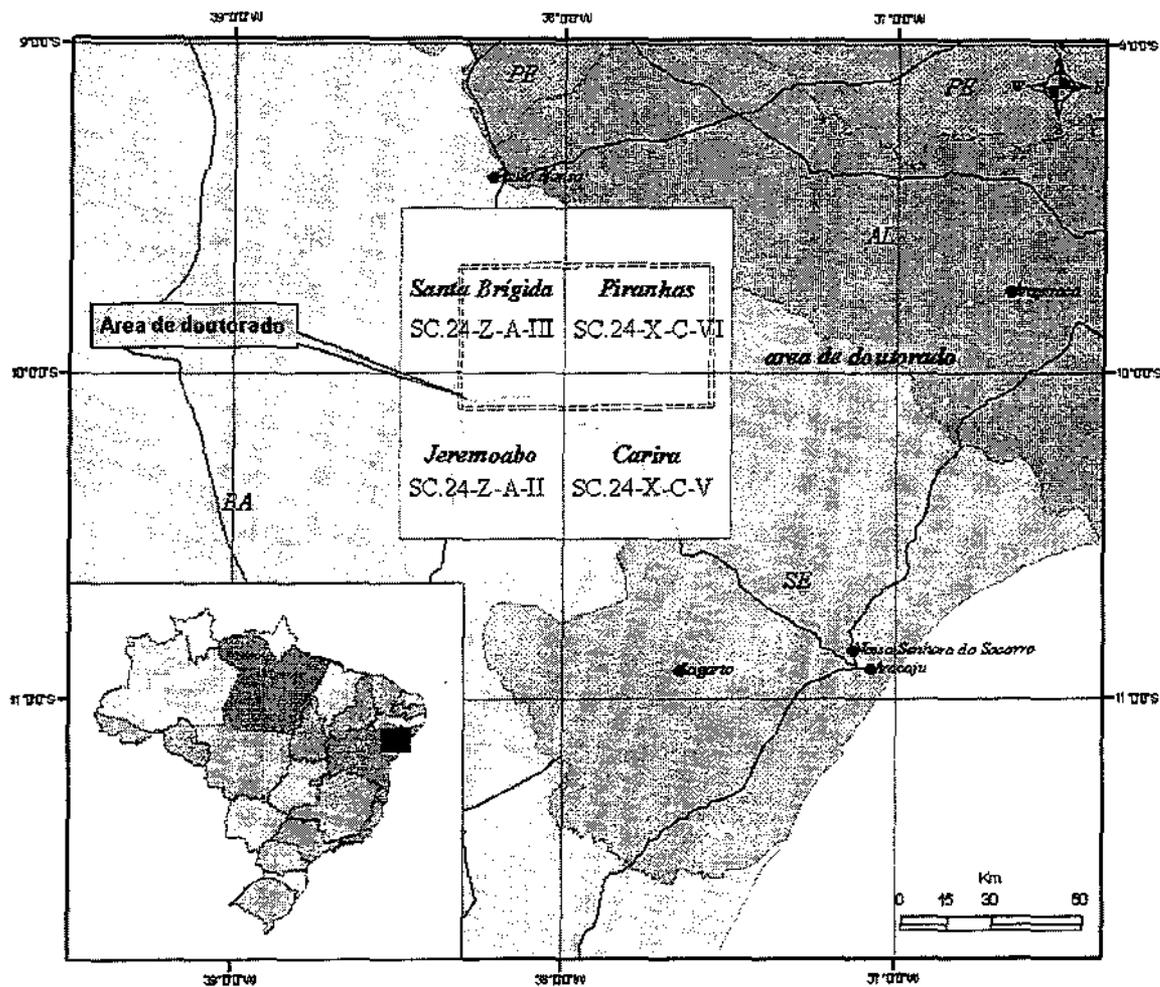


Figura 3- Mapa de localização da área estudada. Estão indicadas as quatro cartas geológicas do Projeto Crira (PLGB, DNPM-CPRM, 1988) utilizadas como base de mapeamento.

Foram visitados 320 afloramentos durante cerca de 100 dias de trabalhos de campo, divididos em três etapas realizadas durante o período do projeto. Esse procedimento teve por

objetivo refinar as observações das relações de campo realizadas por outros autores, além de amostrar os principais litotipos para os estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

Foi constatado que os contatos geológicos traçados são precisos e, portanto, foram mantidos no presente trabalho. Entretanto mudanças serão propostas no que diz respeito à descrição das unidades geológicas e sua inter-relação, e à geologia estrutural. As interpretações quanto ao ambiente geológico de geração e a relação temporal entre os litotipos também foram modificadas, com auxílio da geoquímica e geocronologia, inexistentes até o presente projeto. O mapa geológico modificado encontra-se na Figura 4, Anexo 1.

Com o presente trabalho fica clara a íntima associação genética entre os domínios citados é desnecessária, portanto, a divisão proposta pelos autores supracitados. Propõe-se aqui a designação Domínio Marancó - Poço Redondo para as rochas desse bloco crustal.

A primeira importante mudança sugerida aqui é a inversão na estratigrafia apresentada pelos autores do Projeto Carira (Santos *et al.*, 1989). Dessa forma, as unidades a norte serão tratadas como mais basais. Essa inversão deve-se às observações de campo e a análises geoquímicas e isotópicas realizadas neste trabalho.

Com isso, resumidamente, a estratigrafia descrita nesse trabalho é iniciada, na base, pelos gnaisses migmatíticos de Poço Redondo, considerados como os litotipos mais antigos na área estudada. A ele segue-se a seqüência de rochas meta-vulcanossedimentares do subdomínio Marancó, que tem as unidades basais mais ao norte, em contato com as rochas migmatíticas. O Granito Serra Negra é o litotipo subsequente, intrusivo na seqüência Marancó e nos gnaisses migmatíticos. O granito Sítios Novos intrude as demais unidades. Diques de rochas vulcânicas intermediárias, que ocorrem na seqüência de rochas metassedimentares, são tratados como posteriores aos granitos Sítios Novos e o granito Xingo é o litotipo mais jovem aflorante na área do Domínio Marancó – Poço Redondo.

Para facilitar e organizar a descrição, as rochas do domínio serão divididas nos seguintes subdomínios: (i) Migmatitos de Poço Redondo, (ii) Unidades Meta-vulcanossedimentares de Marancó; (iii) Granitóides Intrusivos e (iv) Rochas Vulcânicas Brasileiras. Tal organização tem como base o posicionamento geocronológico dos litotipos, que serão descritos do mais antigo para o mais novo.

#### 4.1-Migmatitos de Poço Redondo

Os migmatitos Poço Redondo ocorrem em faixa contínua de aproximadamente 50 km de comprimento, disposta na direção principal WNW-ESE, na porção central da entidade que era chamada Domínio Poço Redondo, 20 km a sul do Rio São Francisco (Figura 4, Anexo 1). Seu contato norte é sempre com os granitos intrusivos do tipo Sítios Novos ou com rochas do Domínio Canindé. A sul estão em contato tanto com os granitóides Sítios Novos como com os granitóides Serra Negra e, mais raramente, com as rochas metassedimentares de Marancó.

Como mencionado antes, Santos *et al.* (1988) consideraram os migmatitos Poço Redondo como um domínio distinto do Domínio Marancó. No entanto, os trends estruturais em ambos os domínios, investigados em detalhe através de imagens de satélite LANDSAT - ETM e confirmados em trabalhos de campo, não revelaram zonas de cisalhamento expressivas no contato entre os dois domínios. Esse fato e a geocronologia nos levaram a considerá-los em um mesmo domínio e a constatar que os migmatitos Poço Redondo foram, na verdade, uma das fontes para a sedimentação das rochas metassedimentares do subdomínio Marancó.

Os migmatitos de Poço Redondo são heterogêneos, com estruturas schlieren e nebulítica comuns (Foto 1). Dois principais tipos de rochas compõem seu paleossoma:

- Gnaisses cinza bandados de composição granodiorítica a tonalítica são os mais comuns (Foto 2). Essas rochas contêm como minerais principais quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e subordinadamente feldspato potássico. Apatita, zircão e titanita são acessórios comuns (Fotos 3, 4).
- Biotita-granada gnaisses são o outro tipo litológico, que ocorre com menor frequência. Eles têm como minerais principais quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e granada. Raros cristais de estauroлита também ocorrem no paleossoma. Boudins de rocha máfica de composição anfibolítica são comumente observados paralelos ao bandamento migmatítico, em ambas as rochas.

O neossoma dos migmatitos é normalmente caracterizado por fundidos quartzo-feldspáticos, ricos em feldspato potássico e contendo hornblenda como fenocristais.

Uma característica marcante e importante é a constante presença de fragmentos de gnaisses máficos bandados inclusos nos migmatitos. Esses são normalmente observados como blocos métricos a submétricos, com foliação pré-existente claramente transposta pelo bandamento migmatítico (Fotos 5, 6).

Os migmatitos são cortados, em contato tectônico pelos granitos Serra Negra, intrudidos pelos granitóides Sítios Novos e pelas folhas aplíticas dos granitos tipo Xingo (Foto 7). Bolsões pegmatíticos associados a esse último são frequentemente observados.

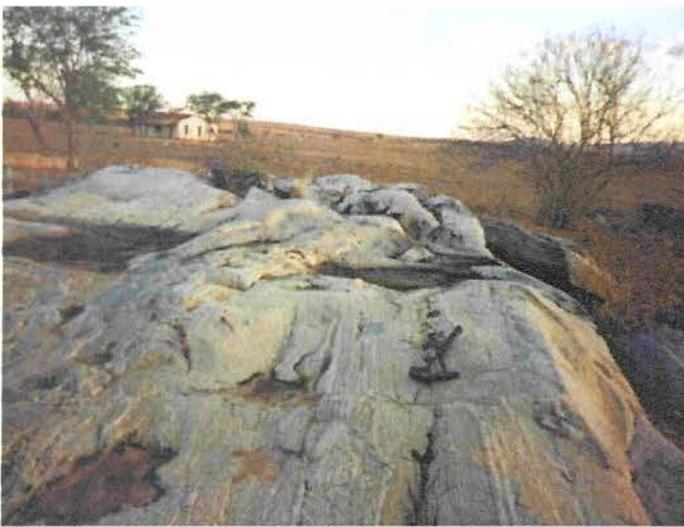
Os migmatitos Poço Redondo experimentaram complexa evolução tectônica. Eles preservam resquícios de complexa história deformacional contemporânea a evento de fusão parcial que gerou os migmatitos. O bandamento migmatítico foi afetado por dobras isoclinais durante o evento  $D_n$ . Essas dobras foram então redobradas e transpostas pelo evento  $D_{n+1}$ . Esse evento, já presente nas rochas metassedimentares de Marancó, produz dobras fechadas a isoclinais com  $F_{n+1}$  com eixo  $L_{n+1}$  mergulhando em alto ângulo normalmente para leste e gerando foliação plano axial  $S_{n+1}$  de alto ângulo e direção principal E-W.

Os fragmentos de gnaiss máfico bandado citados acima mostram características deformacionais anteriores às observadas nos migmatitos. Pequenas dobras assimétricas abertas que afetam bandamento gnáissico são constantemente observadas. Essas estruturas são truncadas pelo bandamento migmatítico, relação que comprova que a deformação nos fragmentos é anterior ao evento anatético que gerou os migmatitos. Subsequentemente os fragmentos foram rotacionados pela transposição do evento  $D_n$ , gerando o bandamento gnáissico.

A foliação  $S_{n+1}$  é bem marcada nas rochas migmatíticas. Fato relevante é que essa foliação é praticamente paralela à direção das principais zonas de cisalhamento transpressivas desenvolvidas pelo evento  $D_{n+3}$  do Ciclo Brasileiro, por exemplo, a ZCBMJ que marca o limite entre o Domínio Marancó – Poço Redondo e o Domínio Macururé. O caráter cinemático também é semelhante, sinistral, nos dois casos. As possíveis interpretações para esse fato serão discutidas mais adiante.

#### **4.2 - Unidades meta - vulcanossedimentares de Marancó**

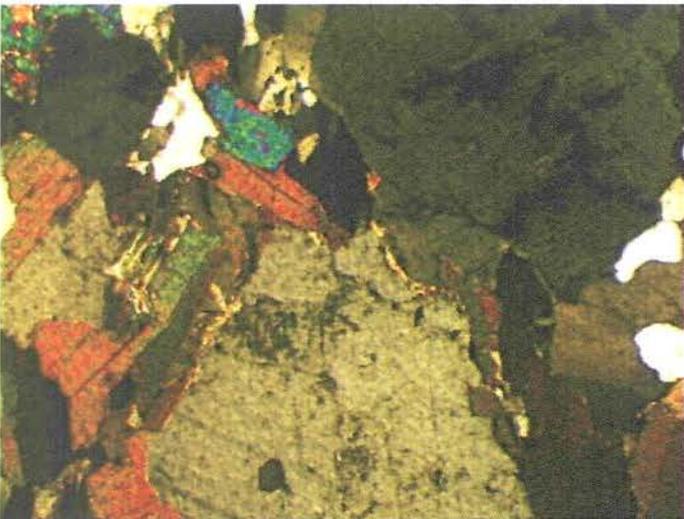
As rochas vulcanossedimentares metamorfisadas de Marancó ocorrem em faixa contínua que se estende longitudinalmente por cerca de 50 km na direção principal WNW-ESE, a sul dos migmatitos de Poço Redondo. A faixa tem formato sigmoidal pronunciado, com largura máxima no extremo oeste de 25 km, estreitando-se em direção ao leste, onde sua largura não passa de 2 km (Figura 4, Anexo 1). É limitada ao norte pelos granitos Serra Negra em contatos tectônicos e/ou intrusivos e ao sul pela ZCBMJ, que a separa dos litotipos do Domínio Macururé. A oeste é limitada pelo gráben da bacia de Tucano, não voltando a ocorrer a oeste dessa bacia.



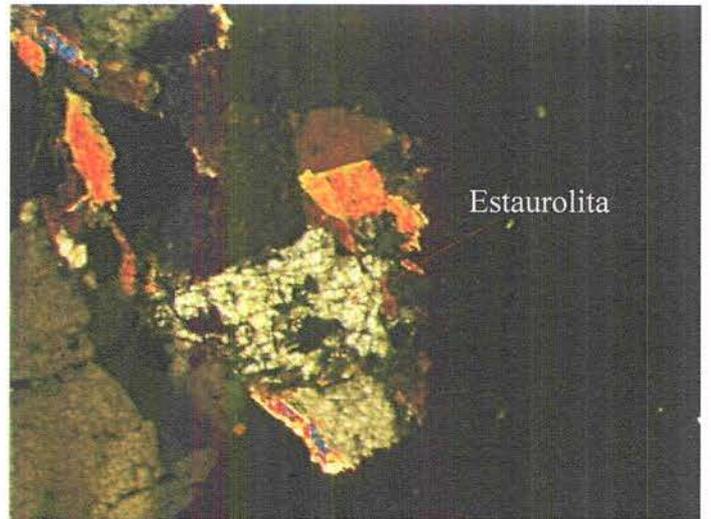
**Foto 1-** Aspecto geral de afloramento dos migmatitos de Poço Redondo



**Foto 2-** Detalhe do paleossoma de composição diorítica e cor cinza dos migmatitos



**Foto 3-** fotomicrografia mostrando aspecto geral dos migmatitos. (N.c, 2,5x)



**Foto 4-** Fotomicrografia mostrando a presença de estaurólita na mineralogia do paleossoma dos migmatitos (n.c., 2,5x)



**Foto 5-** Detalhe de afloramento onde ocorrem xenólitos de gnaisses bandados inclusos nos migmatitos



**Foto 6-** Xenólito de gnaiss máfico bandado inclusos aos migmatitos. Notar estruturas anteriores à migmatização

De maneira geral a seqüência de rochas metassedimentares e metavulcânicas de Marancó é caracterizada por rochas rítmicas dominadas pela alternância entre metagrauvas, com forte contribuição de rochas vulcânicas, e metapelitos. Conglomerados e metarenitos finos também são abundantes. Mármore, BIFs e xistos aluminosos ocorrem em menor quantidade. Às rochas metassedimentares intercalam-se rochas vulcanoclásticas e tufos. Diques e sills de rochas vulcânicas de composição andesítica a dacítica intercalam-se à seqüência. Rochas ultramáficas e máficas ocorrem como fatias, tectonicamente colocadas.

As exposições de rochas são bastante pobres, com os afloramentos restringindo-se a calhas nas laterais de estradas secundárias e margens de açudes. A maioria dos afloramentos mostra rochas bastante intemperizadas. Os riachos, a maioria temporários, têm leito raso e normalmente não apresentam afloramentos de rocha. Elevações (colinas) na topografia com afloramentos de melhor qualidade restringem-se às rochas quartzíticas. A maior elevação na área é representada pela Serra de Marancó, junto ao povoado homônimo, e ao Morro do Bugí, onde afloram as rochas ultramáficas, também sempre intemperizadas.

A seqüência de rochas de Marancó foi dividida em cinco unidades principais. Essas unidades serão descritas de norte para sul, pois os migmatitos de Poço Redondo são aqui considerados ligeiramente mais velhos que a seqüência de rochas vulcanossedimentares. Como será apresentada a seguir, a seqüência de rochas é intensamente afetada pelo tectonismo, o que significa que é muito difícil estabelecer relações estratigráficas entre as unidades. As interpretações apresentadas neste trabalho, em parte, auxiliam no esclarecimento dessas relações.

Para as descrições, as unidades definidas por Santos *et al.* (1988) como constituintes do Domínio Marancó são aqui mantidas. Porém, a inversão da estratigrafia da seqüência é proposta. Portanto, as unidades serão aqui descritas de norte para sul, ou da base admitida para o topo da seqüência. Desta maneira, os litotipos da Unidade Minuim são considerados como representantes da base da seqüência e estão em contato direto com as rochas gnáissicas de Poço Redondo. Acima desses ocorrem as rochas metassedimentares, vulcânicas e lascas ultramáficas da Unidade Morro do Bugí. As metagrauvas e metavulcânicas da Unidade Monte Alegre se sobrepõem a ela, seguidas pelas rochas da Unidade Belém. No topo da seqüência, limitados a sul pela ZCBMJ ocorrem os metapelitos e andesitos da Unidade Monte Azul.

Como será visto mais adiante, as diferenças entre a maioria das unidades não é especialmente marcante. A não ser a Unidade Minuim, que tem características litológicas

distintas das demais, as outras unidades têm características semelhantes entre si, variando apenas na granulação dos litotipos e na ocorrência de lascas de rochas ultramáficas. Portanto, o critério usado para manter a classificação é granulométrico.

#### 4.2.1-Unidade Minuin

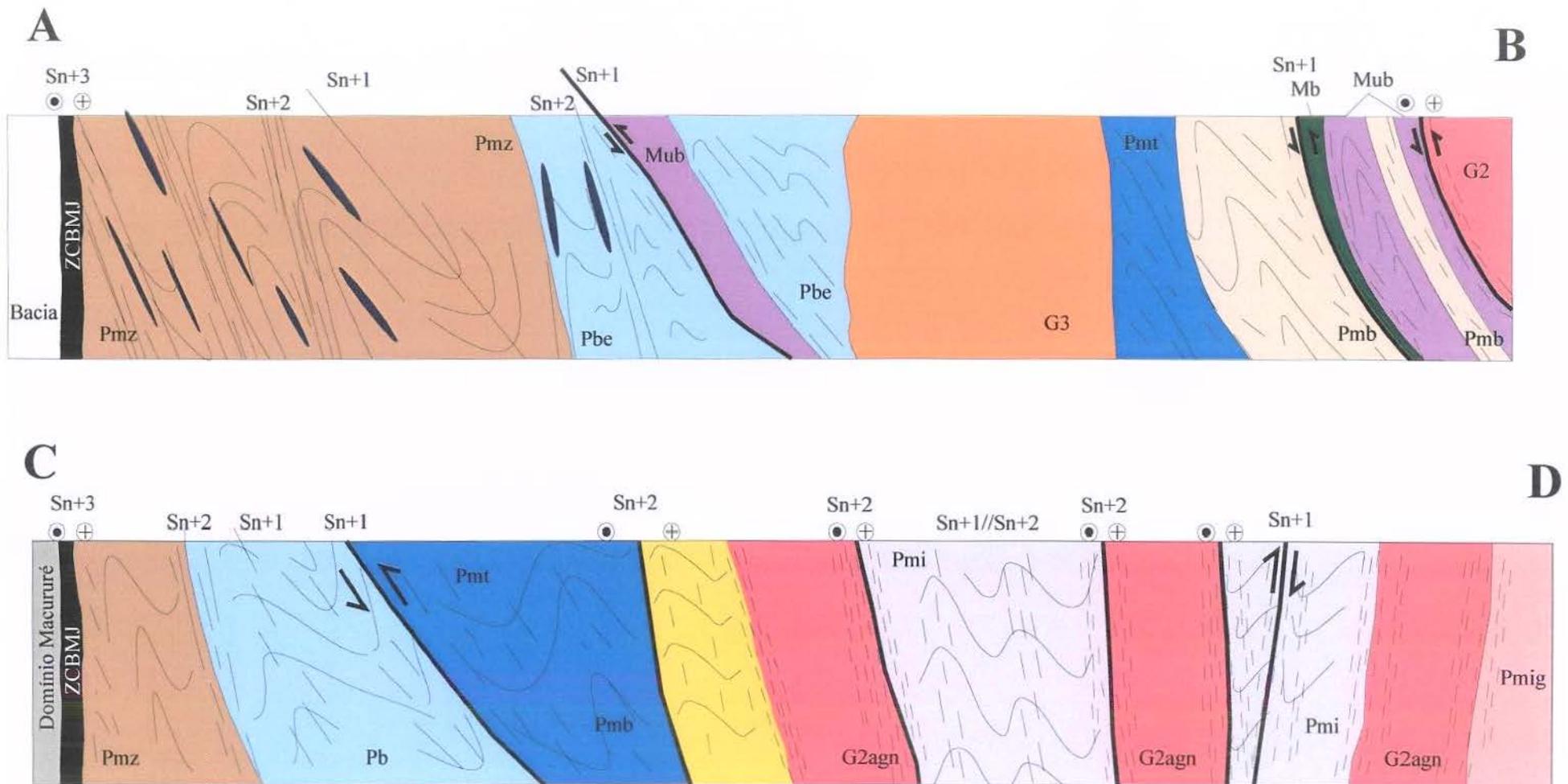
As rochas dessa unidade distribuem-se no extremo norte da área de ocorrência do Domínio Marancó. Ocorrem na forma de duas faixas estreitas e contínuas que se estendem por cerca de 40 km na direção WNW e têm uma largura média de afloramento de aproximadamente 3 km cada (Figura 4). As faixas estreitam-se para leste e desaparecem truncadas pelo granitóide Serra Negra. Seus contatos são sempre com esses granitóides do tipo Serra Negra e com granodioritos intrusivos Sítios Novos (Figuras 4, 5). As exposições são pobres.

Em mapa e nas imagens de satélite nota-se que essa unidade distribui-se de maneira sinuosa, configurando sigmóides que geralmente contornam os corpos também sigmoidais dos granitóides Serra Negra (Figuras 4, 6).

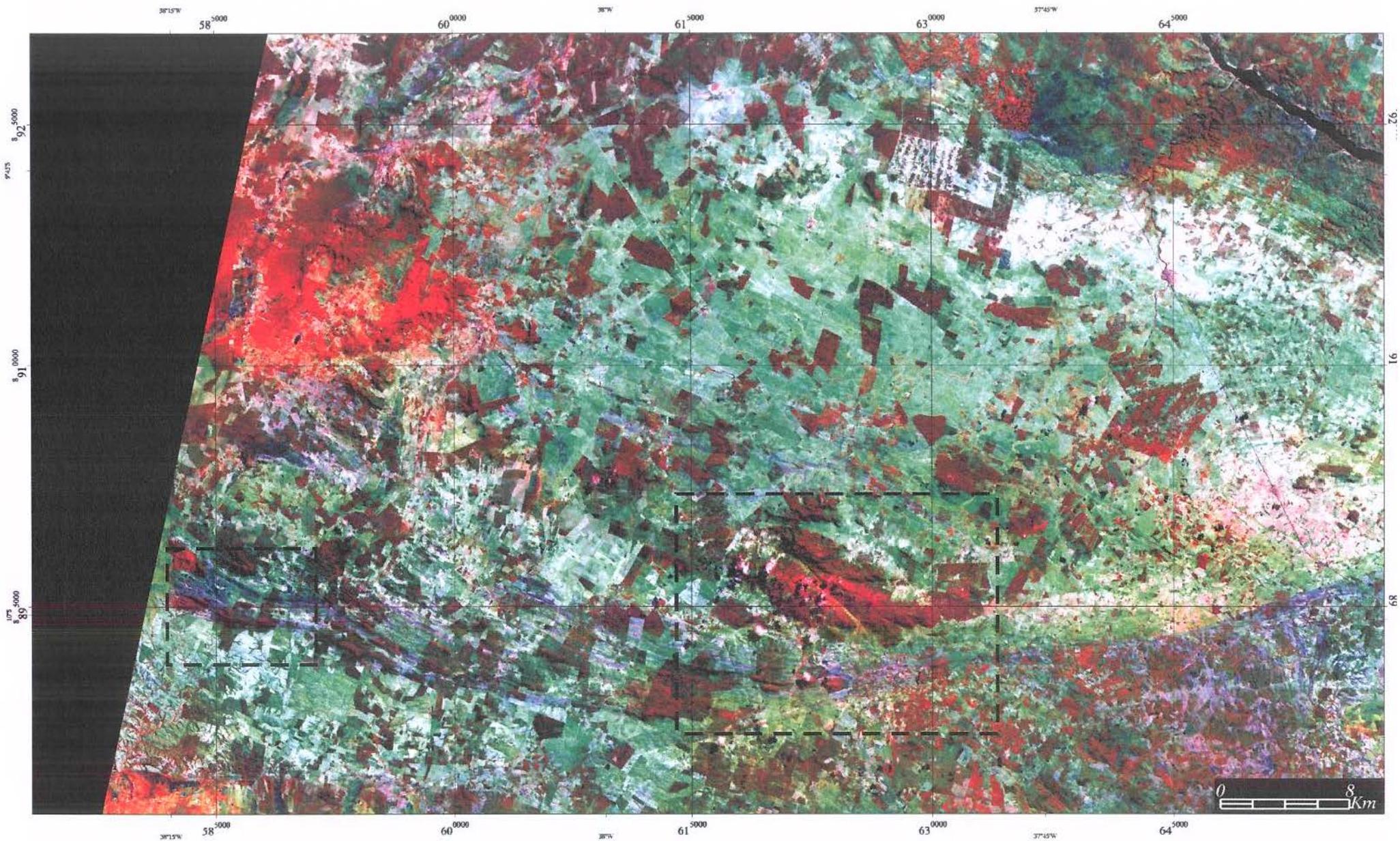
A unidade caracteriza-se principalmente por associação muito variada de litotipos. Alternam-se granada-quartzo-sillimanita-muscovita xistos, quartzitos, mármore, BIFs, anfíbolitos e rochas vulcânicas félsicas em menor quantidade. Lentes de rochas ultramáficas (peridotitos) também estão presentes. Os litotipos ocorrem sempre em faixas descontínuas e sem aparente inter-relação ou ordem de ocorrência. Essa associação litológica e a forma de ocorrência diferem bastante das demais unidades da seqüência Marancó, descritas nos próximos itens.

Os granada-quartzo-sillimanita-muscovita xistos estão sempre bastante intemperizados. Porfiroblastos de granada de até 0,5 cm em matriz composta essencialmente por sericita, quartzo e muscovita caracterizam esse litotipo (Foto 8). Sillimanita ocorre também de forma abundante. Esse mineral é normalmente observado em lâminas delgadas contornando os porfiroblastos de granada. Sillimanita é substituída por muscovita na matriz da rocha, enquanto a clorita preenche fraturas nos grãos de granada. (Fotos 9, 10).

Pelas características acima se pode dizer que sillimanita é o representante da fácies anfíbolito preservada nas rochas metassedimentares da Unidade Minuin. A substituição por muscovita e sericita é resultante do retrometamorfismo, assim como a substituição de granada por



**Figura 5-** Perfis geológicos esquemáticos para a área estudada. O traço dos perfis está indicado no mapa da Figura 4, Anexo 1. As colorações e denominações de cada unidade geológica seguem também o padrão do mapa geológico. Nessa figura o perfil não está em escala com o mapa. No mapa geológico em anexo é possível observar os mesmos perfis em escala 1:100.000.



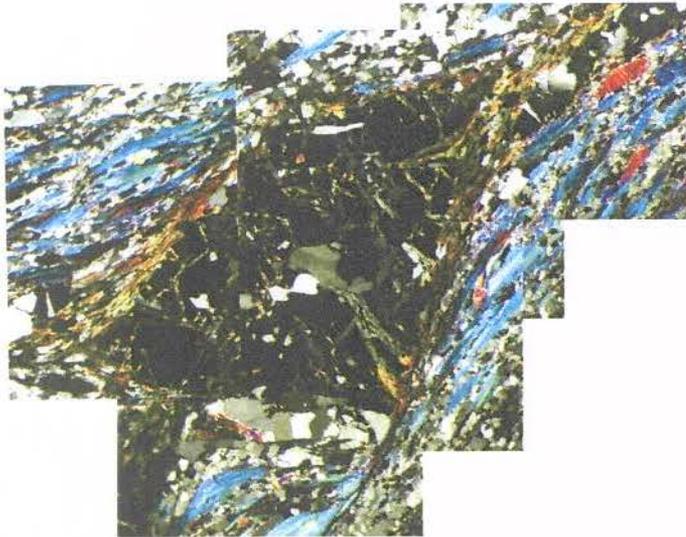
**Figura 6:** Imagem do satélite Landsat ETM+ da área trabalhada. A figura representa a área mapeada. Composição Colorida RGB nas bandas 4/5/3. As áreas destacadas dizem respeito às figuras 8 e 9.



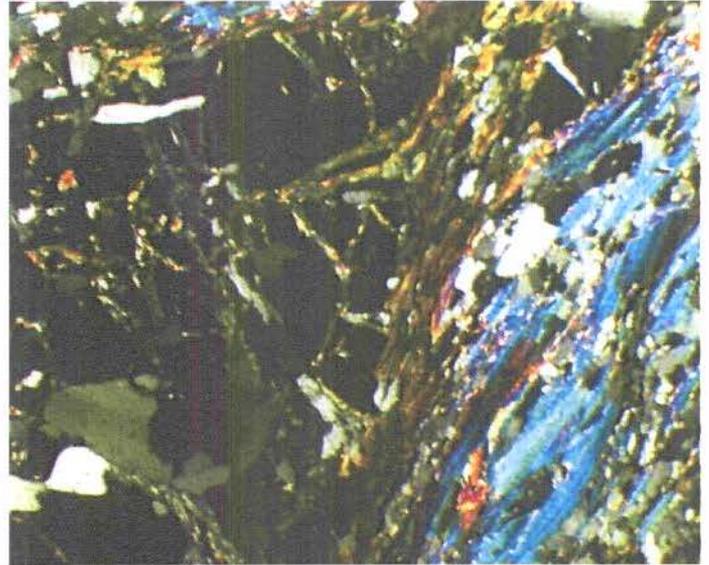
**Foto 7-** Dique de granito Xingó cortando os migmatitos de Poço Redondo.



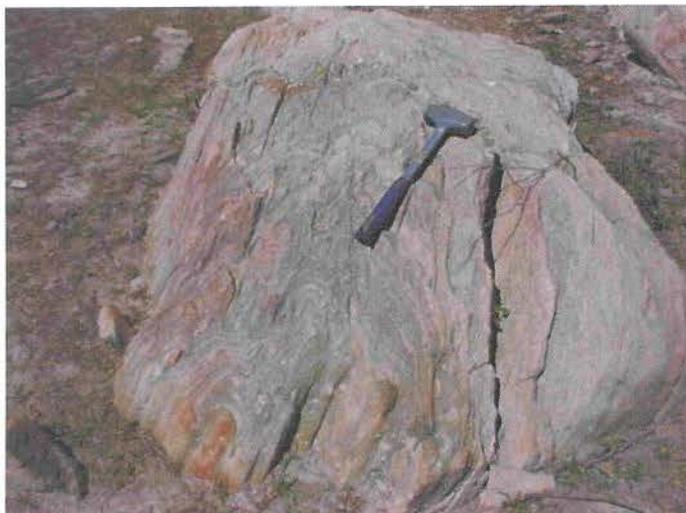
**Foto 8-** Afloramento típico da ocorrência dos quartzomuscovita-granada xistos da Unidade Minuim, sempre bastante intemperizados.



**Foto 9-** Montagem de microfotografias onde se vê porfiroclasto de granada rodeado por sillimanita e muscovita, em matriz quartzosa, nos quartzo-granada-sillimanita xistos da U. Minuim



**Foto 10-** Detalhe da lâmina ao lado. Notar muscovita substituindo sillimanita e clorita preenchendo fraturas nos cristais de granada. (N.c., 2,5x)



**Foto 11-** Quartzitos da U. Minuim onde é possível notar o bandamento sedimentar S0, marcado pela alternância entre bandas micáceas e bandas quartzosas, preservado.



**Foto 12-** Afloramento de anfibolitos (metabasaltos) da U. Minuim que ocorre no leito do Córrego Minuim, próximo ao povoado homônimo.

clorita. A fácies anfíbolito não é observada/preservada nas outras unidades do subdomínio Marancó.

A fácies anfíbolito corresponde a metamorfismo M1, enquanto o retrometamorfismo seria representante de metamorfismo M2. As possíveis relações desses picos metamórficos com os principais eventos deformacionais serão comentadas à frente.

Quartzitos ocorrem em toda a seqüência de rochas da Unidade Minuim. Eles se destacam por ocorrerem de maneira mais contínua que os demais litotipos. Trata-se de metarenitos impuros, compostos por quartzo, feldspato potássico, sericita, biotita e escassa muscovita. Alguns litotipos mais ricos em feldspato podem ser classificados como metagrauvascas ou metarcósios. Na maioria dos afloramentos visitados é possível observar bandamento sedimentar entre camadas micáceas e quartzosas centimétricas a sub-centimétricas, porém não é possível observar gradação (Foto 11). Xenólitos de quartzitos são observados inclusos nos granitos Serra Negra. Grãos de zircão detriticos de amostra de quartzito da Unidade Minuim foram analisados no SHRIMP para estudos de proveniência de sedimentos. Os resultados são discutidos no capítulo dedicado a geocronologia.

Os anfíbolitos têm exposições bastante pobres. Três tipos distintos foram observados. O primeiro é caracterizado por anfíbolitos de granulação média, composto por hornblenda e pouco plagioclásio, às vezes com granada. Actinolita/tremolita, plagioclásio e quartzo formam outro litotipo raramente observado. O terceiro e mais abundante tipo foi observado em afloramento próximo ao povoado de Minuim (Foto 12). Trata-se de anfíbolito fino composto por hornblenda, plagioclásio e quartzo com estruturas em afloramento que lembram pillow lavas. Essas estruturas são caracterizadas por pods que variam de centimétricos a submétricos (Foto 13). Esses pods são estirados segundo a foliação principal e normalmente ricos em epidoto (Foto 14). A rocha apresenta ainda porções ricas em cavidades subcentimétricas também estiradas segundo a direção da lineação de estiramento. Em lâmina constatou-se que tais cavidades são preenchidas por quartzo, e foram interpretadas como amígdalas estiradas. Um dos pods observados, o maior deles, apresenta estrutura similar a de cogumelos, bastante típico de afloramentos onde ocorrem pillow lavas, quando observado em corte perpendicular à foliação principal (Foto 15, 16). Essa estrutura obedece ainda a outro critério observado em afloramentos de pillow lavas. A orientação do cogumelo (base para SSW) combina com a observação de níveis mais ricos em vesículas, que sugerem topo da seqüência de pequenos derrames em direção NNE (Foto 17).

Em lâmina delgada esse último tipo de anfibolito apresenta hornblenda, clorita, plagioclásio e quartzo como minerais principais. A hornblenda é muito pouco preservada, transformada quase totalmente em clorita. O plagioclásio é fino e encontra-se estirado, marcando a lineação de estiramento. O quartzo ocorre principalmente na forma de veios paralelos à lineação de estiramento. Esse litotipo pode ser classificado como metabasalto. Três amostras desses anfibolitos, incluindo esse último, foram analisadas quimicamente e isotopicamente e os resultados serão apresentados mais à frente.

Rochas ultramáficas ocorrem em lentes de pouca expressão e descontínuas, dispersas entre os demais litotipos. Ocorrem principalmente peridotitos e gabros, sempre serpentinizados. Algumas amostras apresentam textura cumulática preservada.

O caráter intrusivo dos granitos Serra Negra e Sítios Novos nas rochas dessa unidade é atestado em campo pela presença de xenólitos de xistos e quartzitos em ambos os granitóides.

O metamorfismo é predominantemente de fácies xisto verde. As paragêneses metamórficas observadas sugerem que se trata de fácies retro-metamórfica.

A paragênese sillimanita-estauroлита-granada é por vezes preservada nos xistos aluminosos. Essa paragênese de fácies anfibolito é restrita a esta unidade na seqüência Marancó.

De maneira geral, e em resumo, o conjunto de rochas da Unidade Minuim parece representar mistura de litotipos tectonicamente colocados como lascas em meio a sedimentos quartzosos imaduros. São colocados lado a lado rochas metamorfisadas em fácies anfibolito e rochas em fácies xisto verde. Além disso, os anfibolitos, as rochas ultramáficas e os sedimentos químicos se misturam numa associação semelhante a melanges tectônicas.

Com base em correlações feitas em campo pode-se afirmar que os migmatitos de Poço Redondo podem ter contribuído como fonte para parte dos sedimentos (quartzitos). Foram observados afloramentos que comprovam que os sedimentos quartzosos da Unidade Minuim jazem sobre os migmatitos de Poço Redondo. Além disso, não foi observada zona de cisalhamento expressiva no contato entre essas duas unidades, fatos que nos levam a propor que essas unidades estão relacionadas. Os estudos de proveniência de sedimentos comprovam a sugestão.



**Foto 13-** Afloramento de anfibolitos (metabasaltos) da U. Minuim onde pode-se observar estruturas circulares estiradas segundo a foliação principal que lembram *pillow lavas*.



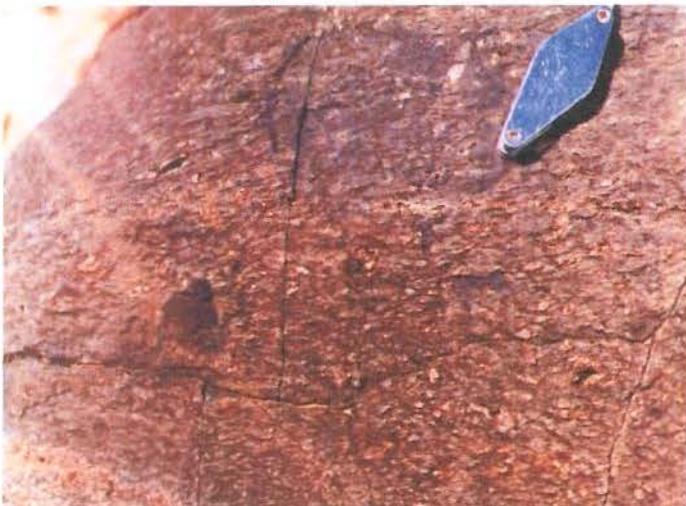
**Foto 14-** Foto do mesmo afloramento da foto anterior. Algumas das estruturas circulares são *pods* ricos em epidoto. As cavidades na rocha são vesículas estiradas.



**Foto 15-** Estrutura circular observada em afloramento da Unidade Minuim, no córrego homônimo, lembrando *pillow lavas*.



**Foto 16-** Detalhe do contato do que seria uma estrutura em *pillow lava* e o material *interpillow* em afloramento de metabasalto no Córrego Minuim.



**Foto 17-** Foto do mesmo afloramento no Córrego Minuim onde se vê vesículas preenchidas por quartzo e amígdalas no metabasalto da Unidade Minuim.



**Foto 18-** Amostra de gabros acamadados da U. Morro do Bugi, parte da sequência de rochas ultramáficas que ocorrem ao pé da Serra de Marancó, no povoado homônimo.

#### 4.2.2-Unidade Morro do Bugi

A unidade ocorre imediatamente a sul dos granitóides Serra Negra (Figura 4). Seu contato norte é sempre com este granitóide e a sul com os metarritmitos da Unidade Monte Alegre (Figuras 4, 5, Anexo 1). Distribui-se também na direção WNW por cerca de 35 km, com largura máxima de exposição de aproximadamente 4 km, estreitando-se em direção da ZCBMJ, a leste.

Trata-se de associação entre rochas metassedimentares rítmicas de granulação grossa, caracterizada pela alternância de metarenitos e metaconglomerados, com metassiltitos em menor proporção. Diques ou sills de rochas vulcânicas dacíticas, paralelos ao acamamento, também são observados. Notável nessa unidade é a ocorrência de lascas de rochas máficas e ultramáficas serpentinizadas na Serra de Marancó.

Os metarritmitos são dominados por metaconglomerados polimíticos deformados. Estes contêm seixos de até 10 cm, estirados. Seixos de gnaisses e de rochas vulcânicas intermediárias são os mais comuns. A matriz dos conglomerados é formada por sericita, clorita, quartzo, plagioclásio e menor quantidade de feldspato potássico. O material detrítico componente da matriz e a presença constante dos seixos de rochas vulcânicas intermediárias atestam que rochas vulcânicas contribuíram bastante para a deposição dos conglomerados. É, portanto, necessário que fonte vulcânica seja a principal contribuinte para a geração dessas rochas. Os conglomerados ocorrem principalmente na porção norte da unidade, que aparentemente decresce em granulação em direção ao sul. Apesar das rochas estarem em contato direto com os granitos Serra Negra, não foram identificados seixos destes nos conglomerados.

Intercalam-se a esses conglomerados metarenitos grossos a finos. Esses metarenitos são impuros, por vezes arcoseanos. São compostos por quartzo (aproximadamente 40%), plagioclásio (30 %), feldspato potássico (20%) e micas, sendo clorita e sericita as mais abundantes. Microseixos compostos por quartzo azulado, por vezes com algumas arestas preservadas, e grãos de plagioclásio também ocorrem, conferindo à rocha um aspecto microconglomerático. Os metarenitos também têm granulação diminuindo para sul.

A seqüência toda, de forma geral, afina em granulação para o sul, passando em seu extremo sul a ser caracterizada pela alternância entre metarenitos finos e metassiltitos. Esses últimos têm composição dominada por quartzo, sericita e clorita e não contêm seixos.

As rochas vulcânicas ácidas a intermediárias ocorrem na parte sul da unidade. Trata-se de rochas dacíticas cinza-esverdeadas que ocorrem na forma de diques/sills paralelizados ao restante

da seqüência. Sua espessura raramente ultrapassa dois metros. Em amostras de mão são muito finas, tem aspecto granoblástico e alguns fenocristais milimétricos verde escuro de anfibólio. Em lâmina, a matriz é composta por quartzo e plagioclásio microcristalinos e poucos fenocristais de plagioclásio e anfibólio (hornblenda) ocorrem dispersos. Essas rochas destacam-se nos afloramentos por apresentarem-se menos intemperizadas e muito pouco deformadas.

As rochas metaultramáficas e máficas ocorrem em duas elevações bastante pronunciadas no relevo regional nas proximidades do Povoado de Marancó, denominados Serra de Marancó e Morro do Bugi. Essas rochas afloram principalmente na encosta sudoeste das serras, junto ao povoado. Trata-se de gabros acamadados (Foto 18), talco xistos (Foto 19) e peridotitos serpentinizados. Em lâmina delgada, esses peridotitos contêm fantasmas de olivina e de texturas cumuláticas típicas (Foto 20). A essas rochas estão associadas duas ocorrências de cromita. Não foi possível a observação de afloramentos de cromita, mas em amostras roladas ou em trincheira antiga, foi possível coletar algumas amostras. A cromita é disseminada mas algumas amostras mostram teores bastante altos, densidade alta e termos maciços.

Os contatos das rochas ultramáficas são sempre tectônicos. A sul elas cavalgam sobre metarritmitos, metaconglomerados e localmente sobre lascas do granito Serra Negra. Ao norte, em perfil perpendicular ao contato entre o granito e as rochas ultramáficas (Figura 5), o caráter tectônico dos contatos fica claro. Devido à forte alteração intempérica e hidrotermal não foram encontradas amostras em boas condições para análise química.

O metamorfismo impresso nas rochas dessa unidade é de fácies xisto verde, não sendo observadas ao microscópio paragêneses da fácies anfíbolito. Biotita e clorita são os minerais metamórficos freqüentes, principalmente nas rochas metassedimentares.

Em campo não há diferenças geológicas expressivas no contato sul entre a Unidade Morro do Bugi e a Unidade Monte Alegre, a não ser pela granulação dos litotipos sedimentares. Aparentemente a passagem de uma unidade para outra se dá de maneira gradual, deixando dúvidas quanto à necessidade de individualização dessas unidades.

#### 4.2.3-Unidade Monte Alegre

Ocorre imediatamente a sul da Unidade Morro do Bugi e a norte da Unidade Monte Azul. Distribui-se em mapa de maneira similar à unidade a norte e tem largura média de exposição de aproximadamente 5 km (Figura 4, Anexo 1). Essa unidade também se estreita em direção à ZCBMJ e é truncada por ela em seu extremo SE. Seu contato norte com a Unidade Morro do

Bugi aparentemente se dá de forma gradual com diminuição da granulação dos metarritmitos e incremento na ocorrência de rochas vulcânicas intermediárias. O contato sul com rochas da Unidade Belém é marcado por nova granocrescência dos litotipos e por inferida falha de empurrão.

Trata-se de um pacote de metarritmitos finos caracterizados pela alternância entre metagrauvas de granulação fina, metassiltitos e metapelitos intimamente associados a rochas vulcânicas de composição andesítica a dacítica. Algumas lentes estreitas de metarenitos ocorrem nos metarritmitos.

As rochas metassedimentares têm como característica principal a forte contribuição de rochas vulcânicas como fonte de sedimentação. As metagrauvas têm granulação de média a fina e são ricas em clastos de plagioclásio, quartzo e fragmentos de rocha (Fotos 21, 22, 23). Fragmentos de quartzo azulado, às vezes com arestas preservadas, e plagioclásio são freqüentes. A matriz é normalmente composta por quartzo, é rica em clorita e contém menor quantidade de sericita. Os clastos são muito pouco arredondados, normalmente bastante angulosos (Fotos 22, 23), atestando pouco transporte e proximidade da área fonte. Existe a possibilidade de essas rochas serem na realidade ignimbritos, mas o grau de deformação e o metamorfismo não possibilitam a classificação exata.

Nos metassiltitos e metapelitos a matriz também tem clorita como principal filossilicato. Quartzo microcristalino, plagioclásio e feldspato, além de sericita, também compõem a matriz dos metassiltitos.

As rochas vulcânicas têm composição dacítica a andesítica e são na maioria das vezes porfíricas, com fenocristais de quartzo azulado, plagioclásio e mais raramente anfibólio, imersos em matriz composta essencialmente por quartzo, clorita, sericita e plagioclásio (Fotos 24, 25). Ocorrem ainda minerais opacos, dominados por pirita e magnetita intemperizadas, e também raros fragmentos milimétricos de rocha, apontando para possível contribuição piroclástica.

As rochas vulcânicas dessa unidade se apresentam intensamente deformadas (Fotos 24, 25), como as rochas metassedimentares, o que torna difícil diferenciá-las em campo. A maioria das rochas vulcânicas, aparentemente semelhantes em composição e observadas nas outras unidades, difere dessas, pois não apresentam forte deformação, sendo distintas das rochas metassedimentares em afloramento devido às diferenças estruturais. Esse fato será comentado e discutido mais à frente.

Santos *et al.* (1988) levantam a possibilidade de que as rochas da Unidade Monte Alegre representariam clássicos turbiditos (fácies de Bouma), intimamente associados a vulcanismo intermediário, interpretação essa compartilhada neste trabalho.

No extremo W de ocorrência, a seqüência é intrudida por um corpo granodiorito do tipo Sítios Novos (Figura 4, Anexo 1). O contato entre o granito e a seqüência não foi observado em campo. O caráter intrusivo é dado principalmente pela ausência total de foliação no granito.

O metamorfismo impresso nas rochas da Unidade Monte Alegre é também de fácies xisto verde.

#### 4.2.4- Unidade Belém

Ocorre imediatamente a sul da Unidade Monte Alegre e a norte da Unidade Monte Azul. Estende-se da mesma forma na direção WNW-ESE e tem largura média de exposição em torno de 4 km (Figura 4, Anexo 1). É também truncada em seu extremo SE pela ZCBMJ. O contato a norte não é muito claro em campo. Zonas de cisalhamento de baixo/médio ângulo e lineações de estiramento oblíquas a down-dip foram observadas em alguns afloramentos junto aos contatos. Além disso, esse contato é sempre marcado pela presença de veios de quartzo expressivos, mapeáveis na escala de trabalho. O contato sul com a Unidade Monte Azul aparentemente se dá de forma progressiva, com o afinamento da granulação dos litotipos metassedimentares.

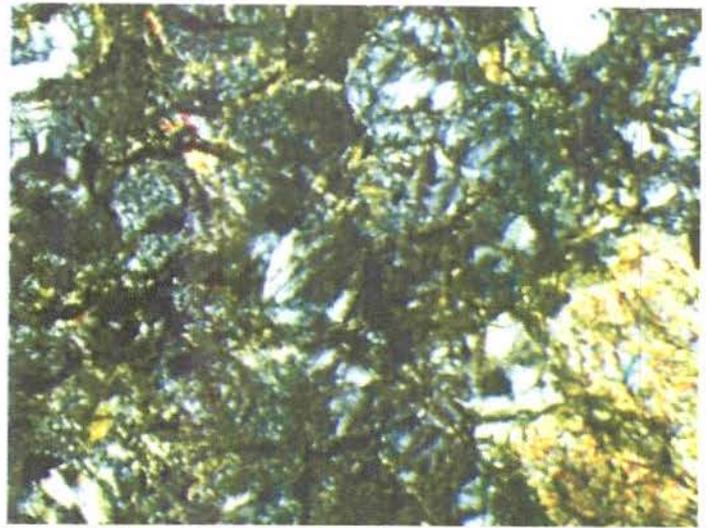
Trata-se de uma seqüência dominada por rochas metassedimentares grossas a finas, intercaladas aparentemente de maneira rítmica. Diques/sills de rochas vulcânicas intermediárias ocorrem paralelos às rochas metassedimentares. Notável é a ocorrência de uma “lasca” de rochas máfico-ultramáficas em meio às rochas metassedimentares.

As rochas metassedimentares variam de metaconglomerados e matagrauvas a metapelitos. Aparentemente ocorrem de maneira rítmica, em ciclos que vão de metaconglomerados a metapelitos, afinando na direção sul. Os metapelitos são subordinados, ocorrendo de maneira restrita.

Os metaconglomerados são mais frequentes na extremidade norte da unidade e são caracterizados por aparente caoticidade, apesar de deformados (Foto 26). São polimíticos, ocorrendo principalmente seixos de rochas vulcânicas, filitos e gnaisses. Pirita é comum. Ocorrem fácies microconglomeráticas, ricas em plagioclásio, feldspato potássico e clastos de quartzo azul, com características vulcânicas, demonstrando contribuição de rochas vulcânicas em



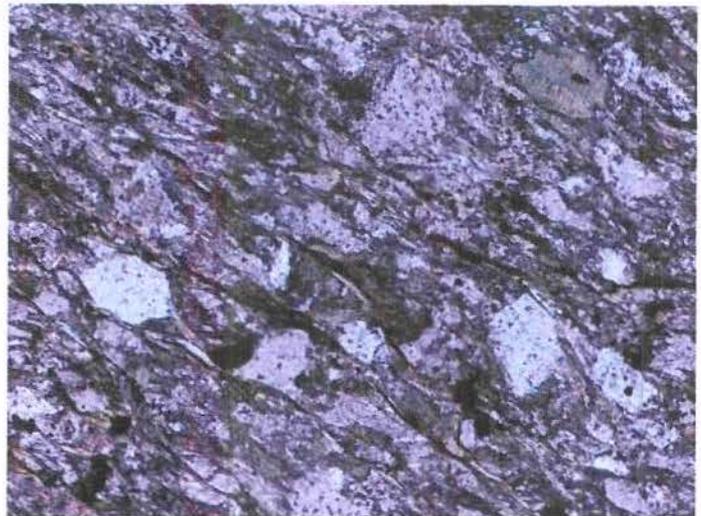
**Foto 19-** Afloramento de talco xistos da sequência de rochas ultramáficas que ocorrem como lasca tectônica na U. Morro do Bugi, ao pé da Serra de Marancó.



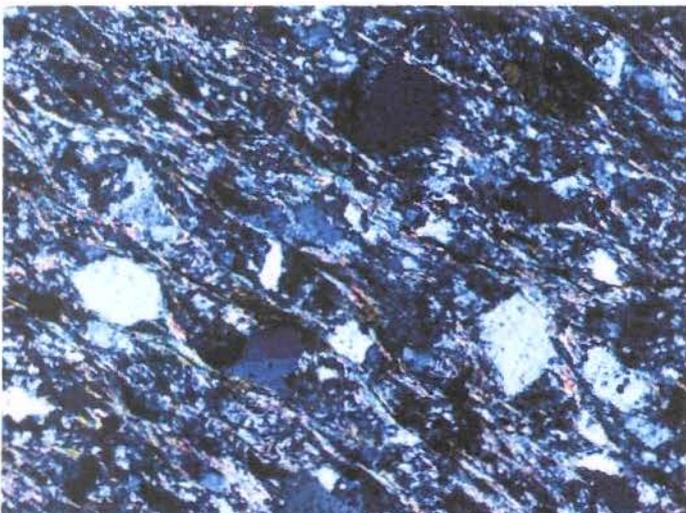
**Foto 20-** Fotomicrografia de peridotito serpentinisado, parte da sequência de rochas ultramáficas da U. Morro do Bugi. Notar a textura cumulática preservada. (N.c., 2,5x)



**Foto 21-** Metagrauvaca bandada de granulação fina típica das unidades da sequência de rochas metassedimentares de Marancó.



**Foto 22-** Fotomicrografia de metagrauvaca de granulação média da U. Monte Alegre. Notar a matriz rica em clorita e a abundância de fragmentos de quartzo e plagioclásio, além do pobre arredondamento dos clastos. (N.d., 5x)



**Foto 23-** Fotomicrografia da mesma grauavaca, com nicois cruzados. Notar a matriz rica em clorita e a abundância de fragmentos de quartzo e plagioclásio, além do pobre arredondamento dos clastos (N.c., 5x)



**Foto 24-** Fotomicrografia de rocha vulcanoclástica da U. Monte Alegre. Notar a forte deformação dos fenocristais e a presença de minerais opacos. (N.d., 2,5x)

sua gênese. Eles ocorrem em ciclos métricos e gradam a microconglomerados e metarenitos impuros, fato às vezes observado em escala de afloramento. Estão sempre intemperizados.

As metagrauvasas são também ricas em quartzo azul, plagioclásio e feldspato, além de minerais máficos e micas, sendo clorita e biotita os mais comuns (Foto 27). Trata-se de rochas de granulação média a fina, ricas em clastos de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, além de fragmentos de rocha. Estão sempre deformadas, com estiramento dos clastos descritos como principal característica (Foto 27). Termos mais puros, matareníticos, compostos por quartzo e micas, ocorrem com freqüência associados às metagrauvasas. Algumas estruturas sedimentares do tipo linsen e flaser foram observadas em campo, isoladamente. A gradação entre conglomerados e metarenitos foi observada, em escala de afloramento, mas não permitiu a determinação de topo e base das camadas e em possível recomposição da estratigrafia.

Os metassiltitos e metapelitos são compostos principalmente por sericita, clorita, quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. É comum observar rochas com matriz muito fina composta por clorita e sericita com grãos de quartzo e feldspato arredondados dispersos (Foto 28). As observações descritas nos contatos com a Unidade Monte Azul levam à possibilidade de o contato entre ambas ser marcado por zona de cavalgamento contemporânea à sedimentação. Os seixos observados nos metaconglomerados no norte da seqüência assemelham-se às rochas que ocorrem na Unidade Monte Azul (pelitos e rochas vulcânicas).

As rochas vulcânicas ocorrem na forma de diques/sill paralelos às rochas metassedimentares. Trata-se de andesitos pórfiros ( Fotos 29) e dacitos (Foto 30) de coloração cinza esverdeada, com espessura máxima de 2m. Em amostra de mão são muito finas a afaníticas, com os fenocristais de quartzo bipiramidal e mais raramente de plagioclásio atingindo até 3 mm.

Em lâmina a matriz é composta por quartzo e plagioclásio microcristalinos, clorita, pouca biotita e sericita. Os fenocristais bipiramidais de quartzo (Foto 29) têm as arestas quase sempre bem preservadas, assim como os de plagioclásio. Essas rochas apresentam deformação muito fraca ou estão indeformadas, sendo esse fator utilizado para identificá-las em campo. Os dacitos são semelhantes aos das unidades inferiores e visualmente são bastante semelhantes às rochas metassedimentares mais finas, destacando-se apenas pela menor deformação (Foto 31). Em lâmina essas diferenças são claras, como observado em rochas de um mesmo afloramento nas Fotos 32 e 33. Em alguns afloramentos onde as rochas metassedimentares são afetadas por dobras

kink, representantes da última fase deformacional, as vulcânicas não são dobradas mas desenvolvem fraturas/falhas paralelas ao plano axial desses kinks.

As rochas ultramáficas ocorrem em possível “lasca” de aproximadamente 20 km de comprimento, distribuída segundo a direção da estrutura principal. Sua espessura máxima é de aproximadamente 1,8 km (Figura 4, Anexo 1). As exposições são bastante pobres e, quando observadas, as rochas encontram-se sempre bastante intemperizadas. São principalmente representadas por metadiabásios, clorititos e metapiroxenitos. Esses últimos estão sempre muito serpentinizados, mas ainda é possível, em lâmina, observar textura cumulática entre olivina e piroxênio. Assim como nas ultramáficas da Unidade Morro do Bugi, não foram encontradas amostras cujo estado de intemperismo permita análise geoquímica.

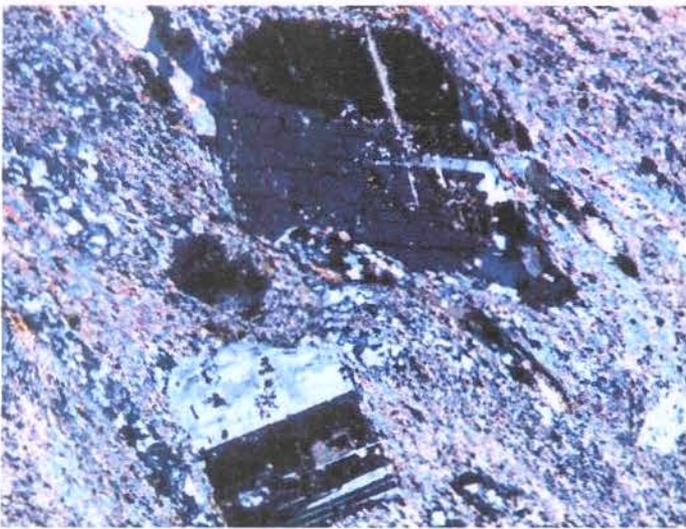
#### 4.2.5-Unidade Monte Azul

Ocorre no extremo sul da seqüência Marancó, imediatamente a sul das rochas da Unidade Belém. É a unidade mais extensa, estendendo-se por cerca de 60 km na direção WNW-ESE, e com uma largura máxima de exposição em torno de 10 km (Figura 4, Anexo 1). É truncada e estirada pela ZCBMJ. Seu contato norte com as rochas da Unidade Belém é aparentemente gradacional, com afinamento da granulação dos litotipos sedimentares de norte para sul. A sul, o contato é claramente tectônico, estando as rochas dessa unidade limitadas pela ZCBMJ. Esse contato ora se dá com os sedimentos fanerozóicos da Bacia do Tucano Norte, a leste, ora com os metapelitos do Domínio Macururé (Figuras 4, 5).

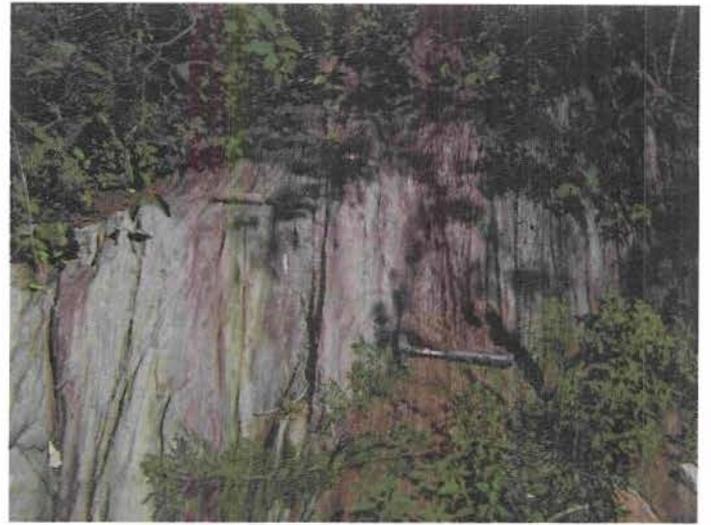
Trata-se de espessa seqüência de metarritmitos finos intercalados a abundantes diques/sills de rochas vulcânicas e piroclásticas de natureza andesítica a dacítica.

Os metarritmitos são caracterizados pela alternância entre níveis metapelíticos e metassílticos (Foto 34) e, a norte, metareníticos finos. Os metapelitos são compostos por clorita, sericita e quartzo, prevalecendo clorita. Os metassiltitos têm a mesma composição mineralógica, sendo bastante comum, em lâmina, a ocorrência de grãos arredondados de quartzo azulado e plagioclásio dispersos na matriz. Em amostra de mão, ambas as rochas têm coloração verde clara.

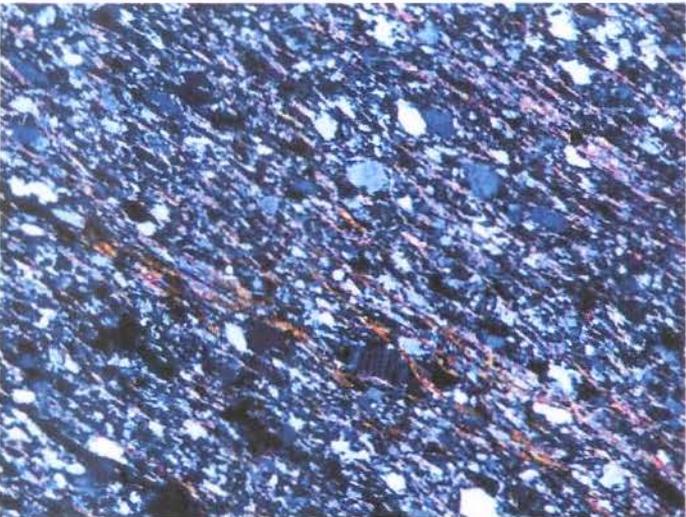
Metagrauvas finas ocorrem mais ao norte da unidade. São caracterizadas pela abundância de clastos de plagioclásio e quartzo imersos em matriz de quartzo, clorita e sericita. São muito semelhantes às grauvas observadas nas unidades já descritas. Apresentam-se sempre muito deformadas (Foto 35, 36).



**Foto 25-**Fotomicrografia de rocha vulcanoclástica da U. Monte Alegre. Notar a deformação dos fenocristais e a matriz microcristalina composta por clorita, sericita e quartzo. (N.c.,2,5x)



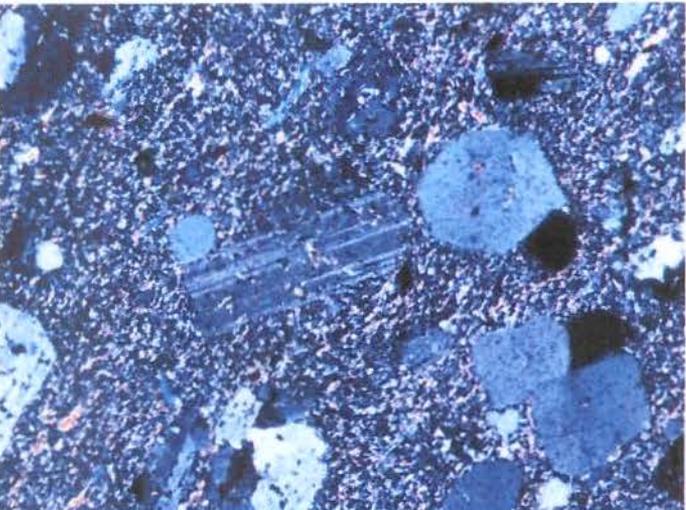
**Foto 26-** Foto do afloramento MMC 19, onde ocorrem meta-conglomerados da U. Belém intercalados a metarenitos.



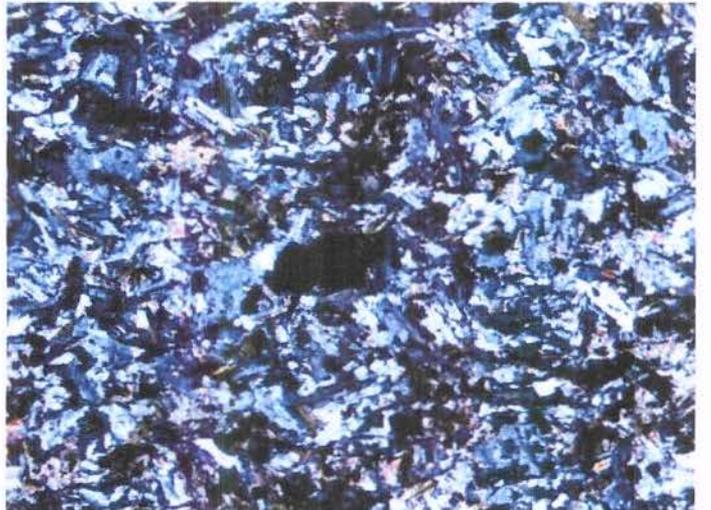
**Foto 27-**Fotomicrografia de grauvasca média da U. Belém. Notar deformação dos clastos de quartzo e plagioclásio. (N.c.2,5x)



**Foto 28-**Fotomicrografia de grauvasca muito fina da U. Belém. Notar a matriz microcristalina composta por clorita e quartzo e a presença de abundantes clastos arredondados. (N.d.5x)



**Foto 29-**Fotomicrografia de andesito porfiro da Unidade Belém. Notar a presença de fenocristais de plagioclásio e quartzo bipiramidal e a fraca estrutura. (N.c.2,5x)



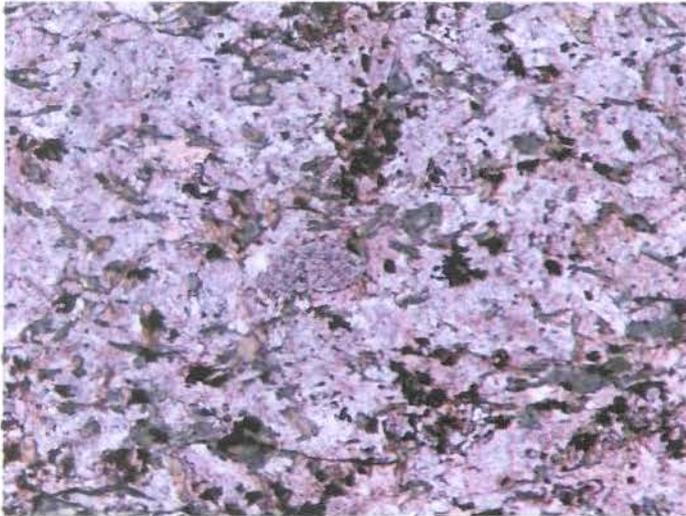
**Foto 30-**Fotomicrografia de dacito da Unidade Belém. Notar a ausência de fenocristais e de estruturas. (N.c.2,5x)



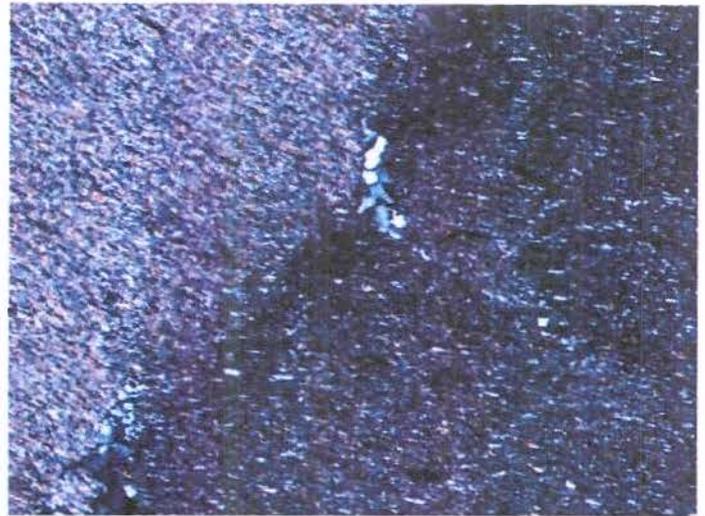
**Foto 31-** Afloramento típico de rochas metassedimentares e rochas vulcânicas dacíticas. As rochas vulcânicas se destacam em afloramento apenas pela menor deformação.



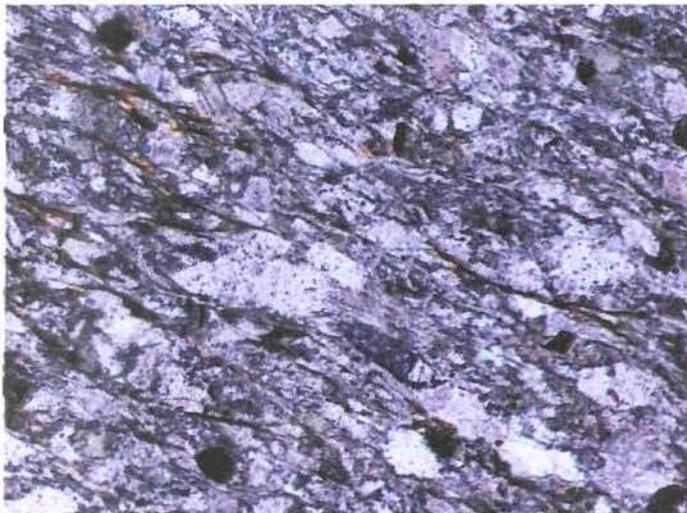
**Foto 32-** Fotomicrografia de grauvas do afloramento MMC 145, onde ocorrem intercaladas a rochas vulcânicas dacíticas. Notar a deformação (N.d., 2,5x)



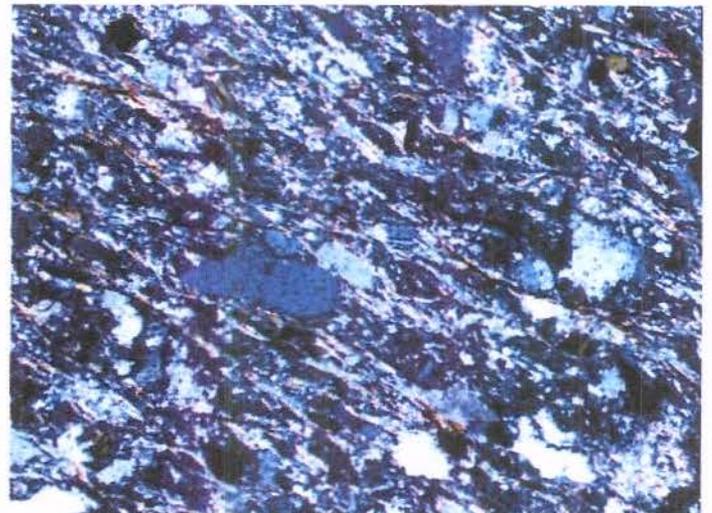
**Foto 33-** Fotomicrografia de vulcânicas dacíticas do afloramento MMC 145, onde ocorrem intercaladas a grauvas. No campo é difícil diferenciá-las. Notar textura isotrópica. (N.d., 2,5x)



**Foto 34-** Fotomicrografia pelito comum a Unidade Monte Azul. Notar o eixo de uma das dobras *kink*, também bastante comum nessa unidade (N.c., 5x)



**Foto 35-** Fotomicrografia de grauva do afloramento MMC 16, na Unidade Monte Azul. Notar a semelhança entre essas e as grauvas descritas nas demais unidades e a presença constante de clorita na matriz. (N.d., 5x)



**Foto 36-** Fotomicrografia de grauva do afloramento MMC 16, na Unidade Monte Azul. Notar a semelhança entre essas e as grauvas descritas nas demais unidades (N.c., 5x)

Nos litotipos metassedimentares é quase sempre possível perceber o bandamento sedimentar, mas algumas vezes, onde este não é visível, é difícil diferenciá-los dos litotipos vulcânicos. Em lâmina delgada as diferenças são claras, como pode ser visto em lâminas de um mesmo afloramento nas Fotos 37 e 38.

As rochas vulcânicas dessa unidade ocorrem em estreitos diques/sills (2 a 3 m) intercalados a todo o pacote de rochas metassedimentares. Essa unidade concentra o maior número de ocorrências. Trata-se de andesitos e dacitos, normalmente porfíricos de coloração cinza-esverdeada. Os fenocristais são de quartzo azulado bi-piramidal e plagioclásio (Fotos 39, 40, 41). Quando não porfíricas, as rochas são afaníticas e esverdeadas e, quando deformadas, assemelham-se aos metapelitos.

Apesar da proximidade da ZCBMJ, as rochas vulcânicas normalmente não apresentam muita deformação. Mesmo assim, o paralelismo entre as vulcânicas e os litotipos sedimentares é observado sempre que ocorrem juntos. Não foram observadas em campo relações de truncamento entre essas rochas. Esse fato, aliado ao da proveniência vulcânica dos sedimentos, conduz o observador a considerá-los cronocorrelatos e intimamente associados. Porém, a geocronologia realizada neste trabalho mostra outra relação, discutida mais adiante.

O metamorfismo é totalmente dominado por paragêneses da fácies xisto verde.

### **4.3 - Granitóides Intrusivos**

Os granitos intrusivos que ocorrem no Domínio Marancó – Poço Redondo fazem parte de três suítes granitóides já descritas na literatura. Os granitos aqui considerados mais antigos são os granitóides do tipo Serra Negra. Esses são normalmente porfíricos e apresentam características sin-tectônicas. Os granodioritos Sítios Novos serão descritos logo após. São normalmente granodioritos ricos em enclaves máficos e caracteristicamente pouco ou nada deformados. Por fim, os granitos do tipo Xingó são representantes dos últimos pulsos magmáticos na área. Trata-se de aplitos que ocorrem na forma de “folhas” cortando as demais rochas.

#### **4.3.1 - Granitóide Serra Negra**

Os granitos Serra Negra são as mais extensas ocorrências graníticas no Domínio Marancó - Poço Redondo. Santos *et al.* (1988) os classificaram como granitos  $\gamma_2$ , e sugeriram que eles foram colocados sintectonicamente à fase D2 de deformação, que afeta as rochas supracrustais da Faixa Sergipana. No presente trabalho serão propostas mudanças em relação às estruturas,

sobretudo ao tempo em que foram geradas. Essas mudanças são fundamentadas em dados de campo e nas idades obtidas e apresentadas mais à frente.

O contato entre os migmatitos e os granitóides Serra Negra são sempre tectônicos, marcados principalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes (Foto 42). Esses granitos situam-se principalmente ao sul dos migmatitos. Ocorrem na forma de plútons de grande dimensão, ou em faixas “estiradas” segundo direção principal WNW-ESE, paralelos às estruturas regionais. O plúton principal, que ocorre em pronunciado relevo da Serra Negra, tem forma sigmoidal em mapa e nas imagens de satélite (Figura 4, 6).

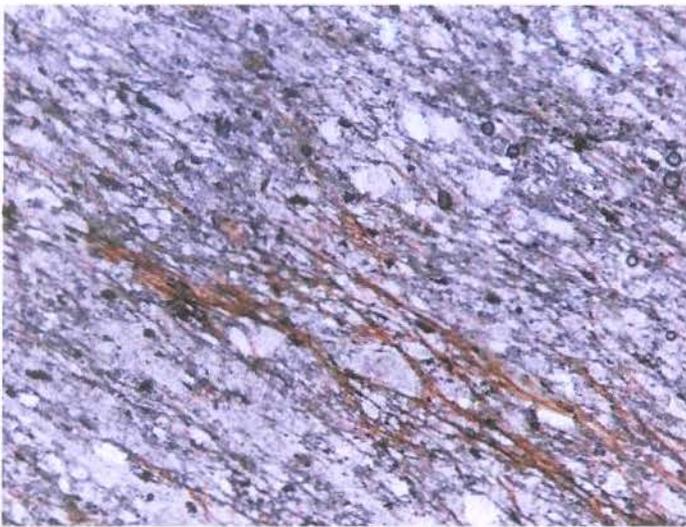
São intercalados a rochas metassedimentares, metavulcânicas e metaplutônicas da Unidade Minuim, parte do Domínio Marancó. Os contatos com essas rochas são tanto tectônicos quanto intrusivos. Os contatos ao sul se dão sempre com rochas metassedimentares e metavulcânicas da Unidade Morro do Bugi, também do Domínio Marancó, e são sempre tectônicos.

O caráter intrusivo de alguns contatos é atestado pela presença de abundantes xenólitos de rochas metassedimentares inclusos nos granitos, sempre em porções próximas às suas bordas (Foto 43).

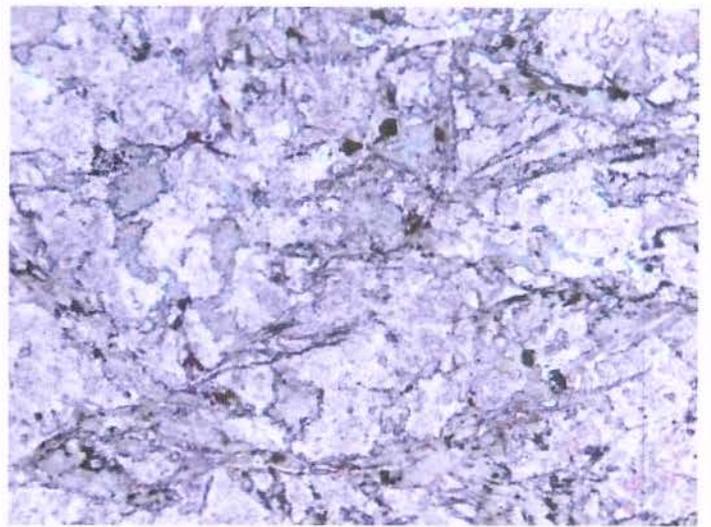
As intrusões são caracterizadas por granitos e augen gnaisses cinza a rosa, divididos por Santos *et al.* (1988) em duas principais fácies petrográficas: (i) granito porfirítico e; (ii) augen gnaisse.

A fácies granito porfirítico ocorre principalmente nas porções mais centrais das intrusões e é caracterizada por leucogranitos compostos principalmente por quartzo, feldspato potássico, muscovita e biotita, com feldspato potássico e plagioclásio sódico ocorrendo como fenocristais centimétricos (Fotos 44, 45). Os cristais de muscovita apresentam características magmáticas, ocorrem em arestas bem definidas e bem desenvolvidas, e aparentemente não são produto, por exemplo, da quebra de cristais de feldspato. Esses cristais são normalmente grandes e apresentam terminações bem definidas e euedrais, algumas vezes mostrando superfícies de corrosão e texturas de crescimento. Silicatos aluminosos, sendo a turmalina mais comum e a granada subordinada, são também constantes. Epidoto, apatita e zircão ocorrem como principais acessórios e são normalmente observados como inclusões nos cristais de turmalina.

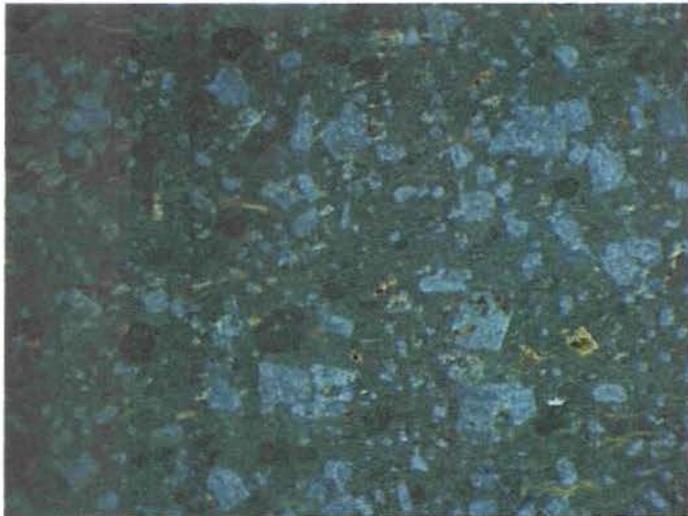
A fácies augen gnaisse ocorre normalmente nas bordas das intrusões. Apresenta mineralogia semelhante à da fácies granito porfirítico. A deformação nessa fácies é mais



**FOTO 37-** Fotomicrografia de grauvaca do aforamento MMC 16, onde ocorrem intercaladas a rochas vulcânicas dacíticas. No campo é difícil diferenciá-las. (N.d., 2,5x)



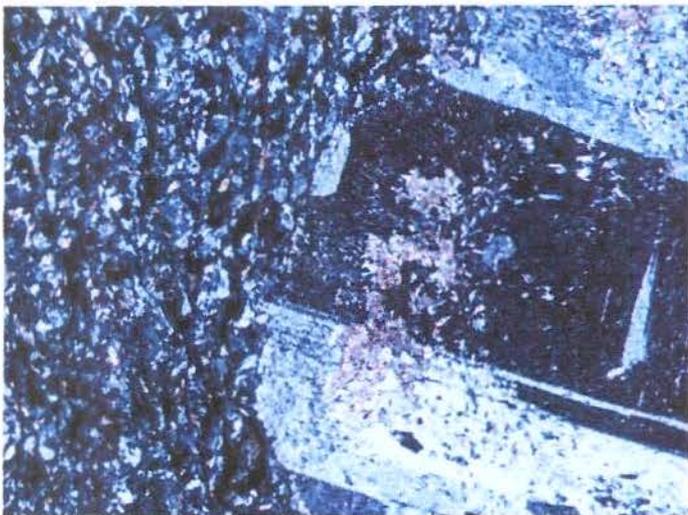
**FOTO 38-** Fotomicrografia de dacito do aforamento MMC 16, onde ocorrem intercaladas a grauvacas. No campo é difícil diferencia-las. (N.d., 5x)



**Foto 39-** Foto em lupa de rocha vulcânica andesítica porfirítica comum na U. Monte Azul. Notar os fenocristais de plagioclásio e quartzo bipiramidal, a ocorrência de vidro vulcânico e a presença de magnetita.



**Foto 40-** Fotomicrografia de detalhe de rocha vulcânica andesítica porfirítica comum na U. Monte Azul. Notar os fenocristais de plagioclásio e quartzo bipiramidal e a fraca deformação.(N.d., 2,5x)



**Foto 41-** Fotomicrografia de detalhe de rocha vulcânica andesítica porfirítica comum na U. Monte Azul. Notar os fenocristais de plagioclásio e a fraca deformação.(N.c., 5x)



**Foto 42 -** Afloramento onde se misturam faixas dos migmatitos de Poço Redondo e do Granito Serra Negra, em contato tectônico marcado por zona de cisalhamento transcorrente.

pronunciada e o contato com a outra fácies é sempre difuso. As únicas diferenças marcantes entre ambas são as características estruturais. Os fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio são estirados, formando porfiroclastos manteados, e os cristais de muscovita apresentam-se intensamente dobrados, conferindo a estrutura augen às rochas (Foto 46, 47).

Com base nos dados de campo e na observação petrográfica, é sugerido aqui que essas fácies são controladas pela deformação. Enclaves não são comuns e, quando observados, ocorrem na forma de xenólitos nas bordas dos corpos. Blocos, de tamanho até métrico, de metarenitos (foto 43) e quartzo-granada xisto são os mais comuns.

As duas faixas de rochas da seqüência metavulcanossedimentar de Marancó, pertencentes à Unidade Minuim, que se intercalam aos corpos de granitos Serra Negra são caracterizadas pela alternância de vários tipos litológicos, como observado na descrição dessa unidade. Essas faixas estão sempre tectonicamente paralelizadas aos granitos e, por vezes, misturam-se a eles junto às suas bordas. Aparentemente foram colocadas tectonicamente junto aos granitos ou alçadas junto a eles quando de sua intrusão.

A mineralogia descrita, rica em feldspato potássico e plagioclásio sódico, com a presença de muscovita magmática, biotita e outros aluminossilicatos, parece ser representativa de granitos peraluminosos a duas micas. A geoquímica em parte confirma essa tendência. As possíveis classificações para os Granitos Serra Negra serão discutidas mais adiante.

A principal característica estrutural observada nas intrusões do Granito Serra Negra é relacionada a zonas de cisalhamento oblíquas, com forte componente direcional. Aparentemente os corpos tiveram sua colocação controlada por essas zonas de cisalhamento, paralelas às estruturas principais do bloco. Estruturas relacionadas aos cavalgamentos com topo para SE (Dn+1) são constantemente observadas, mas não são fortemente impressas nas rochas. Os corpos aparentemente aproveitaram as descontinuidades mecânicas, que são as zonas de cavalgamento, para se colocarem paralelamente ao plano axial das dobras relacionadas a esse evento, e foram então transpostos por forte tectônica transcorrente oblíqua, que paralelizam as estruturas e que imprimiu às rochas suas características estruturais (Figura 5).

A foliação relacionada à fase de cavalgamentos normalmente tem baixo a médio ângulo de mergulho, entre 20 e 50°, sempre para N-NNW. A lineação de estiramento relacionada a essa fase é marcada pelo estiramento dos fenocristais de feldspato e por fitas de quartzo. Sempre indica movimento de topo para SSE.

Essas estruturas são transpostas e paralelizadas às zonas de cisalhamento direcionais nucleadas nas frentes de cavalgamento. Essas zonas geram foliação de alto ângulo de mergulho, mais constantemente para norte, mas também para sul, muitas vezes milonítica. A direção geral é ESE - WNW, mas algumas vezes é infletida pelo contorno dos corpos, que ganham formas sigmoidais. As lineações de estiramento são marcadas também pelo estiramento dos fenocristais e do quartzo e são normalmente oblíquas e strike-slip nas zonas mais deformadas. Indicadores cinemáticos mostram o sentido inverso/sinistral de movimento (topo para SSE).

Observando a imagem de satélite e o mapa geológico (Figuras 4, 6) é fácil notar que a intrusão principal dos granitos Serra Negra, na serra que deu nome ao corpo, configura mega estrutura sigmoidal. Esse corpo, como já mencionado, apresenta forte deformação nas bordas, com texturas do tipo augen e milonitos. O corpo reflete, em escala de mapa, as estruturas observadas em escala de afloramento. O formato do corpo também pode ser usado como indicador do movimento sinistral.

As estruturas descritas acima são truncadas pelas estruturas geradas na Zona de Cisalhamento Belo Monte/Jeremoabo. Esse fato é também observado em campo e nas imagens de satélite.

As interpretações estruturais, assim como descrição mais detalhada dessas estruturas, serão discutidas no item Geologia Estrutural.

#### 4.3.2 - Granitos Sítios Novos

Tanto os migmatitos como os granitos Serra Negra são intrudidos pelos granodioritos do tipo Sítios Novos. Esses granitos também ocorrem na forma de diversas intrusões, cobrindo uma extensa área no Domínio Marancó – Poço Redondo. Eles também intrudem as rochas metavulcânicas e metassedimentares da Unidade Monte Alegre, próximo ao vilarejo de Marancó. As intrusões espalham-se por todo o domínio, sobretudo nas áreas de ocorrência dos migmatitos de Poço Redondo. Seus contatos com todos os demais litotipos são sempre intrusivos. Xenólitos de migmatitos e rochas metassedimentares são comumente observados. São cortados somente pelas folhas aplíticas do tipo Xingó.

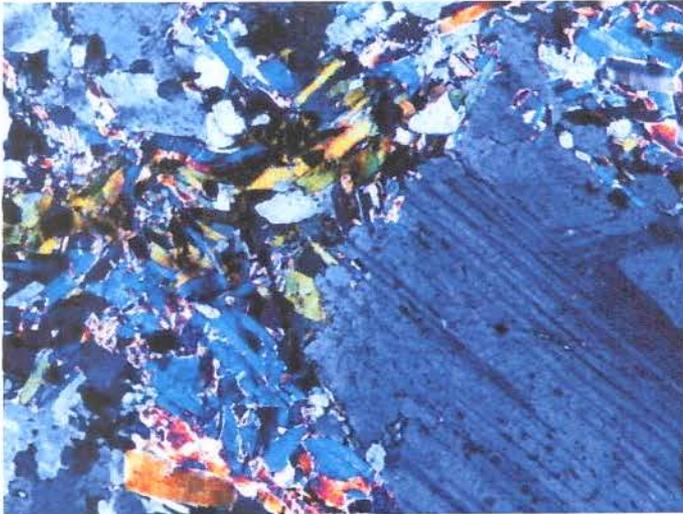
Os granitos Sítios Novos foram classificados como granitos 3, tardi a pós-tectônicos à fase D3 de deformação regional (Santos *et al.*, 1988; Silva Filho *et al.*, 1997). Segundo os



**Foto 43** -Detalhe de afloramento do granito Serra Negra com xenólito de metarenito. Afloramento do metarenito encaixante ocorre poucos metro a N, na Unidade Minuim.



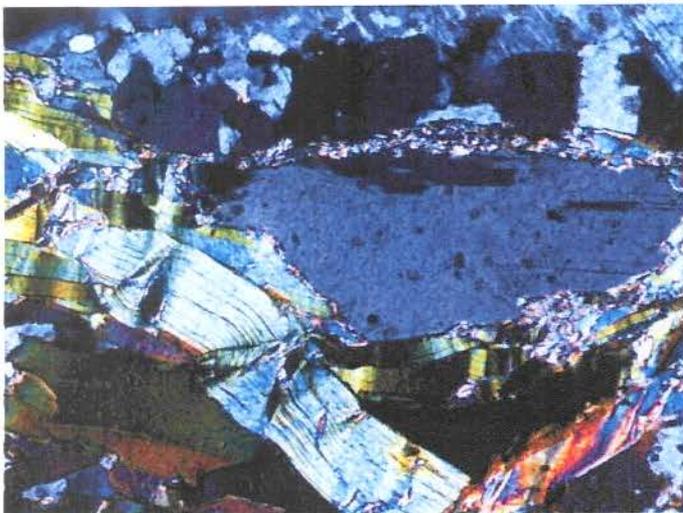
**Foto 44**- Facies granito porfirítico do granito Serra Negra .Notar a presença de fenocristais centimétricos de feldspato potássico e a fraca deformação.



**Foto 45**-Fotomicrografia do granito Serra Negra, facies granito porfirítico. Notar a presença de biotita e muscovita contornando fenocristal de plagioclásio. (N.c. 5x)



**Foto 46**-Facies *augen* gnáissica do granito Serra Negra .Notar a presença de fenocristais centimétricos de feldspato potássico deformado.



**Foto 47** -Fotomicrografia do granito Serra Negra, facies *augen* gnáisse. Notar a mineralogia semelhante a outra facies e muscovita deformada contornando fenocristal também deformado de plagioclásio. (N.c. 5x)



**Foto 48**-Facies granodiorito rica em enclaves, dominante, dos granodioritos Sítios Novos.

autores, eles podem ser divididos em três principais fácies: (i) fácies granodiorito porfirítico; (ii) fácies granodiorito fino e (iii) fácies diorítica.

A fácies granodiorítica porfirítica é a mais comum na área do domínio estudado. Ocorre principalmente nas porções centrais das intrusões. É caracterizada por rocha granodiorítica cinza a rosa, porfirítica, contendo fenocristais de plagioclásio e de feldspato potássico, que podem atingir até seis cm. A matriz é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e hornblenda.

Uma característica marcante dessa fácies é a abundância de enclaves máficos de composição tonalítica a diorítica (foto 48). Concentrações de biotita também são comuns. Esses enclaves variam de poucos centímetros a alguns metros, estão sempre orientados, mas raramente deformados e junto com os fenocristais marcam a direção de fluxo magmático normalmente concêntrico em relação aos corpos. É comum a presença de fenocristais de feldspato nos enclaves.

Feições deformacionais são raramente observadas. São caracterizadas por estiramento de quartzo e, menos comumente, deformação dos feldspatos e estão associadas a zonas de cisalhamento localizadas, aparentemente, sin – magmáticas.

A fácies granodiorítica fina ocorre normalmente na borda das intrusões. É caracterizada por granodioritos finos, cinzentos, compostos principalmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (Foto 49). Zircão, epidoto e apatita são os principais minerais acessórios. Enclaves máficos são muito raros.

As rochas dessa fácies são normalmente isotrópicas, provavelmente pelo fato de não conterem marcadores de fluxo como os enclaves e ou fenocristais. Algumas vezes é possível perceber fraca orientação das palhetas de biotita.

A fácies quartzo-diorítica raramente ocorre. Rochas escuras a acinzentadas compostas por quartzo, plagioclásio, hornblenda e pouco feldspato potássico e biotita caracterizam essa fácies (foto 50). Fenocristais de plagioclásio são comuns. Enclaves máficos são abundantes e, por vezes, ocorrem como concentrados em alguns afloramentos.

De maneira geral, os granitóides tipo Sítios Novos são rochas isotrópicas que apresentam foliação magmática, mas rara deformação. No entanto, em alguns afloramentos, como por exemplo no leito do Riacho Jacaré (foto 50), alguns km a sul de Poço Redondo, eles apresentam forte deformação. Nesses pontos a deformação é caracterizada por foliação penetrativa que

mergulha em ângulo médio de 65° para E. Fitas de quartzo definem a lineação de estiramento, strike slip. Relação S-C é o indicador cinemático mais visível e mostra sentido sinistral de movimentação.

Em resumo, as relações de campo mostram que os granitos Sítios Novos cortam as rochas migmatíticas de Poço Redondo. Os granitos do tipo Serra Negra e as rochas metavulcanossedimentares de Marancó, por sua vez, são cortadas pelas folhas graníticas do tipo Xingó. São raramente deformados. Silva Filho *et al.* (1997) obtiveram isócrona Rb-Sr de  $595 \pm 10$  ma para o granito. Essa idade não concorda com a idade U-Pb obtida neste trabalho, consideravelmente mais antiga. Essa idade, discutida adiante, complica a relação deformação x tempo observada nos afloramentos. Uma interpretação para essa aparente incongruência é também discutida mais à frente.

#### 4.3.3 - Granito Xingó

Aparentemente os granitos do tipo Xingó representam a rocha mais jovem do Terreno Marancó – Poço Redondo. Esses granitos ocorrem em toda a área do domínio, principalmente na área de ocorrência dos migmatitos e dos granitos intrusivos, cortando todas as rochas anteriores. Não há registro da sua ocorrência no Domínio Macururé.

Santos *et al.* (1988) classificaram esses granitos como  $\delta_4$ , pós-tectônicos a fase D4 de deformação regional. Sua ocorrência principal situa-se a norte da área estudada, como um corpo alongado de aproximadamente 100 Km de comprimento por 10 Km de espessura que se estende desde a cidade de Pão de Açúcar até a cidade de Jatobá, acompanhando a paleossutura inferida entre a Faixa Sergipana e o PEAL (Santos *et al.*, 1988; Guimarães & Silva Filho, 1995). A intrusão foi classificada pelos autores como granito tipo S, gerado pela fusão de rochas metassedimentares encaixantes.

No domínio estudado ocorrem como folhas graníticas e diques de espessuras variadas, na maioria das vezes não mapeáveis em escala regional, ou raramente como corpos arredondados. Xenólitos da maioria dos litotipos encaixantes podem ser observados.

Os diques têm direção principal de ocorrência segundo NE-SW, selando fraturas e falhas rúpteis associadas aos estágios finais de deformação. Diques paralelos à foliação WNW – ESE também são observados, poucas vezes apresentando bordas levemente deformadas, sugerindo a colocação tardia a esse evento ou relacionada a reativações das estruturas.

De maneira geral os granitos Xingó são leucogranitos de composição monzogranítica, isotrópicos e de granulação fina. Quartzo, feldspato potássico, muscovita e menor proporção de plagioclásio são os minerais mais comuns. Granada, turmalina e fluorita são também comuns. Zircão, apatita, allanita e epidoto são os acessórios mais comuns. Bolsões pegmatíticos ocorrem associados aos diques. Restitos máficos ricos em amfibólio e biotita são também observados e, segundo Silva filho *et al.* (1997), podem sugerir anatexia em fácies anfíbolito. Silva filho *et al.* (1997) apresentaram isócrona Rb-Sr de 609 (11 para esses granitos).

## 5-GEOLOGIA ESTRUTURAL

As principais estruturas impressas nas rochas do Domínio Marancó – Poço Redondo foram pela primeira vez apresentadas por Santos *et al.* (1988). Na verdade essa é a única descrição da geologia estrutural específica do domínio existente na literatura. Os autores descrevem as estruturas e as associam ao evento colisional ocorrido durante o Ciclo Brasileiro, que culminou na colisão entre o CSF e o PEAL. Essa deformação é considerada pelos autores como atuante em todos os domínios da faixa, de maneira concomitante.

Apesar disso, há evidências que a Faixa Sergipana é composta, pelo menos em parte, por uma colagem de terrenos ou blocos tectono-metamórficos formados em eventos diferentes, alguns com possível – e até pronunciada – aloctonia. A policiclicidade da evolução geotectônica da faixa vem sendo evidenciada com novos dados geocronológicos e é confirmada pelos dados apresentados nesse trabalho, de maneira semelhante ao que vem sendo também confirmado em outras faixas móveis que permeiam o embasamento da Província Borborema mais a norte (e.g. Brito Neves *et al.*, 1995, Van Schmus *et al.*, 1995, Kozuch, 2003, Medeiros 2004) e já anteriormente levantado por Jardim de Sá (1994). Os dados têm mostrado que a participação do evento Cariris Velhos na geração de rochas, deformação e construção do arcabouço geotectônico dessas faixas foi muito importante.

Esse fato já foi, em parte, reconhecido na Faixa Sergipana (Silva Filho & Torres, 2003), apesar de até então carecer de dados geocronológicos que o comprovasse. Dessa maneira, existe a possibilidade de que algumas – ou a maioria – das estruturas impressas nas rochas dos domínios considerados como formados durante o ciclo Cariris Velhos tenham sido geradas durante esse evento e, talvez, retrabalhadas no Brasileiro. Apesar disso, em nenhum dos trabalhos científicos hoje na literatura esse fato é levado em conta, nem mesmo naqueles em que a evolução do terreno Marancó – Poço Redondo é considerada como do Cariris Velho.

Talvez o fato de que as exposições das rochas do domínio não sejam boas, sobretudo das rochas metassedimentares e vulcânicas, tenha inibido os autores a abordar esse aspecto. Entretanto, o entendimento das relações estruturais e sua colocação no tempo geológico são essenciais para traçar modelo evolutivo mais preciso e próximo da realidade.

As descrições das estruturas e as correlações estruturais apresentadas a seguir tiveram apoio nas observações de campo, além da interpretação de imagens de satélite LANDSAT – ETM (Figura 6). Como comentado acima, as exposições das rochas do domínio são pobres na

maior parte da área estudada e a falta de marcadores estratigráficos, como estruturas sedimentares primárias destruídas pela deformação, dificulta a reconstrução de estruturas regionais. Ainda assim o modelo apresentado a seguir parece coerente com as fases evolutivas apresentadas, mas deve ser confirmado através do levantamento sistemático de mais dados e de geocronologia.

Em resumo, as características deformacionais observadas em campo nesse trabalho serão divididas em dois principais ciclos: no primeiro ciclo as estruturas são divididas em três grupos ( $D_n$ ,  $D_{n+1}$  e  $D_{n+2}$ ), e evoluíram de forma progressiva. No segundo, as estruturas são divididas em dois grupos ( $D_{n+3}$  e  $D_{n+4}$ ). Vale salientar que essa divisão foi realizada com base nas observações das relações de campo e carece de dados geocronológicos que a confirme. É, portanto, apenas uma sugestão preliminar, e deve ser mais bem investigada em trabalhos futuros.

### **5.1- Deformação pré - migmatização**

Estruturas deformacionais que antecedem o evento anatético gerador dos migmatitos de Poço Redondo podem ser observadas nos muitos xenólitos de rochas gnáissicas máficas neles inclusos e não serão aqui detalhadas.

Essa deformação é caracterizada por bandamento gnáissico afetado por dobras pequenas e assimétricas, suaves a abertas (Fotos 6, 7) Essas estruturas são truncadas pelo bandamento migmatítico o que comprova tratar-se de estruturas mais antigas. Os xenólitos de gnaisses máficos foram rotacionados durante a transposição do evento posterior à migmatização, gerando o bandamento gnáissico observado nos migmatitos.

As estruturas apresentadas pelos xenólitos são aqui consideradas como pré-Cariris Velhos, já que os xenólitos são provavelmente representantes da crosta continental que configura o embasamento da seqüência e dos migmatitos.

### **5.2 - Deformação associada ao primeiro ciclo deformacional**

Como mencionado acima, pode-se aqui resumir os eventos deformacionais que afetaram as rochas migmatíticas e as rochas da seqüência vulcanossedimentar de Marancó em dois principais ciclos deformacionais. As estruturas relacionadas a esses dois ciclos serão aqui descritas e as possíveis interpretações e argumentos para separá-los serão apresentados no capítulo sobre as discussões, ao final da tese.

As rochas migmatíticas de Poço Redondo experimentaram intensa história deformacional concomitante ao evento anatético gerador dos migmatitos. É possível observar nos afloramentos resquícios de dobramentos muito plásticos e caóticos, transpostos por dobras pós migmatização.

O bandamento migmatítico é afetado por dobras isoclinais  $F_n$ . Essas dobras, raramente preservadas, têm plano axial subvertical que mergulha em alto ângulo para norte e eixos verticais. As dobras  $F_n$  são fortemente transpostas e redobradas pelo evento  $D_{n+1}$ .

### 5.2.1 - $D_n$

As estruturas relacionadas à primeira deformação visível que afeta as rochas do domínio são principalmente observadas nas rochas migmatíticas de Poço Redondo e em alguns afloramentos de rochas xistosas granadíferas da Unidade Minuim. Não é abundante a ocorrência dessas estruturas que, na maioria das vezes, foram totalmente transpostas pelas posteriores.

Nos migmatitos é caracterizado pela ocorrência de dobras fechadas a isoclinais  $F_n$  raramente preservadas, que redobram as dobras relacionadas ao evento concomitante à migmatização, gerando padrões de interferência do tipo II (Ramsay, 1987) (foto 51). As dobras têm plano axial vertical de direção aproximada ESE – WNW e eixos que mergulham em alto ângulo para ESE. Resquícios das dobras  $D_n$  são observados quase sempre transpostos pela foliação  $S_{n+1}$  e  $S_{n+2}$ .

O paralelismo entre as principais estruturas, observado nas rochas do domínio, muitas vezes dificulta a identificação dos diferentes eventos. O paralelismo e a compatibilidade cinemática entre as estruturas geradas pela fase  $D_n$  com as geradas pelos eventos  $D_{n+2}$  e  $D_{n+3}$ , todos predominantemente transcorrentes, leva à consideração de que provavelmente as estruturas geradas por esse primeiro evento foram posteriormente reativadas durante o final da deformação desse ciclo e, mais tarde, serviram de locais para a nucleação das zonas de cisalhamento brasileiras.

Os xistos aluminosos (granada – sillimanita - muscovita - quartzo xistos), que ocorrem no extremo norte da seqüência metassedimentar de Marancó, intercalados aos granitos Serra Negra, apresentam algumas características estruturais que devem estar relacionadas ao evento  $D_n$ . Trata-se de foliação penetrativa  $S_n$  de direção aproximada ESE – WNW e mergulhos fortes, marcada pelo alinhamento de prismas de sillimanita (Fotos 9, 10). A alongação dos cristais de sillimanita marca lineação mineral, normalmente strike-slip a oblíqua. Essa foliação é paralelizada à foliação  $S_{n+2}$ , que por sua vez é marcada por muscovita, sericita e clorita. Os cristais de sillimanita

contornam os grãos de granada e acumulam-se nas sombras de pressão associadas a eles, abundantes na rocha. As sombras de pressão nos grãos de granada caracterizam o senso dominante sinistral de movimentação. Os cristais de sillimanita são os únicos resquícios de metamorfismo de fácies anfíbolito nas rochas metassedimentares de Marancó. A fácies anfíbolito é observada no paleossoma dos migmatitos através de cristais raros de estauroilita. Não foram observadas características relacionadas a esse evento no resto da pilha metavulcanossedimentar.

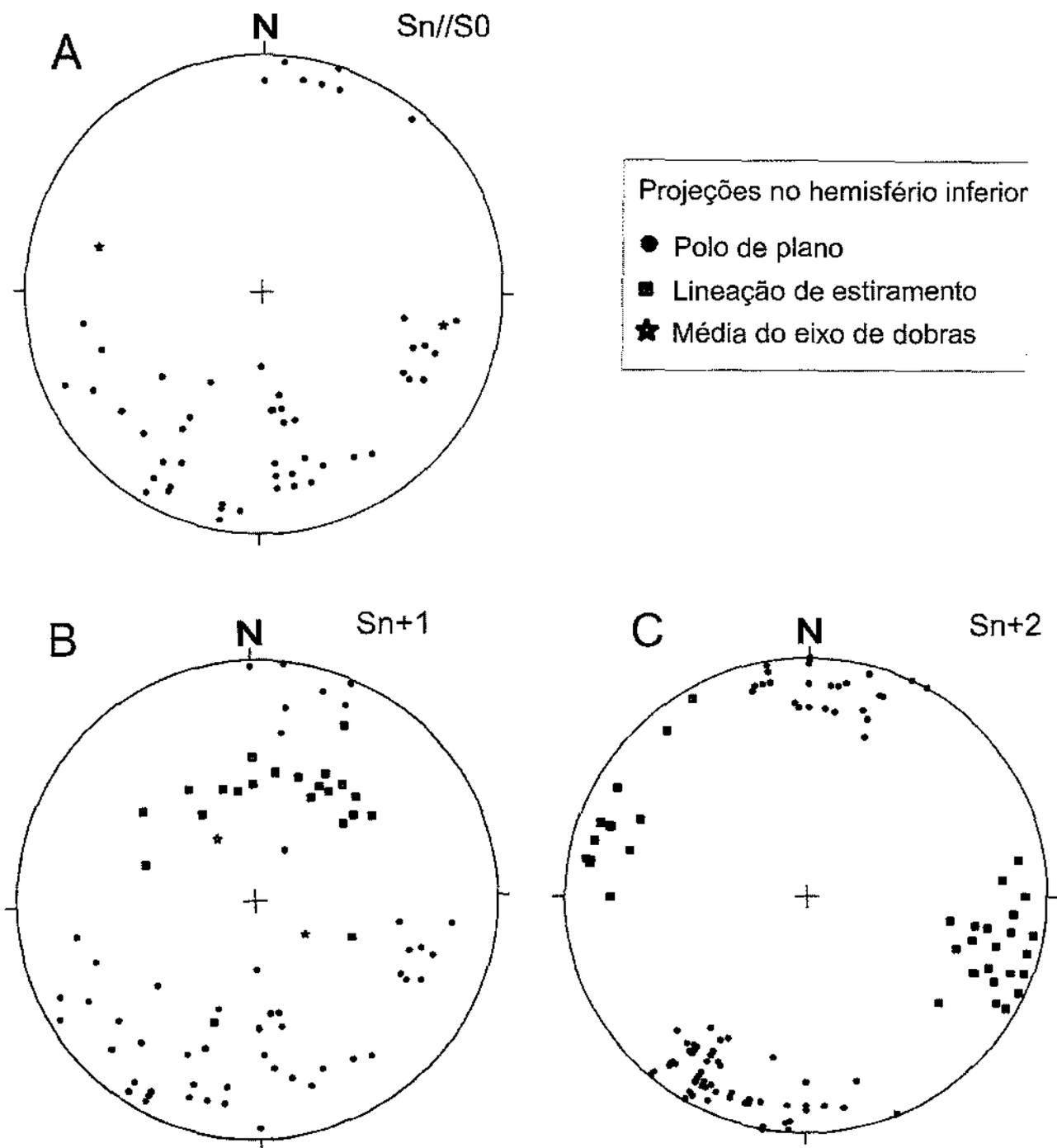
### 5.2.2- $D_{n+1}$

O evento  $D_{n+1}$  é marcado nas rochas metavulcanossedimentares de Marancó. Esse evento é caracterizado pelo início do desenvolvimento de intensa tectônica de cavalgamentos oblíquos dominados por movimentação compressiva direcionada para SSW. É marcado pelo desenvolvimento de rampas de cavalgamento sucessivas com vergência principal para sul - sudoeste. Apesar dessa direção principal, ocorre também vergência contrária, para NNE (Figura 4, 5, 11 e Anexo 1).

O evento  $D_{n+1}$  é caracterizado pelo desenvolvimento de rampas de cavalgamento principalmente direcionadas para SSW. Dobras  $F_{n+1}$  assimétricas com foliação plano axial  $S_{n+1}$  penetrativa são associadas aos cavalgamentos. A foliação plano axial  $S_{n+1}$  tem direção principal ESE – WNW e mergulha normalmente em médio ângulo, principalmente para NNE (Figura 7). A foliação ganha mergulhos maiores nas frentes de empurrão com o desenvolvimento das rampas frontais, onde mergulha em alto ângulo, às vezes tornando-se vertical. Essa foliação é marcada pelo alinhamento de placas de biotita e clorita, mais freqüentemente muscovita nos xistos aluminosos. A foliação  $S_{n+1}$  foi, portanto, desenvolvida sob condições de fácies xisto verde. Nos xistos aluminosos da Unidade Minuim, a sillimanita de fácies anfíbolito desenvolvida durante o primeiro evento é substituída parcialmente por sericita e muscovita (Fotos 10, 52). A granada também é desestabilizada e substituída por clorita (Foto 10).

Lineação de estiramento  $L_{n+1x}$  é visível principalmente nos litotipos mais grossos. Nas grauvacas e metarenitos é marcada pelo estiramento dos grãos de quartzo (foto 53) e plagioclásio e nos granitos Serra Negra por fitas de quartzo e feldspato potássico. Nos metapelitos é difícil observá-la, sendo mais fácil observar estrias de movimento relacionadas a essa fase. A  $L_{n+1x}$  tem caimento principal em médio a alto ângulo para NNE e NNW (Figura 7).

Em afloramentos mais ao norte da seqüência Marancó, principalmente naqueles pertencentes à Unidade Minuim e em alguns da Unidade Morro do Bugi a foliação  $S_{n+1}$  é



**Figura 7-** Estereogramas onde estão plotadas as medidas das deformações relacionadas ao primeiro ciclo deformacional.

**A-** polos dos planos do acamamento e os eixos  $L_{n+1b}$ . As medidas plotadas são as médias das medidas das dobras  $D_{n+1}$ ;

**B-** polos dos planos de  $S_{n+1}$  e lineações  $L_{n+1x}$ . Os eixos  $L_{n+2b}$  plotados referem-se às médias das medidas das dobras  $D_{n+2}$ ;

**C-** polos dos planos da foliação  $S_{n+2}$  e lineações  $L_{n+2x}$ .

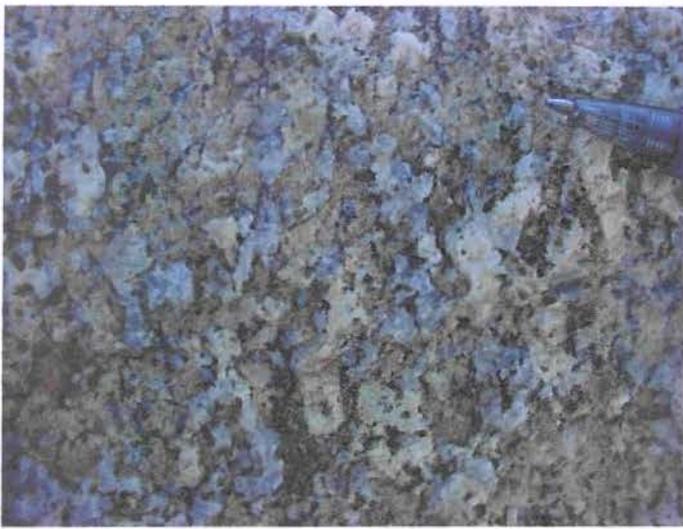
observada com mergulhos fortes na direção contrária (Figuras 5, 7). Nesses locais, a foliação  $S_{n+1}$  tem mergulhos sub-verticais para SSW. As dobras  $F_{n+1}$  também são observadas em pontos na porção norte da área com vergência para NNE. A assimetria dessas dobras indica retrocavalgamentos direcionados para NNE.

As dobras  $F_{n+1}$  são quase sempre assimétricas, de abertas a apertadas, com plano axial mergulhando normalmente em médio ângulo para NNE (Foto 54), e em alto ângulo para mesma direção nas frentes de empurrão. Na porção norte da área, junto aos retroempurrões, mergulha em alto ângulo para SSW. O eixo dessas dobras apresenta caimentos em baixo a médio ângulo normalmente para WNW, mas não é raro observá-los mergulhando para ESE (Figura 7), principalmente nos afloramentos no leste da área, o que atesta redobramentos desses eixos pelo evento  $D_{n+2}$ , em evolução progressiva. É bastante comum também observar as dobras  $F_{n+1}$  rompidas segundo a direção da foliação  $S_{n+2}$ , e a foliação plano axial paralelizada a esse evento (Foto 55). Esse fato é observado em escala de afloramento (Foto 55) ou em escala de mapa (Figura 8). Pela escassez de estruturas sedimentares primárias é muito difícil reconstituir essas dobras em escala regional.

Nas imagens de satélite é possível observar uma dessas dobras e a relação entre as estruturas dos dois eventos. No extremo W da área dobras  $F_{n+1}$  ocorrem truncadas pela foliação  $S_{n+2}$  (Figuras 6, 8). Em campo, as dobras em escala de afloramento nesta área têm plano axial verticalizado e os eixos mergulham principalmente em médio ângulo para WNW. As dobras são normalmente rompidas em seus flancos, em locais onde o plano axial é verticalizado e paralelizado à foliação  $S_{n+2}$ .

As zonas de cisalhamento contracionais relacionadas ao evento  $D_{n+1}$  ocorrem ao longo de toda a seqüência de rochas meta-vulcanossedimentares. As principais ocorrências de rochas ultramáficas (Morro do Bugi e Unidade Belém) estão diretamente ligadas a essas estruturas.

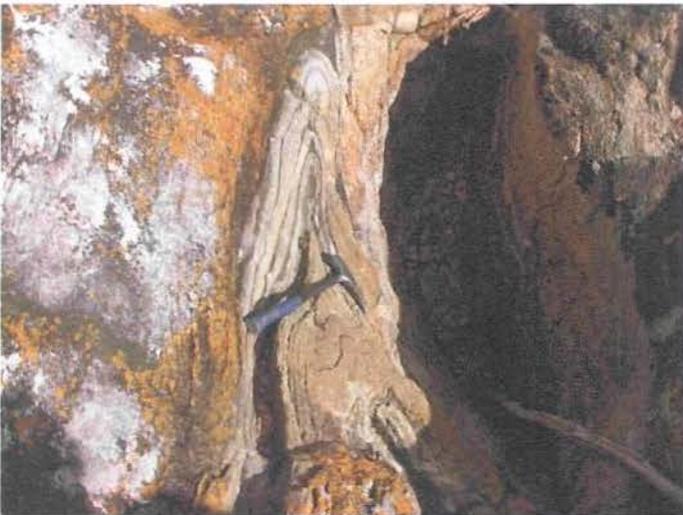
Na porção a sul do granito Serra Negra, duas dessas principais estruturas podem ter relação com o controle da sedimentação. Uma delas foi observada em perfil perpendicular à Serra de Marancó, entre o contato desses granitóides com a seqüência meta-vulcanossedimentar. Nesse perfil pode ser observada zona de cavalgamento com vergência para SSW, que provavelmente foi a responsável pela colocação da fatia de rochas ultramáficas junto aos sedimentos. (Figura 5) Nela, a foliação milonítica  $S_{n+1}$  mergulha alto ângulo para NNE. Lineações de estiramento são marcadas em metarenitos por fitas de quartzo e mergulham em médio a alto ângulo para NNE,



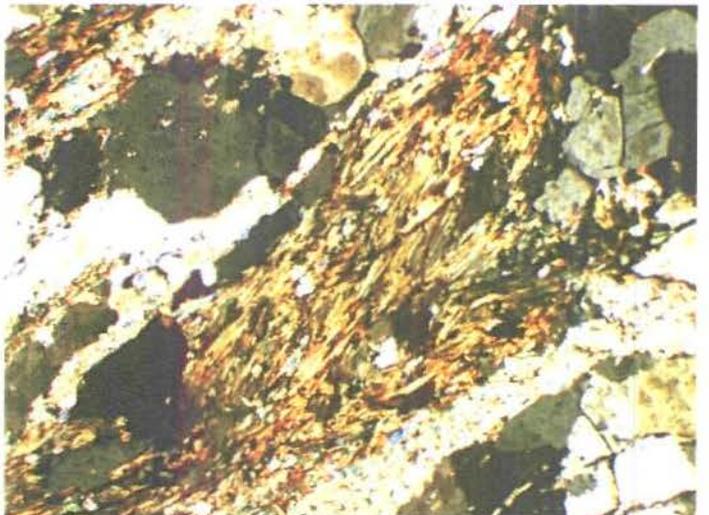
**Foto 49-** Detalhe de rocha componente da fácies granodiorítica fina dos granitos Sítios Novos.



**Foto 50-**Foto de afloramento no riacho Jacaré onde ocorre rocha da fácies diorítica dos granitos Sítios Novos. Notar a deformação, rara nesses granitos e interpretada como gerada por zona de cisalhamento localizada.



**Foto 51-** Foto de afloramento dos migmatitos de Poço Redondo onde se vê dobras Dn+1 redobrando estruturas pretéritas.



**Foto 52-** Fotomicrografia de lâmina dos quartzo-granada-sillimanita xisto da U. Minuim onde se vê a sillimanita sendo substituída por sericita.

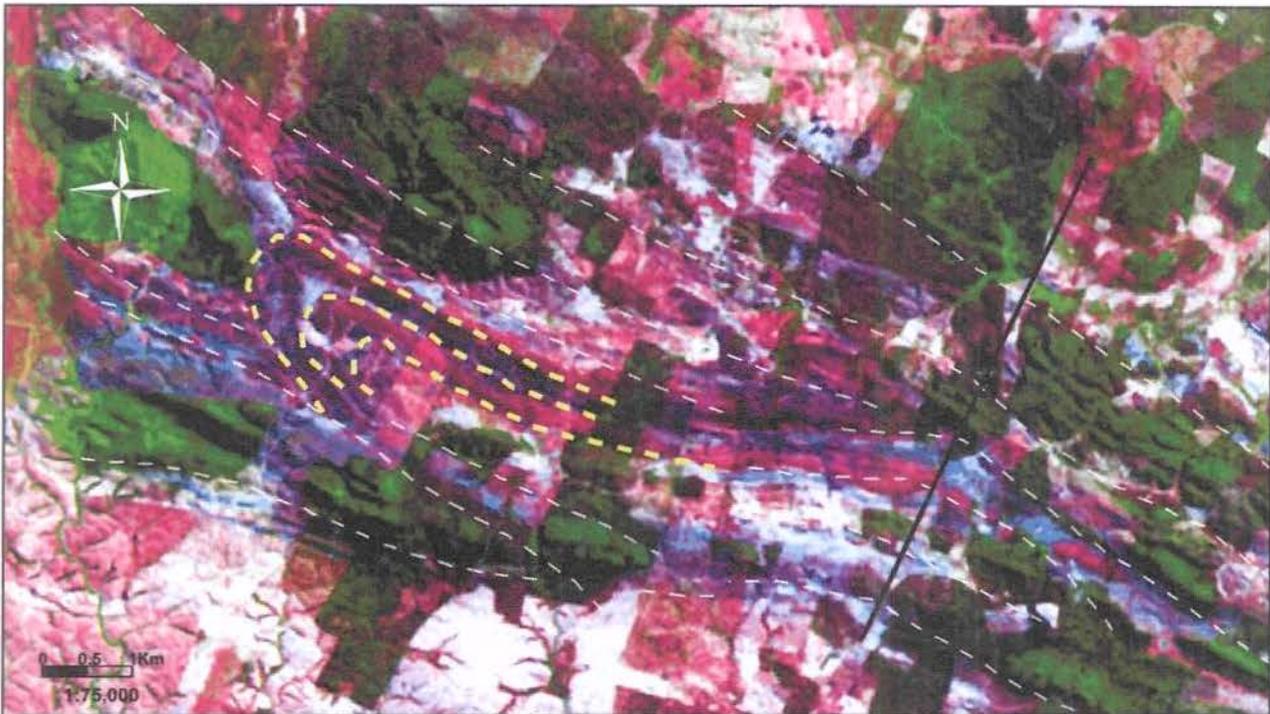


**Foto 53-** Foto de afloramento dos quartzitos da U. Minuim onde se observa forte lineação de estiramento Ln+2x, mergulhando em alto ângulo para NNE, sendo aqui caracteristicamente *down dip*.



**Foto 54-** Dobra Dn+2 afetando rochas metassedimentares da U. Belém. Vergência das dobras P/ SSW e os planos axiais mergulham em médio ângulo para NNE.

sendo caracteristicamente down-dip a oblíquas. Indicadores cinemáticos mostram movimentação reversa para SSW. A sul dessa estrutura, os sedimentos da Unidade Morro do Bugi são dominados por conglomerados polimíticos, que diminuem em granulação em direção ao sul. O granito Serra Negra está encaixado nessa estrutura, mas não apresenta as características da deformação  $D_{n+1}$ .



**Figura 8-** Imagem de satélite mostrando detalhe do extremo W da área do Domínio Marancó- Poço Redondo. Notar dobra regional  $D_{n+1}$  (no tracejado amarelo) que é cortada pela foliação  $S_{n+2}$  (tracejado em branco), rompendo seu flanco. As foliações são subparalelas. A figura mostra ainda redobramento de  $S_{n+1}/S_{n+2}$  pelo evento  $D_{n+4}$ , cujo traço plano axial pode ser visto em preto.

Outra dessas zonas de cavalgamentos associadas à  $D_{n+1}$  pode ser observada junto ao contato entre as unidades Monte Alegre e Belém. Esse contato é marcado por grande quantidade de veios de quartzo. A foliação milonítica  $S_{n+2}$  mergulha também em alto ângulo para NNE e lineações minerais marcadas nos litotipos metapelíticos são caracteristicamente down-dip. A relação S-C e dobras assimétricas indicam o sentido de movimento SSW. A estratigrafia novamente muda bruscamente e volta a ser dominada por meta-conglomerados, que também diminuem em granulação para o sul.

Mais ao norte da seqüência, onde os granitóides Serra Negra se intercalam à complexa associação litológica da Unidade Minuim, as zonas de cavalgamento também são observadas,

mas são muitas vezes fortemente transpostas pelas zonas de cisalhamento direcionais associadas ao evento seguinte (Figura 9). Nos afloramentos de rochas metassedimentares, a foliação  $S_{n+1}$  milonítica é muitas vezes observada e mergulha de médio a alto ângulo normalmente para NNE. Em alguns afloramentos, porém, e como já comentado, zonas de cisalhamento contracionais com foliação milonítica  $S_{n+1}$  são observadas com fortes mergulhos para SSW. Granada com sombras de pressão nos xistos aluminosos e porfiroclastos de quartzo e plagioclásio nos metarenitos são os principais indicadores cinemáticos e indicam cavalgamentos oblíquos para SSW e, nos locais onde a foliação mergulha em sentido contrário, retroempurrões para NNE.

Os contatos entre os Granitos Serra Negra e as rochas da Unidade Minuim são muitas vezes paralelos a essas zonas de cavalgamento. Em perfil perpendicular ao contato norte de uma das faixas dessas rochas com os granitos foi possível observar estruturas sedimentares preservadas que apontam para estrutura anticlinal com vergência para SSW, regional. (Figura 9) Nesse afloramento, um dos corpos principais do granito Serra Negra está colocado junto às rochas metassedimentares paralela à foliação  $S_{n+1}$ , plano axial das dobras regionais (Figura 9). Apesar disso, normalmente esses granitos não se apresentam deformados por essas zonas de cisalhamento, sugerindo que eles são tardios a elas.

No entanto, em alguns afloramentos os granitos apresentam a deformação  $D_{n+1}$ , que é marcada pelo estiramento dos fenocristais de feldspato potássico, sempre transposta pela foliação  $S_{n+2}$  milonítica. As lineações de estiramento, nesse caso, são oblíquas e marcadas por fitas de quartzo e alinhamento das micas. Indicadores cinemáticos são muito claros e marcados por fenocristais manteados com sombras de pressão assimétrica e indicam sempre movimentação sinistral inversa, topo para SSW. Outra característica importante é que, muitas vezes, nas porções centrais, o granito apresenta lineações minerais sub-verticais não deformadas, ou magmáticas, paralelas às lineações de estiramento  $L_{n+1}$  observadas nas encaixantes. Esse conjunto de fatos leva a considerar que o granito Serra Negra tem sua colocação facilitada pelas estruturas  $D_{n+1}$  geradas anteriormente, e que se colocou tardiamente a esse evento, provavelmente durante as transcorrências associadas ao evento  $D_{n+2}$ .

### 5.2.3 - $D_{n+2}$

O evento  $D_{n+2}$  aparentemente marca o fim do primeiro ciclo deformacional no Domínio Marancó – Poço Redondo. Ele é uma evolução do evento  $D_{n+1}$  e é caracterizado pela passagem de uma tectônica dominada por cavalgamentos oblíquos direcionados principalmente para SSW

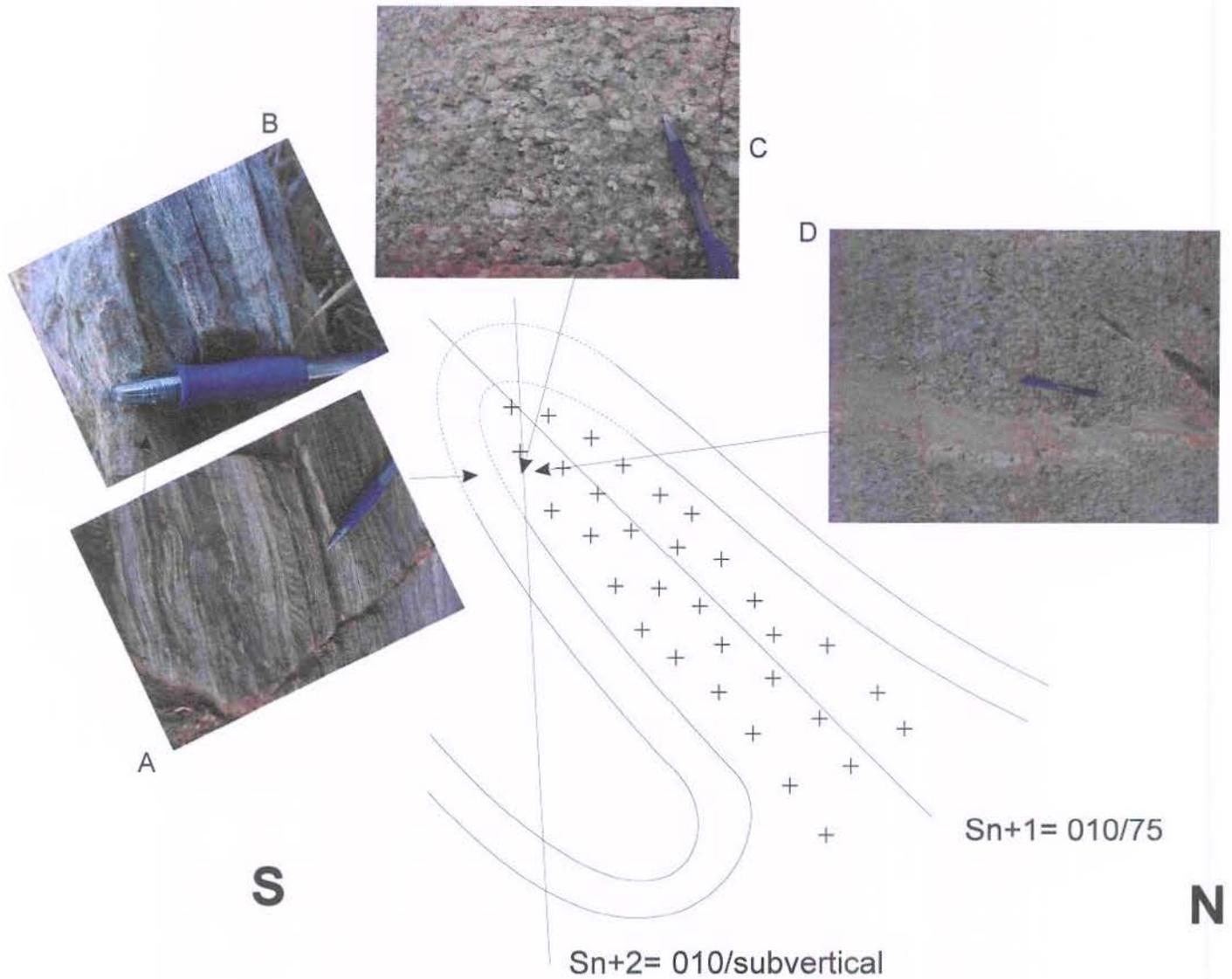
para tectônica dominada por movimentos direcionais sinistrais que são nucleados ao longo das frentes de empurrão relacionadas a  $D_{n+1}$ . As estruturas relacionadas a esse evento são penetrativas e ocorrem ao longo de toda a estratigrafia da seqüência de rochas meta-vulcanossedimentares.

A foliação  $S_{n+2}$  é penetrativa na maioria dos litotipos metassedimentares da subunidade Marancó e nas lascas máfico-ultramáficas, nos granitos Serra Negra (foto 56) e nos gnaisses migmatíticos, ao longo de toda a área. Essa foliação aparentemente não está presente nos diques de rochas vulcânicas. É marcada pelo alinhamento de placas de clorita nas rochas metassedimentares com derivação vulcânica e por sericita e clorita nos metarenitos e metaconglomerados. Nos granitos Serra Negra e nas rochas metassedimentares aluminosas é marcada principalmente por muscovita e biotita. Foi gerada em fácies xisto verde. Foliação milonítica e dobras assimétricas sin-miloníticas de eixo e plano axial verticalizado desenvolvem-se junto às zonas de cisalhamento. Essa foliação rompe as dobras  $F_{n+2}$  junto a seus flancos. A foliação  $S_{n+2}$  tem direção principal WNW – ESE e mergulha normalmente em alto ângulo para SSW ou NNE (Figura 7).

Uma dessas zonas de cisalhamento marca alguns dos contatos entre o granito Serra Negra e os migmatitos Poço Redondo (Foto 42). Nesses afloramentos a foliação milonítica é bastante forte e os indicadores cinemáticos são, na maioria das vezes, ambíguos, mas estatisticamente mostram sentido sinistral principal (foto 57). Dobras  $F_{n+2}$  sin-miloníticas ocorrem no afloramento (Foto 58).

As dobras  $F_{n+2}$  são normalmente fechadas e apresentam planos axiais verticalizados, e eixos que mergulham em alto ângulo para WNW ou ESE (Figura 7). Essas dobras redobram as estruturas formadas em  $D_{n+1}$  e geram padrões de interferência do tipo 2 e 3, mas é muito difícil observar essa relação em campo (Figura 8).

Lineações de estiramento  $L_{n+2x}$  são visíveis na maioria dos litotipos afetados pela deformação  $D_{n+2}$ . Normalmente mergulha em baixo ângulo para ESE ou WNW (Figura 7). Essa lineação é marcada por diferentes minerais, dependendo do litotipo. Nas grauvacas e metarenitos é normalmente marcada pelo estiramento de grãos de quartzo, plagioclásio e feldspato. Nas rochas vulcanoclásticas, o estiramento dos fenocristais de plagioclásio marca a lineação. No granito Serra Negra, esta estrutura é marcada pelo estiramento dos fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, além das fitas de quartzo. Em alguns afloramentos é possível observar



**Figura 9-** Esquema que ilustra as relações estruturais observadas em afloramentos no contato entre um dos plutons do granito Serra Negra e as rochas metassedimentares da Unidade Minuim. No desenho estão indicados os traços das foliações e suas atitudes no afloramento visitado, próximo a charneira de dobra  $D_{n+1}$  regional. Observar:

**A-** acamamento  $S_0$  paralelo à foliação  $S_n$ , cortado pela foliação  $S_{n+1}$ ;

**B-** detalhe mostrando o acamamento gradacional inverso, indicando topo para S. A ponta da caneta indica o sentido do topo;

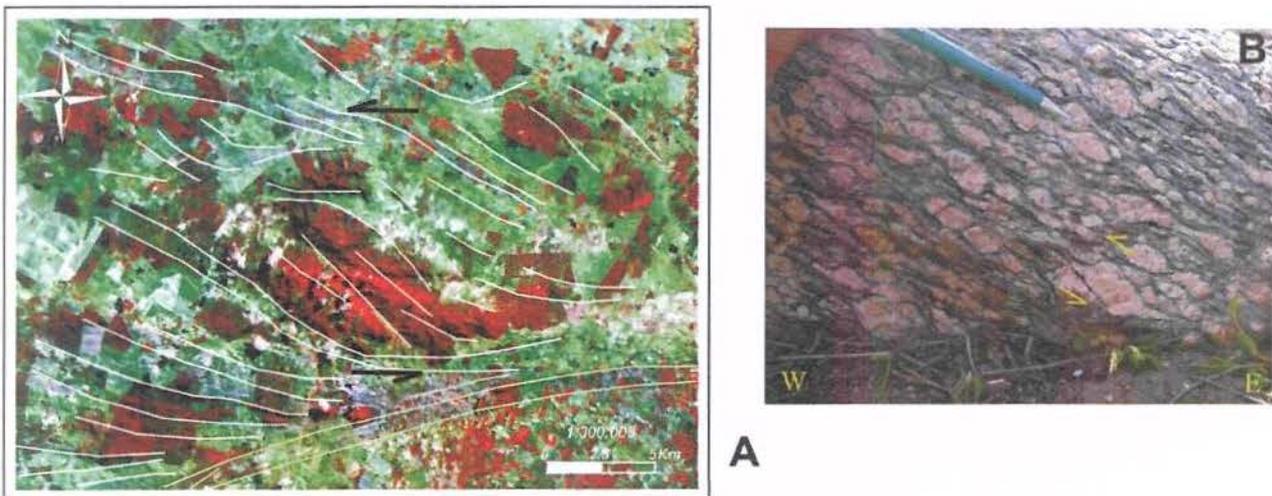
**C-** granito Serra Negra que ocorre encaixado no plano axial das dobras  $D_{n+1}$ . Notar que o granito não está deformado;

**D-** detalhe do granito Serra Negra com o traço da foliação  $S_{n+2}$ .

essas lineações cortando as lineações  $L_{n+1x}$  como no caso de afloramento de metabasaltos no Riacho Minuim (Foto 59)

O granito Serra Negra apresenta concordância entre lineações minerais magmáticas, marcada pelo alinhamento dos fenocristais, e lineações de estiramento (deformação em estado sólido). As lineações minerais magmáticas são principalmente observadas nas porções centrais dos corpos enquanto as lineações de estiramento são mais comuns nas bordas deformadas, onde ocorre a fácies augen gnáissica.

Observando as imagens de satélite (Figura 6, 10) e o formato dos corpos do granito Serra Negra e das faixas onde ocorrem as rochas da Unidade Minuim no mapa geológico, percebe-se a ação da tectônica associada à fase  $D_{n+2}$ . Os corpos principais desses granitos configuram estruturas sigmoidais em escala de mapa. As faixas da Unidade Minuim também configuram estruturas sinuosas sigmoidais.



**Figura 10- A-** Detalhe da imagem de satélite enfocando o corpo principal dos granitos Serra Negra. Notar o formato sigmoidal do corpo e a foliação  $S_{n+1}/S_{n+2}$  em branco. Notar também que as estruturas são truncadas pela foliação  $S_{n+3}$ , relacionada a ZCBMJ e traçada em amarelo.

**B** fácies *augen* gnaisse de borda do mesmo corpo onde os fenocristais de feldspato potássico são deformados. Notar semelhança entre as estruturas. Ambas as figuras estão orientadas na mesma direção.

As estruturas concordam com as observações de campo. No corpo principal do granito Serra Negra a fácies interna, granítica e pouco deformada, é similar ao centro dos fenocristais de feldspato, enquanto as zonas de cisalhamento nas faixas de rochas metassedimentares e metavulcânicas que o bordejam representam as placas de mica formando, inclusive, as sombras

de pressão assimétricas. (Figura 10). Todo esse contexto representa mais um indicador cinemático de caráter sinistral que caracteriza essas zonas de cisalhamento.

Os granitos Serra Negra são excelentes marcadores da deformação  $D_{n+2}$  e sua idade é, provavelmente, muito próxima à idade da passagem da fase  $D_{n+1}$ , dominada ainda pelos cavalgamentos direcionados para SSW para a fase  $D_{n+2}$  transcorrente.

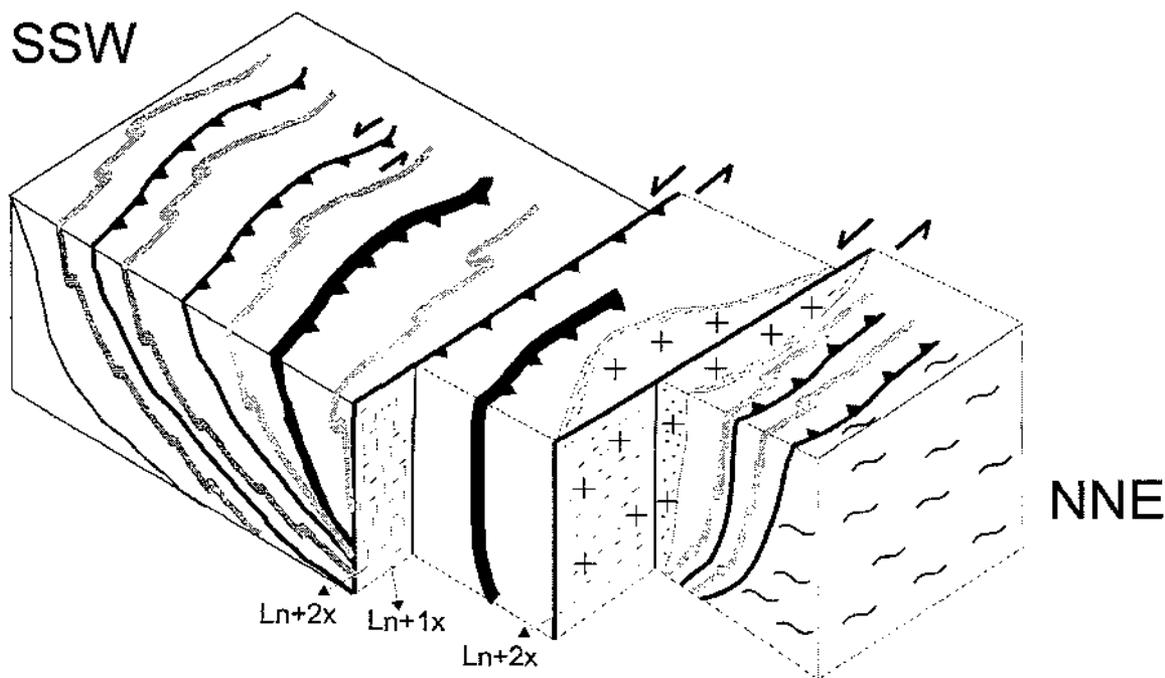
Em resumo, a deformação associada ao primeiro ciclo que afetou as rochas do Domínio Marancó Poço Redondo é caracterizada por três fases progressivas que geraram configuração de leques imbricados marcados por zonas sucessivas de descolamento, com vergência principal para SSW, e que nas porções mais a norte são empinadas, configurando retroempurrões em direção a NNE (Figura 11). Esses descolamentos são responsáveis pela obdução de rochas metamorfasadas em fácies anfíbolito, além de lascas de rochas máfica, provavelmente componentes da crosta oceânica sobre a qual se depositaram as rochas sedimentares da seqüência Marancó.

Zonas de cisalhamento direcionais são nucleadas nas frentes de empurrão com a evolução da deformação. Essas zonas são responsáveis pelo dilaceramento de partes da seqüência e pela colocação de granitos paralelos às estruturas principais. Um modelo simplificando as estruturas acima descritas e suas inter-relações pode ser visto na Figura 11. A relação entre as estruturas geradas pelas duas principais fases de deformação permite sugerir setores caracterizados pelo domínio maior ou menor de estruturas relacionadas a eles. Nas porções afastadas das zonas de cisalhamento transcorrentes  $S_{n+2}$ , as estruturas  $D_{n+1}$  prevalecem, porém quase sempre redefinidas por  $D_{n+2}$ . Nas proximidades das zonas de cisalhamento direcionais prevalecem as estruturas  $D_{n+2}$ , porém resquílios de  $D_{n+1}$  são quase sempre observados. Essas relações estão representadas na Figura 12.

### **5.3 - Deformação associada ao segundo ciclo deformacional**

As deformações pertinentes a esse ciclo têm pouco reflexo nas rochas do Domínio Marancó – Poço Redondo, agindo principalmente em suas bordas, imprimindo feições mais rúpteis e ou dúcteis – rúpteis.

Em resumo, são identificadas nas rochas do domínio feições relacionadas às fases D3 e D4 da tectônica regional (Santos *et al.*, 1988), aqui denominadas  $D_{n+3}$  e  $D_{n+4}$  para fins de continuidade descritiva.



**Figura 11-** Esquema mostrando, de maneira simplificada, as relações estruturais observadas em campo, para as deformações associadas ao primeiro ciclo deformacional. Notar no esquema: (i) a geometria das estruturas de cavalgamento ( $D_{n+1}$ ), prevalecendo os cavalgamentos direcionados para SSW, verticalizados em direção ao NNE e gerando retroempurrões para N; (ii) a instalação de zonas de cisalhamento transcorrentes ( $D_{n+2}$ ) paralelas aos empurrões e ou reativando-os sinistralmente; (iii) a colocação dos granitos Serra Negra nessas falhas transcorrentes, posteriormente aos cavalgamentos; (iv) a colocação de lascas de rochas ultramáficas junto às falhas inversas; e (v) as lineações de estiramento nas paredes de falha.

Na figura estão representados: Migmatitos (~); granitos Serra Negra (+); rochas ultramáficas (traços grossos em preto); e a sequência meta-vulcamossedimentar (branco e faixas cinza).

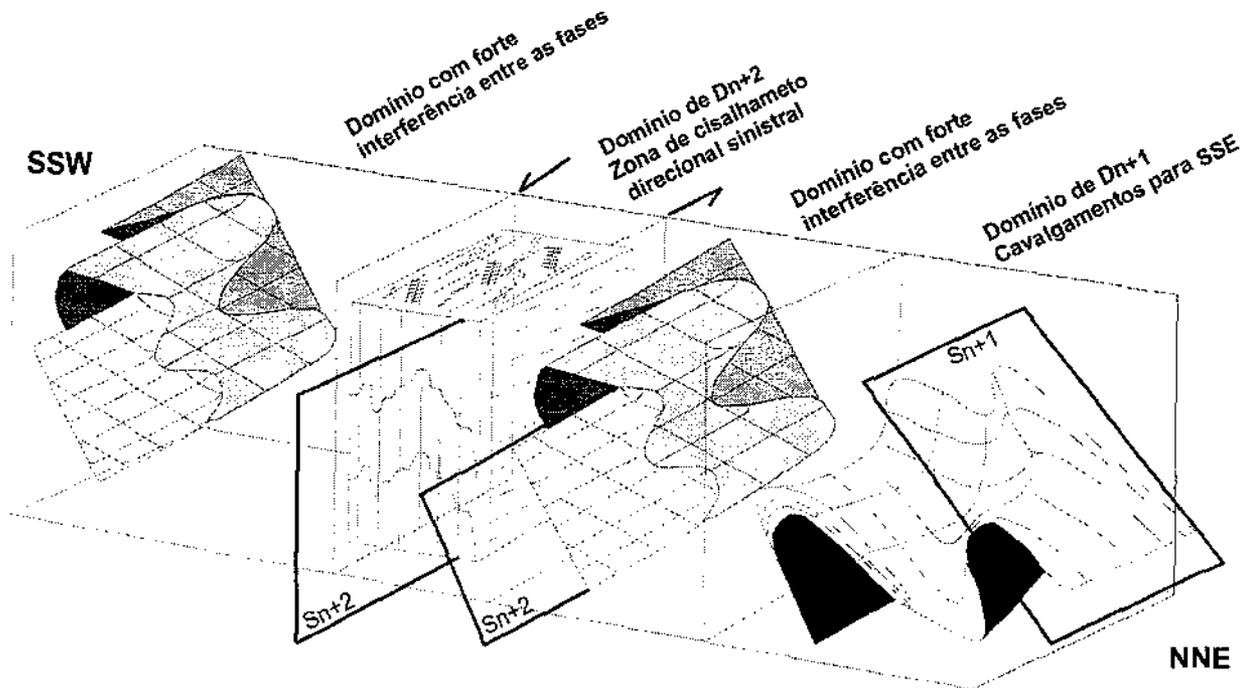
### 5.3.1- $D_{n+3}$

O evento  $D_{n+3}$  é caracterizado na Faixa Sergipana por tectônica dominada por extensas transcorrências regionais. Essa fase seria a responsável pelo movimento e justaposição de blocos tectono-metamórficos que formaram a configuração atual da FS.

No Domínio Marancó – Poço Redondo a principal feição relacionada a esse evento é a Zona de Cisalhamento Belo Monte – Jeremoabo (ZCBMJ). Tal estrutura limita o domínio a sul, separando-o das rochas do Domínio Macururé (Figura 4).

A ZCBMJ é uma das estruturas mais destacadas na faixa. Na literatura, ela é descrita como a estrutura que separa as rochas do Cinturão Sergipano a sul – que teriam evoluído durante o Brasiliano – daquelas do Cinturão Sul Alagoano, que tem evolução atribuída ao Ciclo Cariris

Velhos (Santos *et al.* 1988, Silva Filho & Torres, 2001, Silva Filho *et al.*, 2002). Segundo esses autores, a zona de cisalhamento é caracteristicamente transpressiva, com forte componente direcional.

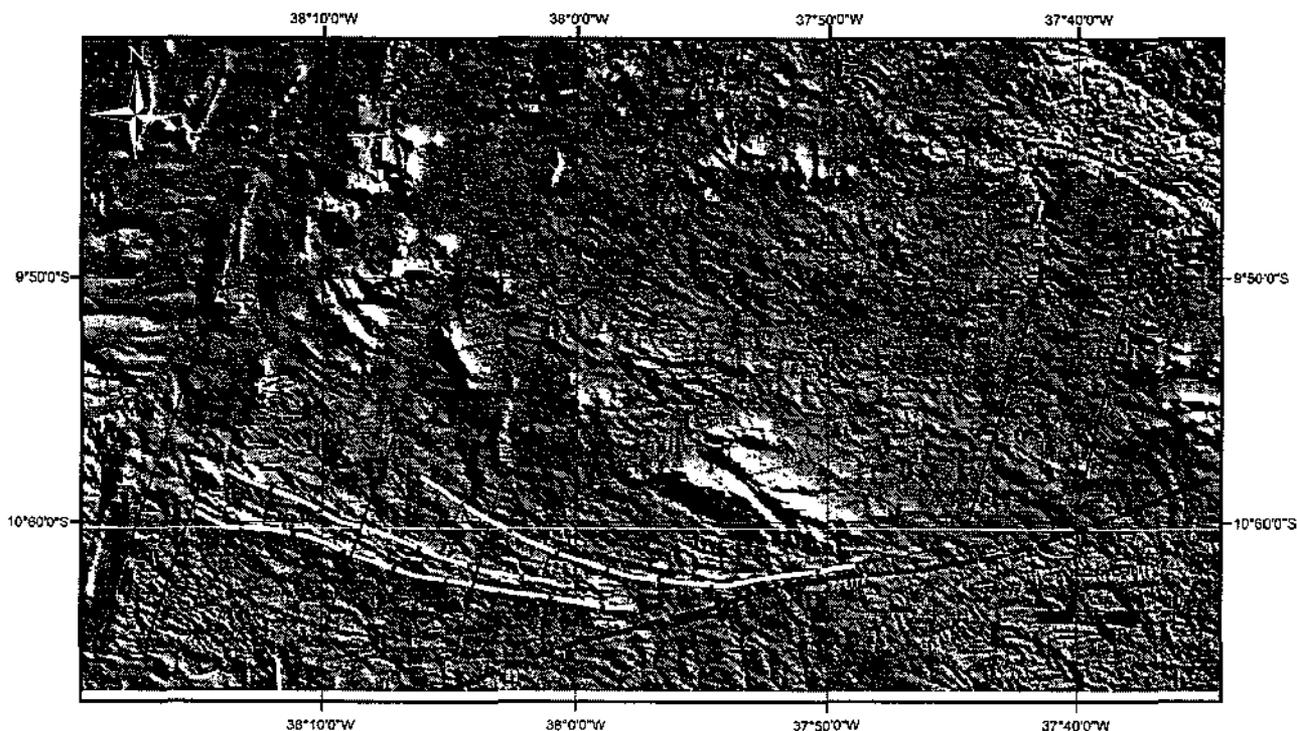


**Figura 12-** Esquema ilustrando as características estruturais principais das deformações associadas ao primeiro ciclo de deformacional e as interferências entre elas. Na figura estão ilustrados três principais domínios estruturais, relacionados a prevalência das estruturas geradas pelos dois eventos principais ( $D_{n+1}$  e  $D_{n+2}$ ). Nos locais mais afastados das zonas de cisalhamento direcionais  $D_{n+2}$  predominam as estruturas de cavalgamento  $D_{n+1}$ , com dobras de plano axial mergulhando para NNE e eixos dobrados pela influência de  $D_{n+2}$ . Nas proximidades das Zcs direcionais há forte interferência entre as estruturas com o desenvolvimento de dobras  $D_{n+2}$ , assimétricas, com eixos caindo em alto ângulo principalmente para E. Nas zonas de cisalhamento geradas em  $D_{n+2}$  a foliação milonítica é forte. Também ocorrem dobras sin - milonitização. O padrão de interferência entre as estruturas é típico de ambientes transpressivos, onde a reconstrução das estruturas em três dimensões é um desafio.

O traço da ZCBMJ pode ser observado, em campo, em afloramentos ao longo da rodovia BR 236, que liga as cidades de Jeremoabo e Carira (foto 60). Foliação  $S_{n+3}$ , milonítica a cataclástica, caracteriza essa estrutura. A foliação tem mergulhos verticais, ou mergulha em alto ângulo para N. Lineação de estiramento  $L_{n+3x}$  é difícil de ser visualizada, pois a estrutura corta quase sempre litotipos pelíticos que não contêm minerais marcadores. Estrias de movimento nas paredes junto à falha são as estruturas mais visíveis e são caracteristicamente strike-slip mergulhando em baixo ângulo para E ou W (foto 61).

Um fato importante observado em campo – também visível nas imagens de satélite (Figura 6) e, principalmente, nas imagens de Radar (Figura 13) – é que a foliação  $S_{n+3}$  gerada pela ZCBMJ corta todas as demais estruturas descritas aqui como geradas durante o ciclo Cariris Velhos. Em campo, e junto ao traço da zona de cisalhamento, algumas vezes essas estruturas são observadas paralelizadas, mas, na maioria das vezes, é observada a relação de truncamento entre

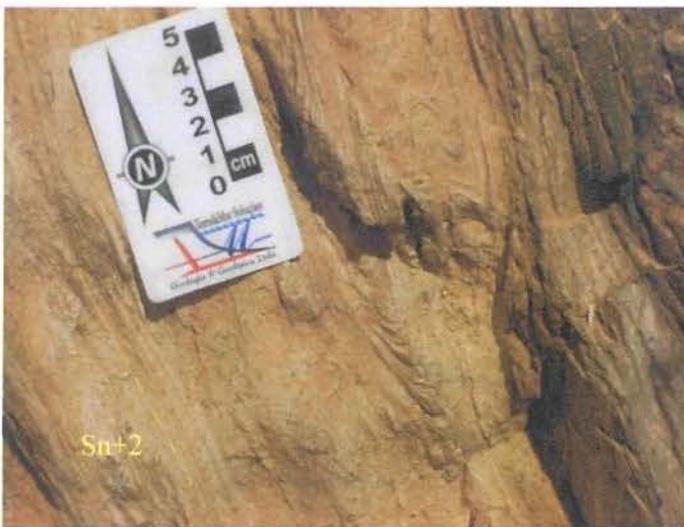
$S_{n+1}$  e  $S_{n+2}$  com  $S_{n+3}$ . Esse fato serve como argumento para considerar as estruturas geradas por essa zona de cisalhamento como mais jovens que as demais.



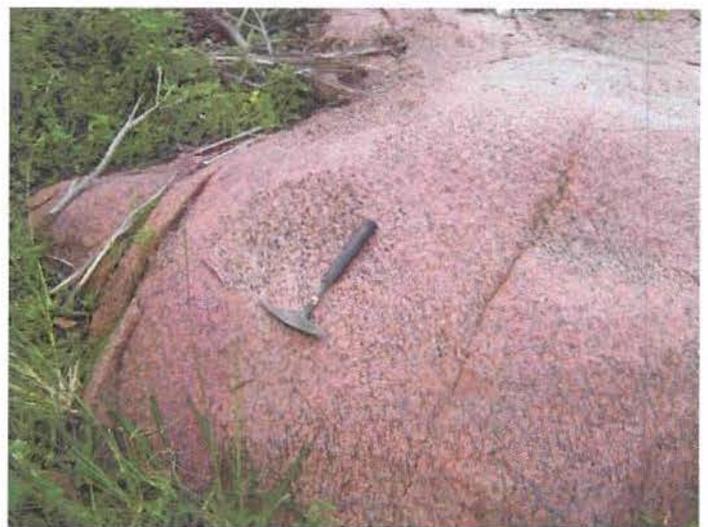
**Figura 13-** Imagem de radar (SRTM) em que pode-se observar as principais características estruturais do Domínio Marancó-Poço Redondo. Estão traçadas as estruturas  $D_{n+1}$ // $D_{n+2}$  em branco, as estruturas  $D_{n+3}$  relacionadas a ZCBMJ em preto tracejado e as estruturas  $D_{n+4}$  em preto. Notar o forte arrasto das estruturas  $D_{n+1}$ // $D_{n+2}$  na ZCBMJ.

Outro fator, observado em mapa e nas imagens de satélite e radar (Figura 6, 13), é a morfologia do DMPR. É claro o formato sigmoidal do domínio, com as unidades sendo truncadas por tal estrutura, apresentando inclusive estruturas de arrasto tectônico. O granito Serra Negra também é truncado por essa estrutura. Tal característica exige que o Domínio Marancó – Poço Redondo tenha sofrido intensa aloctonia durante o ciclo Brasileiro.

Outro fato que merece atenção é que as estruturas geradas pela ZCBMJ não afetam rochas comprovadamente mais antigas que a mesma. Os diques de rochas vulcânicas que se intercalam à Unidade Monte Azul, paralelos às foliações  $S_{n+2}$  e  $S_{n+3}$ , são muito pouco afetados pelas estruturas da ZCBMJ, apesar da proximidade de alguns diques à referida falha. Os Granitos Sítios Novos são praticamente isotrópicos e também mais velhos que as deformações atribuídas ao Brasileiro. Esse fato também parece contribuir para a interpretação de que o bloco já era rígido quando da intrusão dessas rochas, que ficaram protegidas das deformações.



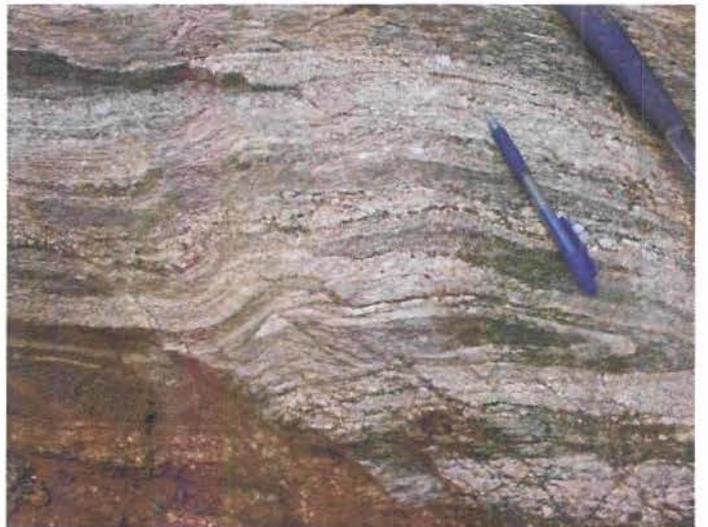
**Foto 55-** Dobra Dn+2 apertada afetando rochas metassedimentares da U. Morro do Bugi, transpostas pela foliação Dn+3. A vergência das dobras nesse caso é P/ NNE e os planos axiais mergulha, em alto ângulo para SSW.



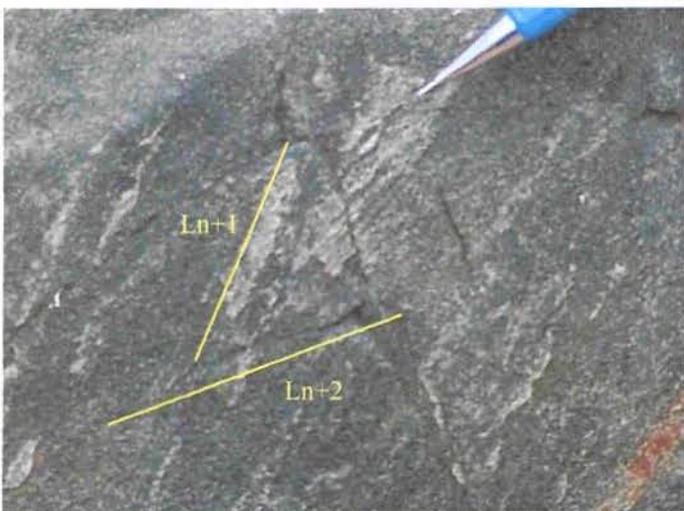
**Foto 56-** Foliação Fn+3 afetando as rochas graníticas do granito Serra Negra. Nesse caso a foliação mergulha em alto ângulo para NNE.



**Foto 57-** Contato tectônico entre os migmatitos e os granitos Serra Negra marcado por zona de cisalhamento Dn+3 sinistral. Notar a foliação milonítica e os indicadores cinemáticos.



**Foto 58-** Contato tectônico entre os migmatitos e os granitos Serra Negra marcado por zona de cisalhamento Dn+3 sinistral. Notar dobra Fn+3 sin-milonítica.



**Foto 59-** Afloramento de metabasaltos da U. Mínum onde se vê a Ln+3x cortando a Ln+2x.



**Foto 60-** Afloramento no traçado da ZCBMJ, um dos únicos afloramentos bons nessa zc. Vê-se a foliação D3 fortemente marcada, com mergulho vertical.



**Foto 61-** Afloramento no traçado da ZCBMJ, onde se vê a lineação L3x mergulhando em baixo ângulo para ENE marcada na parede de S3.



**Foto 62-** Afloramento no traçado da ZCBMJ, mostrando *kinks* associados à zc. O plano axial do *kink* é aproximadamente N-S e os eixos aproximadamente verticais. Notar uma Segunda geração de *kinks* com eixos horizontais, paralelos a L3x.



**Foto 63-** Afloramento no traçado da ZCBMJ, mostrando *kinks* associados à zc. Aqui ocorrem *kinks* com duas principais direções de plano axial, característica que implica em forte componente de achatamento (ou cisalhamento puro).

As dobras sin-miloníticas junto com foliações S-C e C' e o arrasto observado na imagem de satélite são bons indicadores cinemáticos. Esses marcadores são, em sua maioria, sinistrais, mas também é constante a ocorrência de indicadores cinemáticos dextrais, por vezes dobras sin-miloníticas indicando sentidos opostos de transporte, ocasionalmente observadas em uma mesma camada. Essas características concordam com as observações realizadas por Araújo *et al.* (2003) de que uma importante partição de strain é observada ao longo dos segmentos NE e NW da Faixa Sergipana, onde as zonas de cisalhamento apresentam cinemática sinistral e dextral, respectivamente. Os autores afirmam, ainda, que cisalhamento simples seja mais importante nas margens E e W da faixa e que cisalhamento puro domina em sua porção central. E atribuem essas características à endentação do Maciço PEAL na Faixa Sergipana, nos momentos finais da história tectônica regional.

A ocorrência de tais características junto à ZCBMJ e a simples observação da posição geotectônica atual do Domínio Marancó – Poço Redondo levam à conclusão de que esse terreno encontra-se exatamente na zona de transição entre domínios de cinemática diferentes, apresentando, portanto, ambas as características e um importante componente de cisalhamento puro. Esse componente deve estar ligado à colisão e compressão do domínio, já como um bloco rígido, à margem norte do CSF. Ele poderia, então, ter agido como endentante tectônico, como comentado por Araújo *et al.* (2003).

#### 5.3.2- Dn+4

Esse evento deformacional é uma continuidade cinemática do evento Dn+3 em condições mais frias. É caracterizado por estruturas de caráter mais rúptil. Dobras do tipo kink, falhas e fraturas rúpteis são as principais estruturas atribuídas a essa fase. Tension gashes preenchidos por veios de quartzo também estão associados a essa fase.

As dobras kink ocorrem mais freqüentemente nos litotipos mais a sul, quanto mais próximos a ZCBMJ, mais freqüente a ocorrência. Trata-se de dobras centimétricas que afetam mais os litotipos metassedimentares que os vulcânicos. Nas porções da seqüência marcadas pela alternância entre rochas metassedimentares pelíticas e rochas vulcânicas, as dobras desenvolvem-se muito melhor nos litotipos metassedimentares. É comum observar afloramentos com kinks nos pelitos, mas não nos níveis vulcânicos, nos quais ocorrem discretamente e aparecem pequenas falhas paralelas ao plano axial das kinks. De maneira geral, mostram sentido sinistral de movimentação, mas, junto à zona de cisalhamento, os indicadores tornam-se ambíguos, como os

descritos em  $D_{n+3}$ , demonstrando mais uma vez um componente de achatamento nessa porção do orógeno.

Os kinks são sempre assimétricos, apresentam plano axial de direção principal NE e mergulhos em alto ângulo para NW, e afetam a foliação milonítica S3m. Os eixos são normalmente verticais. A assimetria indica quase sempre sentido sinistral de movimentação, compatível com as demais estruturas no domínio.

Um fato importante observado em alguns afloramentos é a presença de kinks com planos axiais que divergem aproximadamente 90 graus, em uma mesma camada (Foto 62, 63). Nesse caso, assimetria indica sentidos contrários de movimentação, ora dextrais, ora sinistrais.

As tension gashes são observadas principalmente na parte sul do Domínio Marancó, e tipicamente nos litotipos quartzosos. Em afloramento de metarenitos da Unidade Belém, a sul do povoado homônimo, estão as melhores exposições dessas estruturas. Aí são observadas duas principais famílias dessas estruturas. Uma tem direção principal N-S, é subvertical e aberta e está preenchida por quartzo. Indicam, de maneira geral, sentido dextral de cisalhamento. A outra família é praticamente horizontal, formando pavimentos paralelos ao solo preenchidos por quartzo. O sentido dextral do cisalhamento é mais uma característica da ambigüidade das estruturas e da presença do componente de achatamento. A orientação das duas famílias exige um tensor principal de esforços de direção aproximada N-NE. Esse tensor concorda com o tensor regional que dominou a cinemática da tectônica dúctil e, segundo Araújo *et al.* (2003), está provavelmente associado à endentação do Maciço PEAL na FS na fase final da orogenia.

Pares conjugados de fraturas, com direções principais NE e SW, e zonas de falhas sinistrais de direção NE, cortam todas as rochas do domínio e são as últimas expressões da deformação relacionada ao Ciclo Brasileiro na área.

Em conjunto, as estruturas descritas acima apontam para um tensor principal  $\sigma_1$  NNE. A presença dos kinks orientados em diferentes direções deve estar associada a um componente de cisalhamento puro. Essas estruturas podem ter sido geradas durante a acreção do bloco à margem norte do CSF. Um modelo simplificando as estruturas deste ciclo, sua inter-relação e o provável posicionamento dos tensores pode ser visto na Figura 14. A Tabela 1 traz a síntese das estruturas observadas na área estudada, relacionando-as a cada fase de deformação e especulando o período em que foram geradas.

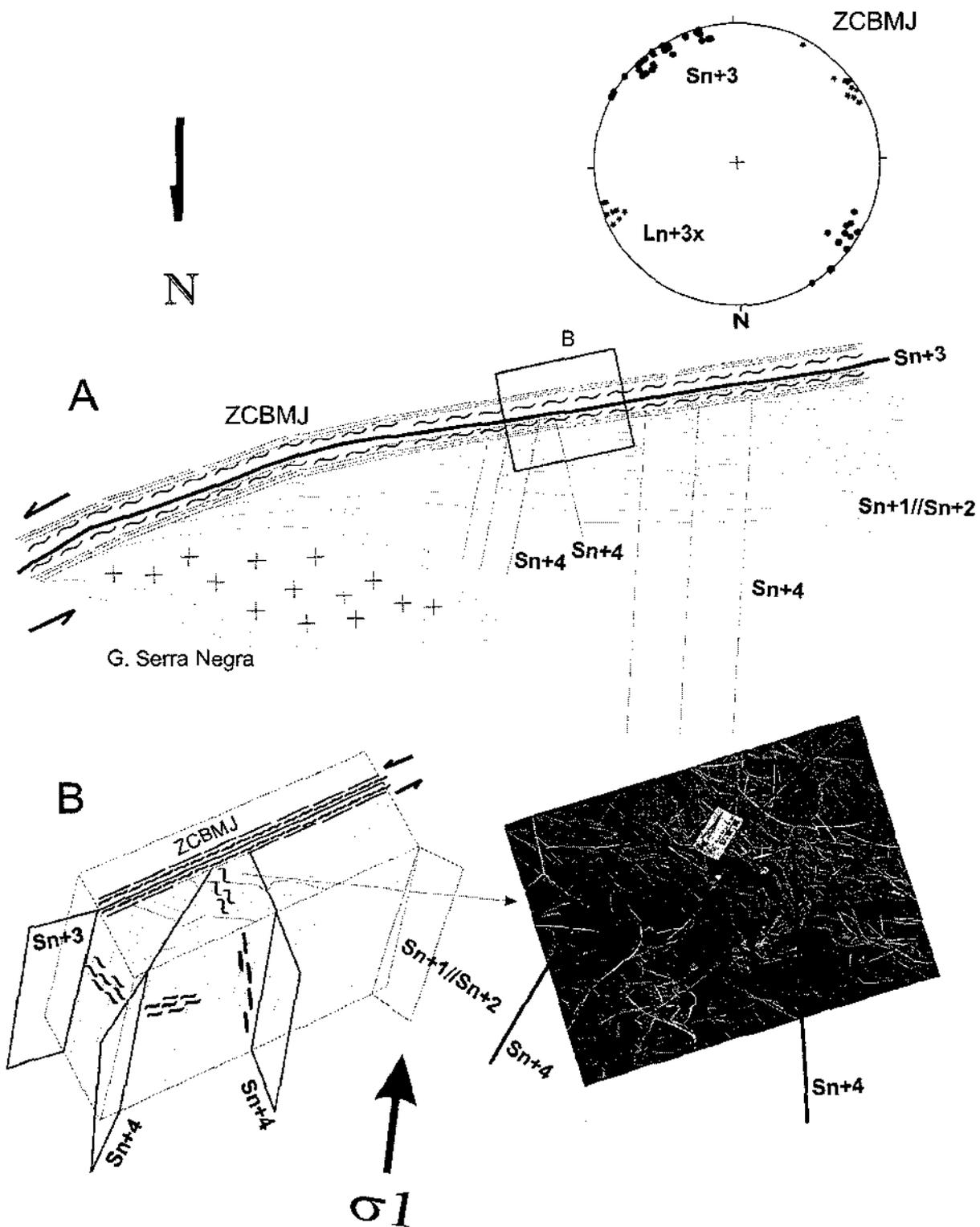


Figura 14- Desenhos esquemáticos mostrando as estruturas relacionadas ao segundo ciclo deformacional, nas proximidades da ZCBMJ. Em A está representada a ZCBMJ e a relação entre as estruturas geradas por ela ( $D_{n+3}$ , representada também no estereograma), as estruturas tardias a ela ( $S_{n+4}$  e dobras *kink*  $D_{n+4}$ ) e as estruturas pretéritas, geradas no ciclo anterior. Para facilitar, as estruturas relacionadas ao primeiro ciclo estão em cinza e as relacionadas ao segundo ciclo em preto. Em B está representado detalhe marcado pelo quadrado em A. Notar as direções contrastantes do plano axial das *kinks*  $D_{n+4}$ , mostrados também em foto do afloramento MMC 30. Notar ainda as duas famílias principais de estruturas extensionais (*tension gashes*). O tensor regional foi colocado com base na observação das estruturas.

Fase	Foliação	Lineação	Dobras	Metamorfismo	Estruturas
Dn	Incipiente, direção E-W	Estiramento strike slip a oblíquas	Isoclinal, eixo e plano vertical	Anfibolito (zona da sillimanita)	Transcorrência sinistrais
Dn+1	Penetrativa, direção WNW-ESE, mergulho médio a alto para NNE	Down dip a oblíqua, mergulho para NNE	Assimétricas, eixo subhorizontal para WNW ou ESE, plano em médio ângulo para NNE	Xisto verde, zona da biotita	Cavalgamentos, topo para SSW, raros retroempurrões com topo para NNE
Dn+2	Penetrativa, direção WNW-ESE, mergulho alto para NNE a vertical	Strike slip a oblíqua em baixo ângulo para WNW ou ESE	Assimétricas a isoclinais, eixo inclinado em alto ângulo, plano subvertical	Xisto verde, zona da biotita	Trancorrências sinistral alojada em frentes de empurrão
Dn+3	Localizada, restrita à proximidade da ZCBMJ, vertical	Estrias subhorizontais	Sin-miloníticas restritas a zc, eixo e plano verticais	Xisto verde, zona da clorita	Zona de Cisalhamento Belo Monte – Jeremoabo (Brasiliano)
Dn+4	Rúptil	-----	Kinks de eixo subvertical e planos de direção NE ou NW	-----	Falhas e fraturas de direção principal NE (Brasiliano)

Tabela 1: Síntese das estruturas observadas na área estudada relacionando-as a cada fase de deformação

## 6-GEOQUÍMICA

Análises de elementos maiores, menores e traços foram realizadas em amostras de migmatíticas de Poço Redondo, rochas metassedimentares e metavulcânicas de Marancó e granitóides intrusivos. Os dados encontram-se na Tabela 2, Anexo 2.

As amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp). Depois foram analisadas no Laboratório de Geoquímica do mesmo instituto e a técnica empregada foi de fluorescência de raios X. Para as análises de elementos maiores e menores as amostras foram fundidas com tetraborato de lítio em pastilhas de vidro e para as análises de elementos traços foram confeccionadas pastilhas prensadas.

Os dados serão apresentados e comentados segundo os litotipos semelhantes apresentados nas descrições das unidades na geologia local.

### 6.1-Granitóides

As amostras dos granitóides pertencentes ao paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo (granodioritos), dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos serão apresentadas em conjunto e foram plotadas nos mesmos diagramas. De forma geral, os granitóides formadores do paleossoma dos migmatitos e os granitos Sítios Novos apresentam características semelhantes, com afinidade geoquímica parecida. Os granitos Serra Negra são claramente distintos dos demais e essas diferenças são confirmadas pelos dados apresentados a seguir.

Os dados geoquímicos das rochas ortoderivadas do paleossoma dos migmatitos mostram que estes apresentam teores de sílica relativamente homogêneos, variando de 68 a 74%. As concentrações de elementos alcalinos são variáveis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  varia de 5,6 a 8,3 %) e o teor de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  é alto ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 14,73\%$ ). Os valores de FeO e MgO também são variáveis, os teores de FeO total variam de 1,44 a 3,48%, a maioria deles baixo. Os teores de MgO variam de 0,41 a 1,72 %. Essas variações devem estar relacionadas à dificuldade em se conseguir amostrar porções homogêneas em rochas migmatíticas.

Os dados geoquímicos de elementos maiores dos granitos Serra Negra mostram que suas rochas são relativamente heterogêneas e evoluídas. Os valores de  $\text{SiO}_2$  concentram-se no intervalo entre 69 e 75%. As concentrações de elementos alcalinos são elevadas ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx$

8) e o teor de  $Al_2O_3$  é de moderado a alto ( $Al_2O_3 \approx 13,5\%$ ). Os granitos são ainda relativamente ricos em Fe ( $Fe_{Ototal} = 3,23\%$ ) e pobres em magnésio ( $MgO = 0,51\%$ ).

Os Granitóides Sítios Novos apresentam dados de elementos maiores que mostram que esses granitos são relativamente homogêneos e também evoluídos. Os valores de  $SiO_2$  variam de 64 a 73 %, variação causada pelas diferenças fácies apresentadas. As concentrações de elementos alcalinos são mais baixas que nos granitos Serra Negra ( $Na_2O + K_2O \approx 7\%$ ) e as concentrações de  $Al_2O_3$  são altas ( $Al_2O_3 \approx 15\%$ ). Quanto à relação entre Fe e Mg, os granitos Sítios Novos são menos enriquecidos em Fe ( $Fe_{Ototal} = 2,8\%$ ) em relação a Mg ( $MgO = 1,39\%$ ) que as rochas do Granito Serra Negra.

Frost *et al.* (2001) propõem uma nova classificação para rochas granitóides baseada, exclusivamente, em suas características geoquímicas de elementos maiores. Os diagramas propostos permitem que as rochas graníticas sejam classificadas apenas por suas características químicas, independentemente de filiações tectônicas ou petrogenéticas. As diferentes combinações dos fatores analisados nessa classificação podem indicar tendências petrogenéticas.

Os autores baseiam essa classificação em três principais índices: (i) MALI (Modified Alkali-lime Index); (ii) Fe Number e; (iii) Aluminum saturation index (ASI). Para a definição da classificação, os autores utilizaram suítes granitóides já bem definidas na literatura, que incluem batólitos de granitóides do tipo Cordilheirano, da cordilheira noroeste da América do Norte, os granitos Caledonianos, mais alcalinos que os cordilheiranos e granitóides do tipo A.

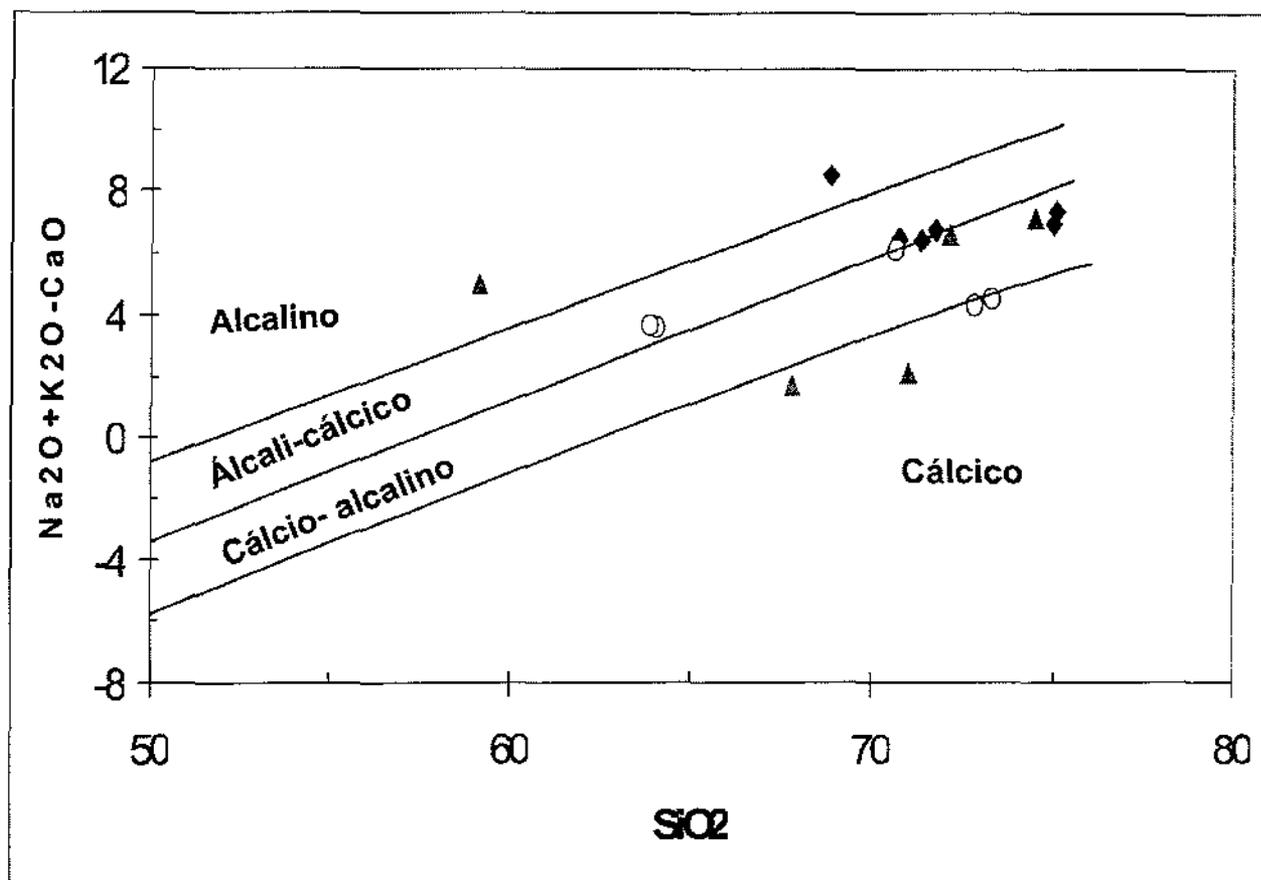
O índice de alcalinidade de uma rocha é, por definição, o valor da concentração de  $SiO_2$  quando as concentrações de  $Na_2O + K_2O$  (alcalinos) se igualam às concentrações de  $CaO$ .

Baseado nesse índice, Peacock (1931) definiu diferenças significativas entre rochas vulcânicas e as dividiu em quatro principais grupos, em ordem decrescente de índice de alcalinidade: (i) cálcicas; (ii) cálcio-alcalinas; (iii) álcali-cálcicas; e (iv) alcalinas.

Para tornar a classificação de Peacock (1931) aplicável a rochas com maior variedade no teor de  $SiO_2$ , Frost *et al.* (2001) propuseram uma modificação no índice de alcalinidade. Os autores sugerem uma redução das três variáveis utilizadas até então para apenas duas, pela introdução da variável ( $Na_2O + K_2O - CaO$ ) plotada contra os teores de  $SiO_2$ , e a nomearam Modified Alkali-lime Index (MALI).

No diagrama que confronta os Índices de  $SiO_2$  contra MALI (Figura 15) as amostras dos migmatitos de Poço Redondo plotam nos campos de granitos cálcicos e cálcio-alcalinos. As

amostras dos granitóides Serra Negra plotam em três campos diferentes no mesmo diagrama. A maioria das amostras plota entre os campos cálcio-alcálico e álcali-cálcico. Esse comportamento reforça a heterogeneidade de suas rochas. Já as amostras dos granitóides Sítios Novos plotam nos campos cálcio-alcálico e álcali-cálcico.

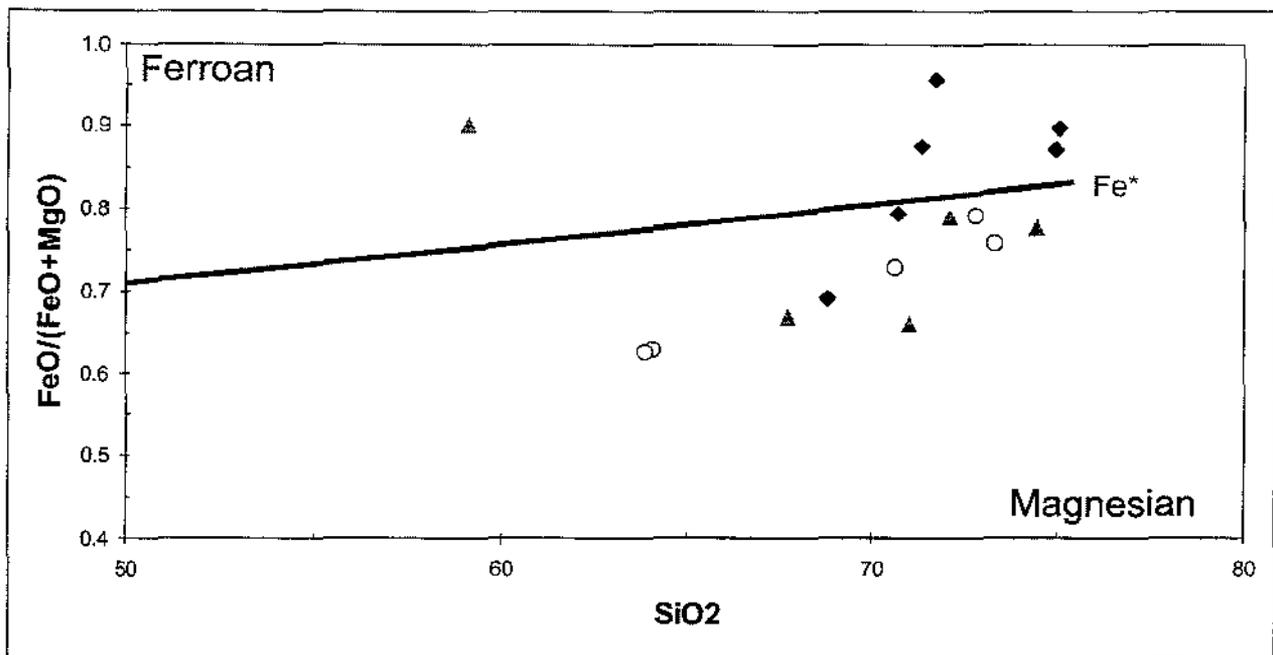


**Figura 15-** Diagrama que confronta os teores de  $SiO_2$  e MALI (*Modified Alkali-lime Index*) (Frost et al, 2001) para as rochas graníticas. Estão plotadas as amostras dos granodioritos de Poço Redondo (triângulos cinza), granitos Serra Negra (losangos pretos) e granitóides Sítios Novos (círculos vazios).

As concentrações de Fe e Mg têm sido usadas na geoquímica de granitóides para distinguir granitóides gerados em diferentes ambientes geotectônicos (Miyashiro, 1970; Petro *et al.*, 1979; Maniar & Piccoli, 1989; Frost & Frost, 1997). As concentrações desses elementos são eficazes, sobretudo na distinção entre granitos gerados em ambientes anorogênicos (Tipo A), que normalmente apresentam enriquecimento de Fe em relação a Mg, e aqueles gerados por processos de subducção em ambientes colisionais, normalmente mais ricos em Mg em relação ao Fe.

Frost *et al.* (2001) sugerem mudanças nas classificações existentes e introduzem o parâmetro “número de Fe”. O “número de Fe” (Fe number ou Fe\*) é baseado na relação  $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ . Como nem todas as análises químicas discriminam as concentrações entre FeO e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , os autores também definem um número de Fe (Fe\*) levando em consideração as concentrações totais de FeO nas análises. Através dessas concentrações, plotadas contra as concentrações de  $\text{SiO}_2$ , os autores definiram dois principais campos, baseados nos limites traçados por Miyashiro (1970). Os autores sugerem uma mudança na nomenclatura até então usada (campos Toleítico e Cálcio-alcálico) para Ferroan (ferroso) e Magnesian (magnésiano), já que as concentrações de Fe nas rochas não parecem estar associadas à sua alcalinidade.

No diagrama que confronta os valores de  $\text{SiO}_2$  contra o número de Ferro (Frost *et al.*, 2001) (Figura 16) as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo plotam em sua maioria no campo dos granitos mais ricos em MgO (Magnésiano) em relação a



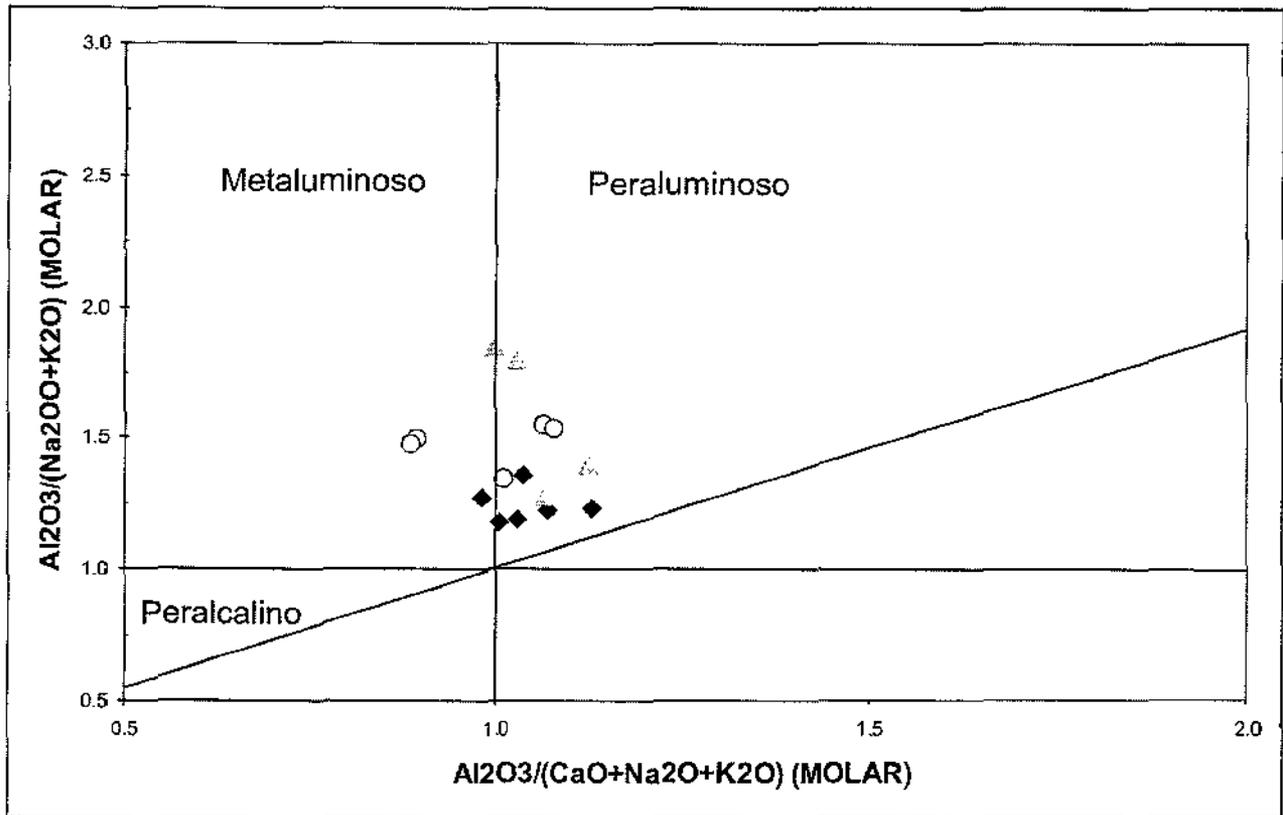
**Figura 16-** Diagrama que plota os valores de  $\text{SiO}_2$  contra os valores do número de ferro ( $\text{Fe}^* = \text{FeO}(t)/(\text{FeO}(t) + \text{MgO})$ ) proposto por Frost *et al.* (2001). O diagrama é dividido em dois campos: o campo de granitóides ricos em FeO (campo *Ferroan* ou *férico*); e o campo dos granitóides ricos em MgO (*Magnesian* ou *magnésianos*). No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada na Figura 15.

FeO. Nesse campo plotam normalmente os granitos associados a ambientes orogênicos (subducção). Somente a amostra que já foi citada como anômala plota no campo dos granitos ricos em Fe. A maioria das amostras dos granitos Serra Negra plota no campo superior nesse diagrama, ou no campo Ferroso, dos granitóides enriquecidos em Fe. Este campo é característico dos granitóides do tipo A, ou pós-tectônicos. Duas amostras plotam no campo Magnesiano, mais uma vez comprovando a heterogeneidade das rochas. As amostras dos granitóides de Sítios Novos plotam no campo dos granitos ricos em MgO (Magnesiano), mostrando similaridade com as amostras de Poço Redondo.

Observando-se o diagrama, percebe-se que a técnica distingue bem os diferentes tipos de granitos. Os granitos de Poço Redondo e Sítios Novos apresentam plotes similares e são caracteristicamente distintos, também nesse diagrama, dos granitos Serra Negra. O campo dos granitos ricos em Fe é onde plotam normalmente os granitos anorogênicos ou pós-colisionais.

O Índice de Saturação de Alumínio (ASI) foi sugerido por Shand (1943) e é definido pela relação molecular entre  $Al / (Ca - 1,67P + Na + K)$ . Mais tarde, Debron & Lefort (1983) sugerem o Parâmetro A, que é definido pela relação molar entre  $[Al - (Na + K + 2Ca)]$ . A diferença entre os parâmetros é que o primeiro leva em consideração a ocorrência de apatita.

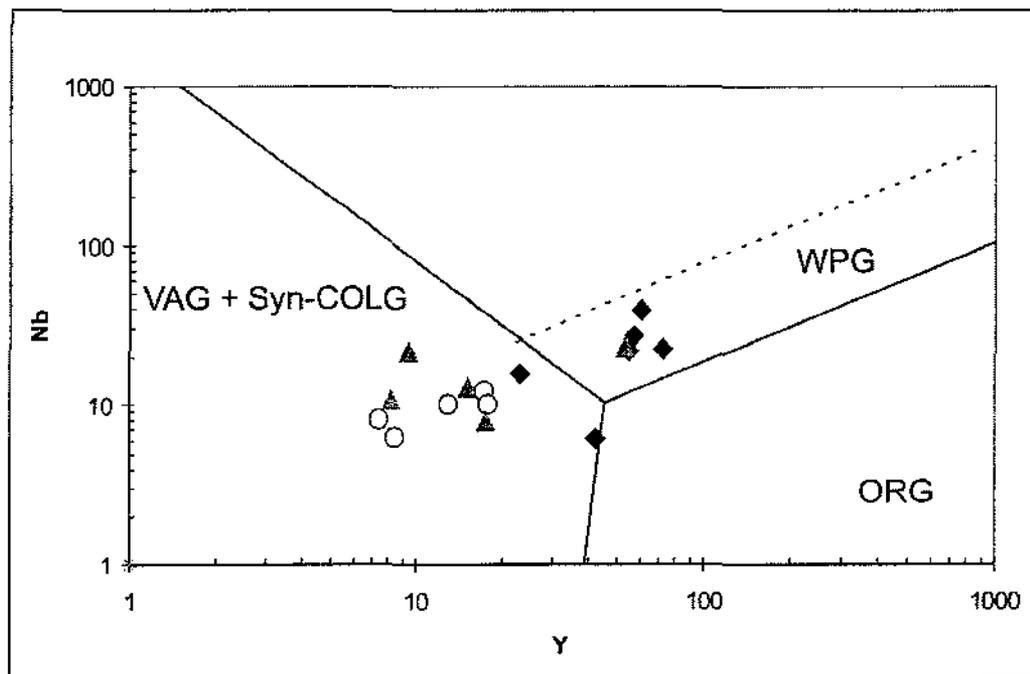
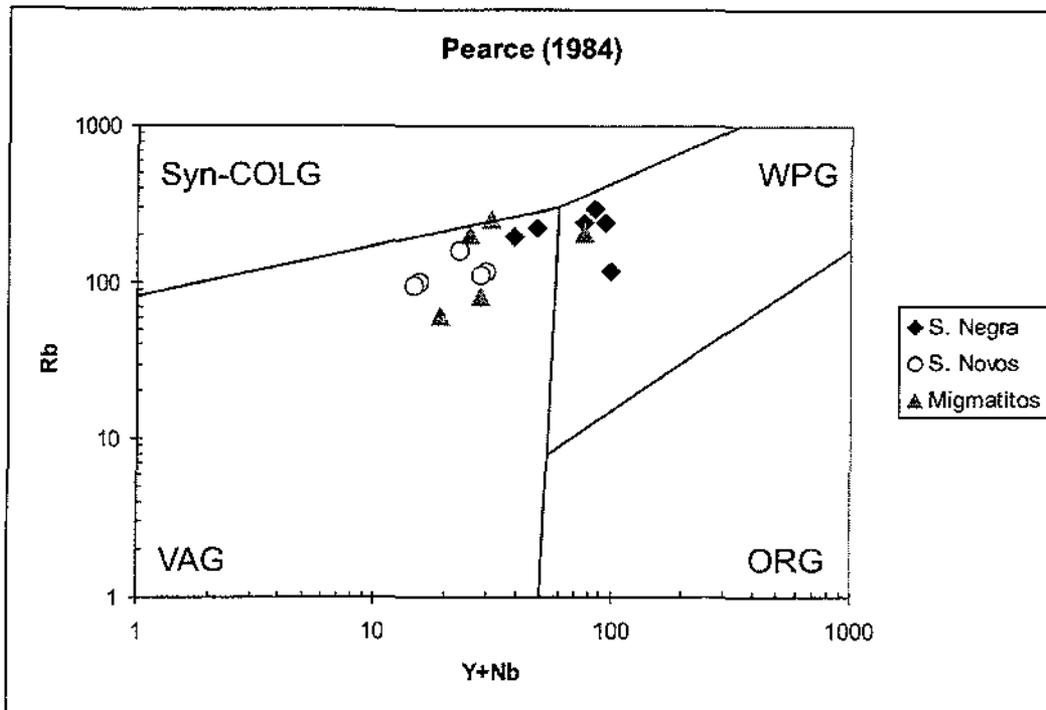
As amostras dos granodioritos de Poço Redondo mostram caráter peraluminoso no diagrama de Índice de Shand (Figura 17). Todas as amostras plotam nesse campo ou no limite entre este e o campo dos granitos metaluminosos. Esse caráter é confirmado pelo parâmetro A, de Debron e Lefort (1983) ( $Al - (Na + K + 2Ca) > 0$ ). As amostras de Granitóides Serra Negra analisadas apresentam principalmente caráter peraluminoso com algumas amostras metaluminosas, também confirmado pelo parâmetro A, de Debron e Lefort (1983) ( $Al - (Na + K + 2Ca) > 0$ ). O índice de saturação de alumínio (ASI) de Shand (1943), também comprova esses resultados. Esse comportamento geoquímico pode ser explicado pela mineralogia das rochas. Rochas peraluminosas são caracterizadas por excesso de Al, sendo necessários outros minerais que não os feldspatos para acomodá-lo. No caso dos granitos de Serra Negra, o alumínio pode ser acomodado em biotita e nos aluminossilicatos freqüentemente observados, como por exemplo turmalina, mais abundante, ou, mais raramente, granada. Já as amostras dos Granitóides Sítios Novos plotam tanto no campo das rochas peraluminosas quanto no campo das rochas metaluminosas.



**Figura 17-** Diagrama do Índice de Shand para as rochas graníticas. O diagrama é dividido nos campos de granitos peraluminosos, metaluminosos e peralcalinos. No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granodioritos Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores.

Nas análises de elementos traços, os migmatitos de Poço Redondo têm valores relativamente altos de Ba e moderado de Zr e Y. Os granitóides Serra Negra têm altos valores de Zr e Y e Ba e as amostras do Granito Sítios Novos apresentam os maiores teores de Ba e as mais baixas em Zr e Y.

Em relação aos diagramas de classificação de ambientes geotectônicos, nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Figura 18), os granitóides apresentam comportamento semelhante quando plotados nos diagramas Y versus Nb e Y + Nb versus Rb. O paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo plota no campo dos granitos gerados em arco magmático. As amostras dos granitóides Serra Negra plotam principalmente no campo dos granitos anorogênicos, mas algumas amostras plotam no campo dos granitos de arco magmático, mais uma vez mostrando dubiedade,



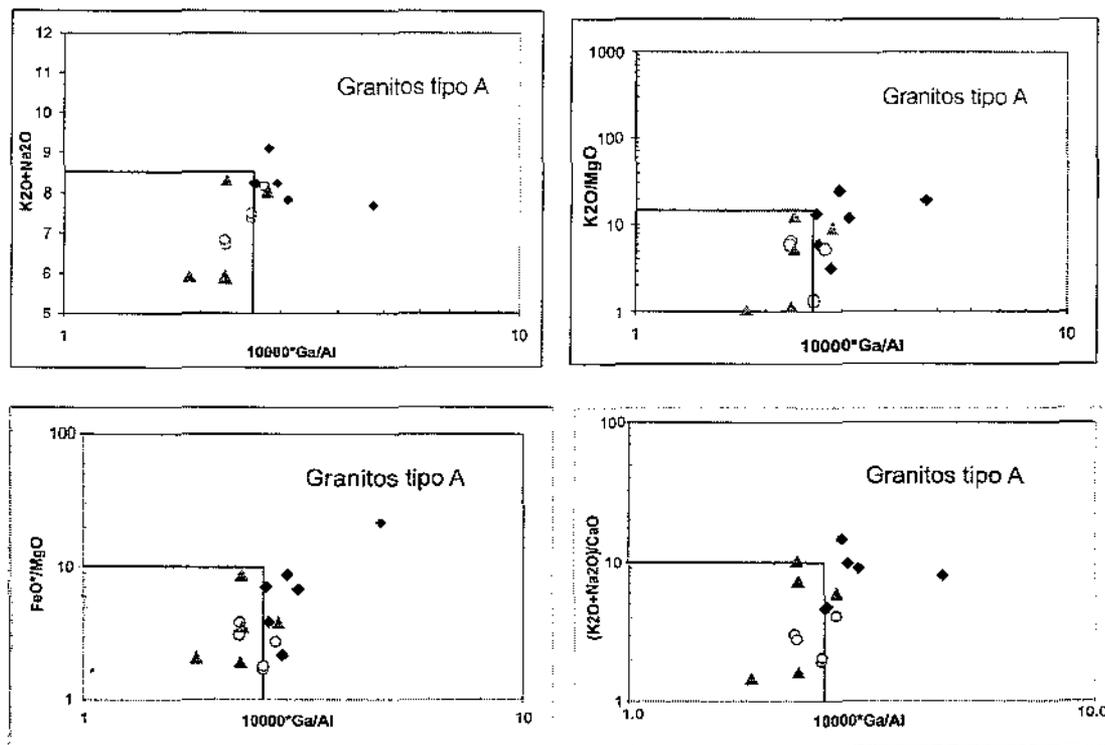
**Figura 18-** Diagramas discriminativos de ambientes geotectônicos (Pearce et al, 1983). Nos diagramas estão divididos os campos de granitos gerados em arco magmático (VAG); cadeias meso-oceânicas (ORG); sin-colisionais (Syn-COLG) e dos granitos anorogênicos ou pós-colisionais (WPG). Notar que os granitóides de Poço Redondo e Sítios Novos apresentam características distintas àquelas apresentadas pelos granitos Serra Negra.

No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores.

provavelmente causada pela sua heterogeneidade, podendo representar a mistura de fontes em sua gênese. Já os granitos Sítios Novos plotam também no campo dos granitóides de arco magmático.

Devido às características geoquímicas apresentadas pelos granitóides Serra Negra, muitas vezes semelhante às apresentadas por granitóides associados a ambientes anorogênicos, foram usados alguns gráficos que vêm sendo apresentados na literatura como eficazes na distinção desses granitos (Whalen *et al.*, 1987). Os três granitóides em questão foram plotados em diagramas que confrontam a relação entre Ga e Al com elementos maiores. Além disso, foram também utilizados diagramas que confrontam elementos traços e elementos maiores.

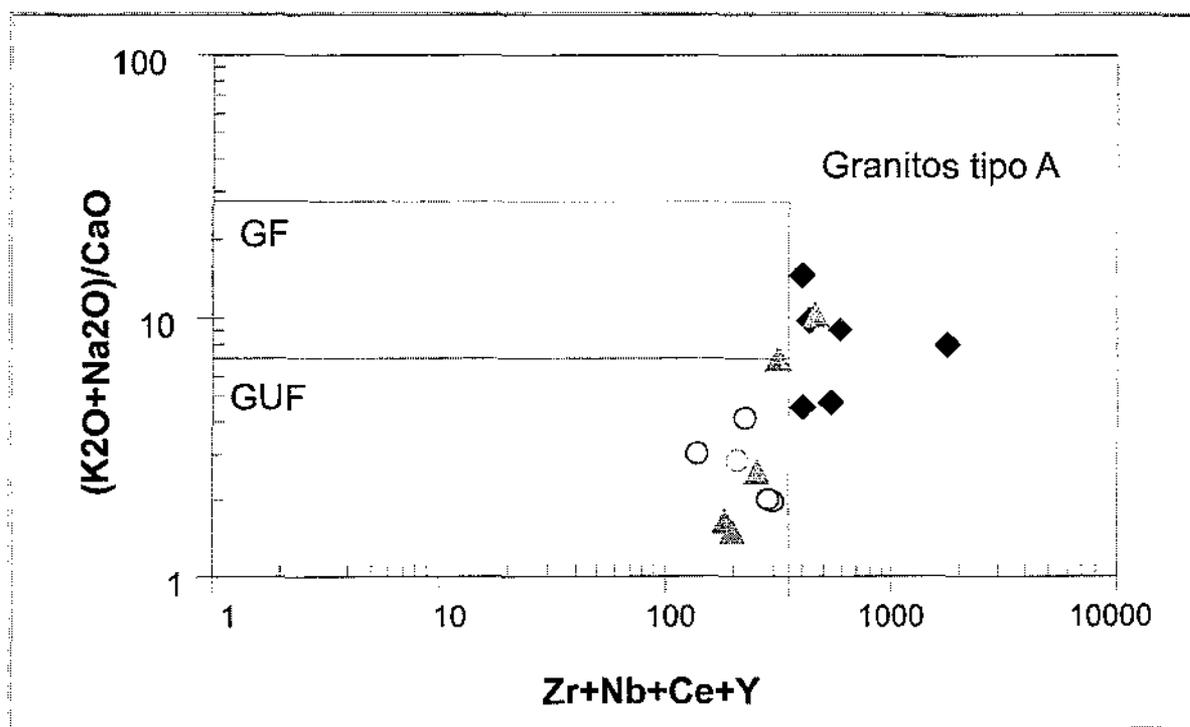
Nos diagramas que confrontam Ga/Al contra  $K_2O + Na_2O$ ,  $(K_2O + Na_2O)/CaO$ ,  $K_2O/MgO$  e  $FeO^*/MgO$  (Figura 19), a maioria das amostras dos granitóides Serra Negra plotam na área dos granitos anorogênicos, mas sempre muito próximas ao limite dos campos. Duas amostras plotam dentro do campo que reúne os granitos fracionados do tipo I, S e M. A maioria das amostras dos Granitos Sítios Novos plotam dentro desse último campo.



**Figura 19-** Diagramas que confrontam Ga/Al contra  $K_2O + Na_2O$ ,  $(K_2O + Na_2O)/CaO$ ,  $K_2O/MgO$  e  $FeO^*/MgO$  (Whalen *et al.*, 1987). Em todos eles as amostras se comportam de maneira semelhante. As amostras dos granodioritos Poço Redondo e Sítios Novos têm característica semelhantes. Os granitos Serra Negra plotam principalmente no campo dos granitos anorogênicos (tipo A), na maioria das vezes próximo ao limites entre os campos.

No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores.

No diagrama que confronta a soma dos elementos traços  $Zr + Nb + Ce + Y$  contra a razão  $(K_2O + Na_2O)/CaO$  (Figura 20), o comportamento se repete mais uma vez. Nesse diagrama Whalen *et al.* (1987) dividem o campo dos granitos fracionados em dois. As amostras dos granodioritos de Poço Redondo plotam, na maioria, no campo dos granitos ultrafracionados. Os granitóides do tipo Sítios Novos também plotam no campo inferior, característico dos granitos I, S e M, ultra-fracionados, novamente apresentando características semelhantes às dos migmatitos. Os granitos Serra Negra plotam todos no campo dos granitos tipo A, próximos ao limite entre os campos.

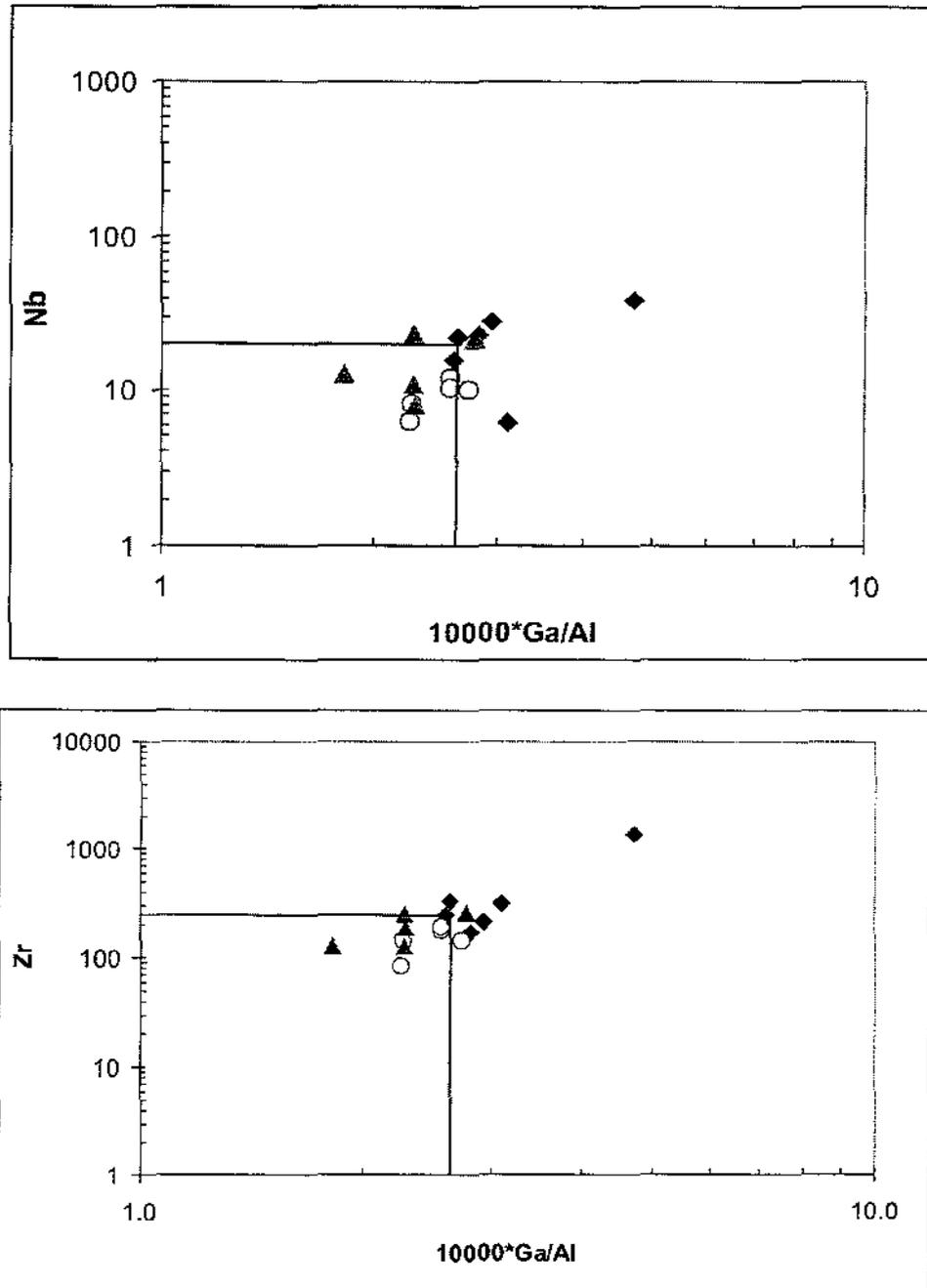


**Figura 20** Diagrama que confronta a soma dos elementos traços  $Zr + Nb + Ce + Y$  contra a razão  $(K_2O + Na_2O)/CaO$  (Whalen *et al.*, 1987). Os autores dividem esse diagrama em três campos principais. O campo dos granitos tipo A; campo dos granitos fracionados (GF) e dos granitos ultrafracionados (GUF).

No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. Simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores.

O comportamento das amostras de ambos os granitóides é bastante semelhante nos diagramas que confrontam a razão  $Ga/Al$  com  $Nb$  e  $Zr$  (Figura 21). Nestes, as amostras de Serra Negra também apresentam um comportamento similar aos granitos anorogênicos, mas ainda com

certa heterogeneidade. Os granitos Sítios Novos plotam no campo dos granitos fracionados do tipo I, S e M.

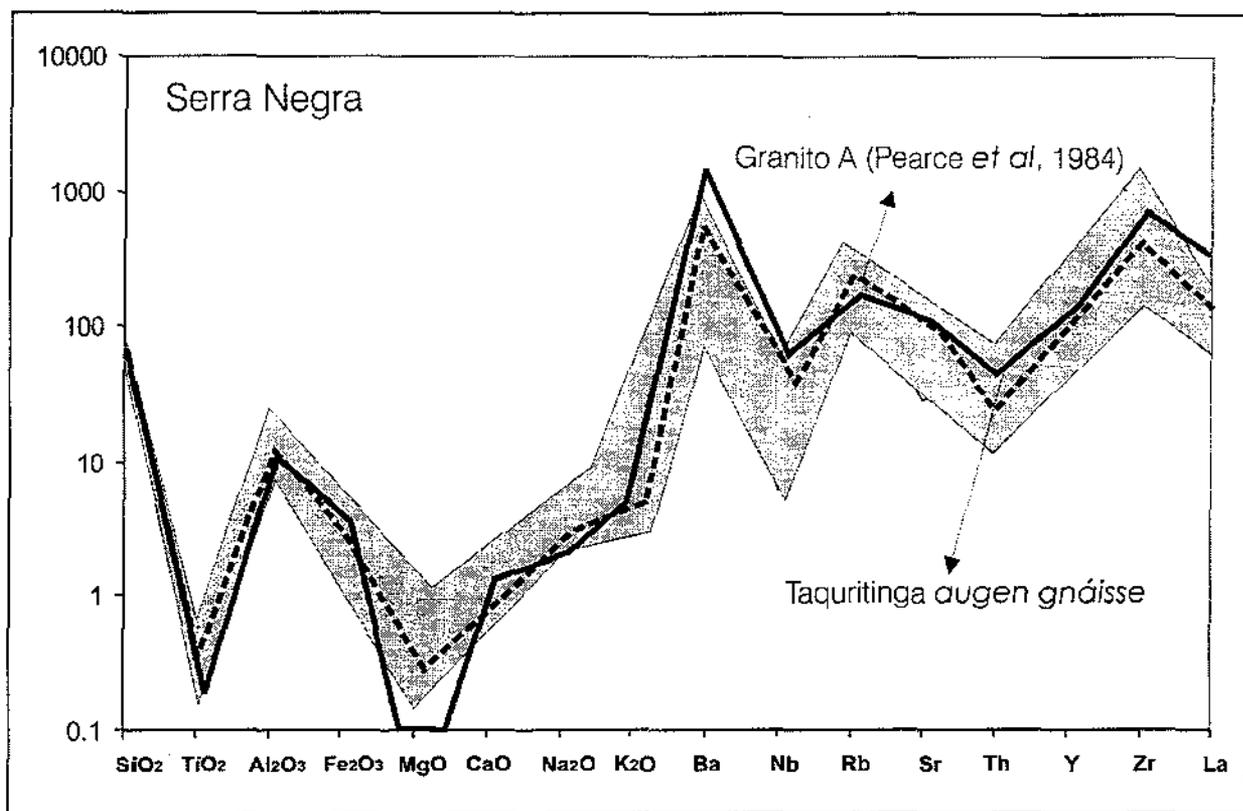


**Figura 21** - Diagramas que confrontam a razão Ga/Al com os teores de Nb e Zr (Whalen et al, 1987) para as rochas graníticas. As amostras dos granodioritos de Poço Redondo apresentam comportamento semelhante ao das amostras dos granodioritos Sítios Novos e os granitos Serra Negra se destacam, plotando no campo dos granitos do tipo A.

No diagrama estão plotadas as amostras dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, as amostras dos granitos Serra Negra e dos granitóides Sítios Novos. A simbologia é a mesma apresentada nas figuras anteriores.

Esses diagramas, portanto, são eficazes na diferenciação dos granitóides estudados e apontam para o caráter pós-orogênico dos granitos do tipo Serra Negra.

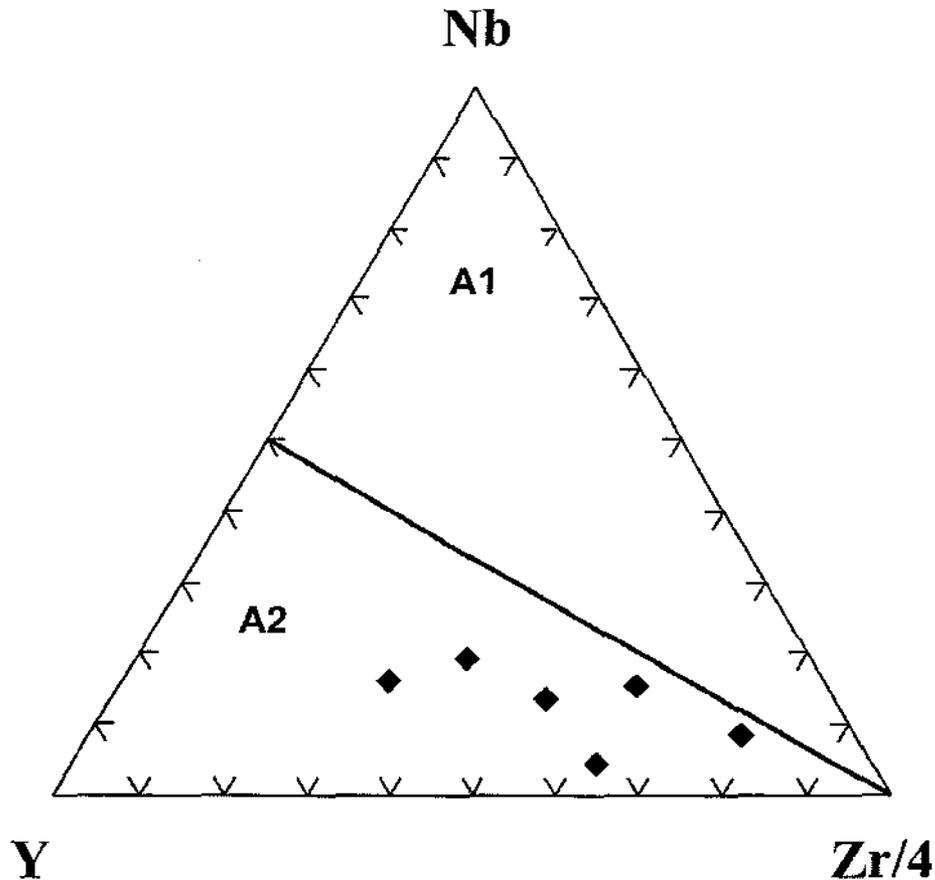
No diagrama multi-elementar (spidergrams) (Figura 22) o padrão apresentado pelos granitóides Serra Negra é também bastante semelhante ao padrão normal de rochas graníticas anorogênicas. Nesse diagrama também estão plotadas uma curva média para granitos anorogênicos tipo Sabaloka (Pearce *et al.*, 1984) e a curva média para os granitóides tipo Taquaritinga, que ocorrem na Zona Transversal da Província Borborema e foram descritos por Sá *et al.* (2002) e classificados como granitóides do tipo A.



**Figura 22-** Diagrama multi - elementar (*spidergram*) para as amostras dos granitos Serra Negra. No diagrama estão plotadas as curvas médias dos granitos anorogênicos tipo Sabaloka (Pearce *et al.*, 1984) e a curva média dos granitos tipo Taquaritinga, Zona Transversal da Província Borborema (Sá *et al.*, 2002). Notar que o comportamento dos granitos Serra Negra é bastante similar ao apresentado pelos dois granitos definidos como do tipo A.

Eby (1990) sugeriu o uso de diagrama triangular que plota Nb-Y-Zr/4 e dividiu o diagrama em dois campos. O campo superior é característico de granitos anorogênicos gerados a partir de fontes semelhantes às fontes de basaltos de arcos insulares com contribuição mantélica

e, no campo inferior, devem plotar granitos anorogênicos que têm a crosta continental como principal fonte (Figura 23). Todas as amostras do Granito Serra Negra plotam no campo inferior, sugerindo que uma fonte predominantemente crustal se fundiu para sua geração. Essa interpretação geoquímica é plausível e concorda com as características de campo e petrográficas desses granitos. Ela auxilia também na determinação do modelo preliminar de geração desses granitos.



**Figura 23** - Diagrama triangular para classificação de granitos anorogênicos/ pós-tectônicos (Nb-Y-Zr/4, Eby, 1992) onde estão plotadas as amostras do granito Serra Negra. O diagrama é dividido em dois campos. O campo superior é característico de granitos anorogênicos provenientes de fontes de contribuição mantélica (astenosfera) e no campo inferior plotam granitos anorogênicos que têm a crosta continental como principal fonte. Todas as amostras dos granitos Serra Negra plotam no campo inferior.

## 6.2 – Rochas metassedimentares

As características químicas pertinentes a cada rocha sedimentar podem refletir importantes informações sobre as rochas pretéritas que contribuíram para sua formação. Nos últimos anos têm sido comum na literatura mundial trabalhos em que essas características químicas de rochas sedimentares de diversas idades, metamorfasadas ou não, são usadas para

avaliar condições de intemperismo de áreas fontes, proveniência de sedimentos e para estimar o crescimento e a composição da crosta continental ao longo do tempo (Pettijhon *et al.*, 1972; Allegre & Roseau, 1984; Bhatia & Crook, 1986; Roser & Korsch, 1987; Taylor & McLennan, 1988; Garcia *et al.*, 1994; Jahn & Condie, 1995 ; Fedo *et al.*, 1996; Chen & Jahn, 2002). Além disso, muitos estudos geoquímicos têm sido realizados sobre a classificação e determinação de ambientes geotectônicos com base na análise das rochas depositadas nos diferentes tipos de bacias sedimentares associadas a esses ambientes (Taylor & McLennan, 1988; Bhatia, 1983; Bhatia & Crook, 1986; Roser & Korsch, 1986 e 1988; Rollinson, 1993). Já é bem aceito na literatura mundial que as rochas sedimentares guardam características químicas que refletem o ambiente geotectônico no qual foram acumuladas. A maioria dos autores trabalha sobre dois principais tipos de rochas sedimentares: os pelitos e as grauvascas.

A análise de elementos maiores é utilizada na caracterização de processos intempéricos e reconstrução das condições climáticas na época da deposição (Nesbitt & Young, 1984; Fedo *et al.*, 1995) e também na confecção de diagramas de classificação de ambientes geotectônicos (Bhatia, 1985; Bhatia & Crook, 1986; Roser & Korsch, 1988).

Apesar disso, são as análises de elementos terras raras, Th, Sc e Y, muito pouco fracionados durante processos envolvidos na sedimentação, intemperismo e metamorfismo, que são consideradas as mais eficazes em trazer boas informações sobre a área fonte (Taylor & McLennan, 1985; Jahn & Condie, 1995). Esses elementos têm como característica o curto tempo de residência na coluna de água, sendo transportados como partículas por rios e correntes, e depois são depositados, o que faz com que sejam transferidos quase na totalidade para os sedimentos. Além disso, essa lista de elementos representa tanto elementos incompatíveis como elementos compatíveis, cujas razões podem ser usadas na determinação de fontes mais máficas ou mais félsicas.

Para que a pilha de rochas metassedimentares fosse avaliada foram realizadas 18 análises geoquímicas de rocha total (Tabela 2, anexo). As amostras foram selecionadas de forma a representar toda a seqüência, foram analisadas rochas pelíticas, psamíticas e grauvascas que ocorrem em todas as unidades da seqüência Marancó. Importantes e distintivas características podem ser observadas nos resultados apresentados. Os dados serão apresentados em conjunto e têm o objetivo de avaliar as tendências gerais da seqüência de rochas metassedimentares. Isso

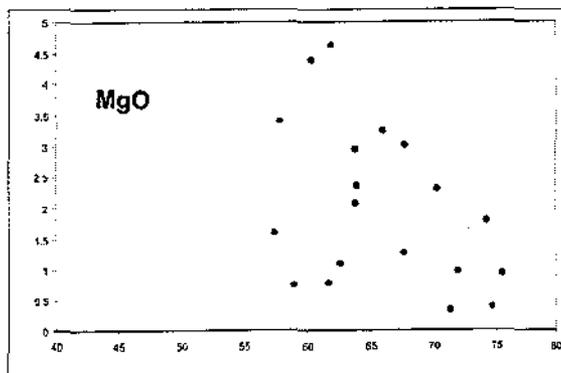
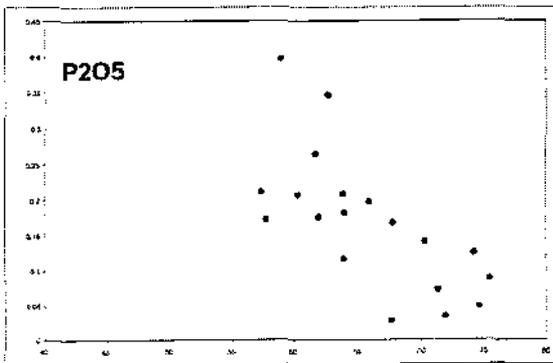
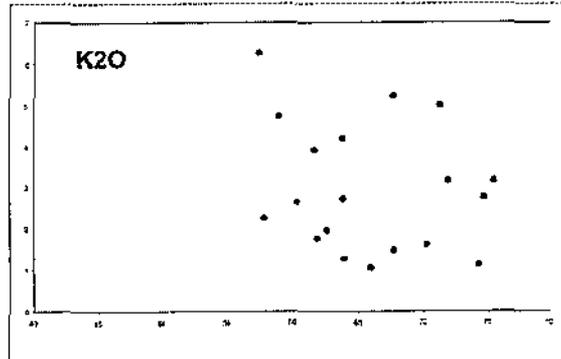
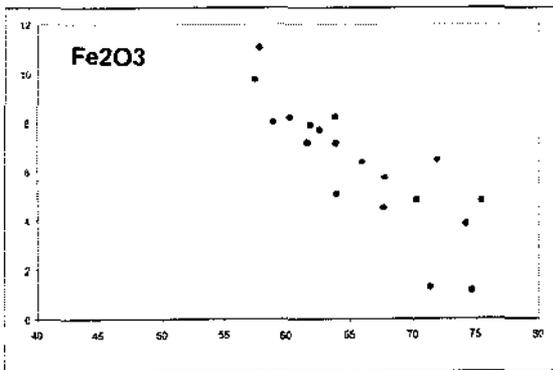
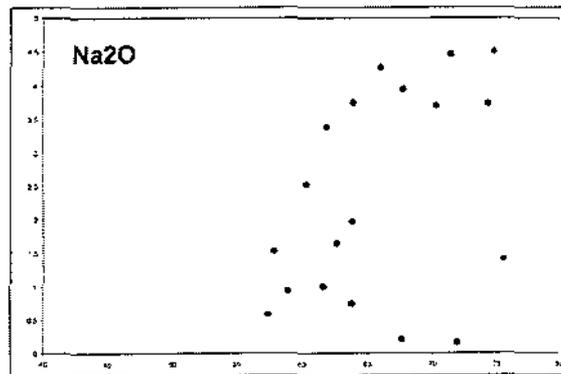
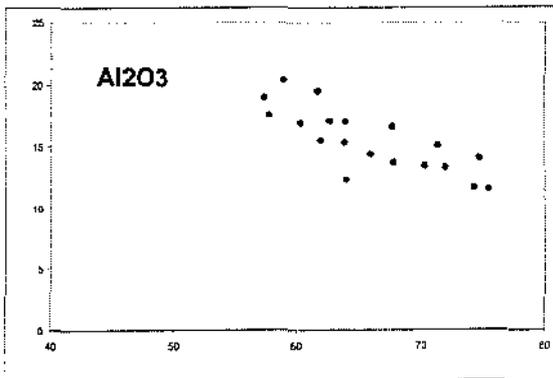
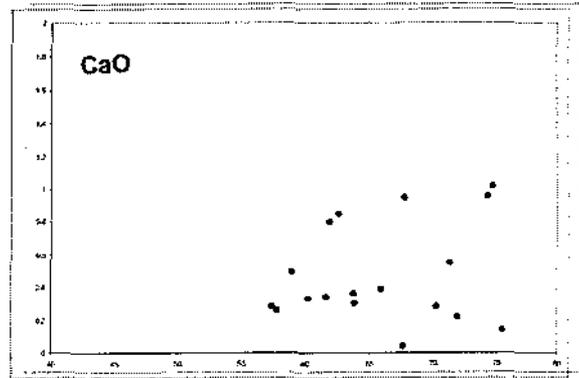
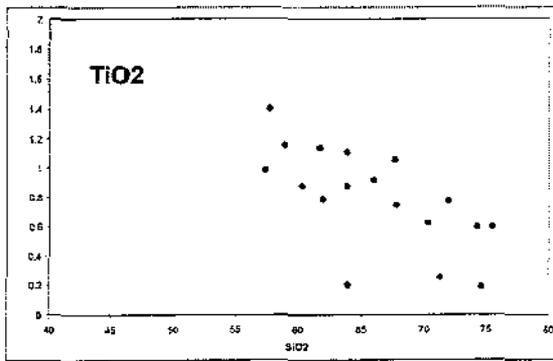
porque, como a seqüência toda é muito deformada, fica muito difícil um estudo de cunho estratigráfico, visando determinar as mudanças de comportamento ao longo da coluna.

As rochas foram analisadas, plotadas em diagramas de elementos maiores e traço, comumente utilizados na literatura, e classificados pela comparação com suítes de rochas sedimentares já suficientemente conhecidas na literatura.

As rochas analisadas apresentam teor de  $\text{SiO}_2$  que varia de 57,42 a 75,5%, com a grande maioria dos dados concentrando-se entre 60 e 67%, podendo considerá-las por esse índice como sedimentos com teores intermediários de sílica. Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variam de 11,39 a 20,49%, com valores médios em torno de 14%. Os teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  variam de 0,15 a 4,5% e os de  $\text{K}_2\text{O}$  entre 1,09 e 5,23%. Os diagramas Harker (Figura 24) mostram correlação negativa entre  $\text{SiO}_2$  -  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  -  $\text{P}_2\text{O}_5$ . O restante dos óxidos não varia sistematicamente com  $\text{SiO}_2$ .  $\text{TiO}_2$  mostra correlação positiva com  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , sugerindo que está associado a argilo-minerais aluminosos, mas esse não é o comportamento observado para  $\text{MgO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , o que sugere que o intemperismo ocorreu, mas moderadamente, com Ti foi fixado em argilo-minerais mas Mg não.  $\text{K}_2\text{O}$  não tem boa correlação, mostrando mobilidade.

Sedimentos arenosos e pelíticos modernos que têm sua gênese associada a arcos insulares, arcos continentais e margens passivas mostram características distintas na geoquímica de elementos maiores. Essas características dizem respeito principalmente aos valores apresentados por  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ . Por esse motivo, o uso de diagramas binários entre esses elementos e suas razões pode trazer bons resultados na discriminação do ambiente geotectônico a que as rochas sedimentares estão associadas.

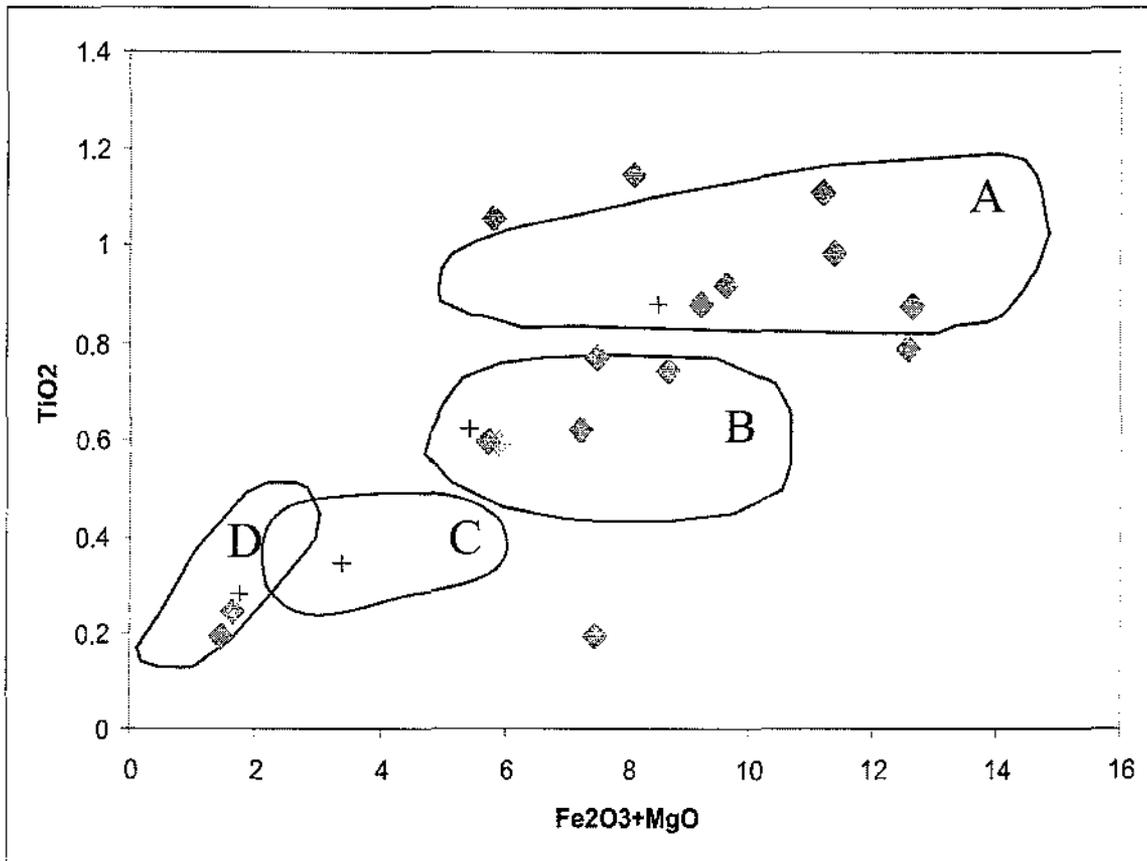
Esse é o caso dos diagramas discriminativos de Bhatia (1983) e Roser & Korsh (1986). No diagrama de Bhatia (1983) de  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  vs  $\text{TiO}_2$  (Figura 25) observa-se uma variação no comportamento das amostras, com a maioria plotando no campo de arco continental e arco oceânico, mas com algumas amostras plotando no campo de margem continental ativa e uma minoria no campo de rochas de margem passiva. No diagrama  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  vs  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ , (Figura 26) do mesmo autor, o comportamento se repete. Nos diagramas estão também plotadas as médias das composições de sedimentos de arco insular (Tamworth Suíte), arco continental (Hill End Suíte), margem ativa (Hodgkinson Suíte) e margem passiva (Bendigo Suíte), todos na Austrália e levantados por Bhatia & Crook (1986).



SiO2

SiO2

**Figura 24-** Diagramas *Harker* onde os valores de SiO<sub>2</sub> são plotados contra os valores dos demais óxidos das rochas metassedimentares de Marancó. Notar, na coluna da esquerda, os elementos que têm correlação negativa com SiO<sub>2</sub>.



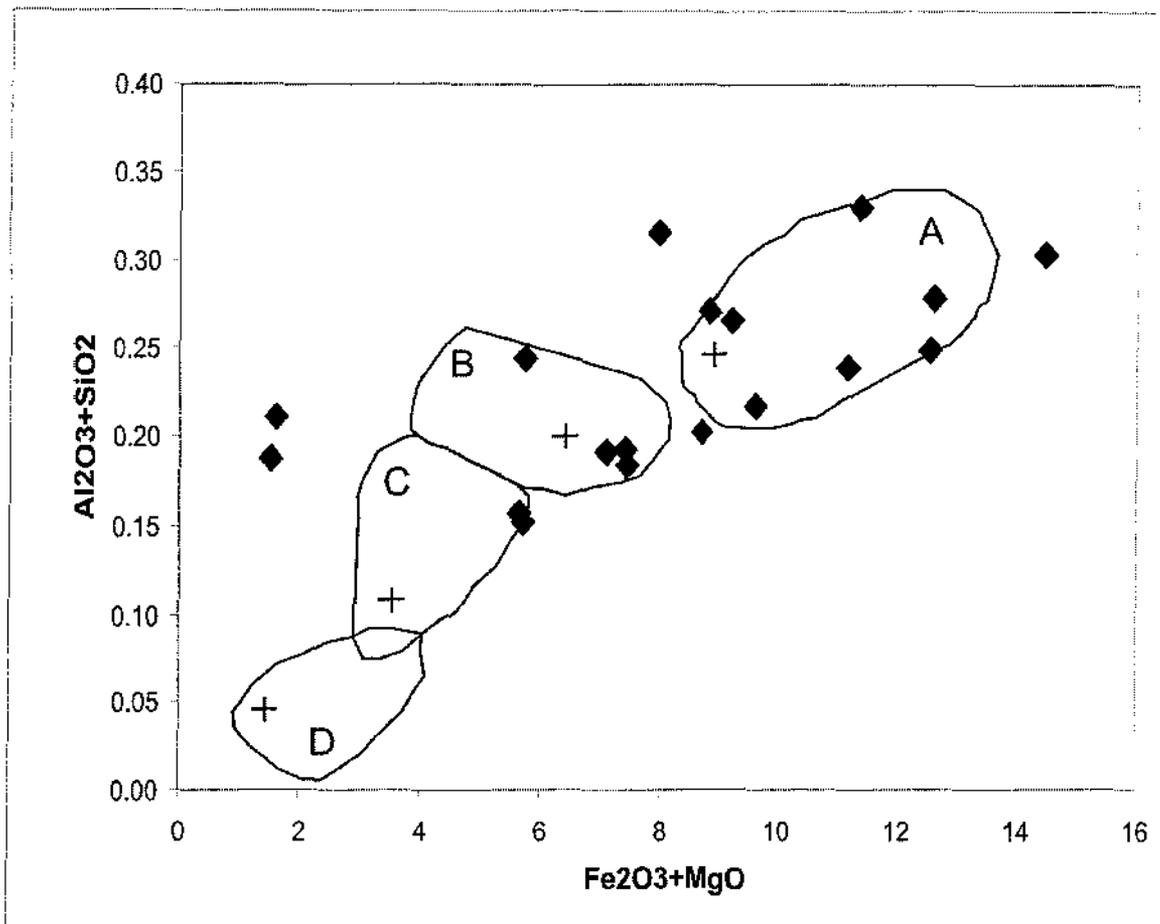
**Figura- 25-** Diagrama  $Fe_2O_3 + MgO$  x  $TiO_2$  para as rochas metassedimentares da seqüência Marancó. No diagrama estão também plotadas as médias das composições de rochas de arco insular (Tamworth Suite), arco continental (Hill End Suite), margem ativa (Hodgkinson Suite) e margem passiva (Bendigo Suite) (Bhatia e Crook, 1986), representadas por cruzes nos campos correspondentes:

A- arco insular; B- arco continental; C- margem ativa e D- margem passiva

No diagrama que confronta os teores de  $SiO_2$  vs  $\log(K_2O/Na_2O)$  (Figura 27) dividido nos campos de arco de ilha, margem continental ativa e margem continental passiva (Roser & Korsch, 1986), o comportamento das amostras é bastante semelhante. A grande maioria plota no campo de margem ativa, com algumas amostras no campo de arco de ilha e outras no campo de margem passiva.

No diagrama de funções discriminativas de Roser e Korsch (1988) (Figura 28) para a assinatura de proveniência de suítes de arenitos e pelitos, as rochas plotam, em sua maioria, no campo das proveniências dominadas por material ígneo intermediário e félsico. Algumas poucas

amostras plotam no campo de proveniência dominada por material quartzoso sedimentar ou reciclagem de rochas sedimentares.

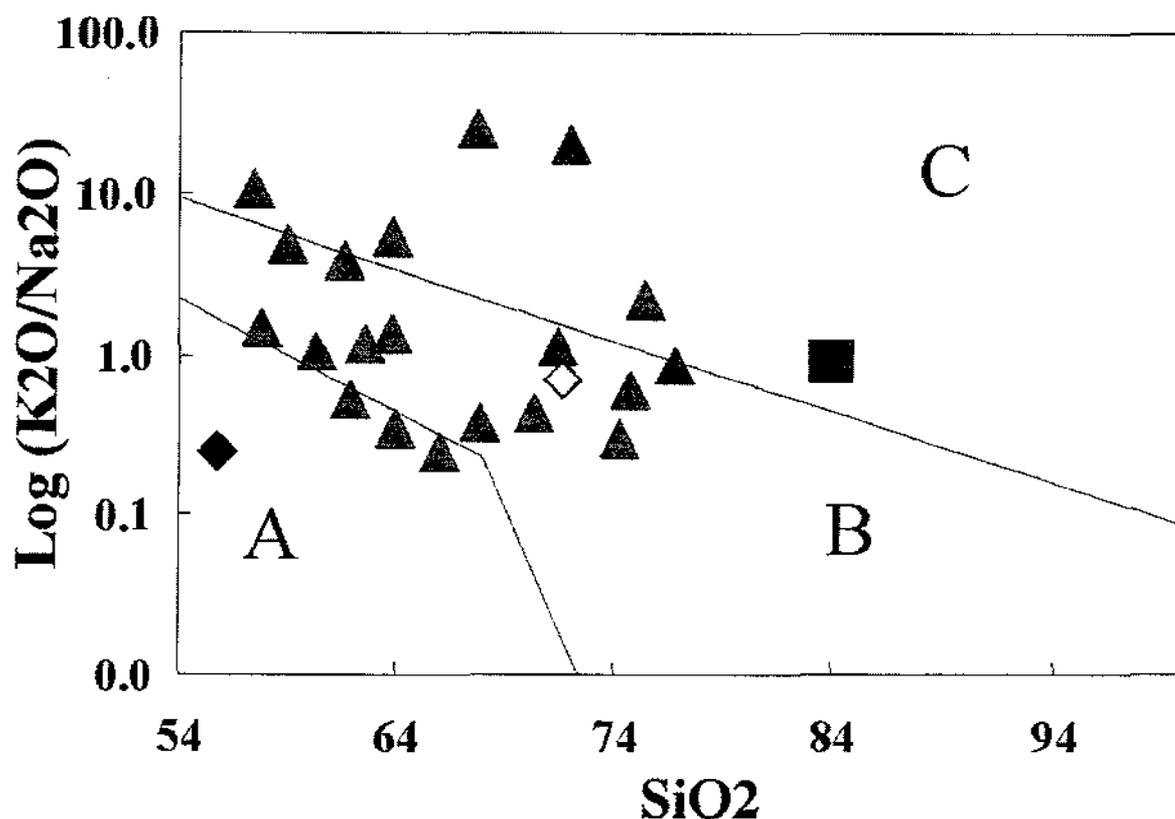


**Figura 26-** Diagrama  $Al_2O_3+SiO_2$  x  $Fe_2O_3+MgO$  para as rochas metassedimentares da seqüência Marancó. No diagrama estão também plotadas as médias das composições de rochas de arco insular (Tamworth Suite), arco continental (Hill End Suite), margem ativa (Hodgkinson Suite) e margem passiva (Bendigo Suite) (Bhatia e Crook, 1986), representadas por cruzeiros nos campos correspondentes:

A- arco insular; B- arco continental; C- margem ativa e D- margem passiva

Os elementos maiores também são utilizados na literatura para cálculos de índices de alteração de rochas da área fonte de sedimentos. O mais utilizado desses índices é CIA (Chemical Index of Alteration) proposto por Nesbitt & Young (1982). CIA é utilizado principalmente para identificar e quantificar a alteração intempérica sofrida pela rocha fonte de rochas sedimentares e, com isso, determinar paleoclimas ou estimar o tempo de exposição das rochas fontes. Por exemplo, rochas sedimentares derivadas de rochas que sofreram exposição prolongada, como massas continentais, têm alto CIA. Já rochas sedimentares ligadas a processos orogênicos

devem possuir CIA menores, pois a taxa de erosão nos orógenos é muito maior e, portanto, o tempo de exposição é menor.



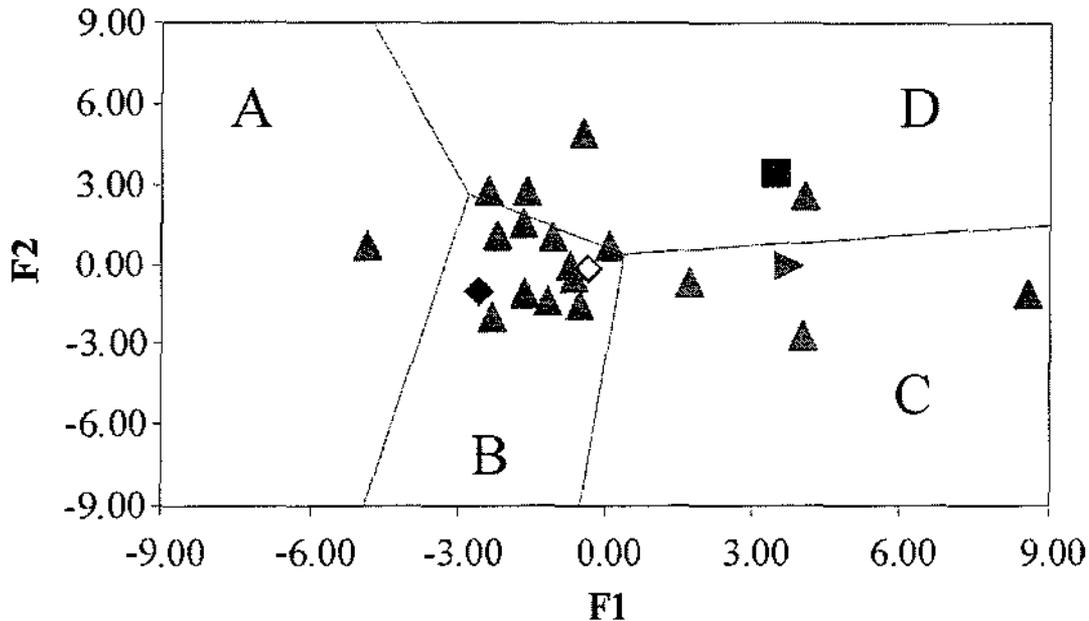
**Figura 27-** Diagrama SiO<sub>2</sub> x Log (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O) (Roser & Korsch, 1986). Os campos são: A- arco de ilha; B- margem continental ativa; e C- margem continental passiva (Roser & Korsch, 1986). No diagrama estão plotadas também amostras da média da composição de rochas de arco insular (Tamworth Suite), losango cheio; arco continental (Hill End Suite) losango vazio; e margem passiva (Bendigo Suite), quadrado, todos na Austrália e levantados por Bhatia & Crook (1986).

Esse índice é calculado usando-se a proporção molecular dos principais óxidos, segundo a fórmula:

$$CIA = \left\{ \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O} \right\} \times 100$$

Os resultados para as rochas analisadas estão na Tabela 2 (em anexo). O CIA para as rochas metassedimentares do Domínio Marancó varia entre 56,47 e 81,35 com média de 68,97. Esse valor é considerado pouco abaixo do normal para a média das rochas pelíticas, que, segundo Nesbitt & Young (1982), têm média entre 70 e 75. Os valores mais baixos encontrados

provavelmente indicam fontes expostas por pouco tempo, com alta taxa de erosão. As relações de campo e a petrografia das rochas metassedimentares apontam para a íntima associação de parte das rochas pelíticas e grauvacas com rochas vulcânicas e piroclásticas, o que indica um tempo muito curto de exposição dessas rochas, sobretudo na parte sul da área. Os valores mais altos são



**Figura 28-** Diagrama de funções discriminativas de (Roser & Korsch, 1986). Os campos são: A- fontes dominadas por material ígneo máfico; B- ígneo intermediário; C- ígneo félsico; e D- rochas sedimentares recicladas. Símbolos como na figura 27.

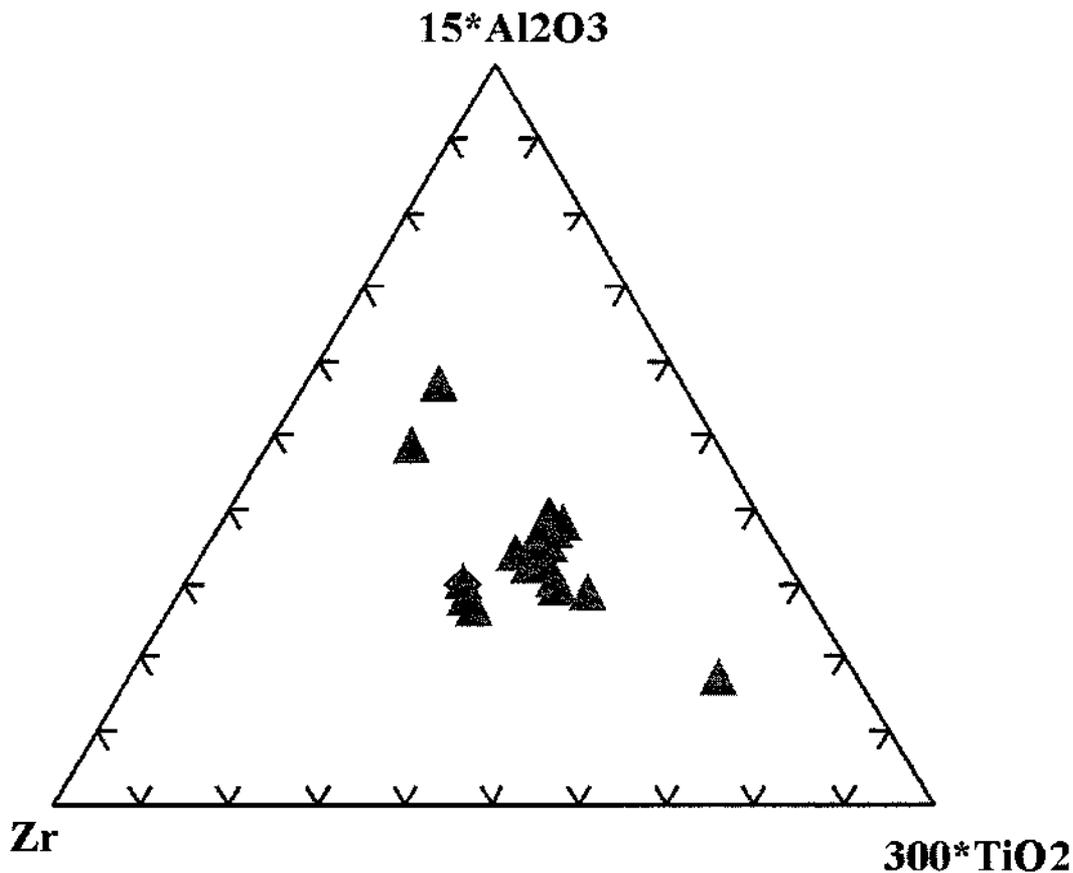
representativos de rochas em que a contribuição de fontes mais evoluídas, que provavelmente estiveram expostas por um longo período de tempo, é dominante.

A maturidade das rochas sedimentares também pode trazer importantes considerações sobre as rochas fonte dos sedimentos. São consideradas maduras as rochas sedimentares geradas pela reciclagem de sedimentos pré-existentes ou crosta continental evoluída, onde a seleção mineral é maior. Rochas sedimentares imaturas são associadas a ambientes de rochas juvenis, como arcos vulcânicos. Uma relação interessante ligada à maturidade de rochas sedimentares é a relação entre  $TiO_2$  e Zr. Segundo Garcia *et al.* (1994), o fracionamento entre eles em rochas clásticas varia conforme a maturidade dessas rochas. Os maiores fracionamentos são observados em rochas de suítes muito desenvolvidas. Outro indicador de maturidade é o conteúdo de  $Na_2O$  e a relação Fe/Mg. Os teores baixos de  $Na_2O$  e baixas razões Fe/Mg são indicativos de maturidade.

Na Tabela 2 (anexo) pode-se observar diferença nesses índices para as rochas analisadas. Um grupo de rochas apresenta valores de  $Na_2O$  entre 2,53 e 4,5%, com a maioria dos valores

acima dos 3%, e razões Mg/Fe acima de 0,3. Esse grupo pode ser considerado menos maduro ou imaturo. Fazem parte desse grupo as rochas da parte sul da seqüência, que estão associadas às rochas piroclásticas. O outro grupo tem valores de Na<sub>2</sub>O abaixo de 2,53, com a grande maioria dos dados abaixo de 1%. Esse grupo apresenta razões Mg/Fe abaixo de 0,3, com a maioria abaixo de 0,2. Ele pode ser considerado mais maduro, é formado geralmente pelas rochas que ocorrem mais ao norte da área e deve ter rochas mais evoluídas como fonte principal.

Esse comportamento pode ser observado no diagrama ternário Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x Zr x TiO<sub>2</sub> (Garcia *et al.*, 1994) (Figura 29) A maioria das amostras plota em campo restrito, evidenciando baixo fracionamento entre TiO<sub>2</sub> e Zr, com alguns termos mais fracionados, representados pelos sedimentos mais maduros.

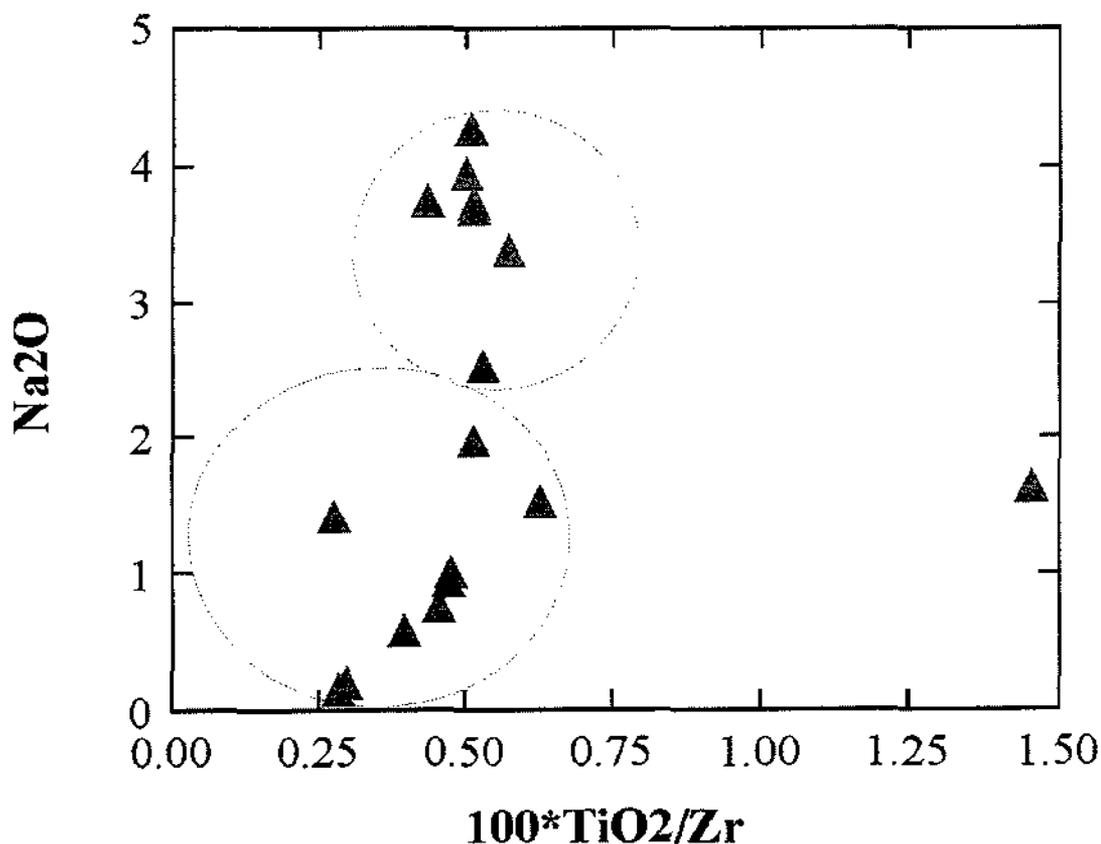


**Figura 29-** Diagrama ternário Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x Zr x TiO<sub>2</sub> (Garcia et al, 1994) onde estão plotadas as rochas metassedimentares da seqüência Marancó. Observar o curto intervalo de fracionamento entre Zr e TiO<sub>2</sub> evidenciando o baixo fracionamento entre esses elementos, característico de imaturidade das rochas. Notar algumas amostras mais fracionadas, provavelmente mais maduras.

Em geral, a suíte de rochas analisadas comporta-se de maneira mais imatura, apesar de constituírem dois grupos bastante distintos e claros. Isso pode ser explicado de duas formas. Ou a

amostragem privilegiou os termos mais imaturos, ou a contribuição de fontes imaturas é predominante. De acordo com as observações feitas em campo, a segunda hipótese é mais plausível. Portanto, a pilha metassedimentar da seqüência Marancó pode ser classificada como uma mistura de dois grupos principais de materiais: (i) um que tem fontes predominantemente maduras, provavelmente derivado da crosta continental preexistente e (ii) um grupo predominante imaturo, que tem fontes pouco evoluídas como fonte principal, provavelmente rochas vulcânicas intermediárias.

No diagrama binário  $\text{Na}_2\text{O} \times \text{TiO}_2/\text{Zr}$  (Garcia *et al.*, 1994) (Figura 30) essas características contrastantes são claras. Nele, os dois grupos de sedimentos podem ser bem separados. Além disso, observa-se que os conteúdos de  $\text{Na}_2\text{O}$  nas amostras é sistematicamente mais baixo com os teores mais baixos ou mais altos de  $\text{TiO}_2/\text{Zr}$ . Os teores mais altos de  $\text{Na}_2\text{O}$  são encontrados em porções intermediárias.



**Figura 30-** Diagrama binário  $\text{Na}_2\text{O} \times \text{TiO}_2/\text{Zr}$  (Garcia *et al.*, 1994) que ilustra o comportamento de  $\text{Na}_2\text{O}$  em relação a  $\text{TiO}_2/\text{Zr}$ . Notar que nesse diagrama os dois principais grupos de amostras propostos podem ser separados.

Essa característica evidencia, segundo Garcia *et al.* (1994), que a abundância de plagioclásio (altos valores de Na<sub>2</sub>O) e a intensidade de fracionamento entre TiO<sub>2</sub>/Zr em rochas sedimentares clásticas não são independentes. Segundo os autores, esses dois parâmetros são relacionados a processos de alteração e transporte-deposição. Geralmente, áreas com altas taxas de sedimentação correspondem a rápida erosão e, portanto, baixo intemperismo e pobre seleção.

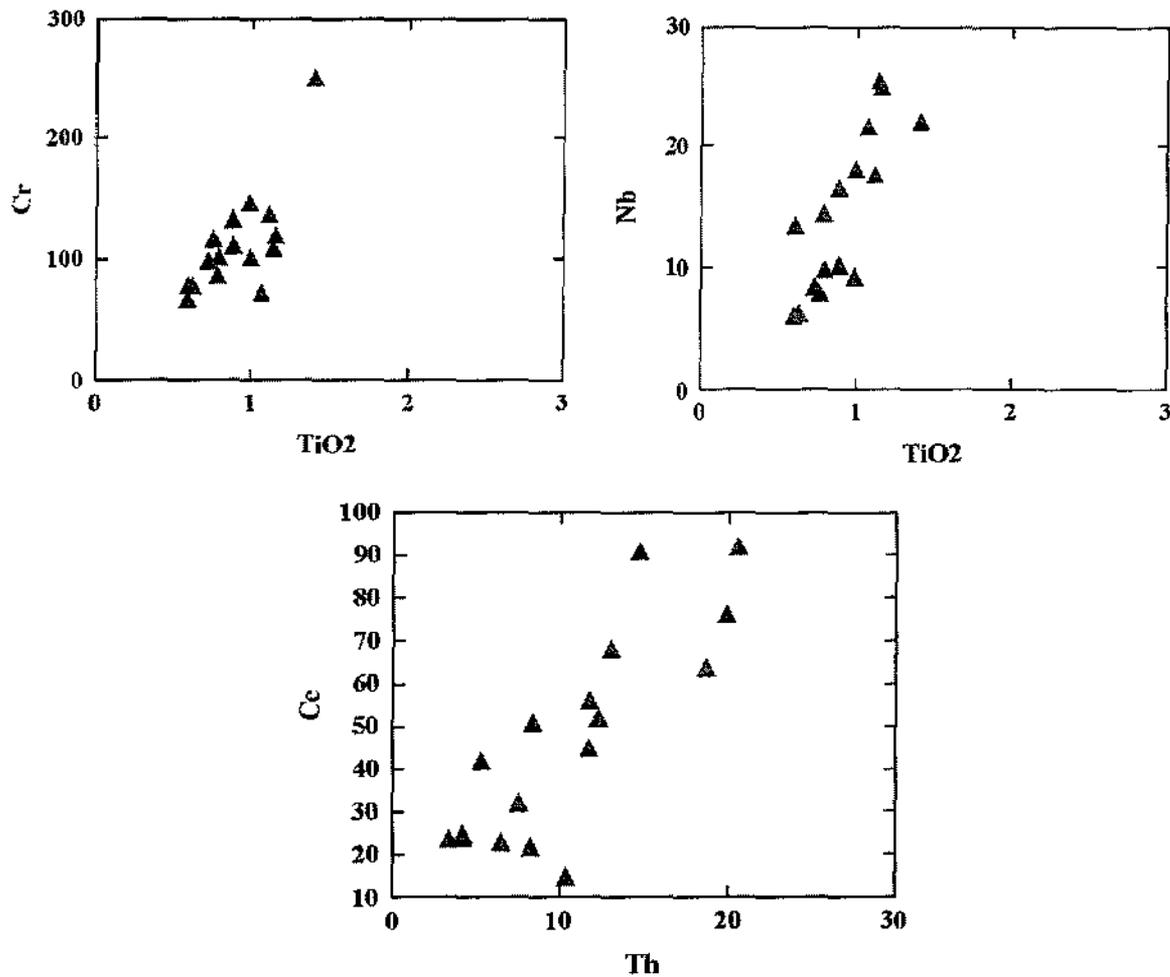
Dentro desse contexto, as rochas metassedimentares imaturas da seqüência Marancó (com baixo fracionamento TiO<sub>2</sub>/Zr e altos valores de Na<sub>2</sub>O) devem ter sido depositadas a partir de áreas com alta taxa de erosão e sedimentação, com fontes muito pouco intemperizadas, características comuns a ambientes colisionais. Já o pacote de rochas mais maduras deve ter fontes mais evoluídas, com taxas de sedimentação e erosão menores e intemperismo mais forte, comuns em ambientes de margem continental passiva.

Quanto aos elementos traço, as amostras analisadas apresentam concentrações variadas e Sc (6 a 22 ppm), Ni (2,1 a 117 ppm) e Cr (8,5 a 251 ppm). As concentrações de elementos HFSE (high field strength elements) são relativamente altas: Nb (5,2 a 25,5 ppm), Th (3,3 a 25 ppm) e Zr (102 a 359 ppm). A concentração desses elementos e de Y é controlada pelos minerais acessórios, como zircão, monazita e rutilo. A correlação positiva observada entre TiO<sub>2</sub>, Cr e Nb (Figura 31) sugere que Cr e Nb originalmente foram retidos na fração argilosa dos sedimentos, à vista das correlações negativas entre TiO<sub>2</sub> e SiO<sub>2</sub> e positiva entre TiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

A concentração dos elementos terras raras em sedimentos é preferencialmente enriquecida nas frações finas; nos pelitos normalmente são representativas da composição média de suas rochas fonte (Taylor & McLennan, 1985). Os elementos terras raras também apresentam altas concentrações em muitas das amostras. A correlação positiva entre Ce e Th (Figura 32) indica comportamento geoquímico normal. A correlação positiva entre esses elementos e outros elementos traços, como Y e Yb indica, segundo Caggianelli *et al.* (1992), que os minerais acessórios estão associados à fração mais fina dos sedimentos.

Nos diagramas discriminativos envolvendo La e Th (Bhatia & Crook, 1986) (Figura 33) a maioria das amostras plota nos campos de rochas associadas a arcos continentais e arcos de ilha. Nos diagramas também estão plotadas as médias de grauvacas de arco insular, arco continental, margem ativa e margem passiva, dados desses mesmos autores. Algumas amostras plotam no campo de margem continental ativa e passiva.

Esse comportamento é também claro nos diagramas discriminativos ternários envolvendo La, Th e Sc e Th, Sc e Zr (Bhatia e Crook, 1986) (Figura 34). No primeiro (A) as amostras do grupo de rochas imaturas plota nos campos de arco insular e arco continental, e as amostras do grupo mais maduro no campo de margem ativa/passiva. No segundo (B), que separa ainda os

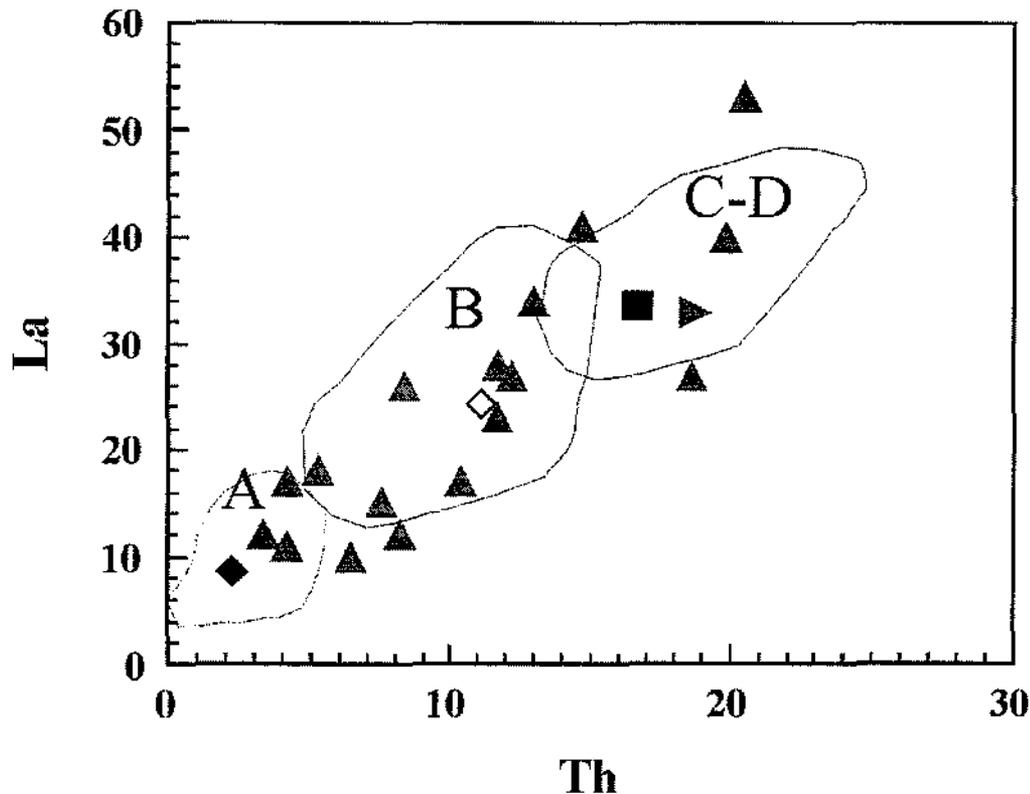


**Figura 31-** Diagramas que mostram a relação positiva entre TiO<sub>2</sub> e Cr e entre Nb e Th e Ce. Notar que a correlação positiva observada entre TiO<sub>2</sub> e Cr e Nb sugere que Cr e Nb originalmente foram retidos na fração argilosa dos sedimentos, à vista da correlações negativa entre TiO<sub>2</sub> e SiO<sub>2</sub> e positiva entre TiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

campos de margem ativa e passiva, as amostras têm o mesmo comportamento. A maioria plota nos campos de arco, algumas no campo de margem ativa e as maduras no campo de margem passiva.

No diagrama multi-elementar as amostras são comparadas à amostra padrão para arco continental de Bhatia & Crook (1986) (Figura 35). As rochas metassedimentares apresentam anomalias negativas de Nb e Sr. A concentração de K nas rochas metassedimentares é

notavelmente maior que nas vulcânicas. Esse fato pode ser explicado pelo intemperismo. Um das primeiras indicações do intemperismo nas rochas vulcânicas, que são a fonte principal dos sedimentos, é a transformação do feldspato potássico em argilo-minerais, incrementando assim a quantidade de potássio nas rochas sedimentares.



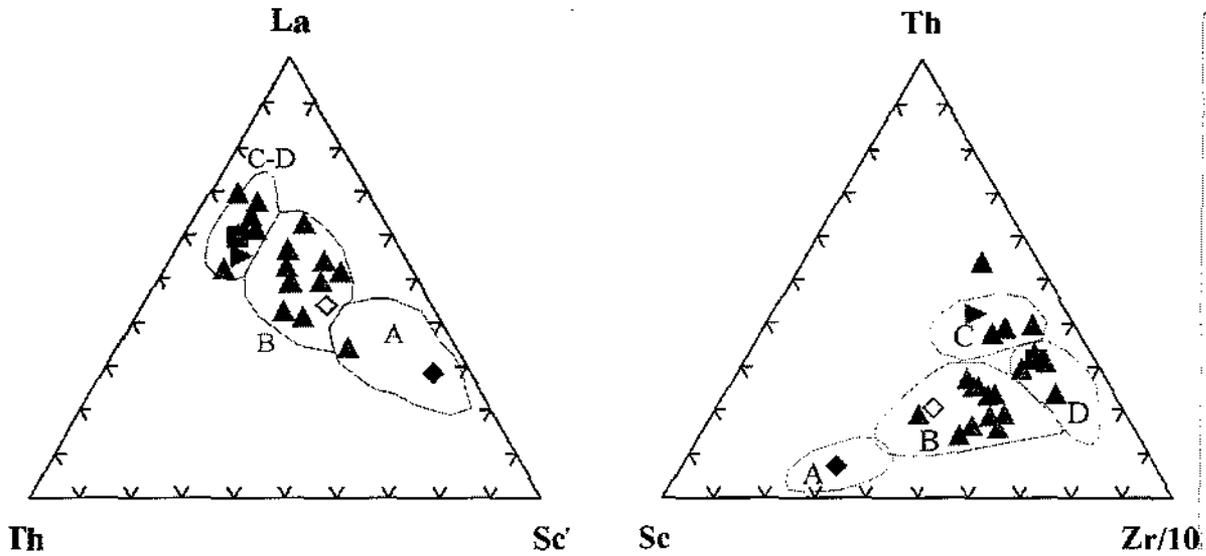
**Figura 33-** Diagrama discriminativo envolvendo La e Th (Bhatia & Crook, 1996). No diagrama também estão plotadas as médias de grauvascas de arco insular (losango cheio), arco continental (losango vazio), margem ativa (triângulo deitado) e margem passiva (quadrado) (Bhatia & Crook, 1996). Notar que, como vem ocorrendo sistematicamente, algumas amostras plotam no campo de margem continental ativa e passiva.

Os campos são:

A- arco insular; B- arco continental; e C-D- Margem ativa e margem passiva. Símbolos como nas anteriores

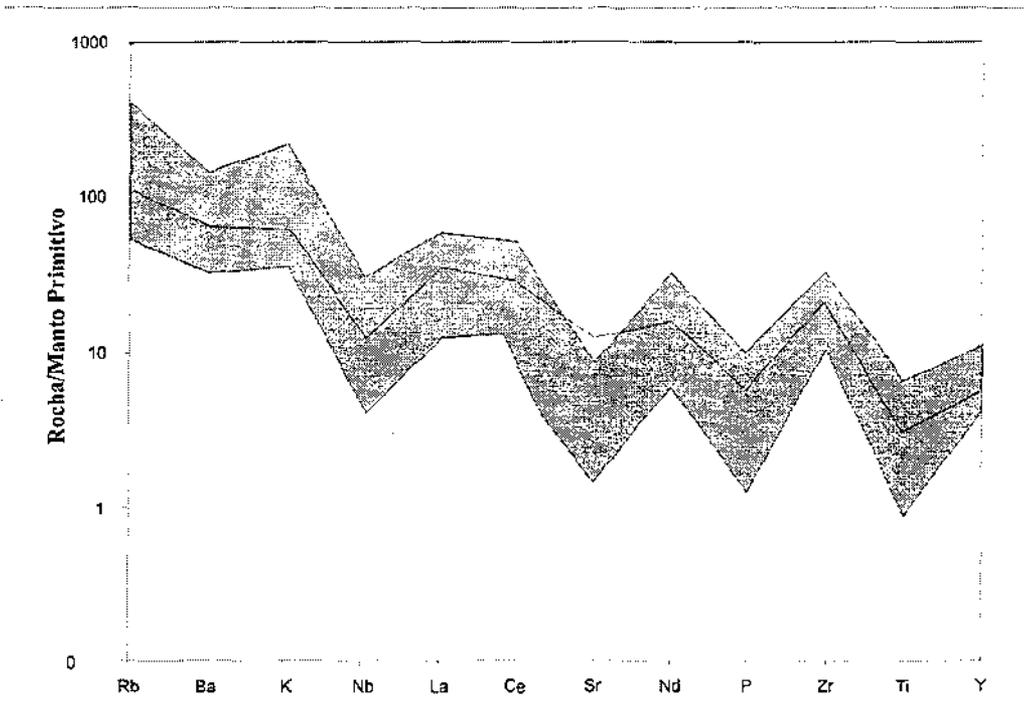
### 6.3 - Anfibolitos

Os anfibolitos da Unidade Minuim têm teor de SiO<sub>2</sub> variando em pequeno intervalo, de 56,29 a 49,22 %. O teor de MgO varia de 2,62 a 7,85%. O teor de TiO<sub>2</sub> varia de 1,33 a 2,13%. O teor de K<sub>2</sub>O é normal para rochas basálticas em duas amostras, em torno de 0,4 e alto em outra, com valor de 2,06. Mg# ((MgO)/(MgO+FeO)) varia de 0,18 a 0,35 (Tabela 2, anexo).



**Figura 34-** A- Diagrama ternários envolvendo La, Th e Sc. Campos como na figura 18 e símbolos como nas figuras anteriores (Bhatia & Crook, 1986)

B- Diagrama ternário envolvendo Th, Sc e Zr (Bhatia & Crook, 1986). Notar em (A) as amostras do grupo de rochas imaturas plota nos campos de arco insular e arco continental, e as amostras do grupo mais maduro no campo de margem ativa/passiva. No segundo (B), que separa ainda os campos de margem ativa e passiva, as amostras têm o mesmo comportamento. A maioria plota nos campos de arco, algumas no campo de margem ativa e as maduras no campo de margem passiva



**Figura 35-** Diagrama multi-elementar (*Spidergram*) das rochas metassedimentares da seqüência Marancó. O envelope cinza representa as análises realizadas. A curva em preto representa a média de rochas sedimentares relacionadas a arcos continentais (Bhatia & Crook, 1986). Notar as anomalia negativas de Nb e positiva de Ba. Os valores foram normalizados ao manto primitivo (McDonough et al, 1992).

No diagrama de Cox *et al.* (1979) (Figura 36), para classificação do litotipo, uma amostra plota no campo dos basaltos e duas no campo dos basaltos andesíticos. No diagrama SiO<sub>2</sub> vs. álcalis (Irvine & Baragar 1971) (Figura 37) duas amostras plotam no campo da série toleítica e uma junto à linha entre esta e a série cálcio-alcálica. No diagrama SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O de Le Maitre *et al.* (1989) e inserindo a nomenclatura de Rickwood (1989) (Figura 38) as amostras comportam-se da mesma forma, com duas plotando no campo da série toleítica de baixo potássio e uma plotando no campo da série cálcio-alcálica de médio potássio. Esse mesmo comportamento pode ser observado no diagrama de SiO<sub>2</sub> x MgO+FeO<sub>t</sub> (Figura 39).

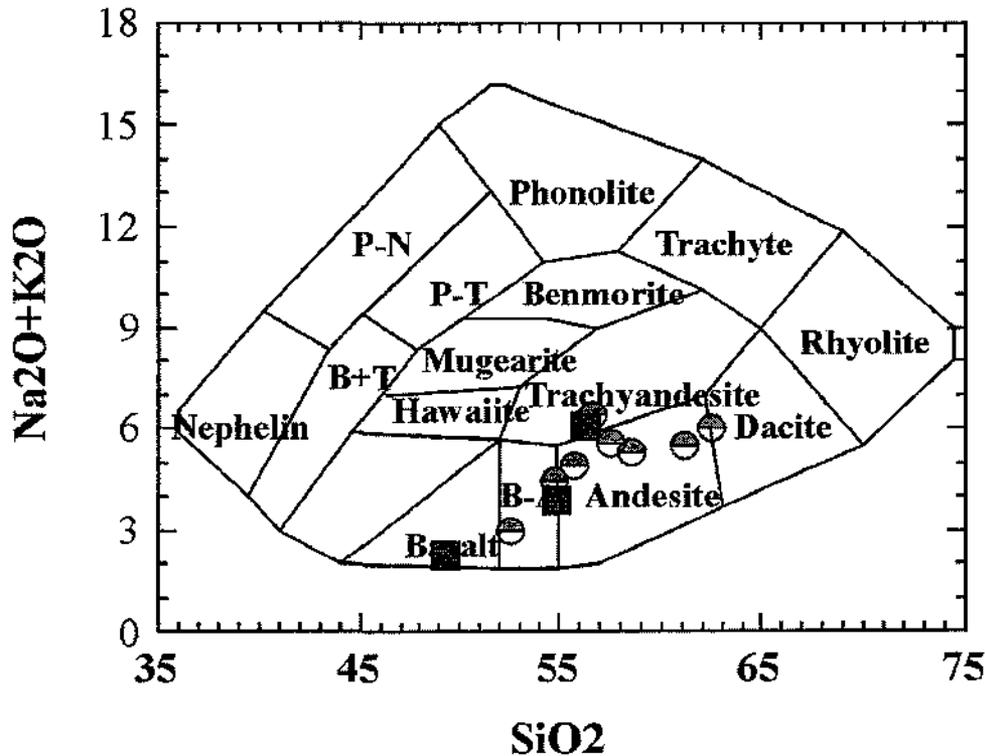


Figura 36- Diagrama de classificação química e nomenclatura de rochas magmáticas (Cox et al., 1979). Estão plotadas no diagrama as amostras de rochas vulcânicas andesíticas e dacítica, além dos anfíbolitos.

Símbolos- Círculos- rochas vulcânicas intermediárias; quadrado- anfíbolitos

Apesar de ainda restritos, os dados geoquímicos indicam que os protólitos dos anfíbolitos são basaltos toleíticos. Porém, três amostras é um número muito pequeno para analisar e o fato de uma das amostras mostrar características um pouco diferentes, sugerindo um protólito basalto andesítico, torna necessário número maior de análises.

Os anfíbolitos da Unidade Minuim estão associados a rochas ultramáficas, além de sedimentos químicos e aluminosos. Se o caráter toleítico dos anfíbolitos for confirmado, a

Unidade Minuim, base de seqüência Marancó, parece configurar típica associação de rochas de ambientes extensionais, talvez sejam correspondentes a lascas de uma placa oceânica que serviu de embasamento para a deposição dos sedimentos da subunidade Marancó, e foi subductada sob o PEAL durante a orogênese Cariris Velhos. Os dados isotópicos apresentados adiante podem reforçar essa hipótese.

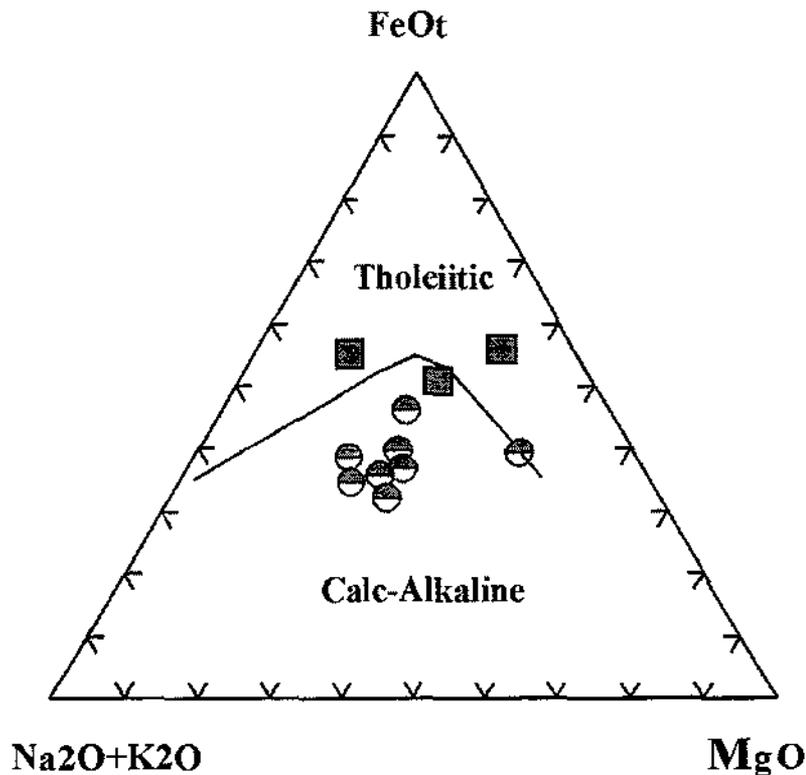
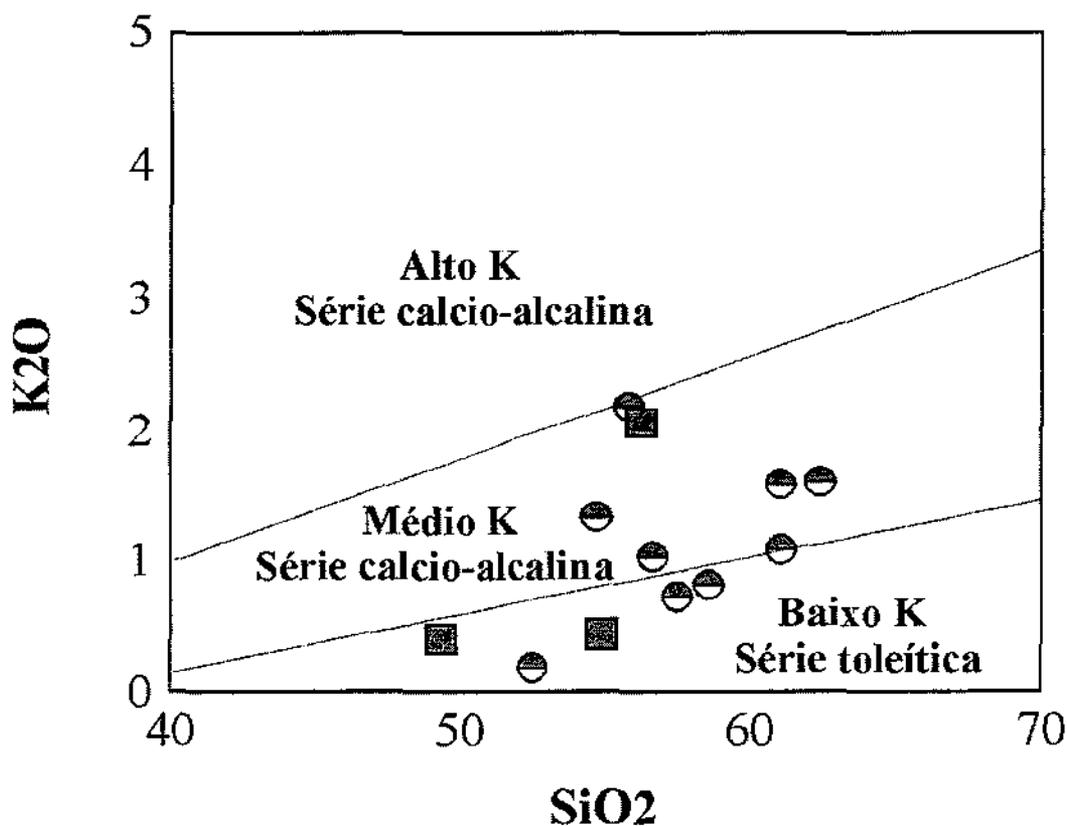


Figura 37- Diagrama AFM que mostra o limite entre os campos de rochas cálcio alcalinas e toleíticas (Irvine & Baragar, 1971), com as rochas vulcânicas da Subunidade Marancó e os anfibólitos. Símbolos como na figura 36.

#### 6.4 - Rochas vulcânicas intermediárias

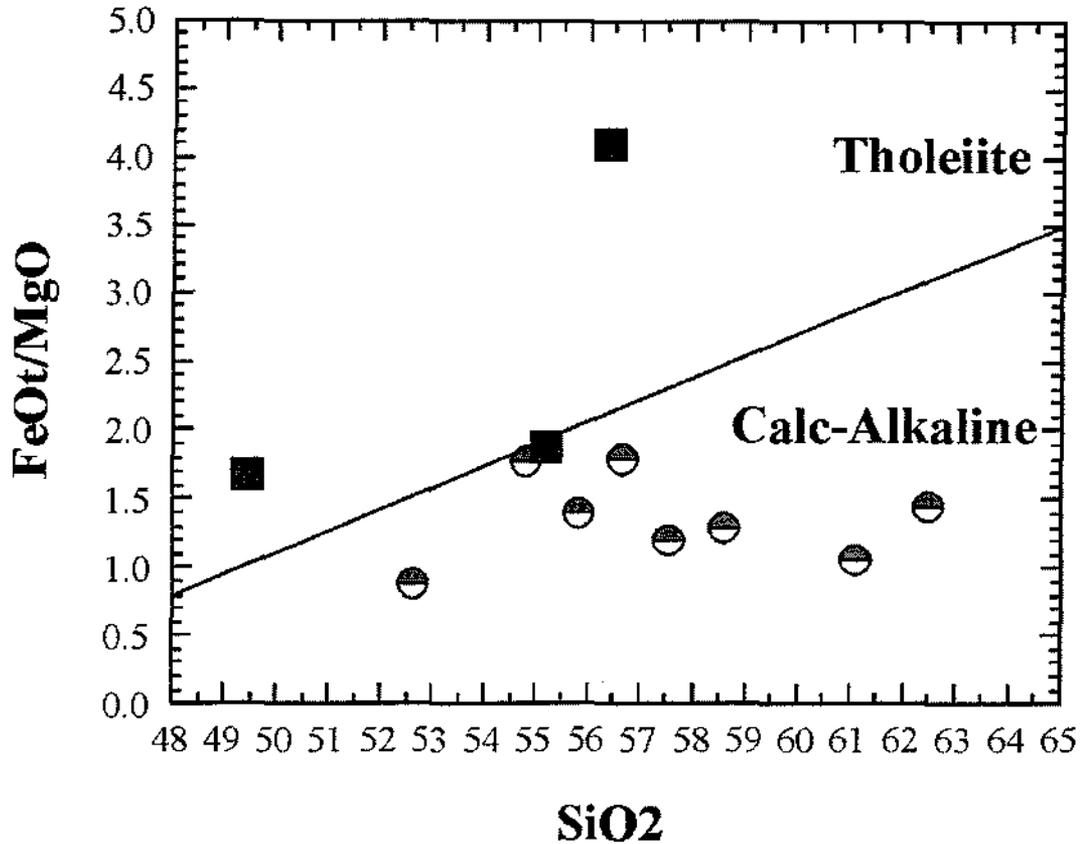
Foram analisadas nove amostras das rochas vulcânicas intermediárias que se intercalam à seqüência de rochas metassedimentares, principalmente das duas unidades mais a sul da seqüência vulcanossedimentar de Marancó. O resultado das análises encontra-se na Tabela 2 (em anexo).

O teor de SiO<sub>2</sub> dessas rochas varia no intervalo entre 52,58 e 62,47 %. O teor de MgO varia entre 3,95 e 5,01 %, com apenas uma amostra apresentando valor alto de 8,41 %. O teor de TiO<sub>2</sub> varia entre 0,75 e 1,29 %.



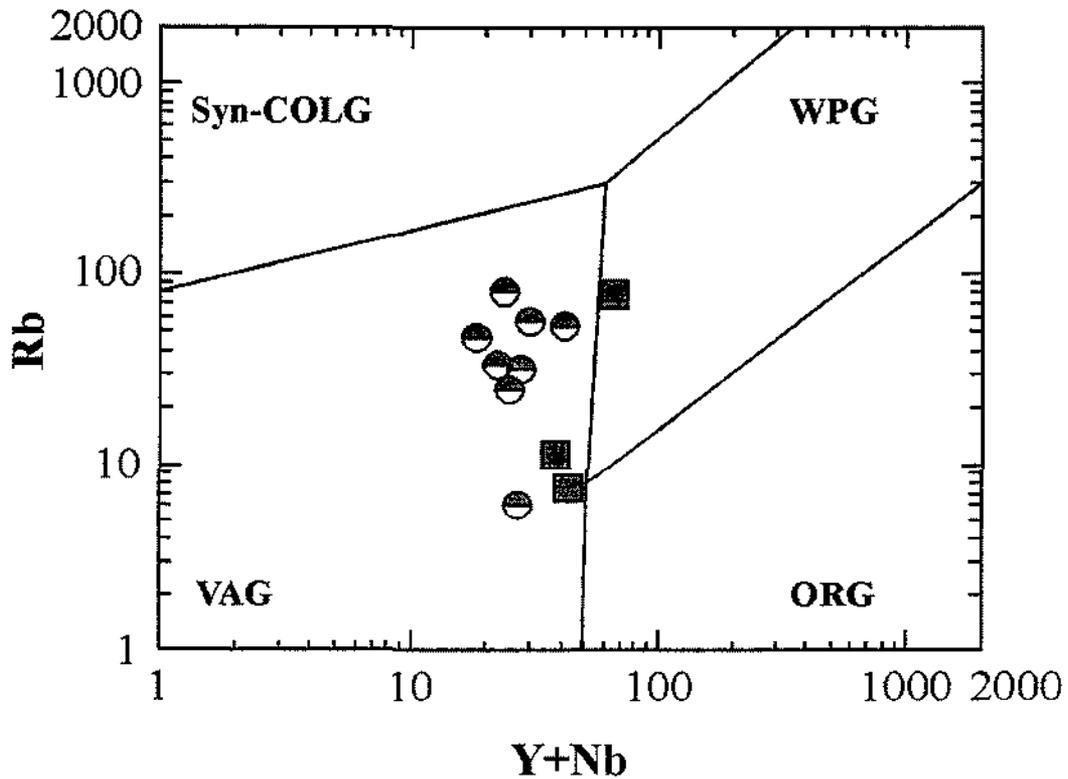
**Figura 38-** Diagrama de Le Maitre et al. (1989) inserindo a nomenclatura de Rickwood (1989). Estão plotadas as rochas vulcânicas da Subunidade Marancó e as rochas anfíbolíticas. Símbolos como nas figuras anteriores.

No diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Cox *et al.*, 1979) (Figura 36) a maioria das amostras plota no campo dos andesitos, com uma amostra plotando junto ao campo dos dacitos, uma no campo dos traquiandesitos e duas no campo dos basaltos andesíticos. No diagrama triangular de Irvine & Baragar (1971) (Figura 37) todas as amostras plotam no campo das rochas da série cálcio-alcina. No diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  de Le Maitre *et al.* (1989) e inserindo a nomenclatura de Rickwood (1989) (Figura 38) a maioria das amostras plota no campo das rochas cálcio-alcinas de médio potássio, com uma amostra caindo no campo dos toleítos de baixo potássio e outra no campo da série cálcio-alcina de alto potássio. No diagrama de  $\text{SiO}_2$  x  $\text{MgO}+\text{FeO}_t$  (Figura 39) todas as amostras caem no campo das rochas cálcio-alcinas. No diagrama discriminativo de ambientes tectônicos ( $\text{Y}+\text{Nb}$  vs  $\text{Rb}$ , Pearce, 1984) (Figura 40) todas as rochas vulcânicas andesíticas caem no campo das rochas de arco vulcânico. No diagrama multi-elementar, normalizado ao manto primitivo (McDonough *et al.*, 1992) (Figura 41), as amostras analisadas mostram anomalia negativa de Nb e forte anomalia positiva de Ba.

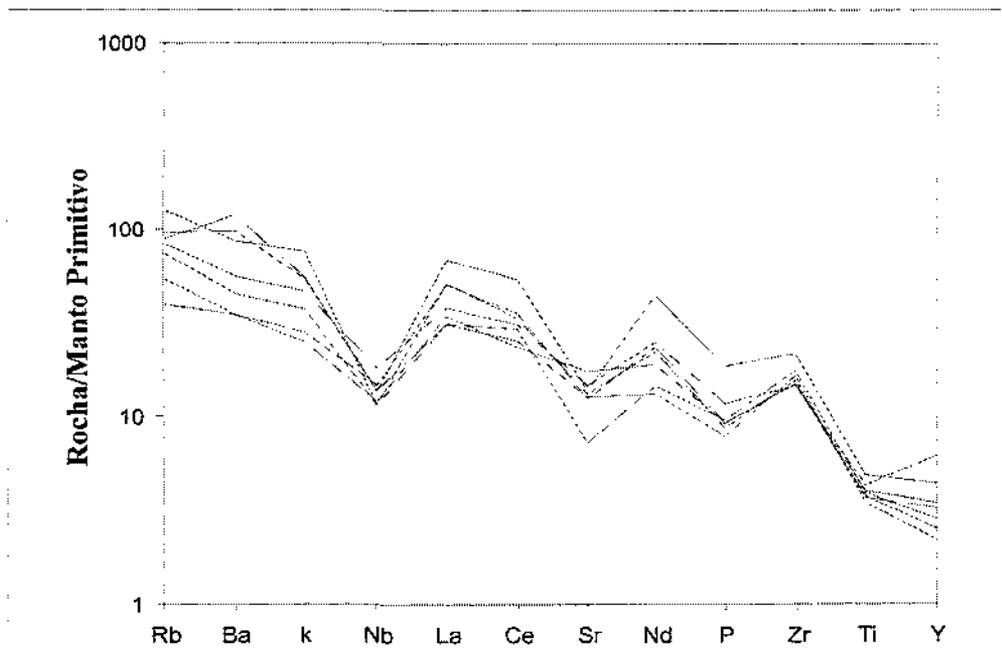


**Figura 39-** Diagrama  $SiO_2$  x ( $FeO/MgO$ ). Estão plotadas as rochas vulcânicas da Subunidade Marancó e as rochas anfibolíticas. Símbolos como nas figuras anteriores.

As rochas vulcânicas andesíticas analisadas ocorrem associadas a termos tufáceos e piroclásticos, intrudindo em forma de diques, paralelos à foliação principal, todos os litotipos da seqüência Marancó, excetuando as rochas da Unidade Minuim. Pelas características de campo, associações litológicas e pelas análises geoquímicas aqui apresentadas, é possível sugerir que essas rochas vulcânicas andesíticas têm sua gênese associada a ambiente de arco vulcânico.



**Figura 40** - Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos (Pearce, 1984) com as rochas vulcânicas da Subunidade Marancó e as rochas anfibolíticas. Todas as amostras de rochas vulcânicas da sequência Marancó plotam no campo das rochas geradas em arco magmático. Símbolos como nas figuras anteriores.



**Figura 41**- Diagrama multi-elementar (*Spidergram*) para as rochas vulcânicas intermediárias da sequência Marancó. Notar as anomalias negativas de Nb e Sr e positiva de Ba. Notar também a semelhança com o padrão das curvas das rochas metassedimentares (Figura 35). Os valores foram normalizados ao manto primitivo (McDonough et al., 1992).

## **7- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA**

Com o objetivo de caracterizar isotopicamente as rochas do Domínio Marancó-Poço Redondo e, dessa maneira, investigar sua evolução crustal, foram realizadas análises isotópicas Sm-Nd e U-Pb nas rochas vulcânicas, metassedimentares e graníticas. As análises de isótopos de Nd foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). As análises U-Pb foram realizadas em dois diferentes laboratórios, através de técnicas distintas. Análises U - Pb convencional (diluição isotópica) em granito pertencente ao corpo de granitóides Sítios Novos foi realizada no Laboratório de Geocronologia da UnB. Análises U-Pb (SHRIMP) em grãos de zircão detríticos das rochas metassedimentares, grãos de zircão nas rochas vulcânicas da seqüência Marancó, rochas graníticas de Serra Negra e do paleossoma dos migmatitos foram obtidas na University of Western Austrália (UWA) e na Curtin University of Technology (CUT) ambas em Perth, Austrália durante o ano de 2004.

### **7.1 – Geocronologia U-Pb**

O Domínio Marancó – Poço Redondo é composto principalmente por rochas metamorfisadas e intensamente deformadas. Esse fato faz com que técnicas de datação que permitam análise pontual em minerais seja a mais recomendada para dados de maior confiabilidade.

As rochas vulcânicas de Marancó ocorrem principalmente em forma de diques, cortando as rochas metassedimentares. Isso implica na possibilidade de que contenham grande quantidade de zircão herdado das rochas encaixantes. Esse é outro fator que pode ser resolvido através do uso de técnicas modernas em que um número grande de grãos de zircão pode ser analisado numa mesma seção, para a mesma rocha.

Além disso, a análise de zircão detrítico proposto nesse trabalho para acompanhar as análises de isótopos de Nd para os estudos de proveniência de sedimentos só é viável através do uso de técnicas que permitam análise de grande quantidade de grão.

O conjunto de características acima fez com que a metodologia de datação U-Pb - SHRIMP (sensitive high resolution ion microprobe) fosse a escolhida para datar os principais litotipos do DMPR.

### 7.1.1- Metodologia

A primeira SHRIMP foi concebida por Clement & Compston (1974) e construída pela Australian National University (ANU), em Canberra, Austrália, entre os anos de 1974 e 1979. O objetivo dos autores era criar uma sonda iônica que reunisse alta resolução de massa, suficiente para resolver todos os valores isobáricos presentes em análises de materiais geológicos, e alta sensibilidade. Descrições detalhadas sobre as especificações do aparelho e seu uso na geocronologia podem ser encontradas em Compston *et al.* (1982) e Clement & Compston (1990). Em 1992 um segundo aparelho (SHRIMP II), melhorado em alguns aspectos técnicos, como por exemplo, o mecanismo de foco do feixe de íons, foi construído também na ANU.

De maneira geral, a tecnologia SHRIMP vem revolucionando a geocronologia moderna, pois permite que áreas pequenas dentro de um mineral sejam analisadas pontualmente. A técnica consiste em incidir um feixe de íons ( $O_2^-$ ) sobre o mineral a ser analisado. Esse feixe extrai material do mineral, formando um feixe secundário composto por átomos e moléculas combinadas de todos os elementos que compõem o mineral. Esse feixe secundário é dirigido e acelerado por um acelerador eletrostático e as massas dos diferentes elementos que se pretende conhecer são separadas por um separador magnético e lidas pelo coletor.

A SHRIMP II tem a capacidade de gerar feixes que variam entre 20 e 30  $\mu m$  o que permite que áreas distintas e homogêneas de um mesmo cristal sejam analisadas. Essa característica do equipamento evita misturas isotópicas em áreas heterogêneas (por exemplo, sobrecrecimentos metamórficos). Para isso, é necessário o imageamento dos minerais em microscópio eletrônico de varredura e a obtenção de imagens backscatter e/ou catodo-luminescência, permitindo que a estrutura interna e variações químicas (teores de U, por exemplo), sejam observadas para que se possa escolher a melhor área a analisar.

Outra vantagem do método é a rapidez das análises em relação às análises realizadas pelo método convencional, por meio de diluição isotópica. Em rochas magmáticas, em que maior precisão é desejada, é possível analisar, em média, 45 a 50 grãos em uma sessão de 24 horas, seguindo o procedimento padrão. Em rochas sedimentares, nas quais o número de grãos a serem analisados é muitas vezes mais importante que a precisão das idades, de 60 a 70 grãos podem ser analisados em uma sessão.

Rochas representativas do Domínio Marancó - Poço Redondo, que pudessem trazer informações sobre os materiais envolvidos em sua geração, além de sua idade, foram selecionadas para as datações SHRIMP.

- Duas amostras do paleossoma dos migmatitos (MMC 90a e 322), uma na porção oeste e outra a leste, foram selecionadas com o objetivo de conhecer a idade de cristalização e investigar a população de zircão herdado e possíveis diferenças entre as rochas;
- Uma amostra dos Granitos Serra Negra (MMC 317) em sua fácies augen gnáissica que, além da idade, poderia trazer características relacionadas ao metamorfismo e deformação;
- Quatro amostras de rochas metassedimentares detríticas (MMC 19a, 311, 328a, 332) espalhadas de maneira uniforme pela seqüência e pertencentes a unidades litológicas investigadas por meio de isótopos de Nd, com o objetivo de completar os estudos de proveniência de sedimentos e determinar a idade e os eventos geradores de rocha que contribuíram para a sedimentação dessas rochas;
- Duas amostras de rochas vulcânicas (MMC 14 e 149), uma andesítica e outra dacítica com o objetivo de determinar a idade do vulcanismo e investigar zircão herdado e, assim, a crosta envolvida na geração dessas rochas.

Além disso, uma amostra do granodiorito Sítios Novos (MMC 218) foi analisada pelo método U-Pb convencional no Laboratório de Geocronologia da UnB.

Das amostras selecionadas para as datações, a primeira parte da preparação e separação de minerais foi realizada no Laboratório de Separação de Minerais da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp). Aproximadamente 5 a 10 kg de amostra foram britadas até atingirem frações centimétricas e moídas em moinho de disco. Depois disso, foram bateadas e, então, levadas à separação por densidade em líquidos densos. O concentrado obtido foi purificado em separador magnético isodinâmico Frantz.

A partir daí, os procedimentos foram realizados no Mineral Separation Laboratory (UWA). Pelo menos 100 grãos de zircão foram separados por processo manual em lupa binocular nas amostras de rochas graníticas e vulcânicas e aproximadamente 200 grãos nas rochas metassedimentares. Grãos muito fraturados, com inclusões visíveis e muito metamíticos, foram evitados. Os grãos selecionados foram montados em disco de epoxy onde foram adicionados fragmentos de standards. Foram utilizados os standards de zircão do Sri Lanka CZ3 (564 Ma; razão  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,083671$ ) e do zircão australiano Temora 2 (417 Ma). As superfícies dos

discos de epoxy foram polidas até que aproximadamente metade de cada grão fosse removida, de forma a expor as porções internas de cada grão.

Os grãos foram fotografados em microscópio ótico nos aumentos de 5 vezes, para confecção de um mapa para guiar as análises, e 10 vezes para detalhar as populações a serem analisadas. Esse procedimento é realizado com luz transmitida, que realça a estrutura e características petrográficas dos grãos, e luz refletida, que destaca as porções expostas do grão, para que sejam evitadas análises na epoxy.

Os grãos foram imageados em microscópio eletrônico de varredura onde foram obtidas imagens backscatter e de catodoluminescência para que as características morfológicas internas e possíveis heterogeneidades químicas fossem conhecidas. Esse procedimento foi realizado no Centre for Microscopy and Microanalysis (CMM – UWA). Os discos foram cobertos por fina camada de ouro para homogeneizar a condutividade elétrica na superfície.

A composição isotópica dos minerais foi obtida usando-se a SHRIMP II instalada na Curtin University of Technology (CUT), através de métodos originalmente publicados por Compston *et al.* (1992) e mais recentemente revistos por Smith *et al.* (1998). Áreas homogêneas e aproximadamente circulares dos grãos de zircão, com aproximadamente 20 a 30  $\mu\text{m}$ , foram analisadas, intercaladas a análises de padrões colocados em um mesmo disco de epoxy. Correções para chumbo comum foram feitas através das medidas obtidas para  $^{204}\text{Pb}$ . Antes de cada análise pontual, de 60 a 120 segundos foram usados para limpar a superfície da amostra através de rastreamento com o feixe primário com o objetivo de minimizar os efeitos de Pb comum nas análises. Mesmo assim, algumas análises apresentam altas quantidades de Pb comum e, por isso, análises com mais de 1% de correção para Pb comum não foram utilizadas. Os dados obtidos foram tratados usando o SQUID e Isoplot/Ex (Ludwig, 1999, 2000). Os dados estão plotados em diagramas concórdia usando Isoplot/Ex e as elipses de erro calculadas são mostradas a 95% de nível de concordância (normalmente a  $1\sigma$ ). A maioria das idades utilizadas são medidas de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

### 7.1.2 – Resultados

Os dados analíticos obtidos em análises U-Pb (SHRIMP) estão representados na Tabela 3, em anexo. Os dados U-Pb (diluição isotópica) do granito Sítios Novos encontram-se na Tabela 4.

### 7.1.2.1 - Migmatitos de Poço Redondo

As duas amostras de migmatitos analisadas fazem parte do paleossoma de composição granodiorítica. A amostragem foi cuidadosa e objetivou a coleta da porção cinzenta mais homogênea dos migmatitos evitando-se amostrar os fundidos quartzo – feldspáticos que se misturam a essas rochas. Pelas relações observadas nos afloramentos dos migmatitos, essa porção representa a parte mais antiga das rochas, excluindo os xenólitos de gnaisses máficos que ocorrem neles inclusos. Devido a algumas discrepâncias nas TDM, apresentadas neste trabalho e em trabalhos publicados e citados, foram coletadas duas amostras, uma aflorante na porção mais a leste da área de ocorrência e outra que ocorre a oeste.

A amostra MMC 99a apresenta grãos de zircão bem formados, em sua maioria eudrais, de tamanhos que variam de aproximadamente 40 a 100  $\mu\text{m}$ . Os cristais de zircão são claros, incolores, apresentam altas razões Th/U que variam de 0,47 a 1,10 e baixas a médias concentrações de U, variando de 31 a 378 ppm. Nas imagens de catodoluminescência (CI) é possível observar que alguns grãos possuem auréolas de sobrecrescimentos com teor de U menor, atestado pelo maior brilho apresentado (Figura 42). Infelizmente essas auréolas são muito estreitas, normalmente menores que 5  $\mu\text{m}$ , o que inviabiliza a análise, já que o menor feixe conseguido é de aproximadamente 20  $\mu\text{m}$ . Nessas imagens os grãos de zircão apresentam zoneamento em setores típicos de zircão ígneo.

Foram analisados 29 grãos de zircão, com erros relativamente pequenos, variando entre 14 e 4 Ma. Desse total, apenas 8 apresentam resultados com mais de 95% de concordância (calculado a 2  $\sigma$ ), que agruparam para fornecer idade concórdia  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $979.8 \pm 3.5$  Ma (MSDW = 0,18 (Figura 42). Essa idade é aqui considerada como idade de cristalização do paleossoma granodiorítico dos migmatitos de Poço Redondo, provavelmente um protólito ígneo.

A amostra MMC 322 contém população de grãos de zircão mais complexos analiticamente. A amostra é petrograficamente caracterizada por granodiorito fino a muito fino, de coloração cinza. Os cristais de zircão são muito menores e de morfologia diferente em relação aos analisados na amostra MMC 90a.

Trata-se de grãos de zircão prismáticos alongados com tamanho que não ultrapassam 50  $\mu\text{m}$  no maior alongamento por 20  $\mu\text{m}$  de espessura (Figura 43). Os cristais apresentam zoneamento visível em microscópio ótico. Os valores da razão Th/U são bem menores, variando de 0,09 a 1,10, com a grande maioria dos valores se concentrando entre 0,12 e 0,30. O teor de U é

maior, variando de 398 a 969 ppm. Algumas auréolas de sobrecrescimento foram observadas, sempre menores que 5  $\mu$ m. As imagens CI mostram forte zoneamento oscilatório, também típico de zircão magmático (Figura 43).

Foram analisados 28 cristais de zircão. As análises apresentaram resultados pouco concordantes e valores muito espalhados, mostrando provável perda de Pb. Destes, treze grãos foram utilizados para o cálculo da idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $960 \pm 38$  Ma, intercepto superior (MSDW a 95% de concordância de 0,85). O cálculo da idade  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  forneceu intercepto superior de  $961 \pm 38$  (MSDW a 95% de concordância de 0,84), muito próxima à idade anterior Figura 43. Um cristal isolado e muito discordante de idade paleoproterozóica ocorre. É provável herança.

É também notável a quase ausência de zircão herdado nos migmatitos de Poço Redondo. Infelizmente não foi possível a investigação de idades de metamorfismo, em parte atestado pela presença das auréolas nos grão de zircão. Cristais de titanita, petrograficamente consideradas como metamórficos, foram separados e estão aguardando para serem analisados.

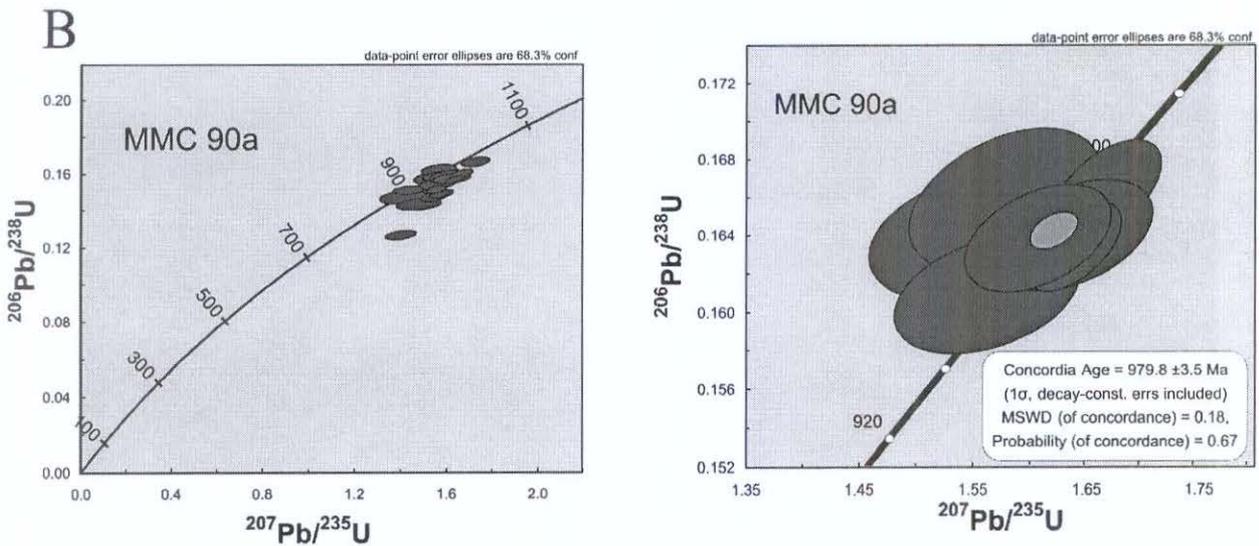
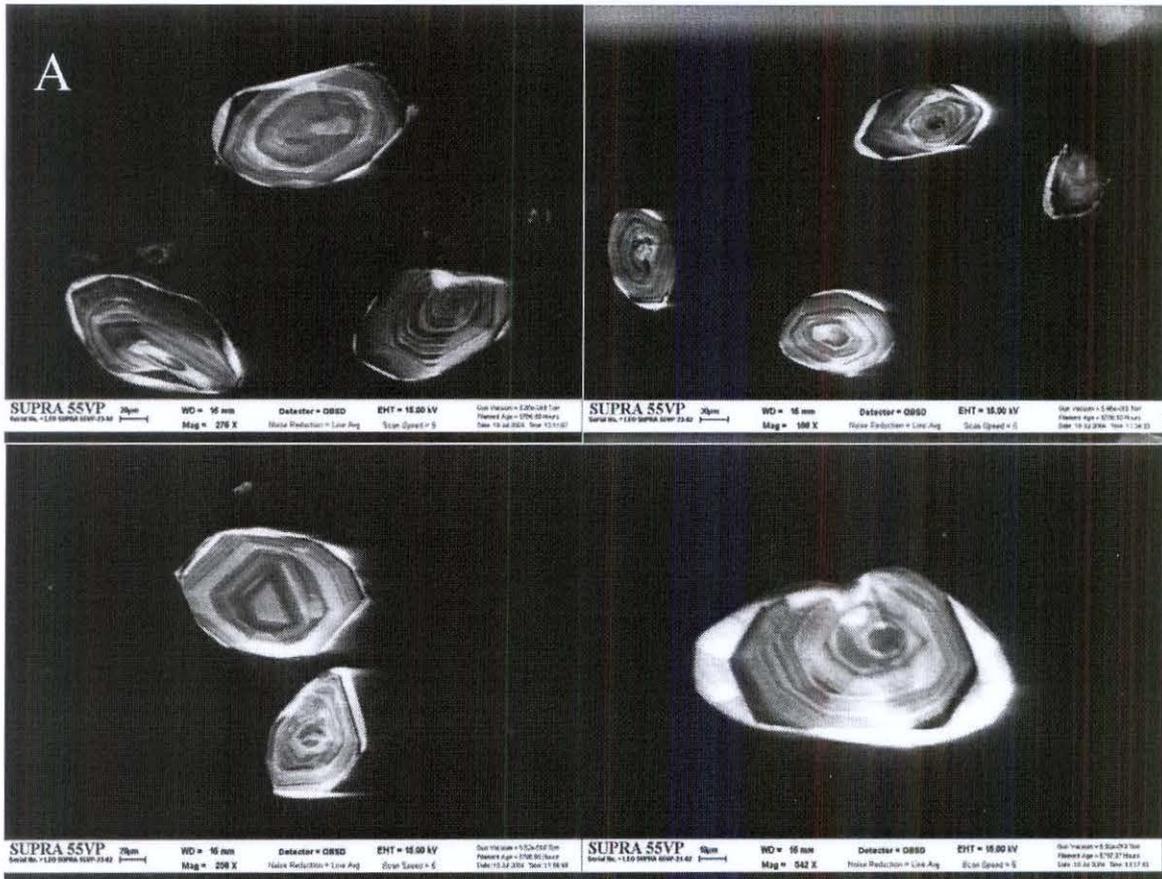
Por meio dos dados apresentados acima, pode-se afirmar que o paleossoma orto-derivado granodiorítico dos migmatitos de Poço Redondo foram gerados entre 980 e 960 Ma, intervalo de tempo correspondente ao final da orogênese Greenville/ Cariris Velhos. Esses dados são de extrema importância, visto que são os primeiros dados geocronológicos apresentados para essas rochas. O significado dos dados, que definitivamente atesta a atuação do ciclo Cariris Velhos na geração de rochas na FS será discutido mais adiante.

#### 7.1.2.2 - Granito Serra Negra

A amostra MMC 317 faz parte da fácies augen gnáisse que ocorre na borda do principal corpo dos granitos Serra Negra. Trata-se de gnáisse de granulação grossa e composição granítica, rico em fenocristais deformados de feldspato potássico e plagioclásio. A amostra coletada é homogênea e bastante rica em cristais de zircão.

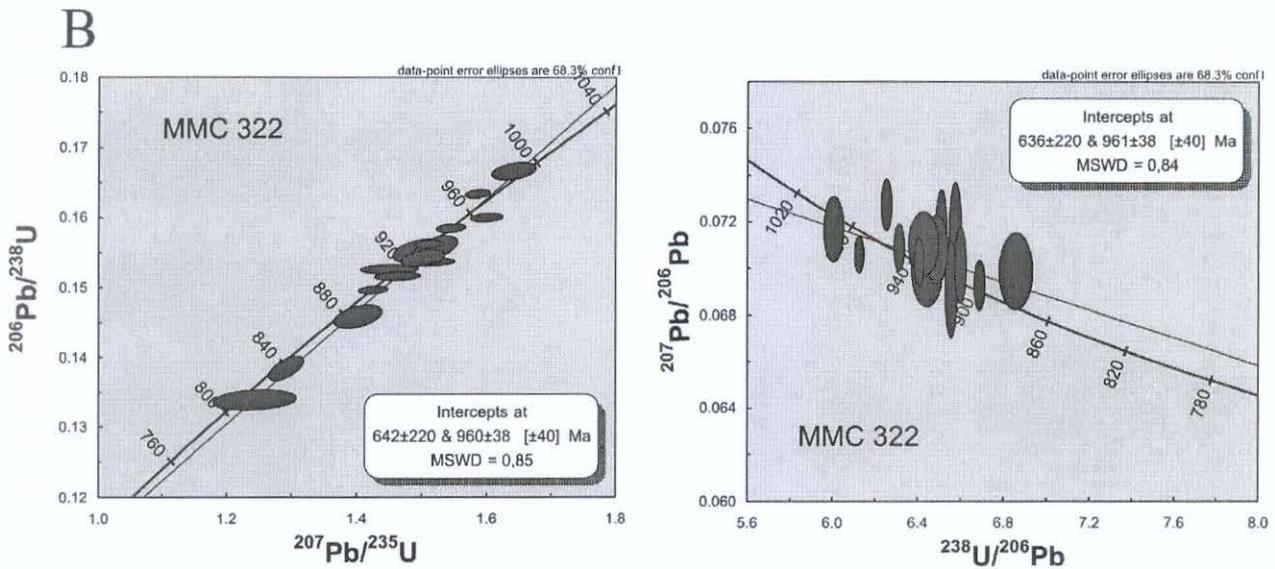
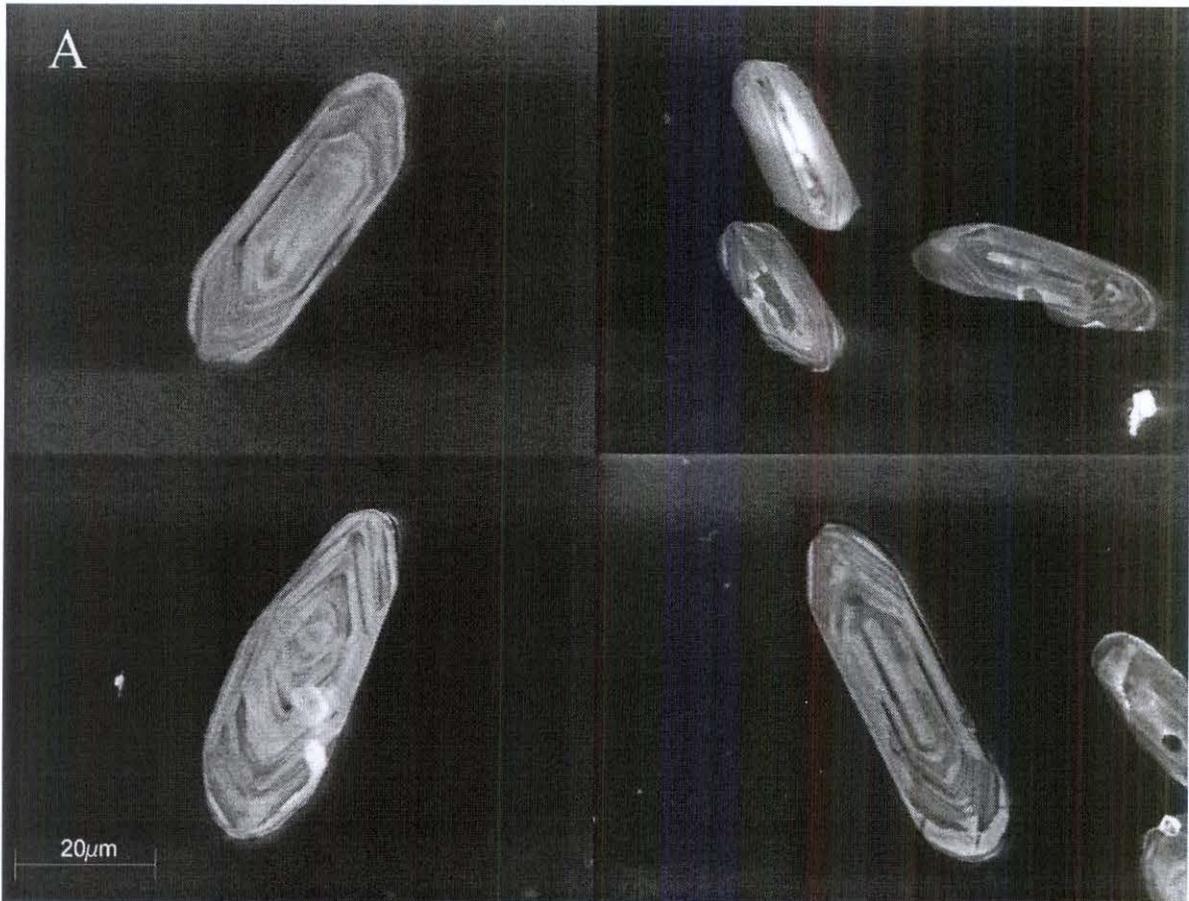
Foram observados dois principais tipos de cristais de zircão. O primeiro e mais abundante é bem formado, incolor, eudral, relativamente alongado, com arestas quadradas e comprimentos em torno de 60 a 100  $\mu$ m e espessuras de até 40  $\mu$ m. Apresentam estrutura interna simples, com raras inclusões e zoneamento oscilatório pronunciado, como pode ser visto nas imagens CI (Figura 44).

O segundo tipo, menos comum, apresenta morfologia menos alongada, é mais arredondado e subedral, também incolor. É normalmente menor que os primeiros.



**Figura 42-** A- Imagens de catodoluminescência de alguns cristais de zircão da amostra MMC 90A. As imagens ilustram o aspecto geral dos cristais. Notar as auréolas metamórficas presentes na maioria dos cristais, porém em dimensões que não permitiram sua análise.

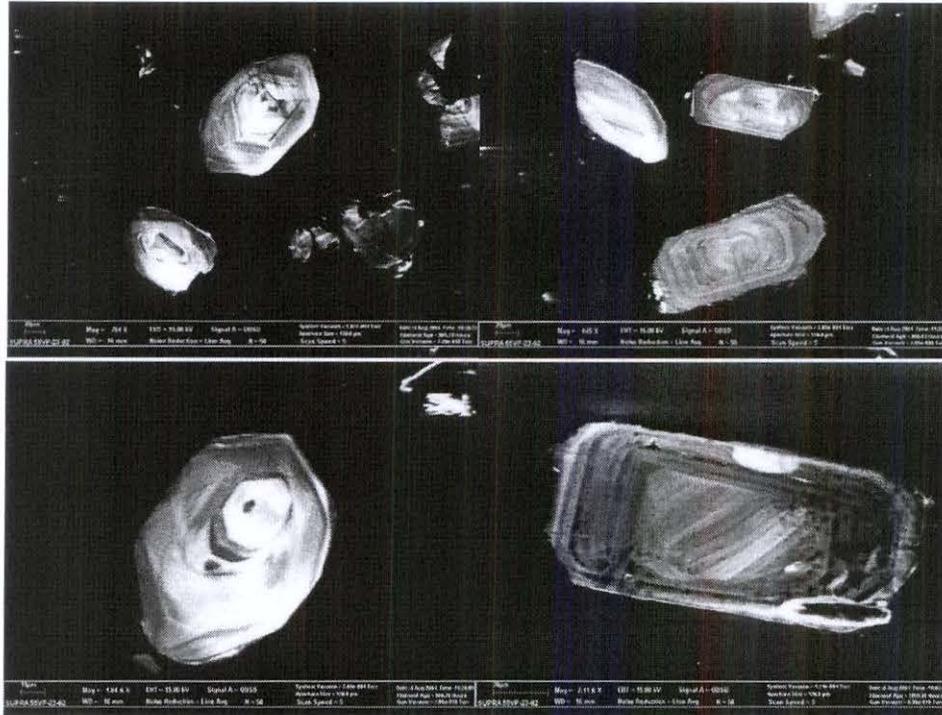
B- Diagramas concórdia dos cristais analisados. No gráfico da esquerda observam-se todos os pontos razoavelmente concordantes analisados. No gráfico da direita as análises utilizadas para o cálculo da idade concórdia.



**Figura 43-** A- Imagens de catodoluminescência de alguns cristais de zircão da amostra MMC 322. As imagens ilustram o aspecto geral dos cristais. Notar a dimensão dos cristais, a forma prismática alongada e as fraturas, além de raras auréolas metamórficas.

B- Diagramas concórdia para os cristais analisados. No gráfico da direita observa-se a idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtida, no da esquerda a idade  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ .

A



B

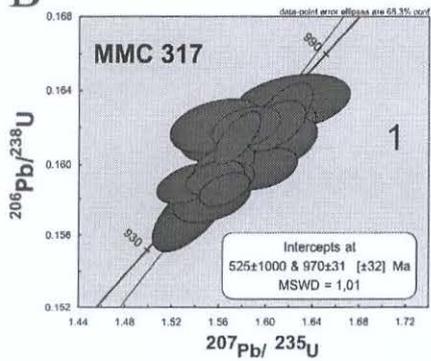


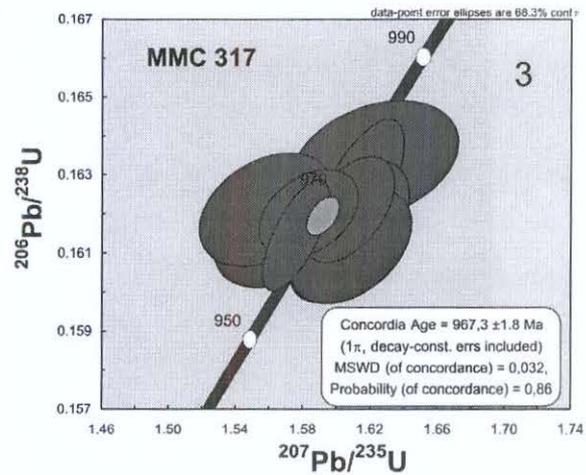
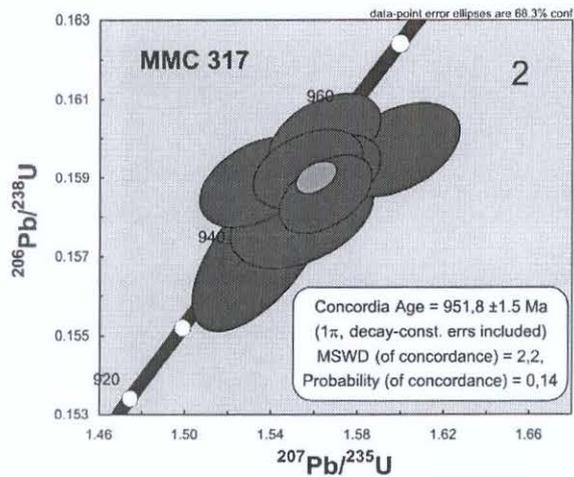
Figura 44- A- Imagens de catodoluminescência de alguns cristais de zircão da amostra MMC 317. Notar a presença de dois principais grupos de zircão. Nas duas imagens da direita exemplos da população menos abundante e nas fotos da esquerda da população mais abundante.

B- Diagramas concórdia dos cristais analisados.

1- Diagrama com todos os pontos analisados

2- Idade concórdia da população mais jovem (cristalização)

3- Idade concórdia da população mais antiga (herança)



De maneira geral, os grãos de zircão apresentam razões Th/U intermediárias, variando de 0,28 a 1,05, com a grande maioria dos cristais com razões entre 0,30 e 0,50. Os valores de U são baixos, variando de 106 a 448 ppm, com a maioria entre 200 e 300 ppm. Os valores de Pb comum são muito baixos. Os erros individuais são baixos, variando de 3,5 a 7,7 Ma. Não foram observadas auréolas de sobrecrescimento.

Foram analisados 29 grãos de zircão, na grande maioria concordante (Figura 44). Há razoável espalhamento dos dados, com idades concordantes individuais que variam de aproximadamente 940 a 1000 Ma. A idade calculada para a população de grãos de zircão analisada foi de  $970 \pm 31$  [ $\pm 32$ ] Ma (MSWD = 1,01 a 95% de concordância,  $1\sigma$ ), no intercepto superior (Figura 44).

Refinada a observação das análises, porém, é mais coerente que se separe a população analisada em pelo menos duas populações, fato que é reforçado pelas observações visuais de que existem duas sub-populações com características morfológicas diferentes.

Adotando esse critério, a população mais jovem forneceu idade concórdia  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $951,8 \pm 1.5$  Ma (MSWD de concordância = 2,2, 95% de concordância) (Figura 44). Essa idade é, portanto, considerada como a idade de cristalização do granito Serra Negra.

A população mais antiga forneceu idade concórdia  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $967,2 \pm 1.8$  Ma (MSWD de concordância a 95% = 0,032), considerada como idade de população herdada.

Ambas as idades obtidas em zircão dos granitos Serra Negra são de excelente qualidade. A técnica usada permitiu que fossem separadas duas populações diferentes. A idade considerada como referente à população de zircão herdado é muito próxima, dentro da margem de erro, da idade obtida para uma das amostras do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo (amostra MMC 322). Esse fato não só reforça o significado geológico da idade obtida como estabelece a ligação direta entre os litotipos, lembrando que o Granito Serra Negra é intrusivo nos migmatitos e, portanto, essa população tem grande chance de ter sido herdada do próprio migmatito.

### 7.1.2.3 - Rochas metassedimentares

Os grãos de zircão detrítico de quatro amostras de rochas metassedimentares do DMPR foram analisados. Duas das amostras são de metaconglomerados (MMC 328 e MMC 332) das unidades Monte Alegre e Morro do Bugi, respectivamente. As outras duas de metarenitos (MMC 19.2 e MMC 311) da transição entre as unidades Monte Azul e Belém e da Unidade Minuim. As

amostras analisadas foram coletadas em afloramentos onde claras estruturas sedimentares foram observadas (bandamento sedimentar e granulométrico, etc). Análises de isótopos de Nd foram realizadas nas rochas metassedimentares mais finas associados a essas rochas.

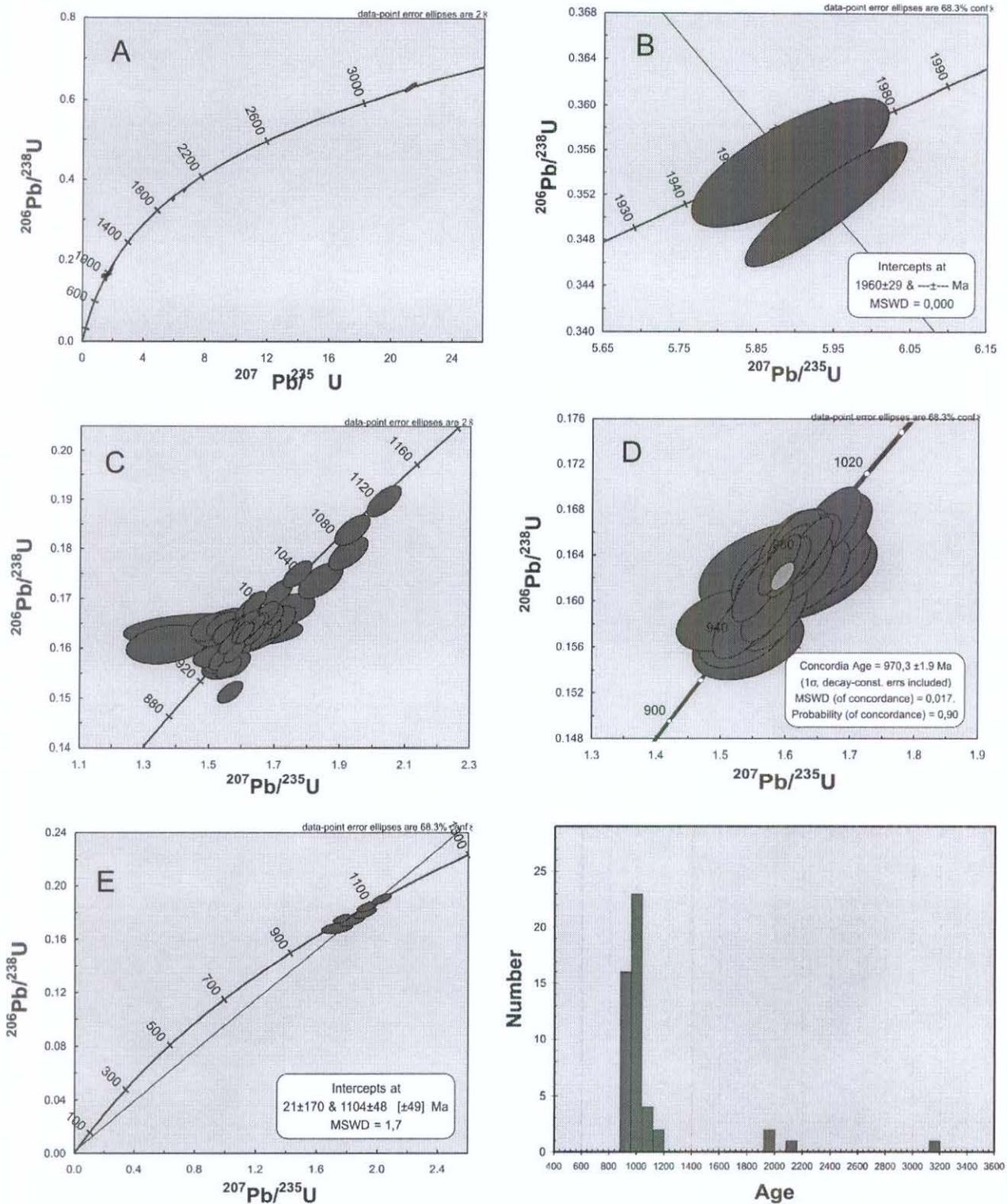
A amostra MMC 19.2 contém grãos de zircão que podem ser divididos em duas principais populações. A primeira, muito mais abundante, é composta por grãos translúcidos, claros, pouco arredondados, por vezes preservando arestas euedrais. Essa população representa aproximadamente 95% dos grãos de zircão da amostra. Nas imagens Cl a maioria desses grãos de zircão apresenta zoneamento oscilatório e estrutura interna simples. A segunda população é caracterizada por grãos bastante arredondados, de coloração castanha e superfície áspera. A estrutura interna desses grãos é mais complexa, com inclusões de apatita e monazita aparecendo com frequência. Zoneamento em setores e oscilatório são as estruturas mais comuns e sobrecrecimentos magmáticos são, por vezes, preservados. Não foram observados, em ambas as populações, sobrecrecimentos metamórficos.

Foram analisados 57 grãos de zircão que forneceram idades predominantemente concordantes. As razões Th/U para os grãos de zircão da primeira população variam de 0,11 a 1,50 com a grande maioria apresentando razões altas, acima de 0,5. Desses 57 grãos, 53 forneceram idades muito próximas, restritas ao intervalo entre 960 e 1087 Ma (Figura 45).

Entre os outros quatro grãos, três forneceram idades paleoproterozóicas (1960 Ma, calculada para dois grãos e 2050, idade individual) e um apresenta idade arqueana de 3150 Ma.

Em relação aos outros 53 grãos, é possível separar uma população bastante homogênea e alguns outros grãos mais velhos, de algumas idades individuais diferentes (Figura 45). Esses seis grãos podem ser considerados como pertencentes a diferentes eventos dentro da faixa de idades entre aproximadamente 1000 e 1120 Ma, ou agrupados para formar uma idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $1104 \pm 48$  (MSWD = 1,7), intercepto superior, só possível forçando-se o intercepto inferior a 0 (Figura 45).

Quanto à população principal, alguns cálculos diferentes podem ser feitos. Se forem consideradas as análises com 90% de concordância, os dados fornecem uma idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $979 \pm 10$ , intercepto inferior (MSWD = 1.3, 90% de concordância a  $1\sigma$ ). Essa idade é exatamente igual à obtida na amostra de migmatito MMC 90a. Porém, se só os dados que apresentam no mínimo 95% de concordância forem considerados, os grãos de zircão oferecem idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concórdia  $970,3 \pm 2$  Ma (MSWD = 0,017, 95% de concordância,  $1\sigma$ ). Essa



**Figura 45-** Diagramas concórdia (A a E) e diagrama de probabilidade de ocorrência para os grãos analisados da amostra MMC 19.2.A. Em **A** estão plotados todos os grãos analisados; em **B** idade conseguida para os dois grãos paleoproterozóicos; em **C** todos os grãos de idade grenvilliana/caririana; em **D** a idade obtida para a população dominante, considerada como idade máxima de deposição; em **E** a idade da outra população de grãos de zircão associados ao Cariris Velhos.

No diagrama de probabilidade de ocorrência estão plotados todos os pontos, onde fica muito clara a predominância da população de 970 Na.

idade é claramente melhor que a primeira e concorda, considerando-se as margens de erro, com a idade da amostra MMC 322 dos migmatitos.

A Figura 45 também representa o diagrama de densidade de ocorrência, onde a clara predominância de idades em torno de 970 Ma é ilustrada. Nele também são observados os poucos grãos com idades ligeiramente mais antigas. Essas idades não são encontradas nas rochas magmáticas do DMPR, mas são comuns em rochas da Zona Transversal e do PEAL, atribuídas à Orogênese Cariris Velhos (Brito Neves *et al.*, 1995).

Estabelece-se aqui, portanto, que a idade de 970 Ma deve ser considerada como idade máxima para sedimentação dos metaconglomerados da Unidade Belém.

A amostra MMC 328 contém populações semelhantes às observadas na amostra MMC 19.2. Ocorre uma população predominante de grãos de zircão bem formados, pouco arredondados, claros, com tamanhos que variam de 40 a 100  $\mu\text{m}$ . Essa população perfaz um total de aproximadamente 85% do total. Uma segunda população de grãos de zircão muito arredondados, de coloração castanha e superfície áspera ocorre subordinadamente. Alguns poucos grãos amarelados, muito arredondados, também ocorrem. As imagens CI também são bastante semelhantes, com a primeira população apresentando estrutura interna bastante simples, raras inclusões e bandamento oscilatório.

Foram analisados trinta grãos, o que é considerado estatisticamente pouco para estudos de proveniência de sedimentos (Dodson *et al.* 1988; Vermeesch, 2004). No entanto, para a escala de trabalho aqui proposta – e por se tratar dos primeiros dados referentes a esses sedimentos – as análises serão utilizadas. A maioria das análises forneceu idades concordantes, com pelo menos cinco intervalos de idade. O mais abundante é, de novo, a população de grãos de zircão que apresentam idades individuais associadas ao final do ciclo Cariris Velhos (Figura 46). Nesse grupo de pontos, três principais populações podem ser separadas.

A primeira e mais abundante (12 grãos) forneceu idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordante de  $982 \pm 3$  Ma (MSDW a 95% de concordância,  $1\sigma$ ) (Figura 46). Essa idade é concordante com a idade apresentada pelo migmatito MMC 90a. A segunda população mais abundante é relativamente mais nova que a primeira. Essa população forneceu idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concórdia, calculada com 5 grãos concordantes, de  $959 \pm 4$  Ma (MSWD a 95 % de concordância=1,5,  $1\sigma$ ) (Figura 46). Essa segunda população é concordante com a segunda idade obtida em migmatito Poço Redondo, amostra MMC 322.

Dois grãos de zircão fornecem idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ligeiramente mais velhas de  $1104 \pm 9$  Ma (MSDW a 95% de concordância = 3,3,  $1\sigma$ ). Essa terceira idade é bastante semelhante à idade da população pouco abundante que ocorre na amostra de conglomerado MMC 19a.

Quatro grãos de zircão apresentam idades que fogem desse intervalo relacionado ao ciclo Cariris Velhos. Esses grãos forneceram idades individuais de 1753 Ma, 1845 Ma, 2012 Ma e 2154 Ma. Todas, portanto, paleoproterozóicas.

As rochas metareníticas da Unidade Belém têm sua idade máxima, fornecida através da população mais jovem de zircão, determinada em 959 Ma. As duas principais populações datadas parecem ter proveniência associada às rochas migmatíticas Poço Redondo.

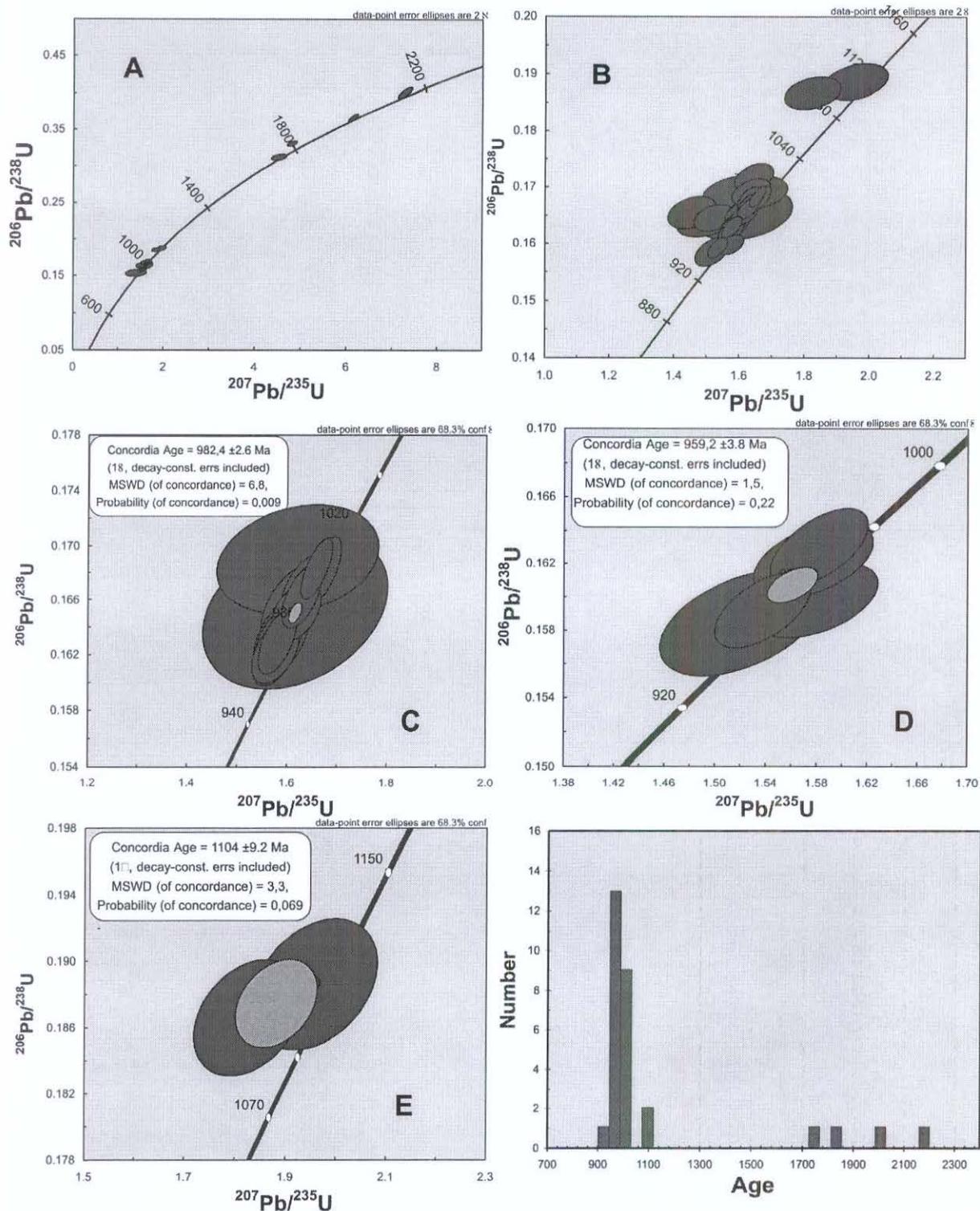
A terceira população relacionada ao ciclo Cariris Velho também ocorre na amostra anteriormente escrita e parece marcar um outro evento magmático relacionado a esse ciclo.

A Figura 46 representa também o diagrama de densidade de ocorrência no qual são bem representados esses três intervalos de idade, além das idades paleoproterozóicas.

A amostra MMC 332 é um conglomerado que ocorre na Unidade Morro do Bugi, próximo à Serra de Marancó. Duas principais populações foram observadas. A mais abundante é de novo muito semelhante à população mais abundante das duas amostras já descritas. Trata-se de grãos de zircão pouco arredondados, límpidos e claros, com arestas preservadas e praticamente sem inclusões. Nas imagens CI também as mesmas características são observadas. Os grãos de zircão apresentam estrutura interna bastante simples e são, por vezes, fraturados e alguns fragmentos de cristais ocorrem. A segunda população é caracterizada por cristais pequenos ( $\approx 40\mu\text{m}$ ), muito arredondados, castanho escuros. Apresentam estrutura interna mais complexa, com sobrecrecimentos ígneos atestados pelo truncamento entre bandamentos oscilatórios diferentes. Não foram observados sobrecrecimentos e grãos de zircão metamórficos.

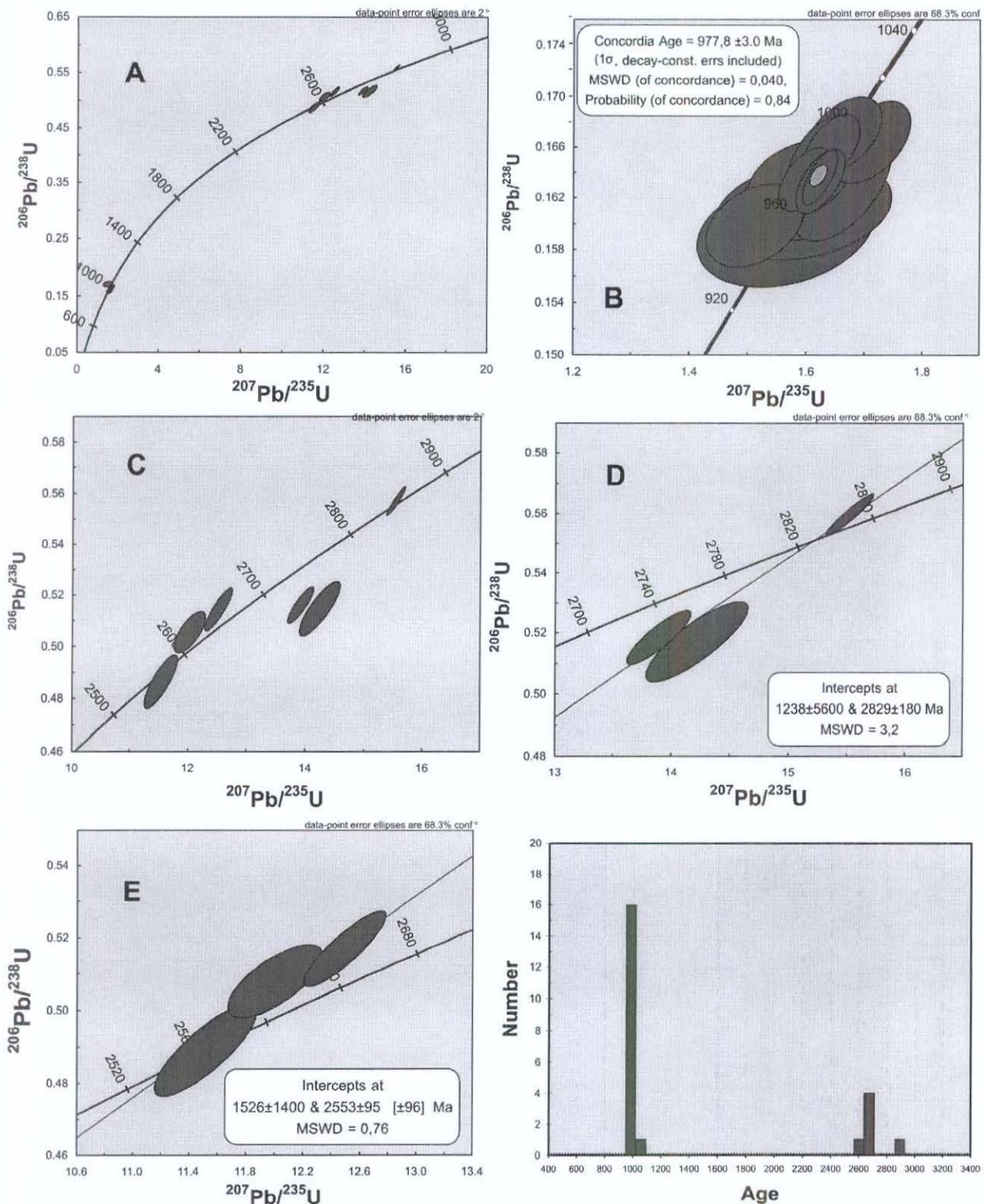
As análises forneceram idades relativamente discordantes, o que fez com que apenas poucos grãos fossem usados para o cálculo das idades. No diagrama em que todos os grãos são plotados, é clara a separação de três principais grupos de idades (Figura 47).

A população mais abundante é novamente a de grãos de zircão com idades no intervalo de 950 a 1000 Ma. Esses grãos de zircão apresentam altas razões Th/U, entre 0,50 e 1,50, com a maioria dos valores acima de 0,60. As concentrações de U são baixas, variando de 34 a 340 ppm, a grande maioria menor que 200 ppm. Essa população não parece conter sub-populações como acontecia nas duas outras amostras. Dessa forma, 14 grãos, no mínimo 95% concordantes, foram



**Figura 46-** Diagramas concórdia (A a E) e diagrama de probabilidade de ocorrência dos grãos analisados da amostra MMC 328. Em A estão plotados todos os grãos analisados; em B todos os grãos analisados com idade associada ao Cariris Velhos; em C a idade da população dominante; em D a idade obtida para a população mais jovem, considerada como idade máxima de deposição; e em E a idade da população mais antiga de grãos de zircão associados ao Cariris Velhos.

No diagrama de probabilidade de ocorrência estão plotados todos os pontos, onde fica muito clara a predominância de populações associadas à Orogênese Cariris Velhos.



**Figura 47-** Diagramas concórdia (A a E) e diagrama de probabilidade de ocorrência dos grãos analisados da amostra MMC 328. Em **A** estão plotados todos os grãos analisados; em **B** todos os grãos analisados com idade associada ao Cariris Velhos e a idade calculada para a população; em **C** as duas populações de zircões arqueano; em **D** a idade obtida para a população mais antiga de zircão arqueano e; em **E** a idade da população mais jovem de zircão arqueano.

No diagrama de probabilidade de ocorrência estão plotados todos os pontos, onde fica muito clara a predominância de populações associadas a Orogênese Cariris Velhos.

utilizados para o cálculo da idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concórdia de  $977,8 \pm 3.0$  Ma (MSDW a 95% de concordância = 0,040,  $1\sigma$ ) (Figura 47). Essa idade, mais uma vez, concorda com a idade mais velha encontrada para os migmatitos de Poço Redondo.

Os dois outros intervalos de idades são representados por três cristais de zircão cada. Essas duas pequenas populações são arqueanas. Na primeira, mais discordante, os três cristais analisados alinham para formar uma idade de  $2829 \pm 180$  Ma (intercepto superior, MSWD = 3,2). Na segunda o alinhamento entre os três grãos é melhor e fornece idade de  $2553 \pm 95$  Ma (intercepto superior, MSWD = 0,76) (Figura 47).

Portanto, os conglomerados da Unidade Morro do Bugi aparentemente não contêm as três populações até agora observadas nas duas outras amostras. Essa amostra contém apenas a população de idade intermediária, concordante com a idade da amostra mais velha dos migmatitos de Poço Redondo. A idade máxima para a deposição da unidade é então fixada em 977 Ma. Além disso, outra diferença é a presença maior de grãos arqueanos, praticamente ausentes nas demais amostras.

A Figura 47 mostra ainda o diagrama de densidade de ocorrência das idades. Nele é possível observar que a população atribuída ao Ciclo Cariris Velhos talvez possa ser dividida em duas, o que não é visível nos diagramas concórdia. Dois grãos apresentam idade pouco mais antiga que a calculada para essa população.

Por fim, a amostra MMC 311 é representante dos metarenitos que ocorrem no extremo norte na seqüência de rochas metassedimentares, na Unidade Minuim. Essa amostra mostra a população mais homogênea de grãos de zircão, é formada por grãos caracteristicamente semelhantes aos grãos mais abundantes nas outras amostras, não ocorrendo os grãos arredondados e amarelados subordinados nas outras amostras. Os grãos mostram as mesmas características em microscópio ótico e eletrônico, nas imagens Cl.

As análises são concordantes. Os teores Th/U são também mais constantes e altos, variando de 0,46 a 1,05, com a grande maioria entre 0,6 e 0,95. Os teores de U são relativamente altos, variam de 137 a 748 ppm, com a maioria acima de 350 ppm.

A grande maioria dos 52 grãos analisados se concentra no intervalo entre 960 e 1000 Ma. Quatro grãos apresentam idades menores, mas não foram utilizados para os cálculos por apresentarem altos teores de Pb comum. Foi possível a separação de idades em dois principais grupos, já que as análises plotam em largo espectro de idades (Figura 48).

Foi então separado um grupo superior, com valores de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  maior que 0,166. Esse grupo de grãos de zircão agrupou para formar uma idade concórdia de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $996 \pm 3$  Ma (MSDW a 95% de concordância = 0,76,  $1\sigma$ ) (Figura 48). Essa idade é intermediária entre as populações mais antigas associadas ao Ciclo Cariris Velhos, encontradas nas outras amostras de rochas metassedimentares e as idades dos migmatitos. Provavelmente essa idade marque mais um evento magmático associado a essa orogênese.

O outro grupo, composto por grãos de zircão com valores de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  menores que 0,166, apresenta uma idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $964 \pm 14$ , intercepto inferior (MSWD a 95% de concordância = 0,88,  $1\sigma$ ). Essa idade é aqui considerada como a idade máxima para a sedimentação das rochas metareníticas da Unidade Minuim, e é semelhante à idade menor dos migmatitos de Poço Redondo.

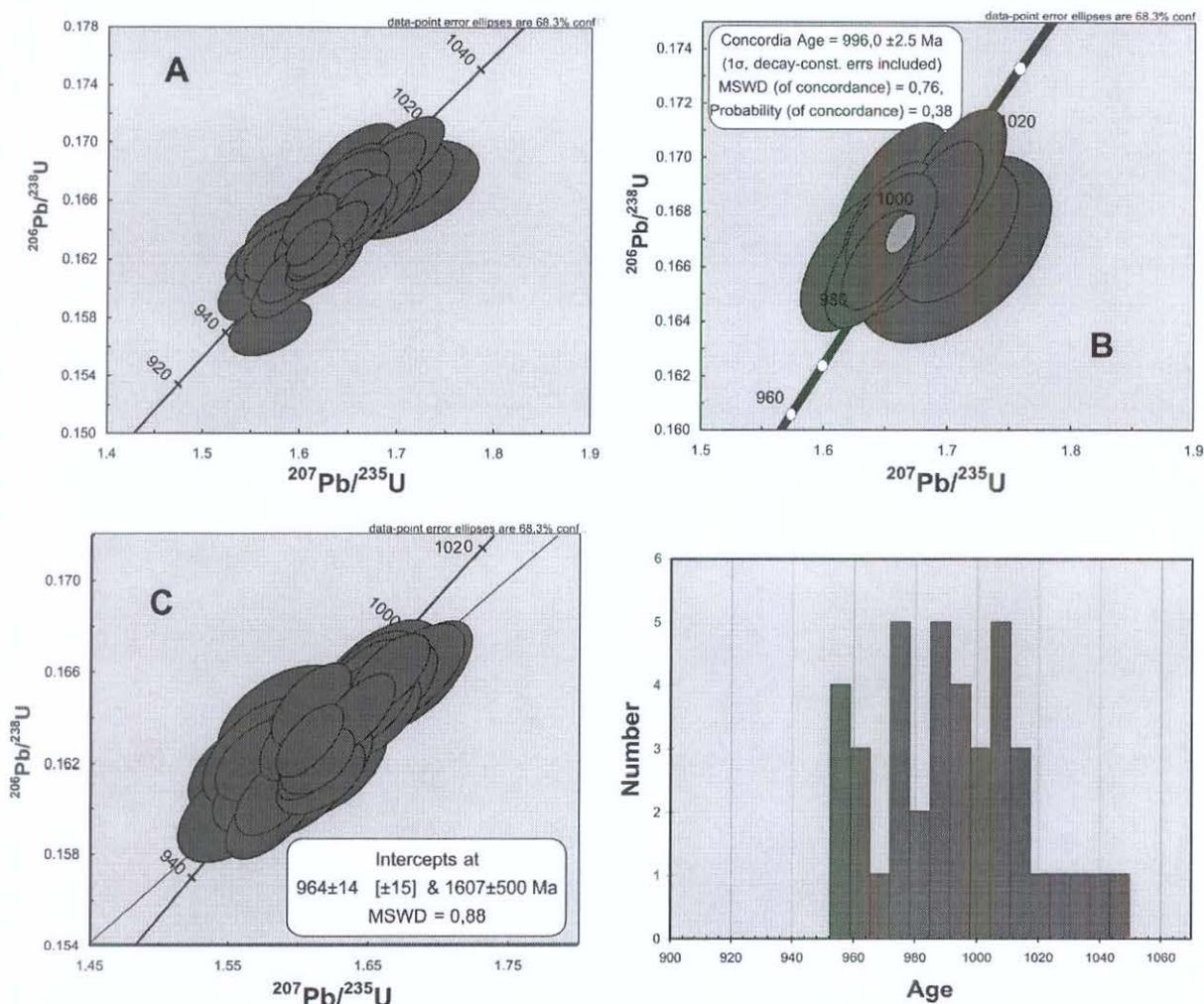
De maneira geral, as análises de grãos de zircão detrítico das rochas metassedimentares do Domínio Marancó – Poço Redondo mostram que essas rochas têm sua sedimentação ligada ao ciclo Cariris Velhos, antes da geração dos granitos Serra Negra, visto que esse corpo intercepta as rochas metassedimentares. Nenhuma população de grãos de zircão com idades inferiores a 960 Ma foi observada. Além disso, as análises mostram que a sedimentação é dominada por áreas fontes associadas a esse período. O histograma geral para todas as amostras de rochas metassedimentares mostra bem essa tendência (Figura 49).

Entre as populações dominantes estão presentes os conjuntos de idades encontrados nas rochas migmatíticas de Poço Redondo. Esses migmatitos ou áreas semelhantes são aqui considerados, portanto, como a fonte principal desses sedimentos. Além disso, mais duas populações associadas a esse ciclo foram encontradas, ambas mais antigas que as duas idades dos migmatitos. Essas populações estão, provavelmente, ligadas a outros eventos magmáticos associados à Orogênese Cariris Velhos. Essas idades ainda não foram encontradas nos domínios dos migmatitos de Poço Redondo, mas são observadas mais ao norte, no PEAL e na Zona Transversal (Van Schmus *et al.*, 1995, Kuzuch, 2003).

#### 7.1.2.4 - Granito Sítios Novos

Uma amostra do granodiorito Sítios Novos foi datada pelo método U-Pb (diluição isotópica) no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. A amostra analisada é representativa da fácies granodiorítica porfírica. É completamente isotrópica e, no afloramento

onde foi coletada não é rica em enclaves máficos. Foram analisadas 6 frações de zircão. Os grãos de zircão analisados são límpidos e aparentemente não continham inclusões.



**Figura 48-** Diagramas concórdia (A a C) e diagrama de probabilidade de ocorrência dos grãos analisados da amostra MMC 328. Em A estão plotados todos os grãos analisados; em B a idade calculada para a população mais antiga; em C a idade da população dominante, mais nova e considerada como idade máxima de deposição.

No diagrama de probabilidade de ocorrência estão plotados todos os pontos, onde pode-se identificar algumas subpopulações, todas de idades associadas ao Ciclo Cariris Velhos.

As seis frações determinaram uma idade de  $664 \pm 48$  Ma, com  $\text{MSWD} = 456$ , portanto extremamente alto. Usando apenas três frações obtém-se uma idade de excelente qualidade e baixo erro de  $651 \pm 6$  Ma, intercepto superior, com  $\text{MSWD} = 0,15$ . Essa idade é aqui considerada como a idade de cristalização do granito Sítios Novos (Figura 50).

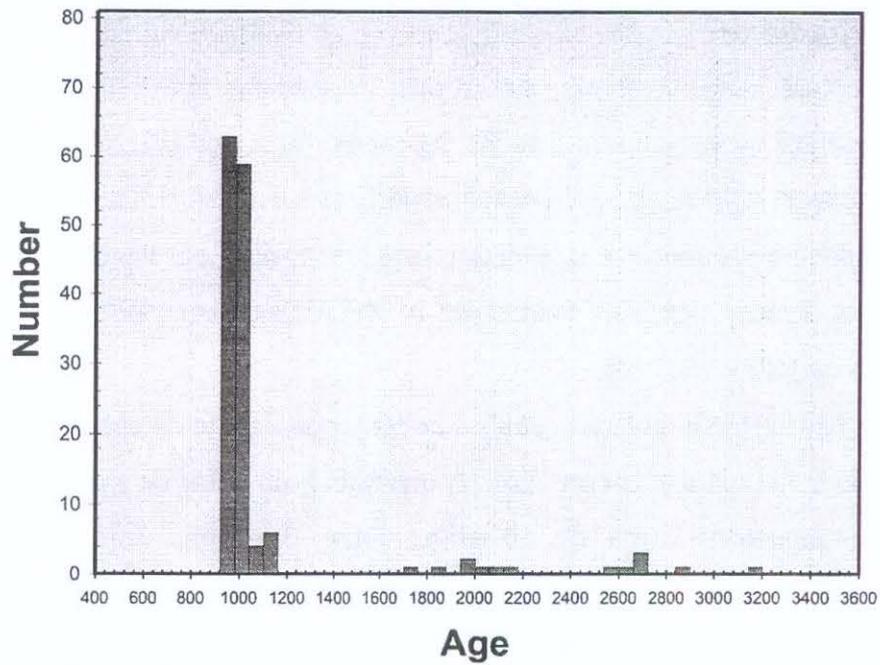


Figura 49- Diagrama de probabilidade de ocorrência para todos os grãos de zircão detriticos analisados nas rochas metassedimentares da sequência Marancó. Nesse diagrama fica bastante claro o forte domínio de rochas de idades associadas a Orogênese Cariris Velhos como fonte de sedimentação para as rochas metassedimentares.

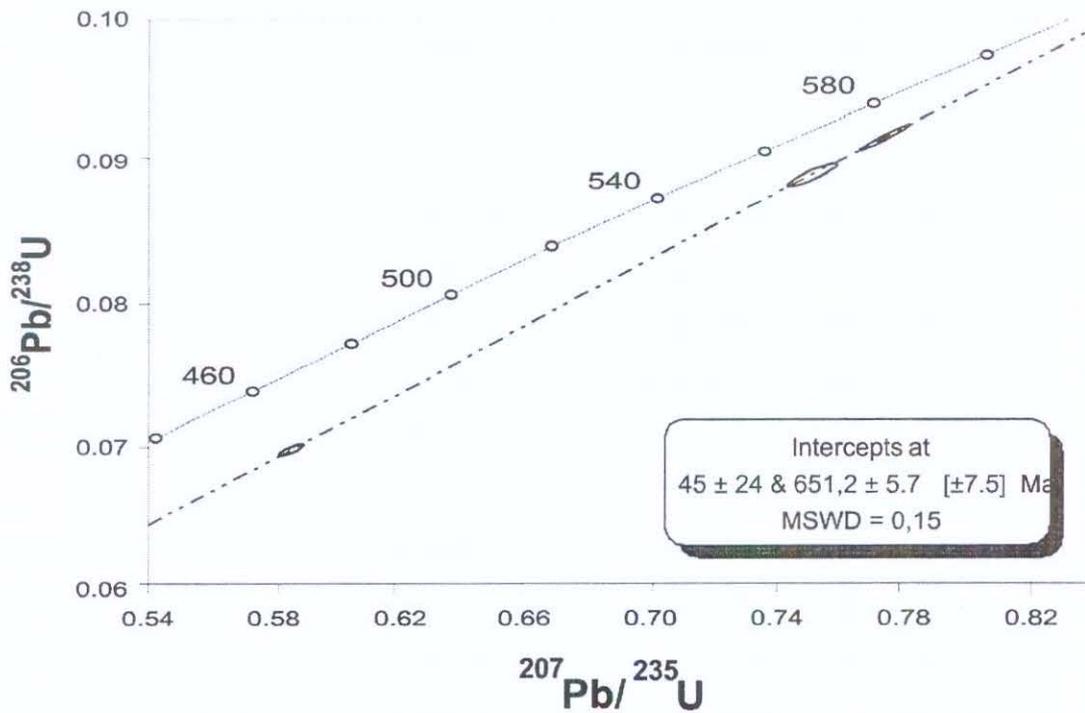


Figura 50- Diagrama concórdia das análises de zircão do granodiorito Sítios Novos. A idade de  $651,2 \pm 5,7$ , obtida em três frações é considerada como idade da cristalização do granodiorito.

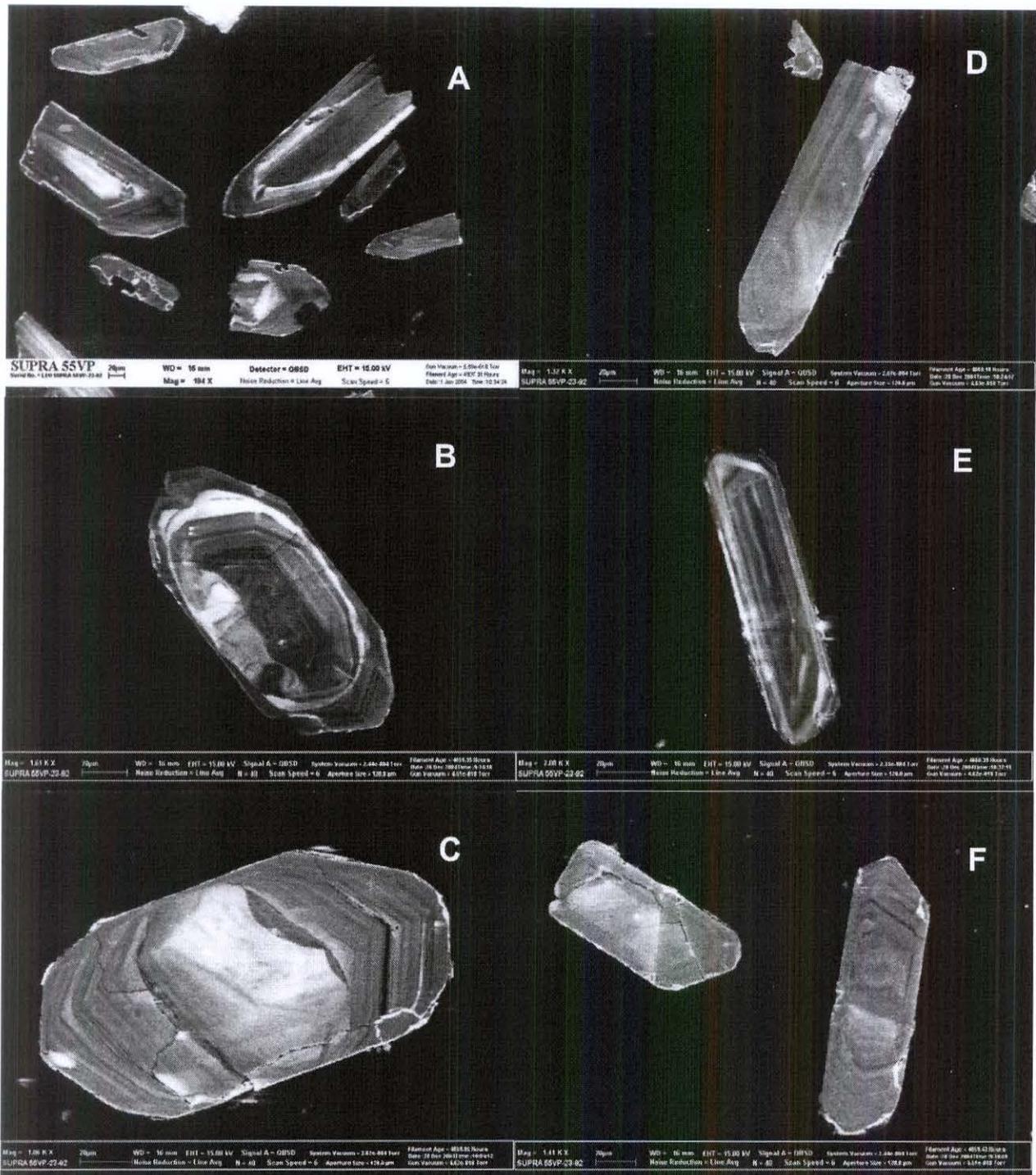
#### 7.1.2.5 - Rochas Vulcânicas

Duas amostras representativas das rochas vulcânicas mais comuns que ocorrem intercaladas às rochas metassedimentares de Marancó foram selecionadas para as análises SHRIMP. Uma delas é representante dos dacitos pórfiros e a outra dos andesitos. Essas rochas ocorrem intercaladas na seqüência e nenhuma relação de corte é observada em campo. Rochas semelhantes foram datadas por Van Schmus *et al.* (1995) pelo método U-Pb convencional e forneceram idades de 980 e 1007 Ma.

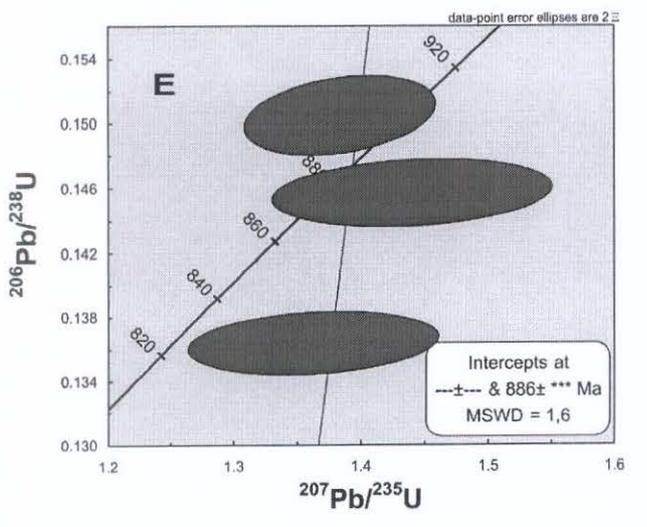
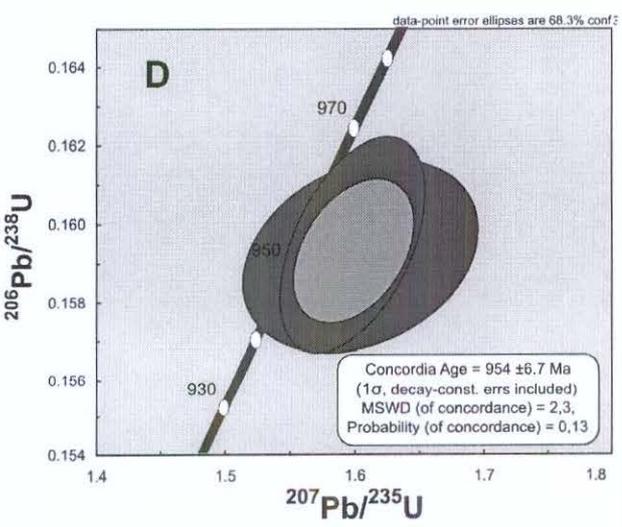
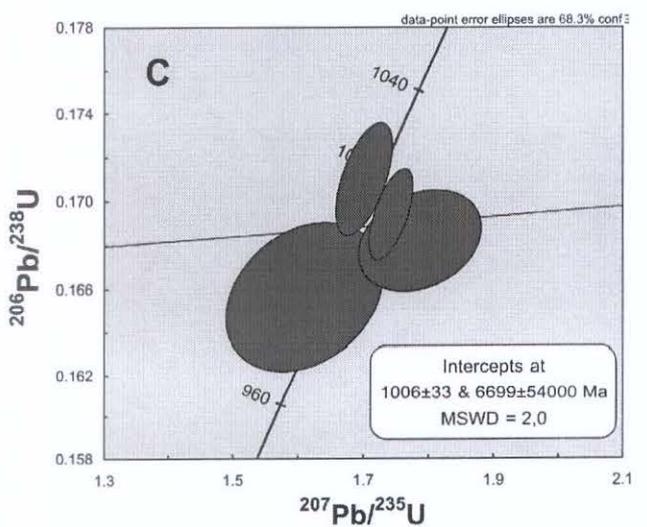
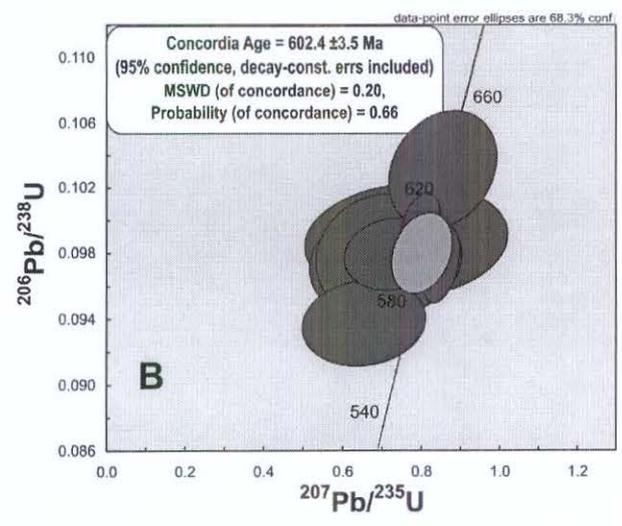
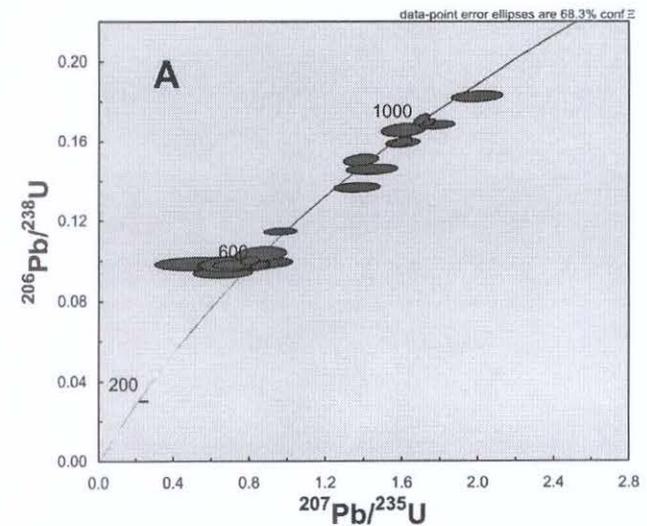
A amostra MMC 14 foi coletada poucos quilômetros a norte da cidade de Jeremoabo, em meio aos metapelitos da Unidade Monte Azul. A quantidade de grãos de zircão nessas rochas não é grande. Foram separados cerca de 50 grãos. Duas principais populações puderam ser identificadas. A mais abundante (aproximadamente 60%) é formada por cristais pequenos e prismáticos (não passam de  $40 \times 20 \mu\text{m}$ ), claros, incolores. Esses grãos são euédricos e apresentam-se inteiros, sem fraturas. Em microscópio eletrônico apresentam estrutura interna simples e fraco – ou nenhum – bandamento ou linhas de crescimento. A outra população é caracterizada por cristais maiores, fragmentados e com morfologia menos alongada. Esses cristais também são incolores e em microscópio eletrônico apresentam bandamentos oscilatórios bem definidos (Figura 51).

Vinte e três cristais foram analisados na SHRIMP (Figura 52). As análises confirmaram a presença de quatro grupos de idades. O primeiro, mais abundante e mais jovem, apresenta altas razões Th/U, variando de 0,42 a 1,35, com a maioria se concentrando acima de 0,7. O teor de U é bastante baixo, não passando de 100 ppm e as quantias de Pb comum bastante altas, o que faz com que as idades sejam bastante discordantes. Oito análises foram utilizadas para o cálculo da idade concórdia  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $602 \pm 4$  Ma (MSWD=0,20, 95% de concordância,  $1\sigma$ ) (Figura 52).

As outras populações são mais antigas e apresentam apenas alguns grãos cada. A segunda população mais abundante é representada por quatro grãos que se alinham em  $1006 \pm 33$ , intercepto inferior (MSWD = 2,0 a  $1\sigma$ ) (Figura 52). Apesar dos poucos grãos e da idade imprecisa, é muito próxima daquela obtida por Van Schmus *et al.* (1995) em rochas dacíticas do Domínio Marancó. Três grãos alinham-se em 886 Ma (MSWD = 1,6,  $1\sigma$ ) (Figura 52). Essa idade é discordante e deve ser considerada apenas como indicativa de heranças intermediárias. A última



**Figura 51-** Imagens de catodoluminescência em cristais de zircão da amostra de rocha vulcânica dacítica MMC 14. Notar: em A- imagem geral onde aparecem as duas principais populações observadas; B e C- zircão da população menos abundante, maiores e com estrutura interna mais definida e complexa. Esses forneceram idades associadas ao Ciclo Cariris Velhos e são considerados como herdados; D, E e F- zircão da população mais abundante, prismáticos e menores, com estrutura interna mais simples. A idade dessa população é considerada como idade de cristalização da rocha vulcânica.



**Figura 52-** Diagramas concórdia da amostra MMC 14, representante das rochas vulcânicas dacíticas do Subdomínio Marancó. Notar em: **A-** estão plotados todos os pontos analisados; **B-** idade cocórdia calculada para a população mais jovem, considerada como idade de cristalização da rocha; **C e D-** idades de pequenas populações associadas ao Ciclo Cariris Velhos, consideradas como herdadas; e **E-** idade calculada apenas para dois cristais de zircão. Não há registro dessa idade em rochas na região.

população presente na amostra MMC 14 é representada por dois grãos relativamente concordantes que apresentam idade concórdia de  $954 \pm 7$  Ma (MSWD= 2,3 a  $1\sigma$ ) (Figura 52).

A idade de  $602 \pm 4$  Ma é considerada como a idade de cristalização das rochas vulcânicas dacíticas. A presença abundante de populações herdadas, principalmente associadas à Orogênese Cariris Velhos, apresentadas pelos migmatitos e granito Serra Negra é também importante na gênese dessas rochas. A presença da população de  $1006 \pm 33$  indica que, provavelmente, as idades das rochas vulcânicas do domínio Marancó – Poço Redondo existentes na literatura têm grande chance de serem idades de grãos de zircão herdado. Esse fato traz uma série de implicações, discutidas mais à frente.

A amostra MMC 149 é representante das rochas vulcânicas andesíticas do Domínio Marancó. Essa amostra não contém muitos grãos de zircão. De maneira geral, as características são semelhantes àquelas apresentadas pelos grãos de zircão da amostra MMC 14. Porém, nessa amostra, a população de grãos de zircão prismático pequeno, de estrutura interna simples, é dominante. Ocorrem apenas alguns grãos maiores, fragmentados e de estrutura interna mais clara (Figura 53).

Essa observação é confirmada nas análises. A grande maioria dos 26 grãos analisados se agrupa em idade próxima à determinada para a outra amostra de rocha vulcânica. Esses cristais apresentam razões Th/U muito variadas, entre 0,06 e 2,01. Os valores de U também são bastante heterogêneos, variando de 75 a 427 ppm, com a maioria acima de 200 ppm. Os valores de Pb comum são também muito altos. As análises são bastante discordantes.

Cinco grãos concordantes foram utilizados para o cálculo de idade concórdia de  $603 \pm 9$  Ma (MSWD a 95% de concordância = 0,00066,  $1\sigma$ ) (Figura 53). Essa idade é idêntica à idade de cristalização obtida para a amostra MMC 14 e é aqui considerada como idade de cristalização das rochas andesíticas de Marancó. A amostra apresenta, ainda, alguns grãos de zircão herdados, mas que não se agrupam em populações e não permitem cálculo de idades.

## 7.2 - Isótopos de Nd

Os elementos Sm e Nd são terras raras leves que apresentam raio iônico e valência muito próximos, o que lhes confere comportamento químico semelhante, apresentando a mesma mobilidade nos diversos ambientes geológicos. Portanto, a razão entre eles é raramente afetada

por processos intracrustais, tais como anatexia, fracionamento, metamorfismo ou por processos superficiais, tais como intemperismo e erosão (DePaolo & Wasserburg, 1976; DePaolo, 1981).

O manto empobrecido retém preferencialmente Sm, que é um pouco mais compatível do que Nd. Como resultado, o manto é mais enriquecido em Sm em relação ao líquido resultante de sua fusão e sua razão Sm/Nd é maior que a do fundido. Essa diferença faz com que o decaimento de Sm a Nd radiogênico imprima diferentes características isotópicas desses elementos em rochas de derivação crustal e mantélica.

O decaimento de  $^{146}\text{Sm}$  a  $^{143}\text{Nd}$  faz com que a quantidade de  $^{143}\text{Nd}$  cresça ao longo do tempo. Esse crescimento ocorre em maior taxa no manto do que na crosta, já que o primeiro é enriquecido em Sm. Por isso, a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  cresce mais rapidamente no manto que na crosta como um todo. A razão Sm/Nd em rochas de derivação crustal é em torno de 40% menor que no manto empobrecido (Murphy & Nance, 2002).

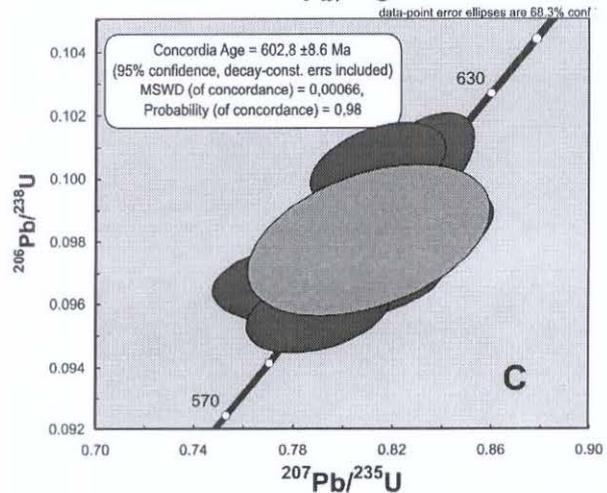
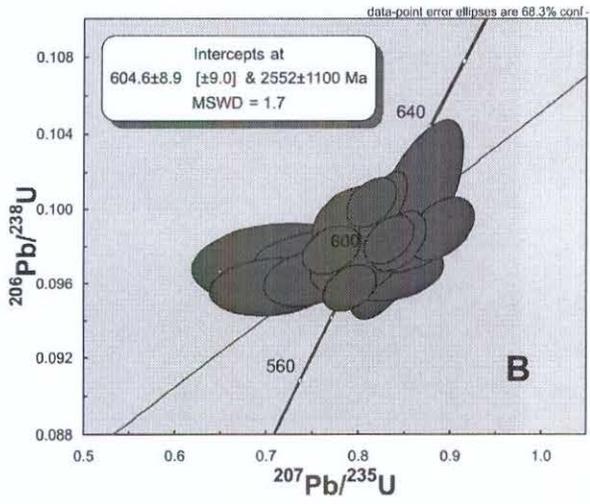
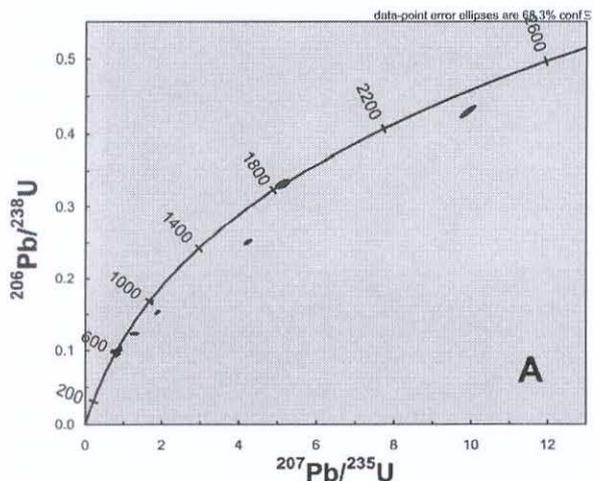
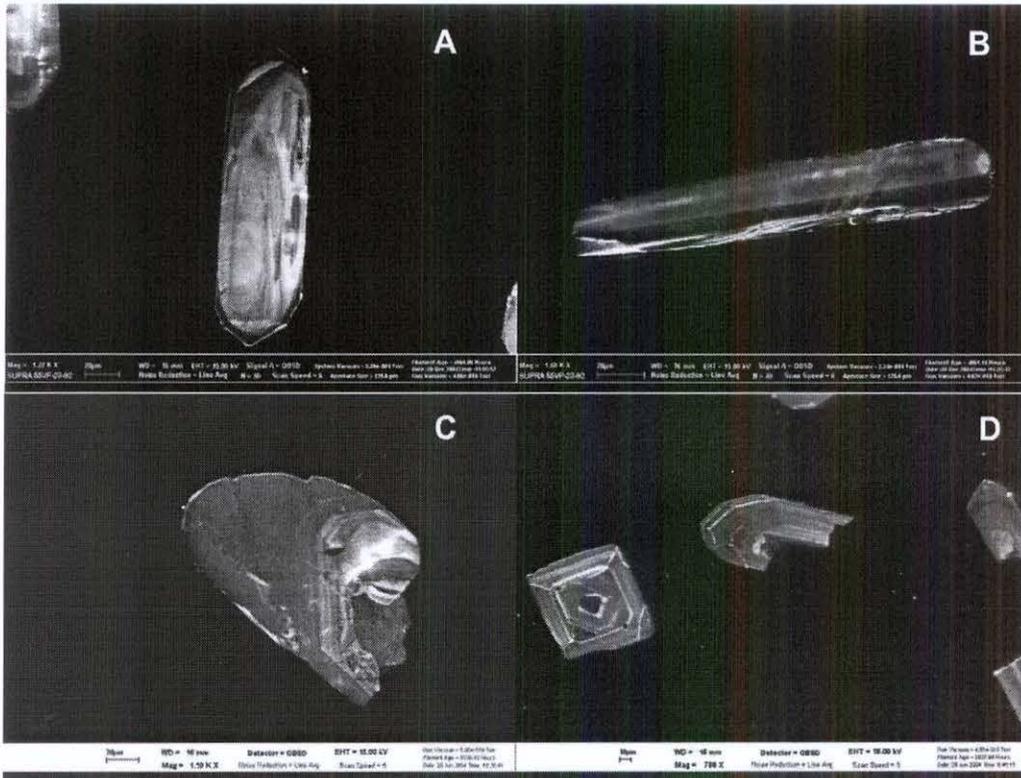
Na fusão, um magma adquire a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da fonte. Essa razão é definida como razão inicial e é representada pelo símbolo  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ . A diferença entre valores de  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$  tem sido utilizada para distinguir rochas derivadas da crosta juvenil (como por exemplo, geradas em arcos insulares e cadeias meso-oceânicas) daquelas derivadas da fusão de crosta pré-existente.

O manto superior vem sendo empobrecido em elementos incompatíveis ao longo da história geológica da Terra, por meio da extração de magmas por fusão parcial. Dessa maneira, o manto superior é hoje um manto empobrecido (DM - Depleted Mantle) em relação ao manto primordial, cuja razão Sm/Nd é similar a de meteoritos condriticos (CHUR - Chondritic Uniform Reservoir) (DePaolo, 1988).

Com o objetivo de facilitar a interpretação e representação dos dados foi criado o parâmetro  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . O parâmetro reflete a diferença entre os valores da razão inicial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da rocha analisada em relação ao CHUR no momento em que a rocha foi cristalizada e é calculado pela fórmula:

$$\epsilon_{\text{Nd}} = 10^4 \times \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right]$$

Como a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  cresce ao longo do tempo, mais rapidamente no manto do que na crosta, o manto empobrecido apresenta valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  mais positivos que o CHUR, e a crosta valores mais negativos. Essa evolução é chamada de linha de crescimento. A diferença



**Figura 53-** Imagens CL e diagramas concórdia dos cristais de zircão da rocha andesítica do Subdomínio Marancó (Mmc 149). **Nas fotos:** A e B- zircão da pop. mais abundante, cuja idade é considerada como de cristalização; C e D- zircão considerado herdado. **Nos diagramas:** em A estão plotados todos os pontos analisados; em B idade calculada para a população dominante e em C- idade concórdia calculada para a mesma população (95% de concordância), considerada como a idade de cristalização da rocha.

entre as linhas de crescimento pode ser utilizada para distinguir fontes mantélicas das continentais.

Em diagramas que confrontam os valores de  $\epsilon Nd$  vs tempo, as linhas de crescimento podem ser extrapoladas para traz no tempo geológico até interceptar a curva gerada para o manto empobrecido. A idade da intercessão é chamada idade modelo do manto empobrecido ou TDM e representa a idade em que o magma que gerou a rocha foi extraído da fonte mantélica.

As idades TDM e os valores de  $\epsilon Nd$  têm sido amplamente utilizados para estudos de evolução crustal e para interpretações tectônicas. Essa metodologia revela importantes características evolutivas das rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares. Por exemplo, uma rocha vulcânica que apresenta valores  $\epsilon Nd$ , no tempo da cristalização, similares aos do manto empobrecido deve ter-se originado a partir dessa fonte. Já as que apresentam valores menores que os do manto provavelmente foram geradas pela fusão de crosta antiga, ou interagiram com rochas mais antigas. Nas rochas sedimentares os valores mais positivos significam que as rochas são produto da erosão de rochas juvenis, enquanto valores negativos correspondem à erosão de crosta preexistente.

Foram analisadas trinta e três amostras das rochas metassedimentares, vulcânicas e graníticas do Domínio Marancó- Poço Redondo. Dezesesseis amostras são de rochas pelíticas e psamíticos com distribuição por toda a seqüência. Oito análises foram realizadas nas rochas vulcânicas intermediárias dacíticas e andesíticas e três em amostras de anfibolitos. Duas análises são do Granodiorito Sítios Novos, duas do paleossoma de migmatito e duas amostras dos Granito Serra Negra. Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 5. A distribuição das amostras pode ser vista no mapa geológico simplificado (Figura 54).

As amostras analisadas foram britadas e moídas nos Laboratórios de Separação de Minerais e de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp).

Os dados foram obtidos no Laboratório de Geocronologia da Fundação Universidade de Brasília (UnB). As amostras foram dissolvidas em uma mistura de HF-HNO<sub>3</sub> e Sm e Nd extraídos em colunas de troca iônica com resinas AG-50W e LN-spec, conforme os procedimentos gerais de Patchett & Ruiz (1987). As análises foram obtidas no espectrômetro de massa Finningan MAT-262.

### 7.2.1- Rochas Graníticas

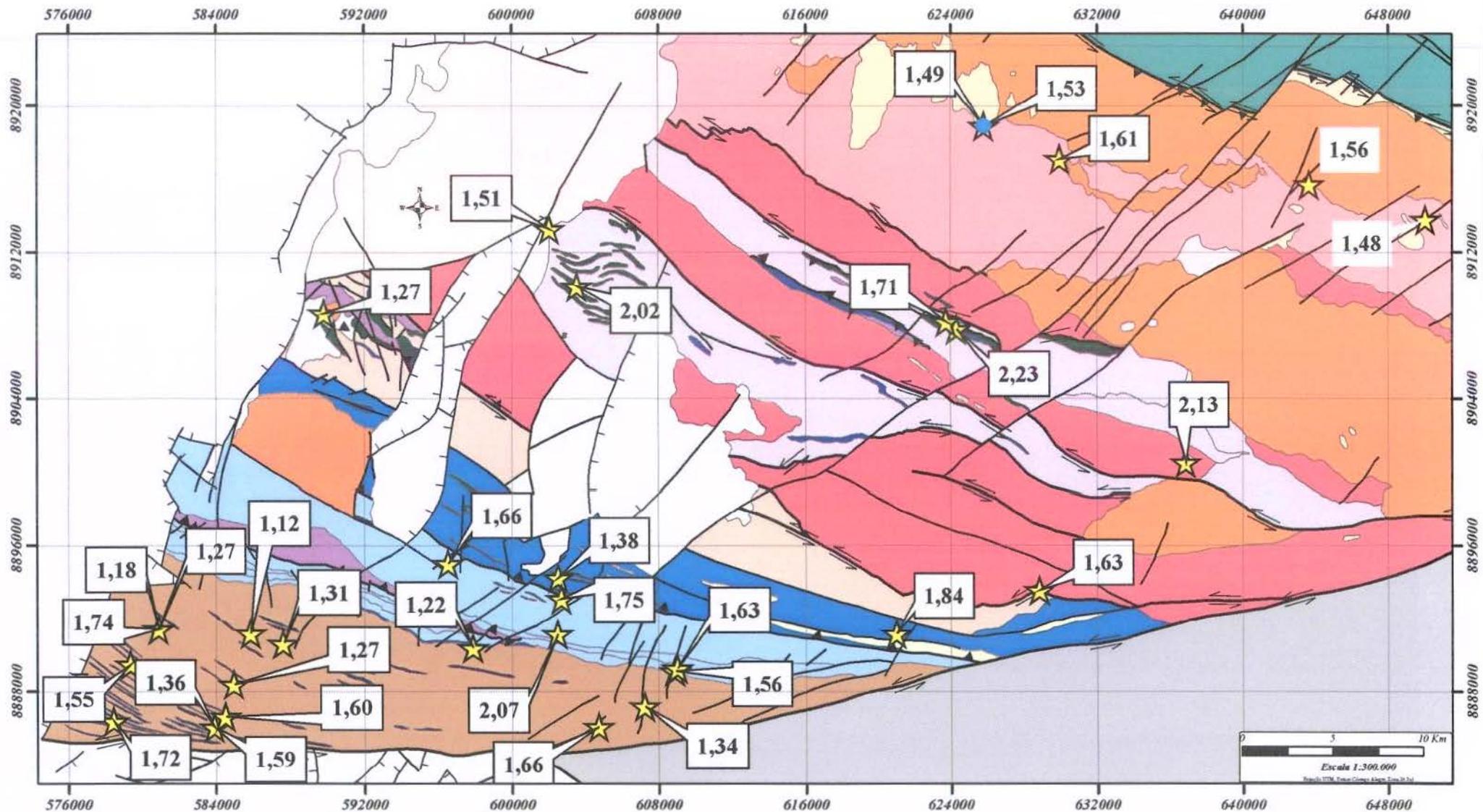
Foram analisadas duas amostras do paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo, duas amostras dos granitos Serra Negra e duas amostras dos granodioritos Sítios Novos. O número de amostras ainda é pequeno, mas já é suficiente para que algumas observações sejam feitas. Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 5 (em anexo) e estão plotados no diagrama de evolução isotópica de Nd (Figura 55).

O paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo mostra TDM de 1,48 e 1,49 Ga e  $\epsilon_{Nd}$  de 1,01 e - 1,40, respectivamente, calculado para idade de 980 Ma. Análises adicionais (Silva Filho *et al.*, 1997; Nascimento *et al.*, 2003) mostram TDM de 1,75 Ga. No caso das amostras analisadas neste trabalho, a porção analisada foi o paleossoma granodiorítico dos migmatitos. Pela descrição geológica das rochas apresentadas acima, algumas porções mais antigas que o paleossoma, representadas por xenólitos de anfibolitos e gnaisses, estão presentes em meio aos migmatitos.

As idades modelo e os valores de  $\epsilon_{Nd}$  apresentadas aqui parecem apontar para ligação das rochas ortoderivadas migmatizadas de Poço Redondo com crosta juvenil mesoproterozóica. As idades modelo de 1,5 Ga poderiam representar: (i) mistura de material juvenil neoproterozóico com material crustal paleo- ou mesoproterozóico; (ii) contribuição juvenil mesoproterozóica levemente contaminada por crosta paleoproterozóica. A segunda hipótese é confirmada pelas datações U-Pb SHRIMP realizadas. Silva Filho *et al.* (1997) realizaram detalhado trabalho geoquímico e isotópico nos granitóides da região e não encontraram contribuições juvenis neoproterozóicas.

As idades modelo de 1,75 Ga (Silva Filho *et al.*, 1997) parecem ser produzidas pela mistura entre materiais crustais paleoproterozóicos e material juvenil mesoproterozóico. Essas características são semelhantes àquelas apresentadas pelas rochas graníticas do Maciço PEAL, onde crosta continental paleoproterozóica contém importantes adições de material juvenil mesoproterozóico relacionado à orogênese Cariris Velhos (Brito Neves *et al.*, 1995 Van Schmus *et al.* 1995; Silva Filho *et al.*, 2002).

Adensamento da amostragem e análises geoquímicas e isotópicas adicionais das rochas migmatíticas e graníticas do DMPR podem comprovar sua ligação com o Maciço PEAL e a Orogênese Cariris Velhos.



**Figura 54-** Mapa Geológico simplificado do Domínio Marancó - Poço Redondo onde estão plotadas as amostras analisadas para isótopos de Nd. Os valores representados são as idades Tdm (Tabela 5, Anexo)

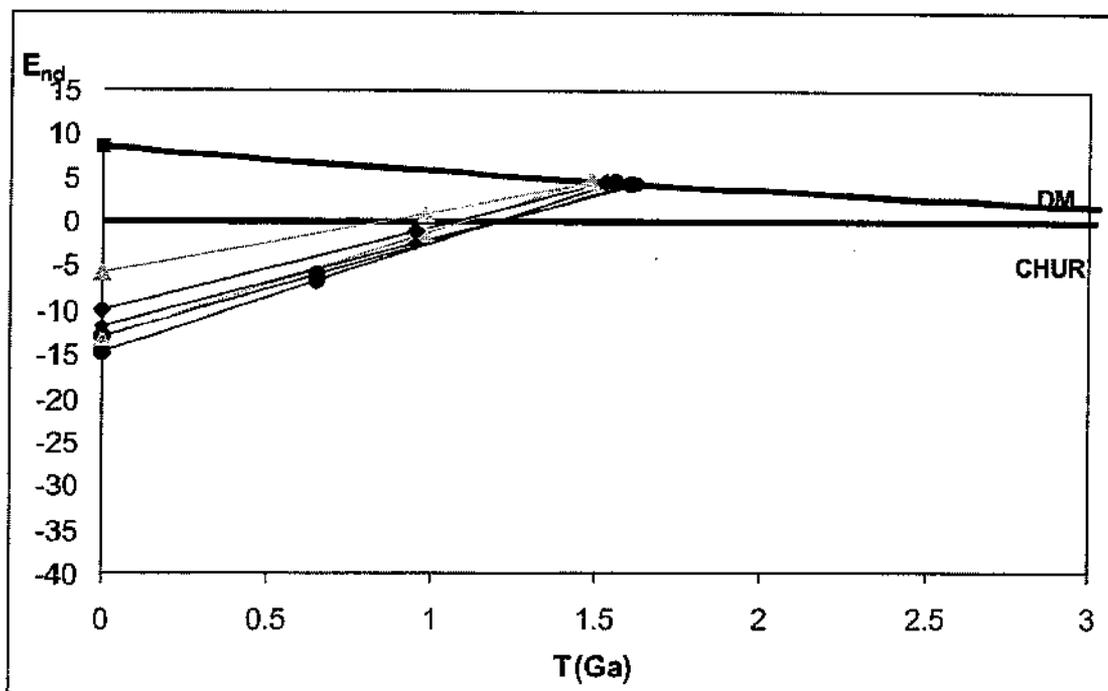


Figura 55- Diagrama Nd x T para as rochas graníticas do Domínio Marancó - Poço Redondo, onde pode-se observar as linhas de crescimento de Nd para as amostras analisadas. Os símbolos são: triângulo cinza- paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo; losango preto- Granito Serra Negra; círculo cheio - granodiorito Sítios Novos. Os valores de  $\epsilon Nd(t)$  das rochas migmatíticas foram plotados para a idade de 980 Ma; dos granitos Serra Negra para 950 Ma e dos granodioritos Sítios Novos, 650Ma.

Uma das amostras dos granitóides Serra Negra analisada faz parte da fácies granítica, menos deformada e a outra da fácies augen gnáisse. As amostras apresentam idades TDM de 1, 53 Ga e 1, 63 Ga, com valores de  $\epsilon Nd$  calculados para a idade de 951 Ma de -1,05 e -2,48, respectivamente. As TDMs apresentadas apontam para mistura de fontes. Segundo as características geoquímicas apresentadas por esses granitos e seu posicionamento geotectônico, propõe-se aqui que a crosta mesoproterozóica contaminada, incluindo contribuição das rochas sedimentares de Marancó, tenha sido a principal fonte para a geração desses granitóides.

As amostras dos Granitóides Sítios Novos pertencem a uma fácies granodiorítica equigranular, com abundantes enclaves máficos, que foram evitados na amostragem.

As duas amostras analisadas apresentam TDM de 1,56 Ga e 1,61 Ga e valores de  $\epsilon Nd$  - 6,77 e -6,08 respectivamente, calculados para a idade de 650 Ma. Análises adicionais (Silva Filho *et al.*, 1997) e apresentam TDM que varia de 1,26 a 1,42 Ga. Os granitóides Sítios Novos, portanto, apresentam características isotópicas que permitem associar sua gênese à fusão de crosta mesoproterozóica ou do início do Neoproterozóico preexistente, provavelmente misturada

com crosta paleoproterozóica. As TDMs apresentadas são semelhantes às apresentadas pelas demais rochas do domínio.

### 7.2.2-Rochas Metassedimentares

A estimativa do tempo de residência crustal de rochas sedimentares é de grande importância na investigação dos processos de evolução crustal e conseqüentes interpretações geotectônicas.

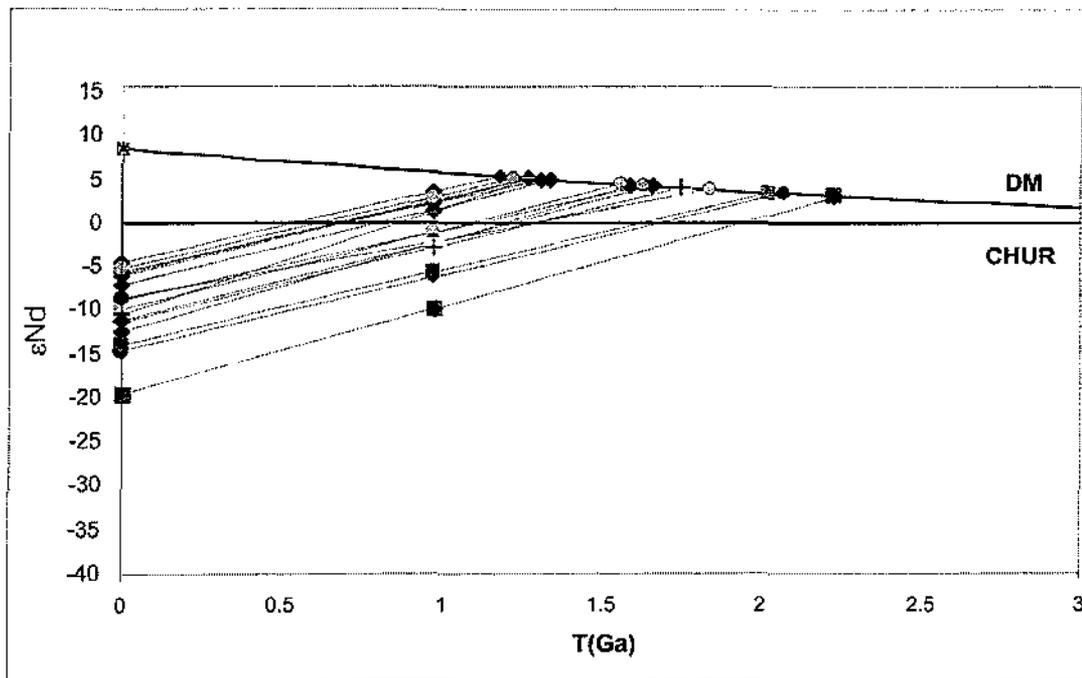
A abundância de elementos que são relativamente insolúveis, tais como os elementos terras raras, deve refletir a composição de sua área fonte. Dessa maneira, as rochas sedimentares podem registrar mudanças na composição química e isotópica da crosta continental. Portanto, a adição de materiais juvenis e conseqüente crescimento crustal podem ser identificados no registro sedimentar.

Os sedimentos finos, como os pelitos, representam a composição média da crosta continental erodida no tempo em que foram depositados (Allegre & Rousseau, 1984; Taylor & McLennan, 1985; Jahn & Condie, 1995).

O estudo sistemático de isótopos de Nd em rochas sedimentares finas pode, portanto, trazer importantes informações sobre: (i) proveniência de sedimentos e identificação de áreas fonte (Nelson & DePaolo, 1988); (ii) registro de processos e eventos tectônicos, tais como soerguimento de massas continentais e acreção de terrenos (Thorogood, 1990); (iii) estimativa da média do tempo de residência crustal de massas continentais (McCulloch & Wasserburg, 1978); (iv) porções de crosta continental envolvidas em processos tectônicos e, com isso, auxiliar na classificação do ambiente geotectônico em que as bacias foram geradas.

O caminho ideal para o estudo de proveniência de sedimentos, no entanto, é aliar o estudo de isótopos de Nd com análises de grãos de zircão detrítico dos sedimentos por meio das técnicas modernas de análises U-Pb (SHRIMP) (Lahtinen *et al.*, 2002). Isso porque a análise de Sm/Nd em rocha total fornece apenas idades médias do tempo de residência crustal dos protólitos e não é capaz de identificar componentes individuais de idade, o que é possível por meio da análise de número representativo de grãos de zircão. Por outro lado, a análise de grãos de zircão detrítico muitas vezes não representa importantes componentes máficos e ultramáficos que porventura contribuíram como fonte para os sedimentos pela escassez de zircão nesses litotipos; as análises de Sm-Nd os representariam melhor.

Para que as rochas metassedimentares do Domínio Marancó-Poço Redondo fossem avaliadas, foram analisadas 18 amostras de sedimentos pelíticos e psamíticos. A amostragem foi feita de maneira a representar todas as unidades do domínio Marancó. Os resultados podem ser observados na Tabela 5 (em anexo) e estão plotados no diagrama de evolução isotópica de Nd (Figura 56).



**Figura 56-** Diagrama Nd x T para as rochas metassedimentares da sequência Marancó, onde pode-se observar as linhas de crescimento de Nd das amostras analisadas. Os símbolos são:  
 ◆ - Unidade Monte Azul; ⊙ - Unidade Belém; ● - Unidade Monte Alegre; +- - Unidade Morro do Bugi; ■ - Unidade Mínium. Os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  foram plotados para idade de 970 Ma, idade considerada como próxima da deposição.

A razão Sm/Nd das rochas metassedimentares analisadas varia entre 0,10 e 0,14, a maioria das amostras tendo valores entre 0,11 e 0,12. As idades modelo Nd (TDM) das rochas metassedimentares variam de 1,18 a 2,23 Ga. Essa larga variação nos valores sugere que pelo menos duas fontes de idades diferentes foram responsáveis por essas características dos sedimentos do domínio Marancó.

Analisando os dados mais detalhadamente e levando em conta o posicionamento geotectônico/estratigráfico das rochas metassedimentares analisadas (Figura 56), algumas características importantes são observadas.

De maneira geral, há uma tendência de as TDM serem mais jovens progressivamente para o sul, ou para o topo da seqüência. Os valores de  $\epsilon\text{Nd}$  tendem a ser progressivamente mais positivos ou menos negativos no mesmo sentido.

As duas amostras de metapelitos aluminosos da Unidade Minuim mostram idades modelo de 2,02 e 2,23 Ga, com valores de  $\epsilon\text{Nd}$  para uma idade de deposição de 0,97 Ga de  $-5,73$  e  $-9,88$ , respectivamente. Os dados permitem concluir que os protólitos sedimentares da base da seqüência Marancó têm proveniência dominada por fontes de idade, no mínimo paleoproterozóica. Essa conclusão é reforçada pela geoquímica desses sedimentos, bastante maduros e provavelmente relacionados a fontes crustais evoluídas e a ambiente de margem passiva.

Esses valores bastante negativos de  $\epsilon\text{Nd}$  e as idades TDM mais antigas praticamente restringem-se às rochas da Unidade Minuim. Conforme se ascende na estratigrafia, para sul, as idades são cada vez mais jovens e os valores de  $\epsilon\text{Nd}$  mais positivos ou menos negativos.

As amostras de rochas metassedimentares analisadas nas unidades Monte Alegre e Belém mostram idades TDM intermediárias, com valores variando de 2,07 a 1,56 Ga e valores de  $\epsilon\text{Nd}$  para 0,97 Ga, variando de  $-6,30$  a  $3,06$  (Figura 56 e Tabela 5).

Os valores para essa seqüência de rochas são característicos de mistura de fontes de idades diferentes. Provavelmente contribuíram para a sedimentação fontes de idade paleoproterozóica e fontes juvenis mesoproterozóicas, ou do início do Neoproterozóico. Fontes neoproterozóicas não são consideradas, pois a análise dos grãos de zircão detrítico e as relações de corte entre o granito Serra Negra e as rochas metassedimentares permitem afirmar que os protólitos sedimentares foram depositados antes do alojamento do granito.

Propõe-se aqui que as rochas continentais do Maciço PEAL e as rochas plutônicas cálcio-alcalinas associadas ao ciclo Cariris Velhos do próprio Domínio Marancó - Poço Redondo, representadas pelos migmatitos de Poço Redondo, são as áreas fonte principais das rochas metassedimentares. A geoquímica dessas rochas também reforça a hipótese dessas duas fontes. Nos diagramas apresentados, as rochas metassedimentares sempre apresentam uma variação entre rochas de derivação continental e de derivação vulcânica juvenil, com termos intermediários a essas duas fontes.

A parte superior da seqüência vulcanossedimentar é dominada por um incremento no volume de material vulcânico intermediário juvenil (ou contaminado) como fonte de

sedimentação. Os sedimentos da Unidade Monte Azul apresentam TDM que varia de 1,18 a 1,66 Ga com valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  de 3,53 a -2,32, com predomínio de valores positivos (Figuras 54, 56). Esses valores deixam claro o incremento na contribuição de rochas juvenis associadas ao ciclo Cariris Velhos na gênese das rochas sedimentares.

A bacia, portanto, torna-se predominantemente vulcanogênica, com fontes crustais mais antigas contribuindo muito pouco – ou nada – na sedimentação. A geoquímica reforça essa conclusão, uma vez que as amostras do sul da área são caracteristicamente mais imaturas sempre plotando nos campos de arcos magmático nos diagramas discriminantes, com proveniência ligada a rochas ígneas intermediárias e baixos índices de intemperismo.

Em consequência, a pilha de rochas metassedimentares do Domínio Marancó - Poço Redondo apresenta características isotópicas compatíveis com as características geológicas e geoquímicas apresentadas. As rochas metassedimentares têm características isotópicas que demonstram evolução de uma bacia desde sua fase de abertura, com sedimentos de proveniência dominada por rochas crustais paleoproterozóicas, passando por uma fase de proveniência mista, onde fontes continentais continuaram a contribuir para a sedimentação e fontes juvenis associadas ao ciclo Cariris Velhos começaram a contribuir, até uma fase de bacia caracteristicamente vulcânica, com a sedimentação dominada por fontes juvenis.

Devido ao intenso tectonismo, misturas tectônicas certamente ocorreram, colocando tectonicamente diferentes níveis da bacia.

### 7.2.3- Rochas Vulcânicas

Foram analisadas oito amostras de rochas vulcânicas do Domínio Marancó - Poço Redondo. As amostras são representantes das rochas vulcânicas intermediárias que ocorrem intercaladas às rochas metassedimentares ao longo das quatro unidades mais ao sul, excluindo a Unidade Minuim, porém concentradas nas duas unidades do extremo sul.

As idades modelo do manto empobrecido (TDM) das rochas vulcânicas variam entre 1,12 Ga e 1,74 Ga (Tabela 5). Os únicos dados geocronológicos das rochas vulcânicas, apresentados na literatura, são de Van Schmus *et al.* (1995), que obtiveram idades pelo método U-Pb de ca. 980 e 1007 Ma em rochas vulcânicas dacíticas da seqüência Marancó. Essa idade vem sendo utilizada na literatura como de cristalização dessas rochas. Se a idade de 1.0 Ga for utilizada para o cálculo dos valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  para essas rochas, os valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  variam de -2,79 a 3,9, o que levaria à interpretação de que essas rochas são, em parte, juvenis e possivelmente ligadas a

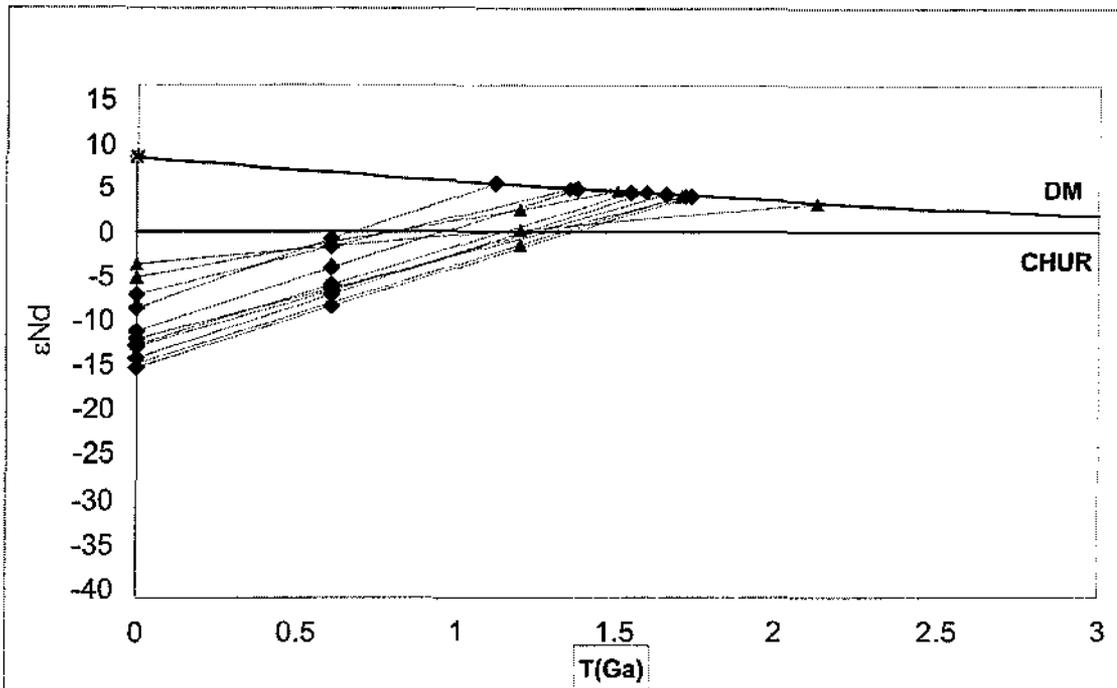
um arco magmático meso- a neoproterozóico. Porém, as rochas vulcânicas andesíticas de Marancó são bem mais jovens. Recalculados para a idade de 602 Ma, os valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  ficam entre -1,10 e -8,62. É claro que existe a possibilidade de que as idades apresentadas por Van Schmus *et al.* (1995) tenham sido obtidas em outras rochas vulcânicas, que não aquelas estudadas nesta tese.

Os valores de TDM, e  $\epsilon\text{Nd}(t)$  calculados para as idades obtidas em duas amostras datadas na SHRIMP permitem duas interpretações: (i) as rochas vulcânicas intermediárias do Domínio Marancó – Poço Redondo são derivadas, em parte, do manto empobrecido com diferentes níveis de contaminação com rochas crustais meso- e paleoproterozóicas preexistentes ou; (ii) são geradas somente pela fusão de crosta preexistente mesoproterozóica juvenil e contaminada, sem a adição de material juvenil brasileiro.

O espalhamento dos valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$ , que variam de levemente negativos a bastante negativos, parece evidenciar que o material juvenil mesoproterozóico, que sofreu forte contaminação de material crustal mais antigo, é o principal componente dessas rochas. Os valores menores de TDM (1,12 Ga) são muito próximos à idade de cristalização das rochas migmatíticas, em parte juvenis, de Poço Redondo, enquanto as TDM mais antigas (1,72 Ga) devem representar a mistura entre o material juvenil mesoproterozóico e material crustal preexistente. Os dados podem ser observados no diagrama de  $\epsilon\text{Nd}$  contra o tempo de cristalização (Figura 57), onde estão representadas as linhas de crescimento das amostras analisadas.

As idades modelo apresentadas caem dentro do envelope gerado para a maioria das rochas do Domínio Marancó – Poço Redondo. Apenas as TDM mais jovens caem fora desse envelope, deixando margem para que a segunda hipótese levantada acima possa ser, em parte, verdadeira e que material juvenil tenha sido gerado no Brasileiro.

As três amostras de rocha vulcânica máfica analisadas (anfíbolitos) mostram TDM de 1,51, 1,61 e 2,13 Ga e  $\epsilon\text{Nd}(t)$ , calculado para uma idade de 1,0 Ga, de 1,21, -3,89 e -0,50, respectivamente. A idade de 1.0 Ga foi usada para o cálculo, pois as rochas anfíbolíticas ocorrem como lascas intercaladas às rochas da Unidade Mínuim e estão sendo consideradas como parte do embasamento (crosta oceânica) obductado. Essa idade é, portanto, uma idade mínima já que a sedimentação é tida como ocorrida ao final do ciclo Cariris Velho. Se for considerada, por exemplo, idade de 1,2 Ga para a geração dessa possível crosta oceânica, os valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$ , tornam-se ainda mais positivos.



**Figura 57-** Diagrama Nd x T para as rochas vulcânicas e anfibolitos do Domínio Marancó - Poço Redondo, onde pode-se observar as linhas de crescimento de Nd para as amostras analisadas. Os símbolos são: triângulo cheio- anfíbolitos da Unidade Minuim; losango preto- andesitos e dacitos. Os valores de  $\epsilon Nd(t)$  das rochas anfíbolíticas foram plotados para a idade de 1200 Ma; para as vulcânicas andesíticas foram plotadas para 600 Ma.

Uma das amostras analisadas tem valores elevados da razão Sm/Nd (0,17) e apresenta a TDM mais antiga. Isso faz com que a inclinação da reta de evolução de Nd para essa amostra seja diferente das outras duas e da inclinação geral apresentada pelas rochas vulcânicas analisadas (Figura 57). Essa amostra é de um anfíbolito de granulação mais grossa que as demais e que muitas vezes contém granada, o que pode explicar a razão alta.

Para melhor caracterização são necessárias mais análises, mas considerando-se apenas essas, há uma tendência de que as rochas máficas que ocorrem na Unidade Minuim sejam representantes de um evento de acreção crustal e geração de crosta oceânica no final do Mesoproterozóico.

Vale salientar que essas rochas anfíbolíticas ocorrem restritas à Unidade Minuim, associadas à variada assembléia litológica composta por rochas metassedimentares detríticas e de origem química, ultramáficas e vulcânicas ácidas. Essa seqüência tem, portanto, características de vulcanismo bi-modal, associado a sedimentos marinhos. Van Schmus *et al.* (1995) obtiveram idade U-Pb (diluição isotópica) de 1045 Ma para um riolito pertencente às rochas vulcânicas

félsicas dessa unidade. Um estudo isotópico e geoquímico mais detalhado dessa seqüência de rochas vulcânicas bi-modais é necessário e de grande importância para o entendimento da base da Seqüência Marancó. Porém, com base nos poucos dados já existentes, levanta-se aqui a hipótese de que essas rochas estejam associadas à bacia de margem passiva anterior a subdcção, caracterizada pela associação entre crosta oceânica, representada pelos metabasaltos, as poucas rochas ultramáficas que ali ocorrem e sedimentos de margem passiva.

## **8- DISCUSSÃO**

Com base na análise dos dados levantados até o momento, o arcabouço geotectônico do Domínio Marancó - Poço Redondo pode ser configurado e algumas dúvidas levantadas no início podem ser respondidas. Outras surgirão, abrindo novas frentes de investigação. A inter-relação entre domínios antes tidos como geneticamente diferentes foi estabelecida. O ambiente tectônico em que essas rochas foram geradas pode ser sugerido e as correlações regionais melhoradas.

O posicionamento dos eventos geradores do conjunto de rochas estudado no tempo geológico é uma das mais expressivas contribuições feitas nesta tese. As idades obtidas permitem que se entenda melhor a contribuição dos ciclos orogênicos na formação do arcabouço geológico da Faixa Sergipana.

Em linhas gerais, o Domínio Marancó-Poço Redondo é um bloco crustal formado por dois principais subdomínios. O primeiro é caracterizado pelas rochas migmatíticas e gnáissicas de Poço Redondo, que são intrudidas por granitóide de idade associada ao Ciclo Cariris Velhos, representado pelos granitos Serra Negra e posteriormente intrudidos por granitos neoproterozóicos com afinidade de arco, os granitos Sítos Novos e pós colisionais, os granitos Xingó. O segundo subdomínio é representado pela bacia meta - vulcanossedimentar de Marancó, constituída, em sua maioria, por rochas metassedimentares clásticas imaturas a que se associam rochas vulcânica, rochas máficas e ultramáficas tectonicamente colocadas e sedimentos químicos. A bacia é também associada ao ciclo Cariris Velhos e o conjunto de rochas foi intrudido posteriormente por diques de rochas vulcânicas intermediárias de idade neoproterozóica.

### **8.1 - Associações litológicas do ciclo Cariris Velhos**

Para organizar a discussão dos dados, as rochas definidas nesta tese como geradas durante o ciclo Cariris Velhos serão brevemente descritas e discutidas separadamente daquelas geradas no ciclo Brasileiro. Foi definido aqui que as rochas migmatíticas Poço Redondo, o granito Serra Negra e a seqüência vulcanossedimentar de Marancó foram geradas e provavelmente deformadas durante esse ciclo.

As observações de campo mostram que o paleossoma dos migmatitos Poço Redondo é formado principalmente por rochas ortoderivadas de composição granodiorítica. Xenólitos de gnaisses máficos bandados inclusos nos migmatitos são freqüentes, o que é uma característica de campo de que crosta pré-existente contribuiu na gênese dessas rochas. Bandas e boudins de

anfibolitos também são freqüentes. Os migmatitos apresentam características estruturais complexas, associadas a eventos pré metamórficos não observados nas rochas supracrustais.

As análises petrográficas e geoquímicas mostram que o paleossoma dos migmatitos é granodiorito cálcio-alcálico, metaluminoso e mais rico em magnésio que em ferro, plotando no campo dos granitos magnesianos no diagrama de Frost *et al.* (2001). Nos diagramas classificatórios de ambientes geotectônicos (Pearce, 1984) plotam no campo dos granitos de arco vulcânico. Duas amostras foram datadas pela metodologia U-Pb (SHRIMP) e apresentam idades de ca. 980 e 960 Ma, associando a geração do paleossoma granodiorítico dos migmatitos à Orogênese Cariris Velhos, mais especificamente ao período Toniano. As idades TDM têm média de 1,48 Ga, e os valores de  $\epsilon\text{Nd}$ , calculados para a idade de cristalização, variam de levemente negativos a levemente positivos.

As características descritas, em conjunto, permitem classificar o paleossoma dos migmatitos de Poço Redondo como plútons de arco magmático de margem continental da Orogênese Cariris Velhos. Magma juvenil resultante da fusão de manto adjacente à zona de subducção interagiu em diferentes estágios com crosta continental pré-existente para gerar os granodioritos.

Idades de rochas gnáissicas e graníticas nesse mesmo intervalo foram apresentadas por Van Shmus *et al.* (1995), Brito Neves *et al.* (2001), Kozuch (2003) e Medeiros (2004), em estudos realizados na Zona Transversal da Província Borborema. Idades nesse mesmo intervalo são apresentadas também para rochas vulcânicas na Zona Transversal. Esse conjunto de rochas tem sido estudado pelos pesquisadores citados acima tendo sido sugerido que sejam, na sua maioria, rochas geradas durante a Orogênese Cariris Velhos, em ambiente de arco continental.

O granito Serra Negra ocorre em corpos intrusivos ou tectonicamente colocados na margem sul dos migmatitos Poço Redondo, em sua interface com a seqüência meta-vulcanossedimentar de Marancó. Eles apresentam características de campo que permitem subdividi-los em duas fácies principais, controladas pela deformação. Augen gnaisses grossos ocorrem nas bordas dos corpos e granitos porfiríticos ricos em fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, no centro dos corpos. Aluminossilicatos são freqüentes. Os granitos estão em contato tectônico com variados litotipos da Unidade Minuim da seqüência Marancó, incluindo lascas de rochas ultramáficas, metabasaltos e sedimentos químicos.

A morfologia dos corpos e suas características estruturais permitem inferir que esses granitos foram colocados tardiamente a uma fase de cavalgamento dirigida principalmente para SSW (fase  $D_{n+1}$ ), pois aproveitam as descontinuidades mecânicas marcadas pelas zonas de cisalhamento contracionais e são levemente deformados por essa fase, em alguns pontos. Os corpos estão sempre colocados paralelamente à foliação plano axial  $S_{n+1}$ . Dobras assimétricas com vergência para SSW por vezes afetam os granitos. Lineação mineral magmática em alguns locais concorda com a lineação de estiramento  $L_{n+1x}$ .

Sua colocação e provável geração então associadas diretamente à fase transcorrente sinistral ( $D_{n+2}$ ), progressiva à fase anterior. O formato alongado e/ou sigmoidal da maioria dos corpos, a coexistência entre estruturas magmáticas e lineações de estiramento oblíquas e strike-slip caracterizam essa relação. Indicadores cinemáticos abundantes apontam senso predominantemente sinistral de movimento para as transcorrências dessa fase deformacional.

A geoquímica mostra características complexas. De maneira geral os granitóides Serra Negra são peraluminosos. A maioria das amostras é cálcio-alcálica a álcali-cálcica e plota no campo dos granitos ricos em ferro no diagrama de Frost *et al.* (2001). Nos diagramas de Whalen *et al.* (1987) eles mostram características de granitos anorogênicos ou pós-tectônicos, porém sempre plotando muito próximo ao limite entre os campos. Nos diagramas classificatórios de ambientes geotectônicos de Pearce (1984) essa característica se repete. Os granitos plotam entre os campos de granitos tipo A e dos granitos de arco magmático.

O granito Serra Negra apresenta idade de 951 Ma (U-Pb - SHRIMP) o que posiciona sua origem e colocação logo após a geração dos granodioritos do paleossoma dos migmatitos Poço Redondo. Os isótopos de Nd mostram idades TDM de 1,53 Ga e 1,63 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}$  levemente negativos. Essas idades são provavelmente mistas e atestam a mistura de crosta continental preexistente e magmas jovens do início do Neoproterozóico. Os valores demonstram que esses granitos sofreram contaminação na sua gênese, porém com crosta não muito mais antiga. Provavelmente interagiram a própria crosta gerada durante o ciclo Cariris Velho e uma crosta mais antiga, aparentemente de idade paleoproterozóica. As idades modelo são bastante parecidas com as apresentadas por parte das rochas metassedimentares. Esse fato, mais a característica peraluminosa e a presença de aluminossilicatos, indicam que as rochas sedimentares podem ter contribuído em sua gênese.

As características geoquímicas e isotópicas demonstram que o granito Serra Negra teve fonte e origem provavelmente mistas, onde fonte magmática interagiu com crosta preexistente, possivelmente representada pelas rochas sedimentares da seqüência Marancó. Essas feições são compatíveis com aquelas descritas por Barbarin (1990) para os granitos gerados em zonas de cisalhamento (CST) associadas a ambientes pós-colisionais. As características pós-tectônicas e a fonte mista sugerem que a fase de deformação Dn+2 a que está relacionado deve ter tido um componente extensional associado às transcorrências sinistrais.

Quanto à seqüência meta-vulcanossedimentar de Marancó, as relações de campo mostram que ela tem sua base provavelmente ao norte, onde a Unidade Minuim parece estar assentada sobre rochas migmatíticas do subdomínio Poço Redondo. As análises petrográficas, geoquímicas e isotópicas permitiram a individualização de dois principais tipos de rochas sedimentares. As rochas sedimentares mais maduras ocorrem principalmente na Unidade Minuim e têm fontes predominantemente crustais. Rochas sedimentares mais imaturas ocorrem nas porções superiores da seqüência e provavelmente têm forte contribuição de rochas vulcânicas juvenis associadas ao ciclo Cariris Velhos em sua gênese.

A Unidade Minuim é caracterizada por variada associação de rochas, que se distribuem de maneira descontínua ao longo da unidade. Dominam rochas metassedimentares químicas e clásticas, rochas vulcânicas básicas (metabasaltos) e rochas ultramáficas tectonicamente colocadas. Os isótopos de Nd obtidos em xistos aluminosos mostram idade TDM antigas (2,02 Ga a 2,23 Ga) e valores de  $\epsilon_{Nd}$  negativos (-9,88 a -5,73). Esse fato, associado à geoquímica das rochas sedimentares, mostra que sua proveniência teve a contribuição de rochas crustais paleoproterozóicas ou arqueanas, com protólitos evoluídos, com idade de residência crustal em torno de 2,2 Ga e com forte grau de intemperismo que provavelmente ficaram expostos por longo tempo e geraram sedimentos maduros.

A associação de rochas e os dados geoquímicos levam a um ambiente de margem passiva no início da deposição da seqüência Marancó. Os anfíbolitos e as rochas ultramáficas podem ser restos de crosta oceânica sobre a qual os sedimentos foram depositados.

Por outro lado, as idades obtidas em grãos de zircão detrítico de metarenitos dessa unidade mostram forte contribuição da crosta gerada no Ciclo Cariris Velhos. Todos os grãos analisados apresentam idades provavelmente relacionadas a esse ciclo, em torno de 1,0 Ga, não ocorrendo grãos mais antigos, de idade paleoproterozóica ou arqueana.

Essa observação pode ser explicada através de duas hipóteses. A primeira delas é a de que as rochas paleoproterozóicas e ou arqueanas que claramente contribuíram para a geração dos xistos da Unidade Minuim seriam preferencialmente rochas máficas ou ultramáficas, nas quais a presença de zircão é bastante rara. Dessa forma, as rochas teriam TDMs antigas mas não apresentariam grãos de zircão paleoproterozóico ou arqueano. Essa hipótese é pouco provável, já que a maioria das rochas paleoproterozóicas e ou arqueanas que ocorrem na região, mais especificamente no Maciço PEAL, são gnaisses e granitos (Silva Filho *et al.*, 2002).

A outra hipótese é a de que a Unidade Minuim represente uma mistura tectônica entre rochas da base da seqüência Marancó, dominada por sedimentação em ambiente de margem passiva, e de rochas sedimentares depositadas já em ambiente de margem ativa, associadas à formação do arco continental no início do Neoproterozóico. A estruturação dominada por zonas de cisalhamento contracionais, a maioria reativada como zonas transcorrentes, a diversidade litológica e o caráter tectônico dos contatos entre os diferentes litotipos reforça essa hipótese. Além disso, a ocorrência de litotipos com paragêneses de fácies anfíbolito, retrometamorfisados a fácies xisto verde, colocadas lado a lado com litotipos metamorfisados em fácies xisto verde é mais um argumento que fortalece a ocorrência de falhas de cavalgamento profundas, que provavelmente envolveram a base da seqüência e o assoalho sobre o qual ela foi depositada.

A seqüência de rochas sedimentares muda progressivamente de características litológicas, químicas e isotópicas em direção ao seu topo, a sul. Na sua porção intermediária, as rochas metassedimentares começam a associar-se a rochas piroclásticas intermediárias. Os sedimentos são aí representados por metarritimitos grossos a finos dominados por metagrauvacas, às vezes com forte componente vulcânico.

A individualização das unidades realizada por Santos *et al.* (1988) foi mantida, mas fica claro que essa divisão é pouco necessária, já que a única diferença marcante entre as unidades é a granulação dos litotipos sedimentares e a presença de lascas de rochas ultramáficas.

A geoquímica mostra que as rochas sedimentares das quatro unidades que se seguem à Unidade Minuim são, no geral, mais imaturas em relação às rochas da base. Sua composição, observada nos afloramentos, nas análises petrográficas, e reforçada pelas análises de elementos maiores e traços, mostra que elas têm proveniência dominada pela mistura de rochas maduras evoluídas e de rochas vulcânicas juvenis imaturas, plotando quase sempre num intervalo entre os campos de margem passiva e de ambiente de arco continental nos diagramas discriminantes.

As unidades Morro do Bugi, Monte Alegre e Belém apresentam dados geoquímicos e isotópicos que demonstram essa mistura de fontes. As análises isotópicas de Nd em rochas sedimentares dessas unidades mostram idades de residência crustal progressivamente mais jovens que as da base da seqüência, com TDM variando de 2,07 a 1,22 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}$ , calculados para uma idade de sedimentação de 960 Ma, negativos a positivos (de -6,3 a +3,06) mostrando claramente a mistura de fontes. Os grãos de zircão das populações associadas ao ciclo Cariris Velhos observados em amostras dessas unidades apresentam morfologia muito pouco – ou nada – arredondada, o que sugere que foram pouco transportados e que, portanto, a área fonte dos sedimentos era muito próxima. Todos os grãos arredondados que foram observados e analisados apresentaram idades paleoproterozóicas ou arqueanas.

As idades U-Pb obtidas em grãos de zircão detrítico de amostras de quartzito e metaconglomerados dessas unidades mostram dominância de fontes associadas ao Ciclo Cariris Velhos, assim como a amostra analisada da Unidade Minuim, mas com alguma contribuição de rochas paleoproterozóicas e arqueanas.

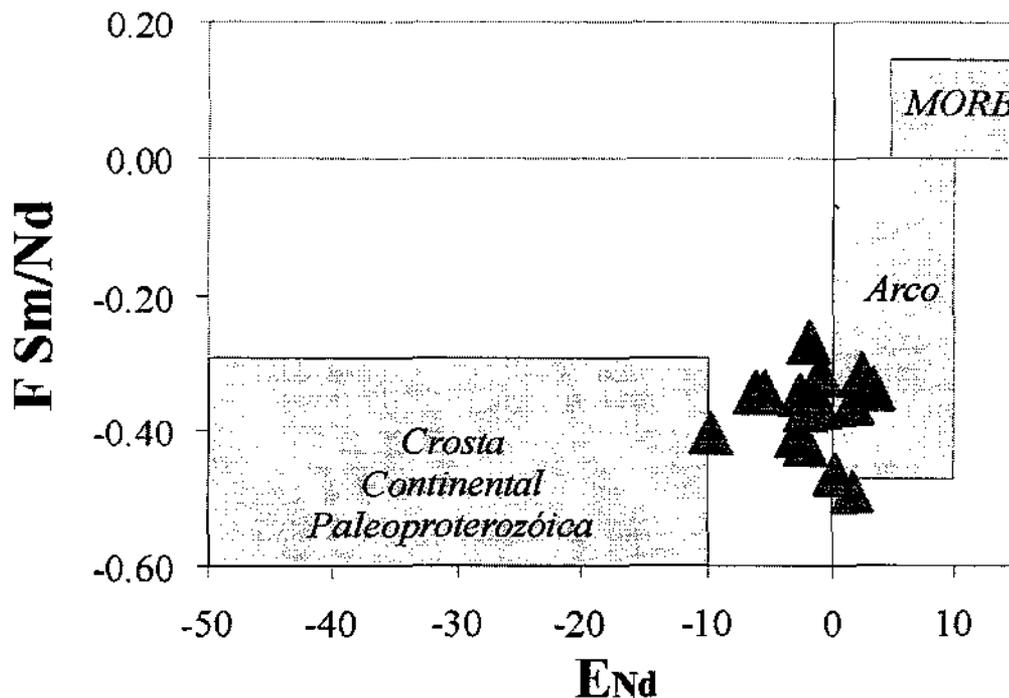
Não foi documentada população de grãos de zircão mais jovens que 960 Ma, idade que é considerada aqui como idade máxima de sedimentação da seqüência Marancó. A idade mínima é considerada de 951 Ma, idade do granito Serra Negra que intrude a seqüência sedimentar e possui xenólitos de metarenitos da seqüência. Estabelece-se, assim, um intervalo ca. de 9 Ma para a sedimentação da seqüência Marancó.

Na Unidade Monte Azul, os sedimentos têm componentes vulcânicos mais abundantes, sendo comuns os metapelitos com mineralogia dominada por plagioclásio e clorita e as metagrauvacas com clastos de rochas vulcânicas. A geoquímica revelou estarem aí os sedimentos mais imaturos, com fontes dominadas por rochas vulcânicas imaturas e pouco intemperizadas que plotam sempre no campo de arco continental e algumas vezes no de arco insular. Os isótopos de Nd também registram o componente juvenil. Esses sedimentos mostram TDM entre 1,18 e 1,66 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}$  de fracamente negativos até + 3,4, calculados para a idade de sedimentação de 960 Ma. Os dados mostram, portanto, que a bacia nessa fase tem a contribuição de material juvenil meso-neoproterozóico bem maior que a contribuição crustal, em ambiente intimamente associado a arco continental.

É importante salientar que rochas vulcânicas associadas ao ciclo Cariris Velhos não foram documentadas nesta tese. Existem duas hipóteses para esse fato. O primeiro é a de que as idades

obtidas por Van Schmus *et al.* (1995) em rochas dacíticas do domínio não sejam de grãos de zircão herdados, como aqui sugerido. A segunda é que a pilha de rochas vulcânicas do arco tenha sido erodida.

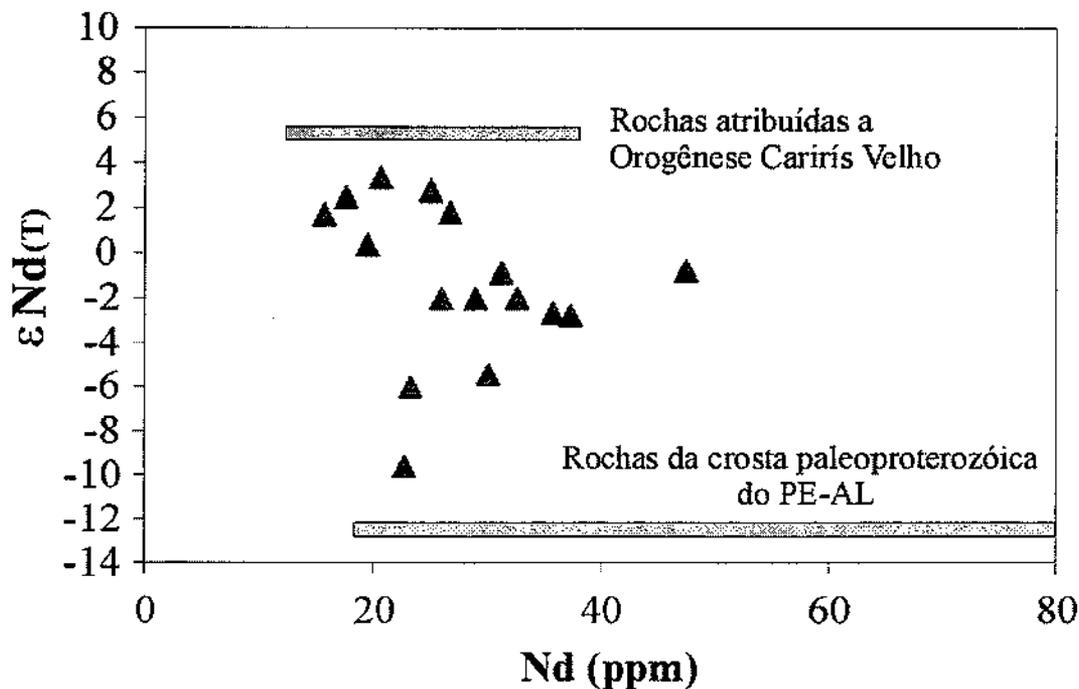
No diagrama que ilustra o fracionamento de Sm/Nd em relação ao CHUR, contra os valores de  $\epsilon_{Nd}$  (960 Ma) (McLennan & Hemming, 1992), na Figura 58, o comportamento das rochas sedimentares do Domínio Marancó é bem ilustrado. Nesse diagrama estão plotados os campos de composição média da crosta continental pré-cambriana, de rochas de arco e de rochas associadas a cadeias meso-oceânicas. As rochas sedimentares plotam no intervalo entre o campo de crosta continental e o das rochas de arco, tendendo mais para o das rochas de arco, mostrando a clara contribuição dessas duas fontes em sua gênese.



**Figura 58-** Diagrama que ilustra o fracionamento de Sm/Nd em relação ao CHUR, contra os valores de  $\epsilon_{Nd}$  (960 Ma) (McLennan & Hemming, 1992), para as rochas metassedimentares do Domínio Marancó - Poço Redondo. Os campos plotados dizem respeito à média das composições isotópicas de Nd para esses ambientes (McLennan & Hemming, 1992). As amostras plotam entre os campos de arco e de crosta continental paleoproterozóica, tendendo mais ao arco.

No diagrama de modelagem isotópica de Nd (Chen & Jahn, 2002) que plota a concentração de Nd (em ppm) contra os valores de  $\epsilon_{Nd}$  (Figura 59) as rochas comportam-se da mesma forma. Nesse diagrama estão plotados as médias das composições isotópicas das rochas de arco atribuídas à Orogênese Cariris Velhos e a média das rochas da crosta continental

paleoproterozóica do Maciço PEAL (Silva Filho *et al.*, 2002-b). As amostras plotam entre esses dois campos, sugerindo mais uma vez a proveniência mista, tendendo mais ao arco.



**Figura 59-** Diagrama de modelagem isotópica de Nd (Chen & Jahn, 2002) que plota a concentração de Nd (em ppm) contra os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  para as rochas metassedimentares do Domínio Marancó - Poço Redondo. Na figura estão plotadas as médias das composições isotópicas das rochas de arco atribuídas à Orogênese Cariris Velhos e a média das rochas da crosta continental paleoproterozóica do Maciço PEAL (Silva Filho et al, 2002-b). As amostras mais uma vez têm comportamento misto, tendendo às rochas de arco associadas ao ciclo Cariris Velhos.

Um outro fator relevante é que provavelmente a tectônica era ativa na época da sedimentação. A bacia toda sofreu forte tectonismo. Rampas de cavalgamento direcionadas para SSW ocorrem no contato entre algumas das unidades da seqüência Marancó e sempre marcam forte incremento na granulação dos litotipos sedimentares. A maioria delas foi reativada em zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Os cavalgamentos são mais empinados mais ao norte, próximo aos migmatitos Poço Redondo e aos granitos Serra Negra, onde atingiram níveis mais profundos e envolveram as rochas metamorfisadas em fácies anfíbolito da Unidade Minuim e rochas máficas e ultramáficas. Em alguns locais configuram retroempurrões direcionados para NNE. As rochas ultramáficas que ocorrem na Unidade Morro do Bugi e na Unidade Belém também são associadas a empurrões.

Em resumo, a bacia vulcanossedimentar de Marancó é dominada por sedimentos imaturos com forte contribuição vulcânica e rochas piroclásticas depositados entre 960 e 951 Ma. Tem fonte bastante restrita, dominada por rochas que se formaram em torno de 1,0 Ga, com muito

pouca contribuição de rochas mais antigas. A principal fonte para a sedimentação é representada pelas rochas de arco continental de Poço Redondo e provavelmente rochas de mesma filiação que ocorrem no PEAL, mais a norte. Foi, portanto, depositada logo depois da geração de sua fonte. A bacia é fortemente tectonizada, configurando morfologia de leques imbricados dominados por cavalgamentos com vergência para SSW, a maioria reativada em zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Rochas ultramáficas e máficas, em menor quantidade, ocorrem principalmente na porção norte da seqüência. A bacia está intimamente relacionada às rochas definidas como de arco magmático continental de Poço Redondo.

#### 8.1.1- Evolução tectônica do domínio Marancó – Poço Redondo durante o ciclo Cariris Velhos

Uma das maiores discussões na literatura sobre o ciclo Cariris Velhos diz respeito ao seu caráter orogênico ou anorogênico. Alguns autores associam seqüências de rochas geradas nesse período a ambientes distensivos (rifte), retrabalhados no Brasiliano, preferencialmente aos ambientes associados a zonas de subducção (Mariano *et al.*, 1999, Neves *et al.*, 2000, Neves, 2002, Silva *et al.*, 2003, e discussão em Kozuch, 2003).

Se considerarmos as duas suítes granitóides geradas na orogênese Cariris Velhos (os granodioritos migmatizados Poço Redondo e o granito Serra Negra), pode-se traçar seqüência evolutiva que auxilia na interpretação da evolução tectônica do domínio Marancó – Poço Redondo durante essa orogênese. O protólito dos migmatitos tem afinidades com arco continental e foi, portanto gerado por processos de subducção de placa oceânica sob placa continental. As idades obtidas indicam que esse processo estava ativo pelo menos no intervalo de tempo entre 980 e 960 Ma. As características estruturais e a distribuição das assembléias litológicas apontam para subducção dirigida para norte. Logo após esse período, a subducção parece ter cessado, dando lugar à tectônica transcorrente de grande expressão e componente extensivo associado, dando origem a estruturas paralelas à margem acrescionária, há aproximadamente 951 Ma, quando foi formado o granito Serra Negra.

Um ponto a ser discutido, para que esse quadro possa ser confirmado, diz respeito aos fatores que poderiam ter provocado a passagem de ambiente de subducção a ambiente predominantemente transcorrente. Duas hipóteses podem ser consideradas. A primeira delas é a de que o oceano aberto tenha se fechado totalmente e que tenha ocorrido colisão entre o continente a norte e outra massa continental, ou mesmo um arco oceânico ou cadeia meso-oceânica a sul. Essa colisão seria suficiente para cessar a subducção. A hipótese esbarra na observação do contexto

geológico regional. Ao sul do Domínio Marancó – Poço Redondo, entre esse e o CSF, só ocorrem domínios de rochas metassedimentares (os domínios Macururé, Vaza Barris e Estância). Uma das características do Domínio Marancó – Poço Redondo é justamente o incremento na ocorrência de rochas vulcânicas e plutônicas, em relação aos domínios a sul. Falta, portanto, a outra peça do quebra cabeça, a outra massa colidente. A ausência de granitos colisionais e de rochas metamórficas de alto grau no âmbito do Domínio Marancó – Poço Redondo também são fatores que dificultam a interpretação de que ocorreu colisão.

A outra hipótese é a de que a subdução tenha sido oblíqua. Nesse modelo, quando o ângulo de convergência entre as placas envolvidas é alto, zonas de cisalhamento transcorrentes de grande magnitude, muitas vezes com componentes extensionais, são geradas, paralelas ou subparalelas à margem acrecionária. O vetor principal da convergência é dividido entre a convergência, normal ao arco ou a margem acrecionária, e zonas de cisalhamento direcionais paralelas à margem acrecionária (Ekström & Engdahl, 1989; McCaffrey, 1992, Kelsey *et al.*, 1995). Essas zonas de cisalhamento são nucleadas em locais mecanicamente favoráveis, como na junção arco/bacia forearc, no próprio centro magmático do arco ou no back arc, e o componente normal ao arco é desenvolvido através de deformação compressional no forearc.

Exemplos para esse tipo de modelo são abundantes nos orógenos fanerozóicos. Beck (1983) discute em detalhe esse mecanismo e sugere nesse modelo o transporte para norte do arco magmático da Cordilheira oeste, na América do Norte, durante o Cretáceo e o Terciário, e pelos cisalhamentos transcorrentes e transporte de terrenos para sul no norte do México e no Caribe, durante o Jurássico. Goldfinger *et al.* (1996) descrevem zonas de cisalhamento direcionais instaladas na bacia de forearc de Cascadia, Oregon, causadas por convergência oblíqua. Na junção entre as placas do Caribe e Sul - Americana, mais precisamente no norte da Venezuela, Lallemand (1996) descreve deslocamento de terrenos e extensão paralela ao arco magmático causados pela convergência oblíqua entre as placas envolvidas.

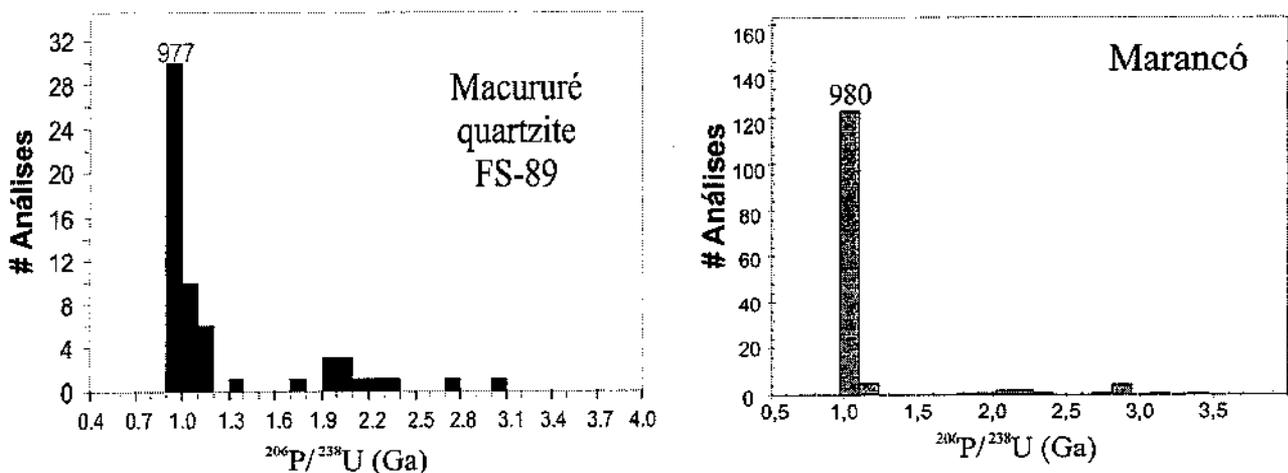
O segundo modelo implica que um oceano tenha se mantido aberto a sul da margem continental em questão, e que uma bacia oceânica tenha se desenvolvido.

O Domínio Macururé ocorre logo a sul do Domínio Marancó – Poço Redondo. Esse domínio é composto por espessa pilha de rochas metassedimentares dominadas por granada-quartzo-mica xistos, metapelitos, quartzitos e metacalcários. Algumas lascas de rochas ultramáficas também ocorrem intercaladas às rochas sedimentares. Essa associação litológica

levou D'El Rey Silva (1995, 1999) a classificar o Domínio Macururé como uma bacia com sedimentação característica de mar profundo distal, associada à margem passiva do CSF.

Recentemente, Oliveira *et al.* (2005) apresentaram dados U-Pb (SHRIMP) de zircão detrítico de uma amostra de quartzito do Domínio Macururé. Os resultados mostram que essas rochas têm fonte dominada por grãos de zircão de idade associada ao ciclo Cariris Velhos e alguns grãos de zircão paleoproterozóicos e arqueanos. Esse fato demonstra que as rochas sedimentares do Domínio Macururé não podem estar associadas à margem passiva do CSF. Segundo Oliveira *et al.* (2005) essas rochas tiveram como fonte principal rochas geradas no ciclo Cariris Velhos, e devem ter-se depositado logo após ou concomitantemente a essa orogênese, em uma bacia de margem oceânica associada ao Orógeno Cariris Velhos, localizado a norte.

Outro fato relevante é que as populações de zircão detrítico apresentadas por Oliveira *et al.* (2005) para o Domínio Macururé são muito semelhantes àquelas apresentadas nesse trabalho para as rochas metassedimentares da seqüência Marancó (Figura 60). Portanto, é sugerido que os domínios Marancó – Poço Redondo e Macururé sejam correlacionados. Se o forem, a divisão da FS nos dois cinturões propostos por Silva Filho e Torres (2001) deve ser revista. No entanto, é necessária a obtenção de maior quantidade de dados geológicos e isotópicos para o Domínio Macururé, para que essa proposta seja confirmada.



**Figura 60-** Diagramas que ilustram as idades (U-Pb- SHRIMP) obtidas em zircão detrítico do Domínio Macururé (Oliveira et al, 2005) e das rochas metassedimentares do Domínio Marancó - Poço Redondo. Notar a grande semelhança estatística entre as idades obtidas dos dois domínios..

De qualquer forma, seguindo o raciocínio traçado, é possível que o Domínio Macururé represente um oceano que permaneceu aberto a sul de uma margem continental associada à

Orogênese Cariris Velhos, até a colisão do CSF com o PEAL durante a Orogênese Brasileira. A grande espessura de sua pilha sedimentar permite essa interpretação. Portanto, a segunda hipótese de evolução tectônica proposta acima parece estar mais próxima dos fatos presentemente conhecidos.

Quanto à seqüência vulcanossedimentar de Marancó, as características listadas acima e o contexto geotectônico proposto apontam para ambiente de forearc na transição para bacia de foreland para sua geração. Cabe salientar que devido ao forte tectonismo, principalmente relacionado à tectônica transcorrente atribuída aqui ao ciclo Cariris Velhos e, mais tarde, à Orogênese Brasileira, a seqüência provavelmente sofreu aloctonia e não se encontra em seu lugar de formação. Essa tectônica também deve ter dilacerado a seqüência, de forma que ela provavelmente não apresenta todos os elementos do ambiente de formação original.

A associação litológica do Domínio Marancó – Poço Redondo permite essa interpretação.

Condie (1997) descreve a sucessão de rochas de bacias de forearc como predominantemente marítimas, dominadas pela ocorrência de rochas sedimentares imaturas, principalmente turbiditos, que têm como fonte o arco adjacente. Segundo Condie (1997), os sedimentos têm afinidade vulcânica e estão associados a rochas piroclásticas. Rochas vulcânicas são raras ou ausentes nas regiões de forearc modernas.

Em trabalho mais detalhado, focado em regiões de forearc, Dickinson & Seely (1979) descrevem as margens continentais ativas e sistemas de arco e forearc e dividem o sistema em seis principais partes: (i) bacia de Backarc; (ii) Arco; (iii) bacia de forearc; (iv) complexo de subducção; (v) trench e (vi) foreland. Desses os números (iii), (iv) e (v) são considerados como ambiente de forearc. Os mesmos autores classificam as regiões de forearc em diversos tipos diferentes. Alguns desses tipos têm a bacia de forearc bem definida e bem distinta do complexo de subducção. Em outras, como é o caso das regiões de Oregon – Washington e Vancouver, os sedimentos da bacia de forearc se misturam ao complexo de subducção, no chamado forearc imbricado. Esse é caracterizado por uma série de falhas lítricas, que podem ou não envolver o assoalho oceânico. Essas zonas de falhas mergulham em direção ao continente e tendem a aumentar o mergulho quanto mais próximo a ele, por vezes configurando retroempurrões em direção ao continente (Silver, 1972), Carson *et al.*, 1974) e para a região de forearc em Washington e detalhadamente por Seely *et al.* (1974).

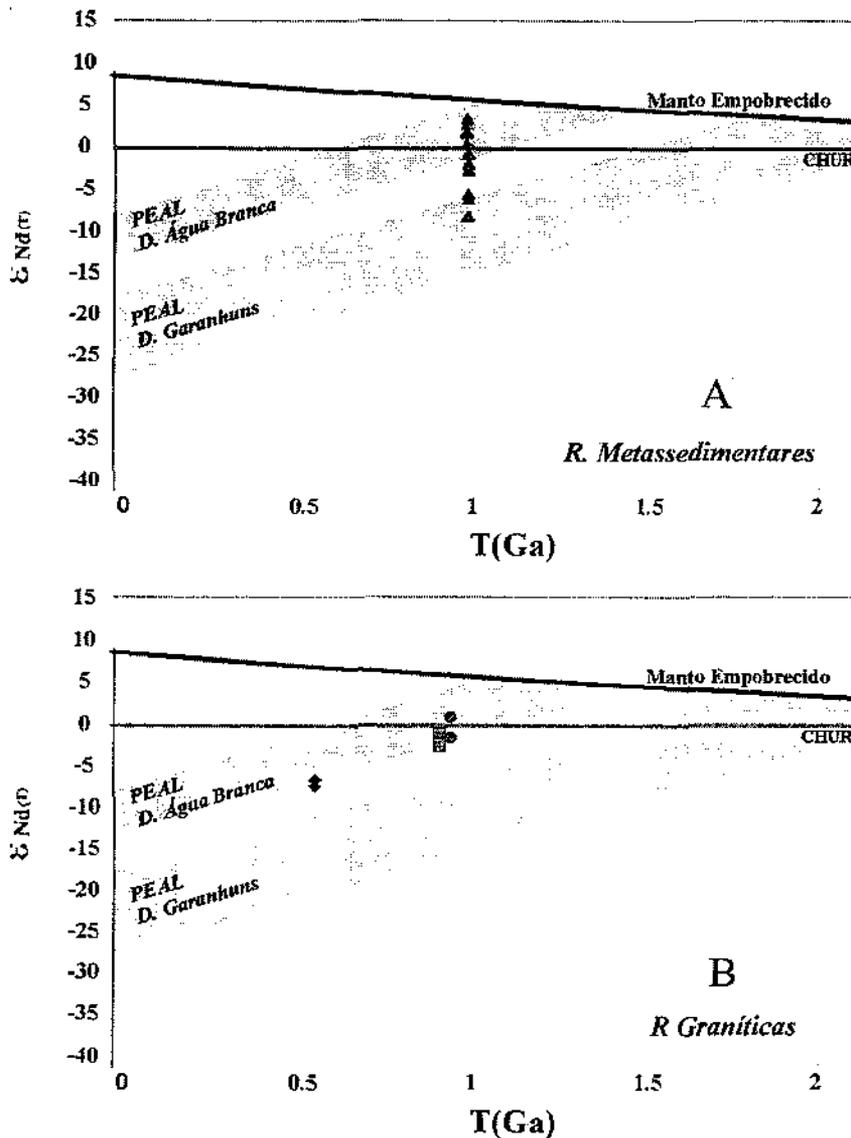
A sucessão litológica e as características estruturais da seqüência Marancó parecem estar em acordo em muitos aspectos com as descrições acima. As rochas metassedimentares têm forte contribuição de detritos vulcânicos. A ocorrência de rochas vulcânicas de idade associada à época da sedimentação não foi detectada. O estudo de zircão detrítico e de isótopos de Nd liga a sua proveniência diretamente às rochas de Poço Redondo. Populações pouco mais antigas, mas ainda associadas ao ciclo Cariris Velhos podem estar ligadas a rochas com afinidade de arco que ocorrem no PEAL. As estruturas também estão em acordo com as descrições. O domínio é marcado por falhas de cavalgamento que verticalizam e envolvem o assoalho oceânico nas proximidades do contato com as rochas graníticas. As características geoquímicas e isotópicas das rochas reforçam essa hipótese.

Zonas de cisalhamento transcorrentes instaladas na região de forearc, geradas pela convergência oblíqua entre as placas, são descritas em diversas margens continentais ativas modernas (Fitch, 1972, Karig, 1974, Marshak & Karig, 1977, Beck, 1983, Goldfinger *et al.*, 1996, Lallemand, 1996). Intrusões graníticas diretamente associadas a essas transcorrências são descritas nas regiões de forearc das Aleutas e da Guatemala (Seely *et al.*, 1974). Essas intrusões têm sua gênese diretamente ligada às falhas transcorrentes e não ao processo de subducção propriamente dito. Elas são posicionadas nos altos estruturais, entre o complexo de subducção e os maciços de arco. O granito Serra Negra parece se encaixar muito bem nesse contexto.

Como comentado no início da discussão, as zonas de cisalhamento transcorrentes dilaceraram a seqüência de rochas e foram provavelmente responsáveis por aloctonia do domínio.

A evolução crustal das rochas migmatíticas Poço Redondo é semelhante à evolução das rochas do Maciço PEAL, onde foram identificados dois principais domínios com base nas características das suas rochas migmatíticas e estudos isotópicos nos diferentes tipos de granitóides que cortam os migmatitos (Brito Neves *et al.*, 1995; Van Schmus *et al.* 1995; Silva Filho *et al.*, 2002). O Domínio Garanhuns é dominado por crosta continental paleoproterozóica. O Domínio Água Branca é representado, entre outros, por granitóides peraluminosos com assinatura de arco e valores isotópicos que os associam à Orogênese Cariris Velho.

Nos diagramas de evolução isotópica de Nd (Figura 61) estão plotadas as amostras metassedimentares (A) e graníticas (B) do Domínio Marancó - Poço Redondo. Nesses diagramas estão ainda plotados os envelopes da média das análises isotópicas dos dois principais domínios do PEAL (Silva Filho *et al.*, (2002).



**Figura 61-** Diagramas de evolução isotópica de Nd. No diagrama A estão plotadas as amostras de rochas metassedimentares do Domínio Marancó - Poço Redondo. Em B estão plotadas as rochas graníticas, sendo: círculo- migmatito Poço Redondo; quadrado - G. Serra Negra; losango - G. Sítios Novos. Os envelopes traçados dizem respeito às composições isotópicas dos dois principais domínios do Maciço PEAL (Silva Filho et al, 2002b)

No diagrama A estão plotadas as análises de rochas metassedimentares. Neste, as rochas que se situam preferencialmente no envelope da composição isotópica do Domínio Água Branca, mostrando que a assinatura isotópica herdada pelas rochas metassedimentares é muito semelhante à das rochas relacionadas à Orogênese Cariris Velho no PEAL. Algumas amostras plotam em direção ao envelope da composição isotópica do Domínio Garanhuns. Essas amostras são

representantes dos sedimentos mais maduros e com proveniência dominada por rochas crustais mais antigas. As duas amostras que plotam nesse campo são de rochas coletadas no norte da seqüência, que têm maior predominância de fontes crustais, de mesma assinatura que aquelas do Maciço PEAL. O diagrama permite a sugestão de que as rochas do PEAL foram possíveis fontes das rochas metassedimentares do Domínio Marancó – Poço Redondo.

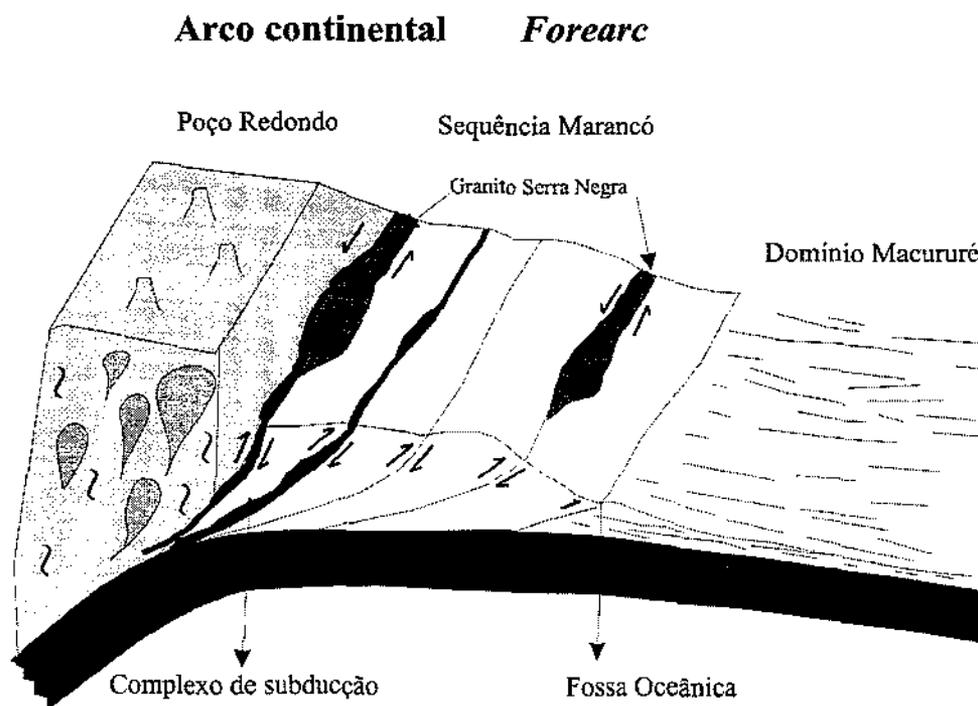
No diagrama B as duas amostras do paleossoma granodiorítico dos migmatitos de Poço Redondo plotam no envelope do Domínio Água Branca. Isso mostra que as características isotópicas do paleossoma dos migmatitos são semelhantes às rochas desse domínio. As duas amostras de granito Sítios Novos plotam entre os dois envelopes, demonstrando que sua gênese é complexa, envolvendo a interação de crosta paleoproterozóica e meso-neoproterozóica no Brasileiro.

A forma sigmoidal do Domínio Marancó-Poço Redondo sugere que esse domínio tenha ligação genética com o Maciço PEAL. A geometria é sugestiva de aloctonia e de que foi transportado desde ENE até sua posição atual. Os xenólitos de gnaisses bandados inclusos nos migmatitos de Poço Redondo podem representar o embasamento formado pela crosta continental paleoproterozóica definida como Domínio Garanhuns no Maciço PEAL (Silva Filho *et al.*, 2002). Porém, um estudo enfocando as características petrográficas e isotópicas desses xenólitos, deve ser realizado para confirmar essa hipótese. O paleossoma granodiorítico dos migmatitos Poço Redondo são partes dos plútons de arco do Orógeno Cariris Velhos, cuja continuidade deve estar representada no PEAL.

O intervalo de idades dos principais litotipos apresentados neste trabalho é semelhante aos apresentados por Kozuch (2003) e Medeiros (2004) para as rochas associadas à Orogênese Cariris Velhos na Zona Transversal. A natureza das rochas e as afiliações geotectônicas também estão de acordo com aquelas apresentadas pelos autores supracitados, assim como o ambiente geotectônico proposto.

A Figura 62 ilustra o modelo de arco de margem continental e região de forearc proposto nesta tese, representando os elementos geotectônicos e seus representantes no Domínio Marancó – Poço Redondo.

Um modelo alternativo para a geração de rochas associadas ao ciclo Cariris Velhos seria o de ambiente extensional. Porém, as características geológicas e geoquímicas estão em desacordo com esse modelo.



**Figura 62-** Modelo de região de arco continental/*forearc* proposto para as rochas do Domínio Marancó - Poço Redondo.

A assinatura geoquímica das rochas plutônicas é um dos fatores contrastantes. A seqüência vulcanossedimentar não contém abundantes pacotes de rochas conglomeráticas ou quartzíticas. Além disso, apresentam características bastante imaturas. Estão ausentes rochas alcalinas, e as rochas básicas são bastante restritas, não ocorrendo termos gabróicos, típicos de zonas de rifte.

Observando-se o contexto geológico regional, não se nota, ao sul do Domínio Marancó – Poço Redondo, uma outra margem continental que teria se separado em ambiente do tipo rifte.

#### 8.1.2- Geologia estrutural associada ao ciclo Cariris Velhos – Uma possibilidade

O modelo de evolução tectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo proposto acima assume que as rochas do domínio foram geradas em ambiente de margem continental ativa no início do Neoproterozóico. Isso implica em que a seqüência de rochas tenha sido também deformada durante esse período.

Desde que foi definida a Orogênese Cariris Velho na Província Borborema (Campos Neto *et al.*, 1994, Brito Neves *et al.*, 1995) a ocorrência de rochas com idades associadas a esse ciclo orogênético tem aumentado em toda a província, com a obtenção de novos dados

geocronológicos. No entanto, na maioria das vezes, não há comprovação quanto a deformações associadas à orogênese Cariris.

Idades de rochas associadas a essa orogênese foram apresentadas nesta tese e vêm aparecendo cada vez mais na FS (Van Schmus *et al.*, 1995, Carvalho *et al.*, 2005, Oliveira *et al.*, 2005, Nascimento, 2005) Apesar disso, ainda não há dados que comprovem a existência de uma deformação desenvolvida nesse evento. Nesta tese não foram obtidos dados geocronológicos específicos às deformações. No entanto, alguns argumentos geológicos que permitem inferir deformação associada à Orogênese Cariris Velhos serão apresentados a seguir.

As características deformacionais observadas são divididas em dois principais ciclos. O primeiro deles pode ser descrito em três fases principais progressivas ( $D_n$ ,  $D_{n+1}$  e  $D_{n+2}$ ) associadas a evento transpressivo com forte componente direcional. O evento  $D_n$  pode ser descrito como uma fase precoce de caráter transcorrente, desenvolvida sob metamorfismo de fácies anfíbolito. A paragênese dessa fácies é preservada na porção norte da área, onde os empurrões relacionados à fase posterior envolveram níveis mais profundos da crosta.

Essa fase é seguida por empurrões oblíquos ( $D_{n+1}$ ). As zonas de cisalhamento contracionais relacionadas a essa fase são observadas por toda a área. A esse evento está associada à obdução de fatias de rochas máfico-ultramáficas provavelmente pertencentes ao assoalho oceânico sobre o qual se depositaram as rochas sedimentares de Marancó. Os cavalgamentos foram também responsáveis pelo alçamento das rochas metassedimentares em fácies anfíbolito da Unidade Minuim, colocadas em contato com rochas metassedimentares metamorfisadas em fácies xisto verde. Às rampas de cavalgamento geradas por esse evento também está associada a colocação tardia dos granitos Serra Negra.

Os cavalgamentos dão lugar à nova fase transcorrente sinistral. Estruturas relacionadas a essas fases podem ser observadas em todas as rochas, apesar das exposições pobres. Esse evento progressivo está provavelmente relacionado à instalação de tectônica transcorrente paralela à margem continental acrescionária, marcada por zonas de cisalhamento de grande expressão, responsáveis pelo início da dispersão do bloco Marancó – Poço Redondo. A colocação dos granitos Serra Negra está associada a essas estruturas.

O segundo ciclo deformacional ( $D_{n+3}$  e  $D_{n+4}$ ) é atribuído ao ciclo Brasileiro. Este é representado na área principalmente pela ação da ZCBMJ. Esse evento não afetou muito as estruturas pretéritas, a não ser nas porções marginais do domínio, onde é forte a transposição das

estruturas. As estruturas relacionadas ao Ciclo Brasileiro no Domínio Marancó – Poço Redondo são principalmente de caráter dúctil – rúptil e rúptil e não tiveram papel importante na geração de rochas no domínio, mas são responsáveis pela sua configuração e posicionamento geotectônico atual.

Um dos principais argumentos geológicos que permitem a proposta da evolução estrutural em dois ciclos está relacionado às relações entre as estruturas e os corpos graníticos. O granito Serra Negra apresenta características de campo que permitem classificá-lo como tardio à fase Dn+1 e sin-tectônico à fase Dn+2 de deformação. O formato alongado paralelamente à foliação Sn+2 ou formando corpos sigmoidais, as lineações de estiramento mineral nas bordas, paralelas às lineações minerais magmáticas nas porções centrais dos corpos e a colocação dos corpos nas estruturas geradas em Dn+1, porém sem ser afetado por essa, são algumas das feições que permitem essa afirmação.

O granito Serra Negra tem idade de cristalização (U-Pb, SHRIMP) de  $952 \pm 2$  Ma. Levando-se em conta as afirmações acima, essa deve ser a idade próxima da deformação transcorrente Dn+2, o que associa o primeiro ciclo deformacional à Orogênese Cariris Velhos.

Se considerarmos ainda as relações das deformações com o granodiorito Sítios Novos, o significado da relação descrita acima pode ficar mais claro. O granodiorito Sítios Novos é praticamente isotrópico. A idade desse granito é de 651 Ma (U – Pb, TIMS). Corpos do granodiorito Sítios Novos intrudem a seqüência de rochas metassedimentares e os migmatitos, ambos fortemente deformados. Isso significa que as deformações impressas nas encaixantes do granito são mais velhas que ca. de 651 Ma.

Outro argumento geológico é a relação de corte entre as estruturas geradas na ZCBMJ e as foliações impressas nas rochas metassedimentares da Unidade Monte Azul. As observações de campo e as imagens de satélite e radar mostram que a foliação gerada por essa zona de cisalhamento trunca as foliações Sn+1 e Sn+2 das rochas metassedimentares.

Se considerarmos a relação entre as estruturas e as rochas vulcânicas dacíticas e andesíticas que ocorrem na Unidade Monte Azul, outro argumento favorável ao modelo proposto pode ser considerado. Essas rochas vulcânicas cristalizadas durante o ciclo Brasileiro ( $603 \pm 9$  Ma e  $602 \pm 4$  Ma, U - Pb, SHRIMP) encontram-se muito pouco – ou nada – deformadas, como pode ser visto nas fotos 29 e 30, e estão encaixadas em rochas metassedimentares intensamente

deformadas. Isso significa que as deformações que atingiram as rochas metassedimentares são, pelo menos, mais antigas que 602 Ma.

Dados recentes de Ar-Ar nas principais zonas de cisalhamento da FS mostram que as deformações brasileiras atuaram na FS entre 636-581 Ma (Araújo *et al.*, 2004), incongruentes com as informações apresentadas acima. Essa incongruência pode ser explicada se considerarmos o fato de que o Domínio Marancó – Poço Redondo já se encontrava rígido e deformado durante a orogênese Brasileira. Dessa maneira, a deformação causada pela ZCBMJ, do Brasileiro, só teria atingido o bloco rígido em suas bordas, truncando as estruturas desenvolvidas anteriormente. Essa afirmação está em acordo com as observações feitas nas imagens de satélite e radar, com o fato de as rochas vulcânicas, próximas a ZCBMJ, estarem fracamente deformadas e os granodioritos Sítios Novos, relativamente distantes dessa zona de cisalhamento, estarem totalmente preservados dessa deformação.

## 8.2 - Rochas associadas ao Ciclo Brasileiro

A atuação do ciclo Brasileiro no Domínio Marancó – Poço Redondo parece ter sido menos expressiva do que a atuação do ciclo Cariris Velhos. Essa afirmação tem como primeiro argumento a quantidade de rochas geradas nesses dois ciclos. A maioria das rochas do domínio foi gerada no ciclo Cariris Velhos, como mostram os dados já discutidos. A deformação é o outro fator importante a ser considerado e o modelo da evolução estrutural da área foi discutido no item anterior. Pode-se dizer que o principal papel do ciclo Brasileiro na área estudada foi a configuração do arcabouço geológico regional atual.

Três principais rochas são aqui associadas ao ciclo Brasileiro: (i) o granito Sítios Novos; (ii) as rochas vulcânicas andesíticas e dacíticas da seqüência Marancó e (iii) as rochas graníticas Xingó.

O granodiorito Sítios Novos é representado por uma série de plútons que intrudem os migmatitos Poço Redondo, as rochas sedimentares da seqüência Marancó e o granito Serra Negra. São granodioritos ricos em enclaves máficos, normalmente isotrópicos, apresentando apenas feições de fluxo magmático. A geoquímica mostrou que eles são cálcio-alcalinos, metaluminosos e plotam no campo dos granitos magnesianos no diagrama de Frost *et al.* (2002). Nos diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos (Pearce, 1984) plotam no campo dos

granitóides de arco magmático. Uma idade é ca. 650 Ma (U-Pb, TIMS-ID). As idades modelo TDM variam de 1,56 Ga a 1,61 Ga e valores de  $\epsilon\text{Nd}(T)$  são negativos, variando de  $-6,77$  a  $-6,08$ .

As rochas vulcânicas têm composição andesítica a dacítica e ocorrem na forma de diques de espessura métrica, paralelos à foliação principal na seqüência de rochas sedimentares de Marancó. São muito pouco ou nada deformados. A geoquímica mostra que são rochas cálcio-alcalinas e apresentam características de rochas vulcânicas de arco magmático. Dados U-Pb (SHRIMP) de duas amostras revelaram idades em torno de 602 Ma. As idades modelo TDM variam de 1,12 Ga a 1,74 Ga e os valores de  $\epsilon\text{Nd}(T)$  situam-se entre  $-1,10$  e  $-8,62$ . É abundante a ocorrência de grãos de zircão herdado, sobretudo de idade do final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico.

Idade U-Pb (convencional) de 1007 Ma foi obtida por Van Schmus *et al.* (1995) em rochas semelhantes. Devido à observação das populações de zircão herdado nas análises SHRIMP apresentadas nesta tese, e a idade de cristalização obtida, esse dado deve, portanto, representar a idade de uma população herdada. Existe, porém, a possibilidade de que a idade apresentada por Van Schmus *et al.* (1995) tenha sido obtida em outras rochas vulcânicas que não as aqui consideradas brasileiras.

#### 8.2.1- Evolução tectônica durante o ciclo Brasileiro

Apesar da diferença de idade de quase 50 Ma, as rochas vulcânicas dacíticas e andesíticas e os granitos Sítios Novos têm características químicas e isotópicas bastante semelhantes. Essas características aproximam-se das de rochas relacionadas a arco de margem continental. Esse arco teria se desenvolvido durante estágio inicial da Orogênese Brasileira, anterior a colisão entre o CSF e o PEAL. Existe a possibilidade de que esse evento esteja relacionado com a acreção do Domínio Marancó – Poço Redondo à margem norte do CSF. A localização desse arco ainda é desconhecida.

A Zona de Cisalhamento Belo Monte- Jeremoabo pode ter sido originalmente uma rampa de cavalgamento, possivelmente durante o evento D2 da tectônica regional (Santos *et al.*, 1988, Araújo, *et al.*, 2003), relacionado à acreção do Domínio Marancó – Poço Redondo à margem norte do Cráton do São Francisco. A exposição de níveis crustais diferentes e reliquias de lineações down dip anteriores são fatores que reforçam essa afirmação. Essa estrutura foi então progressivamente reativada durante o evento D3 (Santos *et al.*, 1988, Araújo, *et al.*, 2003) quando

do deslocamento lateral do domínio (a fase aqui chamada Dn+3). A foliação milonítica, as dobras e a lineação milonítica, hoje mais fortemente marcadas, são provavelmente ligadas a esse evento.

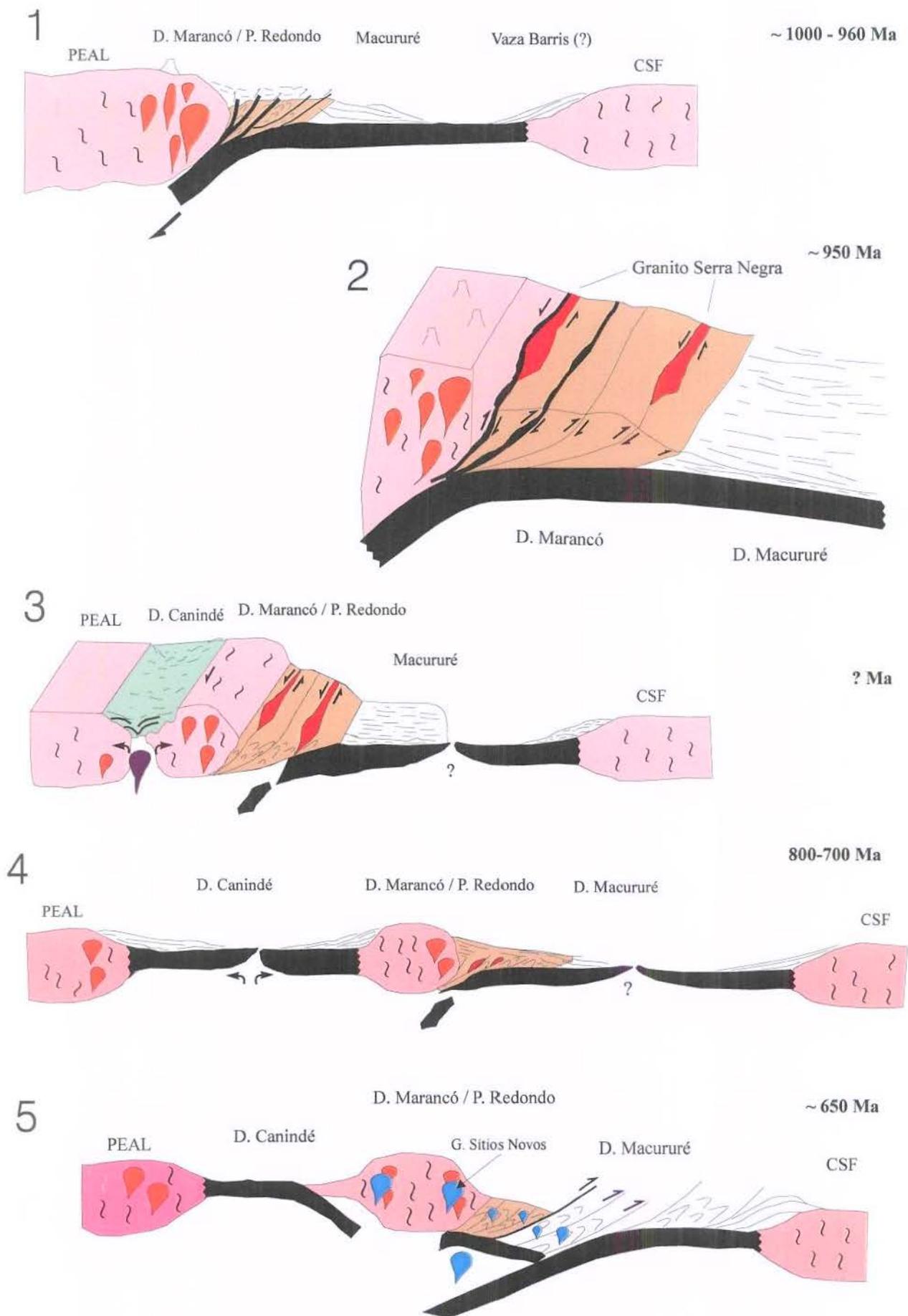
Em resumo, o Domínio Marancó – Poço Redondo provavelmente encontrava-se em estado rígido durante a Orogênese Brasileira. A orogênese do Brasileiro iniciou-se com o fechamento das bacias a sul (Macururé) e a norte (Canindé) do Domínio Marancó – Poço Redondo. Houve formação de novo arco de margem continental, provavelmente com subducção de crosta oceânica para sul, com envolvimento da crosta Cariris Velhos na geração das rochas. Esse arco pode ter se instalado há aproximadamente 650 Ma, representado pelos granodioritos Sítios Novos tendo o vulcanismo perdurado até 602 Ma, idade das rochas vulcânicas de Marancó. O domínio Marancó-Poço Redondo foi então acrescido à margem norte do CSF por colisão continental e, por encontrar-se já rígido, agiu como endentante na tectônica transpressiva brasileira. As estruturas pretéritas foram reativadas com a instalação de zonas de cisalhamento transcorrentes, configurando o atual panorama estrutural da FS. As estruturas geradas durante a orogênese brasileira são principalmente dúcteis-rúpteis e observadas apenas nas bordas do domínio. A colisão entre o CSF e o PEAL pode ser estimada pela idade de granitos sin-D2 regional, que é correspondente à fase transpressiva no Brasileiro (Dn+3 neste trabalho). Bueno *et al.* (2005) obtiveram idade U-Pb (SHRIMP) em um desses granitos (Tonalito Camará) de aproximadamente 630 Ma. A idade da acreção dos blocos à margem norte do cráton e a cronologia do fechamento das diferentes bacias ainda não está clara. A datação das rochas graníticas geradas nesse período poderá esclarecer essas dúvidas.

## **9- MODELO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO DOMÍNIO MARANCÓ – POÇO REDONDO**

Como conclusão desse trabalho de tese é aqui apresentado um modelo para evolução geotectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo, desde sua geração, durante a Orogênese Cariris Velhos, até sua acreção à margem norte do CSF durante a Orogênese Brasileira. Esse modelo é um resumo geral das características geológicas, geoquímicas e isotópicas apresentadas e discutidas. Algumas correlações regionais com os domínios adjacentes foram realizadas, porém trabalhos mais detalhados, sobretudo no Domínio Macururé, são necessários para que essas correlações sejam confirmadas. O esquema ilustrativo do modelo proposto encontra-se na Figura 63.

- O Domínio Marancó Poço Redondo é constituído por um fragmento de arco de margem continental do tipo andino e sua região de forearc, incluindo restos da bacia forearc e do complexo de subducção;
- Esse arco de margem continental foi provavelmente gerado na margem sul do Maciço Pernambuco – Alagoas, em consequência da subducção oblíqua de placa oceânica dirigida para norte, durante a Orogênese Cariris Velhos, aproximadamente entre 1000 e 960 Ma (Figura 63);
- Os representantes dos plútons de arco são os granodioritos migmatizados de Poço Redondo e as rochas granitóides do Domínio Água Branca do Maciço Pernambuco – Alagoas (Brito Neves *et al.*, 1995; Van Schmus *et al.* 1995; Silva Filho *et al.*, 2002).
- A seqüência de rochas vulcano-sedimentares de Marancó é uma sucessão de rochas intimamente associadas ao arco, geradas no ambiente de frente de arco, ou forearc. Fatias do assoalho oceânico sobre o qual se depositaram são envolvidas em falhas lítricas de empurrão e colocadas junto à seqüência sedimentar (1, na Figura 63);
- A seqüência sedimentar tem fonte quase totalmente restrita ao arco e foi sedimentada entre 960 e 951 Ma, idades do zircão mais jovem e do granito intrusivo Serra Negra;
- A subducção oblíqua causou o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais de grande amplitude, paralelas à margem acrecionária. Essas zonas de cisalhamento se encaixaram em locais mecanicamente propícios, como no contato entre os plúton de arco e a região de forearc (Figura 63);

- O granito Serra Negra está intimamente associado a essas zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Esse granito foi datado em 951 Ma, provavelmente a idade dessas estruturas (2, na Figura 63);
- Uma bacia oceânica se manteve aberta a sul do arco. Essa bacia pode ser representada pelas rochas sedimentares e lascas de rochas ultramáficas do Domínio Macururé. As populações de zircão analisadas por Oliveira *et al.* (2005) são muito semelhantes às encontradas nas rochas sedimentares do Domínio Marancó – Poço Redondo. Esse fato permite que o Domínio Macururé seja, pelo menos em parte, considerado como uma continuidade do Domínio Marancó – Poço Redondo e as divisões, hoje aceitas na literatura, devem ser revistas;
- Um rifte intracontinental começa a se desenvolver próximo à margem continental. Esse rifte é representado pela seqüência de rochas vulcânicas básicas, ácidas, sedimentares e pelo complexo gabróico do Domínio Canindé (Nascimento, 2005). A idade do início da abertura do rifte é ainda incerta (Figura 63);
- Esse rifteamento pode ter sido o responsável pela separação do Domínio Marancó – Poço Redondo da margem sul do PEAL. O domínio então se comporta como um terreno separado do local original de formação e começa a se deslocar na direção WSW (Figura 63);
- A orogênese Brasileira tem início há aproximadamente 650 Ma com o fechamento das bacias de forearc a sul do Domínio Marancó- Poço Redondo (o Domínio Macururé), e a norte (Domínio Canindé). O tempo exato em que essas bacias foram fechadas, se simultaneamente ou não, não é conhecido (5, na Figura 63);
- O fechamento das bacias causou novo desenvolvimento de arco de margem continental, representado no domínio Marancó – Poço Redondo pelos granitos Sítios Novos e pelas rochas vulcânicas andesíticas e dacíticas intrudidas na seqüência Marancó;
- O Domínio Marancó – Poço Redondo foi então acrescido à margem norte do Cráton do São Francisco. A idade da acreção não é ainda conhecida. É possível estimar que a acreção tenha ocorrido entre 636-581 Ma, idade das principais zonas de cisalhamento da FS estimadas através de dados Ar-Ar (Araújo et al.,2004).



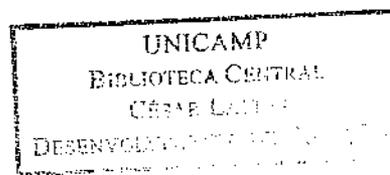
**Figura 63-** Modelo de evolução geotectônica proposta para o Domínio Marancó - Poço Redondo e suas correlações com os domínios adjacentes.

## ***10- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS***

- Allegre, C.J., Rouseau, D. 1984. The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 67,19-34.
- Almeida, F.F.M., Hasuy, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: *Simp. Geol. Nord.*, 8, Resumos, p. 363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasuy, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17, 1-29.
- Amorim, J.L. 1995. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Arapiraca, Folha SC.24-X-D-V. Estado de Alagoas. Escala 1:100.000. Brasília, CPRM. 100p.
- Amorim, J.L., Mendonça, J.C.G., Torres, H.H.F. 1990. Dados geocronológicos relativos à evolução da Faixa Sergipana e do seu embasamento na região de Arapiraca, Alagoas. *SBG, Cong. Bras. Geol.*, 36, Natal, Anais, p.320-321.
- Araújo, M.N.C, Oliveira, E.P., Carvalho, M.J. 2003. Tectônica de endentação na Faix Sergipana, NE do Brasil: compatibilização entre os elementos estruturais e a cinemática. In: *IX SNET*, São Paulo, SBG, p. 115-117.
- Araújo, M.N.C, Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Nascimento, R. 2004. Structural evolution of the Sergipano rogenic belt in the Neoproterozoic, Borborema Province, NE Brazil. *Jouirnal of the Virtual Explorer, Special Volume on the Brasiliano*, Australia, 2004.
- Bezerra, F.H.R., Nilson, A.A., Blais, S., Jardim de Sá, E.F.1991. Petroquímica de elementos maiores e traços do Complexo Gabróico Canindé e seqüência vulcanossedimentar encaixante. In: *III Cong. Brás. Geoq. SBG. Anais*, 1:181-184.
- Barbarin, B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. *Geol. Journal*, 25: 227-238.
- Beck, M.E. 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93: 1-11.
- Bhatia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. of Geology* 91, 611-627.
- Bhatia M.R., Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contib. Mineral. and Petrol.* 92, 181-193.

- Brito Neves, B. B., 1975. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino. Tese de Doutorado. Inst. Geoc. USP, 198 p.
- Brito Neves, B.B., van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M. 1995. O evento Cariris Velho na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (4): 279-296.
- Brito Neves, B.B. 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, 1;1.000.000. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, 177p.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Santos, E.J. 2001. O Sistema Pajeú-Parnaíba e o Maciço São José do Campestre no leste da Borborema. *Ver. Bras. Geoc.* 31:173-184.
- Brito Neves, B.B., Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Santos, E.J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Ver. Inst. Geoc. USP. Ser. Cient.*, 3, 25-38.
- Caggianelli, A., Fiore, S., Mongelli, G., Salvemini, A. 1992. REE distribution in the clay fraction of pelites from the southern Apennines, Italy. *Chem. Geol.* 99, 253-263.
- Campos Neto, M.C., Bittar, S.M.B., Brito Neves, B.B. 1994. Domínio tectônico Rio Pajeú, Província Borborema: orogêneses superpostas no ciclo Brasileiro/Pan-Africano. XXXVIII Congr. Bras. Geol., SBG, Anais, p. 221-222.
- Carson, B.J. Yuan, J., Myers, P.B. 1974. Initial deep sea sediment deformation at the base of the Washington continental slope; a response to subduction. *Geology*, 2: 561-564.
- Carvalho M.J., Oliveira E.P. 2002. Dados Sm-Nd preliminares em sedimentos e vulcânicas do domínio Marancó na Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil. Anais do XLI Congr. Bras. Geologia, João Pessoa, setembro de 2002, p. 297.
- Carvalho, M.J, Oliveira, E.P., Dantas, E.L., McNaughton, N., 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó - Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na margem norte da Faixa Sergipana. Submetido ao III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Res. Exp.
- Chen, B., Jahn, B. 2002. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Alti orogen of northwest China and their tectonic implication. *Geol. Mag.* 139 (1), 1-13.
- Clement S.W., Compston, W. 1990. SIMS at high sensitivity and high mass resolution. In: *Secondary Ion Mass Spectrometry, SIMS VII*, Chichester, John Wiley, p. 815-819.

- Compston, W., Williams, I.S., Clement, S.W. 1982. U-Pb ages within single zircons using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. American Society for Mass Spectrometry Conference, 30th, Honolulu, p. 593-595.
- Condie, K.C. 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. 4th edition. Butterworth-Heinemman. Oxford.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Davison, I.; Santos, R.A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Prec. Res.*, 45, 319-342.
- DePaolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 298, 614-618.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-252.
- Destro, N., Magnavita, L.P., Aragão, M.A.N.F., 1993,. Faixa de Dobramentos do Baixo São Francisco: individualização tectônica do segmento norte da Faixa Sergipana. II Simp. Cratos do São Francisco. Salvador, SBG, Anais, p.312-315.
- D'el-Rey Silva, L.J.H., 1995a. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 315-332.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1995b. The evolution of basement gneiss domes of the Sergipano Fold Belt (NE Brazil) and its importance for the analysis of Proterozoic basins. *J. South Amer. Earth Sci.*, 8: 325-340.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *J. South. Amer. Earth Sci.*, 12, 453-470.
- Dickinson, W.R., Seely, D.R. 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions. *The Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 63: 2-31.
- Dominguez, J.M.L., 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (Eds) *O Cráton do São Francisco*, SBG, BA-SE, 137-159.
- Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids; a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations of their petrogenesis. *Lithos*, 26:115-134.



- Ekström, G. Engdahl, E.R. 1989. Earthquake source parameters and stress distribution in the Adak Island region of the central Aleluian Islands, Alaska. *Journ. Geophys. Res.*, 94: 15499-15519.
- Fedo, C.M., Nesbit, H.W, Grant, M.Y. 1995. Unraveling the effects of potassium metassomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleo weathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.
- Fedo, C.M, Eriksson, K.A., Krogstad, E.J. 1996. Geochemistry of shales from the Archean Buhwa Greenstone belt, Zimbabwe: implications for provenance and source area weathering. *Geochi. Et Cosmochi. Acta*, 60, 1751-1763.
- 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. *Journ. South. Ame. Earth Sci.*, 11, 439-455.
- Fitch T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeastern Asia and the western Pacific. *Journ. Geophys. Res.*, 77: 4432-4460.
- Frost, B.R., Frost, B.R. 1997. High-K iron enriched rapakivi-type anorogenic granite: the tholeiite connexion. *Geology*, 25: 647-650.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journ. of Petrol.* 42, 11: 2033-2048.
- Garcia, D., Fonteilles, M., Moutte, J. 1994. Sedimentary fractionations between Al, Ti and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *J of Geol.*, 102, 411-422.
- Goldfinger, C., La Verne, D.K., Yeats, R.S., Hummon, C., Huftile, G.J., Niem, A.R., McNeill, L.C. 1996. Oblique strike-slip faulting of the Cascadia submarine forearc: the Daisy Bank fault zone off central Oregon. In: *Subduction: Top to Bottom*, Geophys. Monog. 96, USA.
- Guimarães, I.P., Brito, M.F.L., Pimentel, M.M. 1997. Geochemical signatures of the main Neoproterozoic late-tectonic granites from the Proterozoic Sergipano Fold Belt, Brazil: significance for the Brasiliano Orogeny. *Intern. Geol. Ver.*, 39, 639-659.
- Humphrey, F.L., Allard, G.O. 1967. *Geologia da área do Domo de Itabaiana, Sergipe*. Rio de Janeiro, CEMPES-Petrobrás, 160p.
- Humphrey, F.L., Allard, G.O. 1968. The Propriá geosyncline, a newly recognized tectonic element in the Brazilian shield. 23rd International Geological Congress, Prague, 4: 123-139.

- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, n8n, 523-548.
- Jardim de Sá, E.F. Moraes, J.A.C., Silva, D.H.L.J. 1986. Tectônica tangencial da Faixa Sergipana. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, 3: 1246-1529.
- Jardim de Sá, E.F. 1988. Na update of the precambrian geology of Northeast Brazil. In: Intern. Meet. Proteroz. Geol. Tectonic of High-Grade Terrains, Lie-lfe, Nigéria, Program and Lecture Series.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema – NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803p.
- Jardim de Sá, E.F., Sá, J.M., Macedo, M.H.F. 1990. Monocyclic and polycyclic supracrustal belts in NE Brazil: correlation with the Pan-African belt in West África. In: Rocil G. & Deschamps M. (eds) etude recentes sur la geologie de l'Afrique. *Col. Geol. Africaine*, 15, Publ. Ocas., 22:296-299.
- Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Fuck, R.A. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Ver. Brás. Geoc.*, 22, 472-480.
- Jahn, B.M., Condie, K.C., 1995. Evolution of the Kapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geoch. et Cosm. Acta*, 59, 2239-2258.
- Kelsey, H.M., Casman, S.M., Beanland, S., Berryman, K.R. 1995. Structural evolution along the inner forearc of the obliquely convergent Hikurangi margin, New Zealand. *Tectonics*, 14: 1-18.
- Kerig, J.G. 1974. Evolution of arc systems in the western Pacific. *Earth and Plan. Sci. Ann. Rev.*, 2:51-75.
- Kozuch, M. 2003. Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. Tese de Doutorado, University of Kansas, 199p.
- Lahtinen, R., Huhma, H., Kousa, J. 2002. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data. *Prec. Resear.*, 116, 81-109.

- Lallemant, H.G.A. 1996. Displacement partitioning and arc-parallel extension: an example from the Southern Caribbean plate margin. In: Subduction: Top to Bottom. Geophys. Monog. 96, Texas, USA.
- Le Maitre R.W, Bateman, P., Dudek, A, Keller, J., Lameyre Le bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Marshak, R.S., Kerig, D.E., 1977. Triple junction as a cause of anomalously near-trench igneous activity between the trench and volcanic arc. *Geology*, 5: 233-236.
- Maniar P.D., Picolli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101:635-643.
- Mariano G, Neves, S.P., Silva Filho, A.F. 1999. Dioritos da associação potássica cálcio-alcalina, Província Borborema. NE Brasil: geoquímica do manto litosférico e implicações para o conceito de terrenos. In: VII Cong. Bras. Geoq. SBG, Res. Expan., p 543-546.
- McCafrey, R. 1992. Oblique plate convergence, slip vectors and forearc deformation. *Journ. Geoph. Res.*, 97: 8905-8915.
- McLennan, S.M., Hemming, S. 1992. Samarium/neodymium elemental and systematic in sedimentary rocks. *Geochi. Et Cosmochi. Acta*, 56., 887-898.
- Medeiros, V.C., 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p.
- Miyashiro, A. 1970. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Scien.*, 274:321-355.
- Murphy, J.B., Nance, R.D. 2002. Sm-Nd isotopic systematic as tectonic tracer: Na example from West Avalonia in the Canadian Appalachians. *Earth Sci. Reviews*, 59, 77-100.
- Nascimento, R.S. 2005. Domínio Canindé, Faixa Seripana, NE do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma seqüência de rifte continental neoproterozóica. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas.
- Nascimento, R.S., Oliveira, E.P., 2002. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, NE do Brasil: arco magmático seguido de magmatismo anorogênico? In: XLI Congr. Bras. Geol. João Pessoa. SBG. Anais, p. 321.

- Nascimento, R.S., Oliveira, E.P., Babinski, M. 2003. Nd and Pb isotopic constraints on sediment provenance in the Canindé Domain, Sergipe Orogenic Belt (NE Brazil). Proceedings IV Symposium on South America Isotope Geology, Salvador, Brazil.
- Nesbit, H.W., Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from the major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Nesbit, H.W., Young, G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1523-1534.
- Neves, S.P. 2002. Considerações sobre a evolução termomecânica das faixas Orós, Piancó-Alto Brígida e Seridó, Província Borborema, NE do Brasil. XLI Cong. Bras. Geol. SBG, Resumos, p. 322.
- 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). *Precamb. Res.*, 99:1-32.
- Oliveira, E.P., Turney, J. 1990. Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late-Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold Belt, NE Brazil. *Journ. South Amer. Earth Sci.* 3: 125-140.
- Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Araújo, M.N.C., Dantas, E.L., Basilici, G., Bueno, J.F., McNaughton, N. 2005. Evidence from detrital zircon SHRIMP geochronology and whole-rock Sm-Nd isotopes for off-craton provenance of metasedimentary units of the Sergipano orogenic belt, NE Brazil. Submetido ao X SNET, SBG, Curitiba.
- Peacock, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journ. of Geol.*, 39: 54-67.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. of Petrol.*, 25, 956-983.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. 1972. Sand and sandstones. Springer-Verlag, New York.
- Petro, W.L., Vogel, T.A., Wilband, J.T., 1979. Major element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chemical Geol.*, 26: 217-235.
- Ramsay, J.G., Hubber, M.I. 1987. The techniques of modern structural geology and strain analysis. Academic Press, London.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which uses oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.

- Rollinson, H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation*. Longman. London.
- Roser, B.P., Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O ratio. *J. of Geol.*, 94, 635-650.
- Roser, B.P., Korsch, R.J. 1988. Provenance signature of sandstone-mudstone determined using discriminant functions analysis of major element data. *Chem. Geol.*, 67, 119-139.
- Sá, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J., Macedo, M.H.F., 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Journ. South Amer. Earth Sci.*, 14: 851-866.
- Santos, E.J., 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 219p.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B. 1993. Petrogenesis and tectonic setting of the Lagoa das Pedras magmatism, Floresta, State of Pernambuco, Borborema Province, NE Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 65, 131-140.
- Santos, R.A., Souza J.D. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta metalogenética/previsional - escala 1:100.000 (Folhas SC.24-Z-A-II Jeremoabo; SC.24-Z-A-III Carira; SC.24-X-C-VI Piranhas SC.24-X-C-V Santa Brígida;). DNPM/CPRM, 154. p.2.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B. 1994. Investigação geocronológica U/Pb e Sm/Nd em zona de colisão múltipla de arcos na região de Floresta (PE), Faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Res. Expan., P. 247-249.
- Santos, R.A., Martins, A.A.M, Neves, J.P. 1998. Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe. DNPM/CPRM, 156p.
- Santos, E.J., Medeiros, V.C. 1999. Constrains from granitic plútonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 29, 73-84.
- Seely, D.R., Vail, P.r., Walton, G.G. 1974. Trench slope model. In: *The Geology of Continental Margins*. New York, Springer-Verlag, p.249-260.
- Shand, S.J. 1943. *The Eruptive Rocks*. New York, John Wiley, 444p.
- Silva J.M.R, Neves, S.P., Mariano, G. 2003. Cinemática e geometria dos metassedimentos da parte SE da Faixa Pajeú-Paraíba (Folha Surubim-estado de Pernambuco): nappes e retrocavalgamento brasileiros? In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 9, Bol. Res. P. 9-11.

- Silva Filho, A. F., Guimarães, I.P., Lyra de Brito, M.F. and Pimentel, M.M. (1997) Geochemical signatures of the main Neoproterozoic late tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano fold belt, NE Brazil and its significance for the Brasiliano orogeny. *International Geology Review*, 39: 639-659.
- Silva Filho, A.F.; Guimarães, I.P.; Santos, E. 2002. Evidências da acreção crustal à margem norte do Cráton do São Francisco durante o Meso-Neoproterozóico. XLI Cong. Brás. de Geol., Anais, SBG, João Pessoa, p. 340.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R. 2002 (b). Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, NE Brazil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Res.*, 5: 409-422.
- Silva Filho, M.A. 1976. A suíte ofiolítica da Geossinclinal de Própria. In: XXIX Cong. Bras. Geol. Anais. SBG. 4: 51-58.
- Silva Filho, M.A. 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a faixa sul-alagoana: sequências orogênicas mesoproterozóicas. Anais XL Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belo Horizonte, p. 16.
- Silva Filho, M. A., Bonfim, L.F.C., Santos, R.A. 1978. A geossinclinal Sergipana: estrutura e evolução. Anais XXX Cong. Brás. de Geol., Recife, pp. 2464-2477.
- Silva Filho, M.A. & Torres, H.H.F. 2002. A margem norte do sistema sergipano: uma revisão. Anais XLI Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, João Pessoa, p. 342.
- Silva Filho, M.A., Accioly, A.C.A., Torres, H.H.F., Araújo, R.V. 2003. O Complexo Jaramataia no contexto do Sistema Sergipano. *Rev. Geol. USP*, 16: 99-110.
- Silver, E.A. 1972. Pleistocene tectonic accretion of the continental slope of Washington. *Marine Geology*, 13: 239-249.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution.* Blackwell, Oxford.
- Thorogood, E.J., 1990. Provenance of the pre Devonian sediments of England and Wales: Sm-Nd evidence. *J. of Geol. Society of London*, 147, 591-594.
- Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana.* A. A. Balkema, Amsterdam, 350 pp.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M. (1995) U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, NE Brazil: Initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 267-288.

- Vaucher, A., Amaro, V.E., Archanjo, C.J. 1992. The Borborema shear zone system: a tectonic model. In: SBG, Congr. Bras. Geol., Res. Exp., 37- 371-372.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chapbell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral Petrol.* 95: 407-419.

***ANEXO 1***  
***Mapa Geológico***

## ***ANEXO 2***

### ***Tabela de dados geoquímicos***

	Migmatitos de Pó. Redondo					Granitos Serra Negra						Granitos Sítios Novos					Monte Azul						
MMC	73	90B	128B	322	90.2B	118-A	326-A	331-A	129	315	317	74	82	126.2b	310	316	16.2 b	16.2 c	41	133	145b	179	151
SiO <sub>2</sub>	74,44	71,01	59,11	72,13	67,78	74,94	75,01	70,74	71,73	71,3	68,85	72,81	73,29	64,05	63,87	70,6	67,77	60,35	61,93	74,27	63,95	63,84	66
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,314	1,15	0,447	0,445	0,295	0,204	0,53	0,533	0,36	0,226	0,274	0,176	0,726	0,761	0,38	0,75	0,878	0,789	0,596	0,2	1,11	0,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,41	15,82	20,27	14,12	15,57	12,16	12,98	13,58	11,84	14,2	16,33	14,59	14,84	15,35	15,21	14,9	13,69	16,84	15,45	11,62	12,3	15,3	14,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,6	2,22	8,33	2,53	3,87	3	2,14	3,7	5,76	3,2	2,36	1,95	1,68	4,81	4,99	2,41	5,71	8,23	7,93	3,84	5,04	8,24	6,39
MnO	0,03	0,047	0,05	0,031	0,076	0,029	0,039	0,06	0,07	0,04	0,027	0,031	0,04	0,067	0,07	0,04	0,089	0,079	0,102	0,052	0,143	0,106	0,06
MgO	0,41	1,03	0,83	0,6	1,72	0,4	0,22	0,86	0,24	0,41	0,95	0,46	0,48	2,53	2,67	0,8	3,01	4,39	4,63	1,79	2,36	2,95	3,25
CaO	1,14	3,61	0,55	1,34	3,95	0,87	0,84	1,73	0,96	1,79	0,63	2,38	2,28	3,82	3,81	2,01	0,95	0,33	0,8	0,96	4,48	0,36	0,39
Na <sub>2</sub> O	2,74	4,62	0,97	2,63	4,04	3,14	3,02	3,17	3,06	2,67	6,11	3,76	4,01	4,01	3,85	3,99	3,95	2,53	3,39	3,72	3,74	1,97	4,27
K <sub>2</sub> O	5,55	1,11	4,61	5,35	1,63	4,69	5,2	5,06	4,62	5,55	3	2,96	2,81	3,36	3,64	4,17	1,45	2,64	1,74	1,09	1,26	2,7	1,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,086	0,098	0,406	0,184	0,119	0,059	0,073	0,14	0,049	0,14	0,046	0,065	0,039	0,235	0,262	0,12	0,167	0,206	0,175	0,123	0,18	0,207	0,2
LOI	0,48	0,38	3,22	0,63	0,73	0,34	0,49	0,37	0,7	0,4	1,1	0,4	0,6	0,8	0,6	0,5	2,7	3,6	3	1,9	5,45	3,1	2,62
Total	100,2	100,2	99,5	100	99,9	99,9	100,2	99,9	99,5	100	99,6	99,7	100,3	99,7	99,7	99,9	100,2	100	100	100	99,6	99,9	99,4
Ba	734	169	1393	670	307	381	311	550	248	878	125	1267	1024	1008	1283	1003	402	575	468	226	300	541	279
Ce	128	28	118	156	31	228	127	136	296	122	133	52	43	92	68	64	24	32	22	24	42	45	23
Cr	12,8	11,6	88	13,8	22,3	13,4	29,7	32	29,7	19,7	11,1	8,5	16,1	83	96	21,6	116	111	101	67	98	137	146
Cs	<11	<11	<11	<11	<11	12,1	<11	12,2		12		12			14	11							
Cu	7,8	8	31	5	4,8	2,2	2,1	8	20,7	7,7	6	4,5	4,2	13,9	18,1	4,3	34	47	51	20,1	25	37	31
Ga	16,3	19,1	24,5	20,8	14,9	20	20,2	19	29,6	19,5	24,4	17,5	17,7	20,9	20,7	21,6	16,3	21,5	22	10,8	11,5	20,2	14,9
La	75	23	59	84	17	114	63	69	162	56	61	33	28	59	37	35	11	15	12	12	18	23	10
Nb	7,8	10,8	23,2	21,6	12,8	6,1	27,4	22,1	39	15,7	22,5	8,2	6,3	12,1	10,2	10	8	10,7	9,9	6	8,5	17,6	9,3
Nd	41	<8	59	66	12	96	45	55	217	57	42	16	17	32	27	24	16	17	12	8	25	21	9
Ni	10,6	11,5	47	9,9	12,3	6,6	4,6	9,4	3,1		2			23,5	26,3	2,4	50	70	74	34	52	51	58
Pb	41	13,8	27,5	33	13,1	32	39	21,8	5,6	27	31	22,5	25,8	23,5	25,3	33	4,1	4,9	6,4	8,4	10,7	28,2	1,8
Rb	197	61	202	248	80	219	288	240	117	193	239	98	94	116	110	156	44	79	48	33	41	104	33
Sc	<5	<5	17	<5	7	<5	<5	5		5				5	7		7	8	8	8	10	12	8
Sn	3	<3	5	5	<3	<3	5,5	6,7	9,7	7,2	5,3	4,4	3,9	5,8	8,2	6,4							
Sr	149	310	126	99	283	151	64	103	41	119	29	401	354	590	640	438	81	38	64	145	180	68	62
Th	42	11,6	21,7	46	7,2	56	33	22,7	14,2	16,3	35,4	8,2	5,3	13,2	6,9	9,1	4,2	7,5	8,2	3,3	5,3	11,7	6,4
U	13	11	2	8	2	8,5	9,8	10,3	3	3	6	2	3	5	4	5	3	3	4	4	3	3	3
V	17,7	28,1	127	25	62	10,4	6,9	34	16,4	18,6	10,4	13,2	13,9	86	92	34	139	176	169	88	120	135	129
Y	17,6	8,2	53	9,4	15,1	42	57	55	60	22,9	72	7,4	8,4	17,2	17,7	12,9	28,2	36	31	21,7	25,2	32	28,9
Zn	28,1	44	64	74	61	59	42	58	42	51	51	46	37	75	72	60	84	126	129	58	76	174	84
Zr	186	127	250	259	126	314	216	327	1366	246	172	143	84	180	194	143	151	167	138	117	167	218	193

	Belém						M Alegre	M Bugi		Minimim		Anfibolitos		
MMC	36a	37b	44a	137	187	199	55	172	306	257	271	5	314	324
SiO2	67,67	75,5	61,72	71,34	57,81	70,3	74,71	62,64	57,42	63,87	71,93	56,29	54,91	49,32
TiO2	1,06	0,598	1,135	0,252	1,405	0,624	0,187	3,31	0,984	0,879	0,779	2,14	1,48	1,34
Al2O3	16,55	11,49	19,5	15,08	17,53	13,42	14,01	17,02	18,98	16,980	13,270	14,53	14,46	14,37
Fe2O3	4,49	4,77	7,2	1,24	11,07	4,81	1,09	8	9,76	7,16	6,49	11,89	10,39	14,38
MnO	0,029	0,037	0,057	0,023	0,111	0,059	0,021	0,03	0,029	0,115	0,274	0,171	0,174	0,381
MgO	1,26	0,93	0,79	0,34	3,41	2,3	0,4	1,1	1,61	2,06	0,96	2,62	5,1	7,85
CaO	0,04	0,14	0,34	0,55	0,26	0,28	1,02	0,85	0,28	0,3	0,22	4,97	9,23	8,66
Na2O	0,2	1,41	1	4,46	1,53	3,69	4,5	1,64	0,58	0,75	0,15	3,98	3,42	1,87
K2O	5,23	3,13	3,92	5	2,23	1,57	2,74	1,93	6,27	4,2	3,14	2,06	0,44	0,4
P2O5	0,027	0,087	0,264	0,071	0,172	0,141	0,048	0,346	0,21	0,116	0,034	0,268	0,153	0,075
LOI	3,12	1,7	3,3	1,13	3,76	2	1,3	3,12	3	3,2	1,99	1	0,5	1,4
Total	99,7	99,8	99,2	99,5	99,3	99,2	100	99,8	99,1	99,6	99,2	99,9	100,2	100,1
Ba	731	695	1748	854	818	339	701	482	979	897	1356	530	116	254
Ce	64	56	76	51	15	25	38	51	68	91	52	52	33	9
Cr	72	79	109	9	251	78	8,5	23,6	101	132	86	10,6	61	161
Cs	14	14				19		13	24	25				
Cu	7	21	35	5,1	61	27,8	5,4	16,5	14,1	28,3	19,2	7,7	7	96
Ga	20,1	15,8	28,6	29,1	23,7	13,3	17,3	24	28,9	26,2	14,3	20,9	17,3	17,6
La	27	28	40	25	17	17	28	26	34	41	27	27	11	4
Nb	21,6	13,4	25,5	3,4	22	6,3	5,2	14,2	18,1	16,6	14,5	15,6	8,1	6,6
Nd	29	28	24	24	11	10	15	26	36	44	31	31	22	18
Ni	21,3	25,5	43	2,1	117	50		26,9	27,1	44	26,1	3	10,6	106
Pb	8,4	4,3	20,1	29,6	9,3	3,1	13,1	8,3	11,6	16,2	46	15,8	5,6	8
Rb	229	157	171	255	85	46	91	74	247	174	107	78	7,6	11,2
Sc	6	6	7	3	22	6	3	3	13	3	12	27	38	52
Sn	5	4,4	4,5	3				3	7,9	8	4,7			
Sr	30	33	122	264	62	118	319	191	40	45	45	248	177	170
Th	18,7	11,7	19,9	25	10,4	4,2	6,1	8,4	13	14,7	12,2	10,1	3,4	
U	5	4		8	2	2	4	5	2	4		5	2	2
V	92	75	103	22	171	99	14,7	239	142	150	118	276	298	397
Y	29,3	26,2	52	1,6	39	22,8	7,6	50	44	39	34	50	35	31
Zn	64	67	61	51	131	75	31	88	56	110	203	120	67	131
Zr	359	217	241	161	223	122	102	228	251	195	275	221	123	77

## ***ANEXO 3***

### ***Tabela de dados U-Pb (SHRIMP)***

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th / U	Pb (ppm)	F206 <sup>a</sup>	Isotopic ratios <sup>b,c</sup>				Ages <sup>d</sup>		Discord (%)
						<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
AMOSTRA 14												
B-1-1	82	83	1.04	10.7	0.74	.1504 ±1.3	1.38 ±4.5	.0725 ±2.0	.0435 ±3.0	903.4 ±11.2	829 ±89	-8
B-1-2	61	70	1.18	5.1	0.00	.0972 ±1.6	0.85 ±3.7	.0636 ±3.3	.0289 ±2.9	597.8 ±8.9	727 ±70	22
B-1-3	94	122	1.35	8.1	0.49	.0997 ±1.3	0.80 ±4.1	.0620 ±2.5	.0294 ±2.5	612.4 ±7.7	533 ±85	-13
B-2-1	40	34	0.89	3.5	2.96	.0981 ±2.2	0.50 ±28.4	.0613 ±4.0	.0236 ±13.0	603.6 ±12.9	-538 ±759	-189
B2-3	179	174	1.01	24.6	0.95	.1591 ±1.0	1.60 ±3.7	.0806 ±1.2	.0439 ±2.8	951.9 ±9.0	1018 ±73	7
B2-5	378	154	0.42	9.7	1.19	.0295 ±1.0	0.23 ±7.3	.0666 ±1.3	.0156 ±5.0	187.3 ±1.9	500 ±160	167
B2-7	115	94	0.85	15.7	0.08	.1594 ±1.1	1.60 ±2.3	.0734 ±1.7	.0470 ±2.1	953.5 ±10.1	1006 ±41	6
B-3-1	26	18	0.72	2.3	0.60	.1031 ±2.3	0.85 ±10.8	.0649 ±5.8	.0305 ±8.0	632.5 ±14.1	609 ±227	-4
B-3-2	76	55	0.74	5.5	2.93	.0815 ±1.9	0.64 ±19.5	.0805 ±2.8	.0255 ±12.9	504.9 ±9.5	500 ±428	-1
B-3-3	36	35	0.98	3.1	1.66	.0974 ±2.4	0.71 ±18.2	.0661 ±4.0	.0279 ±9.4	599.3 ±13.6	320 ±410	-47
B5-1	168	140	0.86	21.7	2.92	.1457 ±1.2	1.44 ±6.3	.0945 ±1.8	.0424 ±4.5	876.5 ±9.6	979 ±125	12
B5-2	137	143	1.08	16.2	1.36	.1364 ±1.2	1.36 ±5.9	.0831 ±2.1	.0431 ±3.4	824.1 ±9.0	999 ±118	21
B5-3	390	167	0.44	57.5	0.19	.1710 ±1.0	1.70 ±1.7	.0737 ±0.9	.0496 ±2.1	1017.5 ±9.3	992 ±28	-3
B5-4	413	674	1.69	60.1	0.10	.1694 ±0.8	1.74 ±1.3	.0754 ±0.8	.0495 ±1.2	1008.6 ±7.5	1058 ±20	5
B5-5	94	87	0.95	13.5	0.41	.1656 ±1.4	1.61 ±4.9	.0737 ±1.8	.0471 ±3.7	987.9 ±12.5	943 ±97	-5
B5-6	50	35	0.72	4.3	1.97	.0980 ±2.4	0.69 ±15.0	.0667 ±3.4	.0250 ±10.8	602.5 ±13.9	234 ±342	-61
B5-7	306	245	0.83	30.8	2.51	.1144 ±1.0	0.96 ±6.0	.0806 ±1.3	.0230 ±5.6	698.0 ±6.4	633 ±128	-9
B6-1	380	252	0.69	55.9	1.89	.1682 ±0.9	1.79 ±3.5	.0917 ±0.9	.0469 ±3.8	1002.0 ±8.4	1123 ±67	12
B6-2	94	61	0.67	8.0	1.52	.0979 ±1.5	0.73 ±1.3	.0660 ±2.5	.0249 ±9.2	602.1 ±8.5	363 ±252	-40
B-6-3	50	55	1.14	4.5	2.36	.1007 ±2.3	0.30 ±85.0	.0411 ±33.3	.0235 ±11.6	618.3 ±13.6	-2321 ±3448	-475
B-6-4	150	75	0.52	23.9	1.58	.1827 ±1.1	2.00 ±4.6	.0915 ±2.3	.0574 ±5.0	1081.9 ±10.9	1179 ±88	9
B-6-5	56	53	0.97	4.6	1.42	.0937 ±1.8	0.65 ±16.0	.0619 ±3.4	.0256 ±8.4	577.4 ±10.2	220 ±367	-62
B-8-1	44	29	0.68	3.8	1.30	.0987 ±2.4	0.76 ±22.6	.0664 ±3.6	.0267 ±18.2	606.8 ±13.6	455 ±499	-25
AMOSTRA 149												
A-2-1	154	133	0.89	11.4	5.38	.0817 ±1.5	0.65 ±15.3	.1007 ±1.7	.0024 ±84.4	506.0 ±7.5	530 ±333	5
A-3-1	117	37	0.32	9.8	-0.07	.0972 ±1.6	2.82 ±37.3	.2098 ±37.4	.0511 ±7.7	597.7 ±9.0	2907 ±604	386
A11-3	206	39	0.20	17.2	0.90	.0966 ±1.1	0.84 ±4.5	.0699 ±1.7	.0178 ±18.7	594.5 ±6.1	701 ±93	18
A11-4	352	91	0.27	28.7	1.83	.0933 ±1.4	0.81 ±4.9	.0774 ±1.2	.0097 ±26.7	575.2 ±7.8	708 ±101	23
A11-5	179	35	0.20	14.9	1.26	.0958 ±1.1	0.71 ±6.5	.0635 ±1.8	.0169 ±24.8	589.7 ±6.1	346 ±144	-41
A11-6	186	113	0.63	14.6	1.03	.0906 ±1.0	0.77 ±4.5	.0697 ±1.7	.0238 ±4.4	558.9 ±5.6	660 ±94	18
A10-2	271	17	0.06	23.0	0.17	.0984 ±0.9	0.83 ±2.2	.0628 ±1.5	.0242 ±13.5	604.8 ±5.2	655 ±42	8
A10-4	209	218	1.07	17.4	0.51	.0962 ±1.0	0.74 ±4.3	.0602 ±1.7	.0281 ±2.4	592.2 ±5.9	457 ±92	-23
A10-5	253	55	0.23	36.0	-0.01	.1661 ±0.9	1.73 ±1.4	.0755 ±1.0	.0522 ±2.0	990.4 ±8.0	1085 ±21	10
A10-6	198	65	0.34	73.1	0.07	.4291 ±1.3	9.94 ±1.4	.1685 ±0.6	.1143 ±2.0	2301.5 ±24.2	2538 ±10	10
A9-1	170	104	0.63	18.4	±3.15	.1220 ±1.1	1.26 ±6.5	.0993 ±1.3	.0440 ±5.6	741.8 ±8.0	1062 ±130	43
A9-3	92	54	0.61	26.3	0.37	.3304 ±1.6	5.12 ±2.5	.1151 ±1.0	.0913 ±3.7	1840.2 ±24.9	1838 ±35	0
A9-4	75	16	0.22	6.3	0.90	.0971 ±1.5	0.71 ±8.7	.0603 ±2.8	.0209 ±24.0	597.4 ±8.3	333 ±195	-44

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th / U	Pb (ppm)	F206 <sup>a</sup>	Isotopic ratios <sup>b,c</sup>				Ages <sup>d</sup>		Discord (%)
						<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
A9-5	142	130	0.94	12.0	-0.12	.0982 ±1.1	0.84 ±2.4	.0613 ±2.0	.0296 ±2.0	604.1 ±6.2	685 ±45	13
A9-6	322	18	0.06	27.1	0.30	.0978 ±0.9	0.84 ±4.1	.0647 ±3.1	.0350 ±22.7	601.8 ±5.1	684 ±86	14
A9-7	337	461	1.41	29.2	0.24	.1004 ±0.9	0.81 ±2.2	.0607 ±1.8	.0302 ±1.3	616.7 ±5.2	560 ±44	-9
A8-1	340	9	0.03	28.7	0.43	.0978 ±0.9	0.77 ±2.7	.0605 ±1.3		601.5 ±5.0	496 ±57	-18
A8-2	427	457	1.11	36.5	0.10	.0994 ±3.6	0.85 ±4.9	.0630 ±3.0	.0316 ±6.6	610.8 ±20.8	680 ±72	11
A8-3	214	144	0.70	18.3	2.25	.0973 ±1.1	0.77 ±7.6	.0756 ±1.5	.0284 ±5.7	598.5 ±6.2	518 ±165	-13
A8-5	317	105	0.34	68.6	0.64	.2500 ±1.1	4.22 ±1.5	.1271 ±0.7	.0569 ±±3.7	1438.3 ±14.0	1992 ±19	38
A8-6	322	267	0.86	27.8	0.17	.1002 ±1.2	0.83 ±2.1	.0612 ±1.3	.0310 ±1.8	615.3 ±7.3	598 ±37	-3
A8-8	399	44	0.11	33.0	0.44	.0957 ±0.9	0.79 ±2.4	.0634 ±1.0	.0108 ±35.2	589.3 ±4.9	599 ±49	2
A14-1	245	476	2.01	20.4	0.39	.0968 ±1.0	0.79 ±3.9	.0626 ±1.6	.0295 ±1.6	595.4 ±5.5	586 ±81	-2
A14-2	427	211	0.51	56.0	0.90	.1514 ±1.4	1.86 ±2.3	.0960 ±0.8	.0479 ±2.9	908.7 ±12.2	1407 ±34	55
A-4-1	364	9	0.02	30.8	-0.30	.0989 ±1.1	0.89 ±2.7	.0630 ±1.3	.0613 ±24.7	608.2 ±6.5	784 ±52	29
A-4-2	212	10	0.05	18.2	0.46	.0994 ±1.3	0.80 ±3.9	.0618 ±1.7	.0126 ±80.2	610.7 ±7.6	534 ±81	-13
AMOSTRA 90.2												
32-1	157	105	0.69	21.6	6.94	.1487 ±6.0		.0818 ±8.0	.0177 ±77.2	893.8 ±49.9	-2636 ±0	-395
32-1.2	76	81	1.10	2.8	11.28	.0386 ±4.5		.1211 ±5.6		244.1 ±10.9	-2636 ±0	-1180
32-1.3	378	307	0.84	51.6	0.72	.1576 ±0.9	1.43 ±3.1	.0717 ±1.3	.0458 ±2.5	943.2 ±7.5	807 ±63	-14
32-4	257	199	0.80	16.9	4.92	.0730 ±1.6	0.75 ±12.4	.1131 ±2.0	.0083 ±26.2	454.3 ±7.0	1064 ±248	134
9-2	156	89	0.59	20.9	0.81	.1551 ±1.5	1.44 ±4.9	.0736 ±2.3	.0449 ±5.0	929.3 ±12.9	846 ±96	-9
9-1-2	195	156	0.83	11.6	7.40	.0642 ±2.9	0.40 ±44.5	.1047 ±2.8		401.0 ±11.3	-57 ±1083	-114
12-1	153	104	0.70	21.7	0.71	.1640 ±1.4	1.55 ±4.1	.0742 ±2.1	.0474 ±3.8	978.7 ±12.8	889 ±80	-9
12-2	163	124	0.78	23.1	0.23	.1648 ±1.4	1.60 ±3.1	.0722 ±2.3	.0475 ±2.8	983.3 ±12.5	940 ±56	-4
12-3	262	175	0.69	38.1	0.56	.1685 ±1.1	1.57 ±3.3	.0718 ±1.7	.0490 ±3.0	1003.7 ±10.3	850 ±64	-15
12±3.2	43	1	0.02	4.1	1.68	.1081 ±2.9	0.80 ±16.5	.0671 ±5.1		661.7 ±18.5	354 ±367	-46
11-1	246	228	0.96	35.1	0.43	.1651 ±1.1	1.58 ±3.2	.0726 ±1.9	.0480 ±2.4	985.1 ±10.0	905 ±63	-8
11-2	139	63	0.47	19.9	0.44	.1658 ±1.5	1.58 ±3.5	.0723 ±2.3	.0477 ±4.3	989.1 ±13.7	897 ±66	-9
10-1	307	235	0.79	45.6	0.00	.1728 ±1.0	1.73 ±2.4	.0726 ±2.2	.0515 ±3.1	1027.4 ±9.9	1002 ±44	-3
10-1.2	31	32	1.07	1.0	15.00	.0329 ±8.4	0.61 ±41.9	.2423 ±5.8	.0097 ±49.1	209.0 ±17.3	2160 ±715	934
10-2	226	145	0.67	30.0	0.00	.1546 ±1.4	1.55 ±2.7	.0728 ±2.3	.0461 ±2.8	926.9 ±12.2	1009 ±47	9
17-1	290	182	0.65	38.7	0.00	.1553 ±1.0	1.57 ±1.9	.0734 ±1.6	.0467 ±2.0	930.7 ±8.7	1026 ±32	10
17-2	162	98	0.62	22.5	0.54	.1608 ±1.3	1.56 ±3.5	.0746 ±1.9	.0462 ±3.6	961.3 ±11.4	940 ±66	-2
17-3	145	96	0.69	16.5	-0.36	.1330 ±1.4	1.40 ±3.2	.0736 ±2.6	.0389 ±4.1	804.7 ±10.3	1107 ±58	38
18-1	318	249	0.81	43.2	0.19	.1578 ±0.9	1.56 ±1.9	.0730 ±1.4	.0461 ±1.7	944.8 ±7.9	972 ±33	3
118-2	227	162	0.74	32.4	-0.06	.1664 ±1.0	1.67 ±1.9	.0722 ±1.6	.0517 ±1.9	992.1 ±9.6	1005 ±33	1
18-3	186	103	0.58	26.2	0.11	.1640 ±1.2	1.64 ±2.8	.0733 ±1.8	.0477 ±3.1	978.9 ±10.7	999 ±52	2
30-1	292	279	0.99	41.0	0.00	.1634 ±0.9	1.64 ±1.7	.0727 ±1.4	.0495 ±1.6	975.6 ±8.6	1006 ±28	3
30-2	203	109	0.55	27.1	0.00	.1555 ±1.1	1.58 ±2.0	.0739 ±1.7	.0462 ±2.3	931.7 ±9.8	1038 ±34	11
37-1	119	87	0.75	15.4	0.37	.1498 ±1.5	1.48 ±4.4	.0745 ±3.6	.0431 ±3.1	899.9 ±12.4	975 ±85	8
37-2	191	160	0.86	27.0	0.40	.1638 ±1.1	1.61 ±2.7	.0743 ±1.7	.0479 ±2.3	977.8 ±10.4	960 ±49	-2

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th / U	Pb (ppm)	F206 <sup>a</sup>	Isotopic ratios <sup>b,c</sup>				Ages <sup>d</sup>		Discord (%)
						<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
37-3	93	56	0.63	12.4	0.70	.1538 ±1.7	1.41 ±4.7	.0720 ±2.6	.0439 ±4.8	922.0 ±14.4	822 ±92	-11
AMOSTRA 19.2												
01-1	246	169	0.71	32.1	0.31	.1514 ±1.2	1.57 ±2.0	.0774 ±1.2	.0434 ±2.4	908.9 ±10.2	1068 ±33	18
02-1	214	111	0.54	29.7	0.17	.1608 ±1.2	1.57 ±2.1	.0722 ±1.3	.0506 ±2.6	961.1 ±11.0	952 ±34	-1
03-1	299	322	1.11	40.2	0.05	.1563 ±1.2	1.56 ±2.0	.0728 ±1.1	.0479 ±1.8	936.3 ±10.0	997 ±34	7
04-1	60	57	0.98	9.0	-0.29	.1738 ±1.7	1.84 ±3.0	.0746 ±2.2	.0467 ±3.4	1033.1 ±16.2	1116 ±50	8
05-1	210	256	1.26	29.4	0.00	.1628 ±1.2	1.62 ±1.8	.0721 ±1.3	.0490 ±1.8	972.2 ±11.0	989 ±26	2
06-1	162	150	0.95	22.0	0.88	.1565 ±1.3	1.55 ±3.7	.0786 ±2.0	.0456 ±2.9	937.3 ±11.6	977 ±70	4
07-1	131	119	0.93	17.8	0.41	.1577 ±1.4	1.54 ±3.1	.0741 ±1.5	.0477 ±2.7	943.9 ±12.0	955 ±56	1
08-1	141	83	0.61	19.7	0.35	.1626 ±1.4	1.59 ±2.6	.0734 ±1.5	.0486 ±3.1	971.4 ±12.2	948 ±46	-2
08-1	219	143	0.67	29.9	0.31	.1587 ±1.2	1.55 ±2.2	.0733 ±1.3	.0479 ±2.4	949.8 ±10.8	955 ±38	1
01-2	115	183	1.64	62.6	0.24	.6312 ±1.3	21.18 ±1.5	.2449 ±0.6	.1691 ±1.6	3154.3 ±32.5	3142 ±11	0
02-2	180	163	0.94	24.2	-0.12	.1569 ±1.3	1.59 ±2.1	.0724 ±1.4	.0481 ±2.2	939.7 ±11.1	1023 ±35	9
03-2	230	304	1.37	32.3	0.00	.1637 ±1.2	1.63 ±1.8	.0721 ±1.3	.0501 ±1.8	977.5 ±11.0	989 ±26	1
04-2	163	135	0.86	22.2	0.12	.1591 ±1.3	1.59 ±2.1	.0733 ±1.5	.0485 ±2.9	951.6 ±11.5	996 ±34	5
05-2	319	201	0.65	45.4	0.16	.1651 ±1.1	1.64 ±1.8	.0735 ±1.0	.0509 ±2.0	984.8 ±10.3	994 ±28	1
06-2	532	198	0.38	160.5	-0.03	.3512 ±1.0	5.94 ±1.2	.1225 ±0.5	.1029 ±1.5	1940.3 ±17.5	1995 ±9	3
07-2	387	198	0.53	118.6	0.67	.3544 ±1.1	5.89 ±1.4	.1254 ±0.7	.1013 ±2.0	1955.7 ±18.1	1963 ±17	0
01-3	85	74	0.90	16.0	27.60	.1592 ±33.3		.2744 ±49.0		952.3 ±295.0	-2636 ±0	-377
02-3	124	90	0.75	19.6	0.19	.1838 ±1.4	1.94 ±2.3	.0779 ±1.5	.0557 ±2.7	1087.7 ±13.9	1106 ±37	2
03-3	366	200	0.56	50.7	0.08	.1612 ±1.1	1.56 ±1.6	.0708 ±1.0	.0480 ±2.0	963.4 ±10.0	935 ±24	-3
04-3	414	180	0.45	58.9	0.19	.1655 ±1.1	1.62 ±1.6	.0724 ±0.9	.0497 ±2.2	987.5 ±10.0	954 ±25	-3
05-3	81	105	1.35	11.6	-0.55	.1680 ±1.6	1.74 ±3.9	.0708 ±2.1	.0537 ±3.0	1000.9 ±14.8	1072 ±73	7
06-3	298	214	0.74	40.9	0.09	.1595 ±1.1	1.58 ±1.7	.0724 ±1.1	.0496 ±1.9	954.1 ±10.1	977 ±25	2
07-3	94	49	0.54	14.5	-0.19	.1792 ±1.5	1.92 ±2.6	.0764 ±1.8	.0551 ±3.5	1062.9 ±14.9	1144 ±41	8
01-4	413	313	0.78	58.3	0.19	.1642 ±1.1	1.61 ±1.6	.0726 ±0.9	.0495 ±2.0	980.0 ±10.0	961 ±25	-2
02-4	212	119	0.58	29.8	0.06	.1635 ±1.2	1.55 ±2.2	.0694 ±1.3	.0484 ±2.7	976.3 ±11.0	896 ±38	-8
03-4	158	194	1.27	22.4	0.39	.1649 ±1.3	1.54 ±2.8	.0710 ±1.7	.0493 ±2.3	983.7 ±11.8	867 ±52	-12
04-4	48	29	0.62	6.8	0.80	.1642 ±2.0	1.55 ±5.2	.0748 ±2.7	.0459 ±5.9	980.2 ±17.7	884 ±99	-10
05-4	542	368	0.70	76.0	0.05	.1632 ±1.1	1.61 ±1.4	.0719 ±0.8	.0516 ±1.6	974.7 ±9.6	973 ±19	0
01-5	123	108	0.91	20.0	-0.08	.1898 ±1.4	2.03 ±2.2	.0771 ±1.5	.0581 ±2.4	1120.2 ±14.1	1140 ±33	2
02-5	165	130	0.82	23.9	0.06	.1680 ±1.3	1.62 ±2.1	.0705 ±1.5	.0505 ±2.4	1000.8 ±12.1	928 ±34	-7
03-5	275	213	0.80	38.8	-0.01	.1641 ±1.2	1.62 ±1.6	.0715 ±1.1	.0506 ±1.8	979.3 ±10.5	973 ±23	-1
04-5	57	34	0.61	8.0	1.22	.1608 ±2.0	1.37 ±7.6	.0713 ±2.8	.0466 ±7.4	961.2 ±17.8	665 ±156	-31
05-5	146	140	0.99	20.4	0.23	.1625 ±1.3	1.65 ±2.3	.0752 ±1.5	.0497 ±2.4	970.7 ±12.0	1026 ±39	6
01-6	214	23	0.11	29.2	0.16	.1581 ±1.2	1.54 ±2.0	.0718 ±1.3	.0442 ±8.2	946.4 ±10.6	944 ±33	0
02-6	558	380	0.70	81.9	5.02	.1623 ±1.8	1.60 ±5.6	.1109 ±1.3	.0488 ±4.5	969.5 ±16.6	977 ±107	1
03-6	178	238	1.38	26.8	0.16	.1750 ±1.3	1.77 ±2.1	.0746 ±1.4	.0546 ±2.2	1039.5 ±12.1	1023 ±33	-2
01-7	257	151	0.61	82.9	0.12	.3749 ±1.1	6.67 ±1.3	.1299 ±0.7	.1074 ±1.7	2052.5 ±19.8	2085 ±12	2

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th / U	Pb (ppm)	F206 <sup>a</sup>	Isotopic ratios <sup>b,c</sup>				Ages <sup>d</sup>		Discord (%)
						<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
02-7	222	213	0.99	30.9	0.27	.1619 ±1.2	1.58 ±2.2	.0729 ±1.3	.0485 ±2.1	967.2 ±10.9	951 ±37	-2
03-7	202	152	0.78	28.5	0.16	.1638 ±1.2	1.57 ±2.3	.0708 ±1.6	.0490 ±2.2	978.1 ±11.2	913 ±39	-7
04-7	163	173	1.09	23.2	0.10	.1651 ±1.3	1.62 ±2.0	.0720 ±1.4	.0503 ±2.1	985.0 ±11.7	963 ±31	-2
05-7	120	107	0.92	17.0	0.50	.1643 ±1.4	1.50 ±3.2	.0702 ±1.7	.0486 ±2.9	980.9 ±12.8	816 ±61	-17
06-7	459	349	0.79	65.0	0.03	.1649 ±1.1	1.64 ±1.4	.0724 ±0.9	.0505 ±1.6	983.9 ±9.8	992 ±19	1
07-7	495	290	0.61	69.4	0.00	.1634 ±1.1	1.60 ±1.4	.0708 ±0.8	.0498 ±1.6	975.8 ±9.7	952 ±17	-2
01-8	281	221	0.81	40.9	0.06	.1693 ±1.2	1.64 ±1.7	.0707 ±1.3	.0516 ±1.9	1008.1 ±10.8	936 ±27	-7
02-8	269	145	0.56	37.7	0.13	.1627 ±1.2	1.59 ±1.9	.0718 ±1.3	.0474 ±2.2	971.6 ±10.5	950 ±30	-2
03-8	165	101	0.63	23.0	0.02	.1621 ±1.3	1.59 ±2.3	.0715 ±1.4	.0484 ±2.7	968.3 ±11.7	966 ±39	0
04-8	98	49	0.52	14.2	3.69	.1632 ±1.9	1.51 ±14.9	.0960 ±4.2	.0448 ±17.1	974.3 ±17.0	839 ±308	-14
01-9	206	277	1.39	29.2	-0.03	.1651 ±1.2	1.60 ±1.8	.0703 ±1.3	.0507 ±1.8	985.1 ±11.2	943 ±27	-4
02-9	361	473	1.35	50.9	-0.06	.1640 ±1.1	1.62 ±1.7	.0714 ±1.2	.0512 ±1.5	979.1 ±10.1	981 ±25	0
03-9	386	218	0.58	53.3	1.49	.1584 ±1.1	1.51 ±3.2	.0807 ±1.4	.0419 ±3.7	947.9 ±9.8	900 ±61	-5
04-9	137	76	0.57	20.1	-0.15	.1712 ±1.3	1.71 ±2.2	.0713 ±1.5	.0521 ±2.8	1018.7 ±12.6	998 ±35	-2
05-9	142	65	0.47	20.3	0.00	.1669 ±1.3	1.67 ±2.0	.0726 ±1.5	.0495 ±2.7	995.2 ±12.1	1004 ±30	1
01-10	117	55	0.48	16.4	-0.47	.1637 ±1.4	1.66 ±3.2	.0697 ±1.7	.0530 ±4.3	977.2 ±12.8	1025 ±59	5
02-10	332	216	0.67	46.6	0.07	.1631 ±1.1	1.64 ±1.7	.0733 ±1.1	.0512 ±2.0	973.9 ±10.4	1006 ±26	3
03-10	61	88	1.50	8.6	-0.18	.1653 ±1.7	1.70 ±3.1	.0732 ±2.3	.0509 ±2.9	985.9 ±15.8	1059 ±51	7
04-10	120	67	0.58	17.0	-0.17	.1661 ±1.4	1.68 ±2.4	.0719 ±1.8	.0518 ±3.1	990.7 ±13.1	1020 ±40	3
05-10	533	27	0.05	42.7	0.32	.0929 ±1.1	0.69 ±2.3	.0566 ±1.2	.0208 ±19.1	572.5 ±6.0	373 ±45	-35
AMOSTRA 311												
22-1	333	230	0.71	45.7	0.00	.1598 0.8	1.58 ±1.3	.0717 ±1.1	.0482 ±1.7	955.6 ±7.4	979 ±22	2
22-2	367	298	0.84	51.8	0.00	.1646 0.8	1.65 ±1.3	.0728 ±1.0	.0515 ±1.5	982.1 ±7.3	1008 ±20	3
22-3	137	77	0.58	19.6	-0.37	.1667 1.4	1.71 ±3.1	.0714 ±1.6	.0507 ±3.8	993.8 ±12.5	1047 ±55	5
22-4	247	154	0.65	35.4	-0.14	.1673 1.0	1.71 ±1.9	.0730 ±1.4	.0532 ±2.1	997.0 ±9.2	1042 ±33	5
22-5	464	398	0.89	64.1	0.05	.1608 0.8	1.59 ±1.3	.0720 ±1.0	.0487 ±1.5	961.3 ±7.3	974 ±21	1
22-6	271	166	0.63	37.9	0.11	.1625 0.9	1.57 ±1.6	.0710 ±1.2	.0479 ±2.0	970.7 ±8.4	930 ±27	-4
15-1	406	362	0.92	57.3	0.03	.1640 0.8	1.65 ±1.4	.0733 ±0.9	.0511 ±1.4	979.1 ±7.0	1017 ±23	4
15-2	302	180	0.62	39.6	0.04	.1524 0.9	1.48 ±1.5	.0708 ±1.1	.0485 ±1.9	914.2 ±7.6	941 ±24	3
15-4	483	364	0.78	69.0	0.08	.1662 0.7	1.64 ±1.2	.0724 ±0.9	.0507 ±1.4	991.2 ±6.6	979 ±20	-1
15-5	244	182	0.77	35.4	0.07	.1692 1.0	1.71 ±1.6	.0737 ±1.2	.0522 ±1.9	1007.7 ±9.2	1017 ±26	1
20-1	758	725	0.99	105.6	0.12	.1621 0.6	1.61 ±1.1	.0731 ±0.7	.0492 ±1.1	968.3 ±5.2	992 ±18	2
20-2	423	360	0.88	57.2	0.18	.1571 0.8	1.57 ±1.8	.0738 ±0.9	.0472 ±1.7	940.6 ±7.2	997 ±33	6
20-3	395	303	0.79	55.9	-0.05	.1651 ±0.8	1.67 ±1.3	.0728 ±1.0	.0518 ±1.5	985.2 ±7.6	1018 ±21	3
20-4	450	395	0.91	62.9	0.16	.1622 ±0.8	1.58 ±1.5	.0718 ±0.9	.0493 ±1.5	968.9 ±6.8	943 ±27	-3
21-1	516	487	0.97	72.9	0.01	.1644 ±0.8	1.63 ±1.2	.0721 ±0.8	.0487 ±1.3	981.0 ±6.9	989 ±18	1
21-2	255	146	0.59	35.9	0.20	.1634 ±1.0	1.60 ±2.0	.0726 ±1.2	.0479 ±2.8	975.4 ±9.4	960 ±34	-2
21-3	597	549	0.95	84.1	-0.04	.1641 ±0.7	1.64 ±1.1	.0722 ±0.8	.0495 ±1.2	979.7 ±6.3	1002 ±17	2
21-4	420	367	0.90	58.8	-0.04	.1633 ±0.8	1.60 ±1.3	.0710 ±0.9	.0494 ±1.4	974.9 ±7.3	964 ±20	-1

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th / U	Pb (ppm)	F206 <sup>e</sup>	Isotopic ratios <sup>b,c</sup>				Ages <sup>d</sup>		Discord (%)
						<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
21-5	495	448	0.94	70.1	0.24	.1644 ±0.7	1.65 ±1.4	.0745 ±0.9	.0502 ±1.4	981.1 ±6.7	1006 ±25	3
19-1	446	421	0.97	62.0	-0.05	.1618 ±0.8	1.62 ±1.3	.0723 ±0.9	.0497 ±1.4	966.7 ±7.0	1006 ±20	4
19-2	563	519	0.95	80.2	-0.04	.1659 ±0.7	1.66 ±1.1	.0725 ±0.9	.0502 ±1.3	989.4 ±6.4	1008 ±18	2
19-3	210	113	0.55	29.9	0.09	.1654 ±1.1	1.65 ±1.9	.0732 ±1.4	.0499 ±2.5	986.6 ±10.4	1000 ±31	1
19-4	325	206	0.66	45.3	0.23	.1619 ±0.9	1.57 ±1.9	.0720 ±1.2	.0488 ±2.2	967.1 ±8.3	934 ±34	-3
19-5	406	245	0.62	56.2	0.17	.1610 ±0.8	1.58 ±1.5	.0723 ±1.1	.0488 ±1.9	962.2 ±7.5	957 ±27	-1
18-1	489	457	0.96	69.7	-0.10	.1659 ±0.7	1.65 ±1.3	.0715 ±0.9	.0506 ±1.4	989.7 ±6.7	993 ±23	0
18-2	302	189	0.65	4±3.1	-0.07	.1661 ±0.9	1.64 ±1.5	.0711 ±1.1	.0518 ±1.9	990.5 ±8.4	974 ±25	-2
18-3	380	347	0.94	54.1	-0.11	.1660 ±0.9	1.68 ±1.4	.0726 ±1.0	.0512 ±1.5	989.8 ±7.8	1028 ±23	4
18-4	398	304	0.79	55.9	-0.04	.1634 ±0.8	1.63 ±1.3	.0721 ±1.0	.0505 ±1.6	975.5 ±7.5	997 ±21	2
18-5	531	496	0.96	75.6	0.05	.1656 ±0.7	1.65 ±1.2	.0725 ±0.9	.0487 ±1.3	987.7 ±6.6	991 ±20	0
18-6	673	700	1.07	9±3.7	0.00	.1620 ±0.6	1.61 ±1.0	.0721 ±0.8	.0500 ±1.2	967.7 ±5.8	989 ±16	2
1-1	290	141	0.50	39.9	0.17	.1600 ±1.0	1.56 ±1.8	.0719 ±1.2	.0469 ±2.6	956.6 ±8.7	946 ±32	-1
1-2	300	172	0.59	42.7	-0.06	.1658 ±1.0	1.69 ±1.5	.0733 ±1.1	.0498 ±2.0	989.0 ±8.8	1034 ±23	5
1-3	350	224	0.66	50.5	0.11	.1675 ±0.9	1.65 ±1.5	.0724 ±1.1	.0503 ±1.9	998.1 ±8.5	974 ±25	-2
12-1	394	331	0.87	54.5	0.05	.1608 ±0.8	1.60 ±1.6	.0725 ±1.0	.0487 ±1.7	961.0 ±7.5	989 ±29	3
12-3	603	516	0.88	85.3	0.07	.1646 ±0.7	1.61 ±1.2	.0715 ±0.8	.0495 ±1.5	982.0 ±6.6	955 ±19	-3
13-1	211	110	0.54	30.2	-0.15	.1671 ±1.2	1.66 ±2.0	.0709 ±1.4	.0512 ±3.3	996.1 ±10.8	987 ±34	-1
13-2	376	278	0.76	52.7	0.08	.1630 ±0.9	1.59 ±1.4	.0716 ±1.0	.0502 ±1.8	973.3 ±7.8	956 ±23	-2
13-3	438	320	0.75	58.5	0.02	.1556 ±0.8	1.50 ±1.4	.0699 ±1.0	.0511 ±1.6	932.1 ±7.3	922 ±24	-1
14-1	365	280	0.79	52.8	-0.01	.1684 ±0.9	1.69 ±1.4	.0728 ±1.1	.0506 ±1.6	1003.1 ±8.1	1012 ±21	1
14-2	329	245	0.77	45.8	0.03	.1618 ±0.9	1.63 ±1.5	.0731 ±1.1	.0488 ±1.8	966.8 ±8.1	1010 ±25	5
14-3	462	393	0.88	66.6	0.18	.1674 ±0.8	1.65 ±1.5	.0731 ±0.9	.0504 ±1.5	997.7 ±7.2	977 ±25	-2
6-1	365	271	0.77	47.2	0.29	.1501 ±0.9	1.40 ±2.0	.0701 ±1.1	.0465 ±2.0	901.4 ±7.7	863 ±37	-4
6-2	207	145	0.72	30.0	0.07	.1683 ±1.2	1.65 ±1.9	.0718 ±1.4	.0522 ±2.2	1002.6 ±10.9	965 ±30	-4
6-3	710	786	1.15	99.3	-0.01	.1630 ±0.6	1.61 ±1.0	.0715 ±0.7	.0494 ±1.1	973.4 ±5.7	973 ±15	0
6-4	412	184	0.46	47.7	0.56	.1340 ±0.8	1.25 ±2.3	.0722 ±1.1	.0453 ±3.0	810.9 ±6.4	862 ±45	6
6-5	315	203	0.67	44.4	0.25	.1639 ±0.9	1.59 ±1.9	.0723 ±1.2	.0482 ±2.2	978.5 ±8.5	938 ±35	-4
5-1	452	332	0.76	6±3.2	0.11	.1625 ±0.8	1.60 ±1.6	.0723 ±0.9	.0497 ±1.7	970.4 ±7.3	969 ±29	0
5-2	283	38	0.14	25.1	0.50	.1027 ±1.1	0.83 ±3.6	.0627 ±1.6	.0270 ±13.3	630.2 ±6.3	557 ±75	-12
2-1	629	695	1.14	87.4	0.09	.1614 ±0.7	1.62 ±1.3	.0733 ±0.8	.0502 ±1.2	964.5 ±6.0	1003 ±22	4
2-2	286	170	0.61	40.9	0.20	.1661 ±1.0	1.63 ±1.8	.0725 ±1.2	.0476 ±2.3	990.7 ±9.2	958 ±32	2
AMOSTRA 317												
9-1	295	97	0.34	40.4	0.01	.1592 ±0.4	1.56 ±1.1	.0710 ±0.8	950 ±15	952.4 ±3.7	955 ±20	0
9-2	276	81	0.30	37.7	0.03	.1590 ±0.4	1.57 ±1.1	.0716 ±0.8	936 ±17	951.3 ±3.9	969 ±20	2
9-3	241	56	0.24	32.9	0.07	.1589 ±0.5	1.53 ±1.1	.0705 ±0.9	951 ±19	950.5 ±4.2	929 ±21	-2
14-1	155	41	0.27	21.5	0.03	.1611 ±0.6	1.61 ±1.5	.0726 ±1.1	944 ±24	963.1 ±5.4	997 ±27	3
14-2	252	67	0.27	34.6	0.02	.1597 ±0.5	1.60 ±1.2	.0728 ±0.8	958 ±21	955.1 ±4.4	1002 ±22	5
17-1	149	101	0.70	20.8	0.17	.1621 ±0.6	1.56 ±1.7	.0710 ±1.1	960 ±15	968.3 ±5.3	921 ±32	-5

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th / U	Pb (ppm)	F206 <sup>a</sup>	Isotopic ratios <sup>b,c</sup>				Ages <sup>d</sup>		Discord (%)
						<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
17-2	284	71	0.26	38.7	-0.02	.1586 ±0.4	1.57 ±0.9	.0714 ±0.8	969 ±16	948.8 ±3.6	974 ±16	3
17-3	280	207	0.76	36.8	0.20	.1526 ±0.4	1.50 ±1.3	.0727 ±0.8	923 ±11	915.5 ±3.5	964 ±24	5
18-1	220	86	0.41	30.6	-0.01	.1623 ±0.8	1.61 ±1.2	.0719 ±0.9	973 ±14	969.7 ±7.6	985 ±18	2
18-2	296	101	0.35	40.0	0.18	.1571 ±0.9	1.54 ±1.4	.0723 ±0.8	913 ±18	940.6 ±7.5	954 ±22	1
18-3	182	40	0.23	25.4	-0.01	.1621 ±0.5	1.61 ±1.1	.0718 ±1.0	966 ±17	968.4 ±4.9	983 ±19	2
18-4	210	58	0.28	29.3	0.04	.1620 ±0.5	1.58 ±1.2	.0712 ±0.9	945 ±20	967.8 ±4.1	954 ±23	-1
18-4.1	224	120	0.55	30.8	0.11	.1600 ±0.5	1.57 ±1.1	.0717 ±0.9	948 ±11	956.9 ±4.0	956 ±20	0
18-5	448	455	1.05	62.2	0.00	.1614 ±0.6	1.58 ±0.8	.0708 ±0.6	959 ±7	964.7 ±5.2	952 ±12	-1
18-6	138	76	0.57	22.8	-0.05	.1918 ±0.6	2.60 ±2.0	.0978 ±1.9	1100 ±19	1130.9 ±5.8	1590 ±36	29
18-7	214	91	0.44	26.4	1.61	.1412 ±0.5	1.40 ±3.1	.0841 ±0.8	884 ±41	851.3 ±4.1	980 ±61	13
19-1	309	97	0.32	44.2	0.05	.1666 ±0.4	1.61 ±1.0	.0705 ±0.7	972 ±15	993.6 ±3.8	932 ±19	-7
12-1	184	43	0.24	25.0	0.06	.1580 ±0.5	1.55 ±1.4	.0718 ±0.9	927 ±27	945.6 ±4.8	968 ±26	2
13-1	263	85	0.33	38.4	0.09	.1696 ±0.5	1.66 ±1.0	.0716 ±0.8	974 ±28	1010.1 ±4.8	957 ±17	-6
13-2	247	207	0.87	34.8	-0.10	.1642 ±0.4	1.64 ±1.0	.0718 ±0.8	967 ±9	980.1 ±3.7	1004 ±19	2
13-3	232	43	0.19	25.7	0.05	.1287 ±19.0	1.19 ±24.5	.0673 15.4	734 ±228	780.4 ±139.3	837 ±323	7
13-4	262	107	0.42	36.7	0.29	.1624 ±0.6	1.54 ±1.6	.0710 ±0.8	953 ±21	970.1 ±5.6	892 ±30	-9
10-1	106	62	0.61	14.8	0.28	.1621 ±0.7	1.54 ±2.3	.0710 ±1.3	961 ±23	968.7 ±6.1	895 ±46	-8
10-3	198	55	0.29	27.5	0.44	.1612 ±1.0	1.52 ±1.9	.0716 ±0.9	872 ±32	963.2 ±8.5	877 ±34	-10
7-1	164	45	0.28	22.8	0.23	.1615 ±0.6	1.57 ±1.7	.0722 ±1.0	926 ±30	965.2 ±5.3	940 ±32	-3
8-1	174	65	0.39	21.3	1.15	.1407 ±1.1	1.33 ±3.5	.0776 ±1.3	775 ±45	848.8 ±8.9	892 ±68	5
8-4	177	150	0.87	25.6	0.03	.1678 ±0.5	1.68 ±1.4	.0727 ±1.0	990 ±12	999.8 ±4.8	1000 ±26	0
8-5	255	105	0.43	35.4	-0.01	.1615 ±0.7	1.61 ±1.5	.0721 ±1.3	978 ±14	965.2 ±6.6	991 ±26	3
15-1	176	71	0.42	24.7	0.16	.1633 ±0.6	1.62 ±2.0	.0733 ±1.0	941 ±30	975.2 ±5.6	988 ±38	1
9-1	295	97	0.34	40.4	0.01	.1592 ±0.4	1.56 ±1.1	.0710 ±0.8	950 ±15	952.4 ±3.7	955 ±20	0
AMOSTRA 322												
2-23-1	579	106	0.19	77.6	0.19	.1556 ±0.7	1.52 ±1.5	.0725 ±1.0	.0440 ±4.3	932.2 ±6.3	958 ±26	3
2-24-1	925	152	0.17	98.9	3.42	.1202 ±0.7	1.18 ±5.0	.0976 ±0.8	.0641 ±9.8	731.8 ±4.9	955 ±101	31
2-24-2	491	134	0.28	57.2	1.26	.1338 ±0.7	1.24 ±3.4	.0773 ±1.4	.0400 ±6.3	809.5 ±5.6	851 ±69	5
2-25-1	398	79	0.20	54.1	0.10	.1579 ±0.8	1.60 ±1.6	.0743 ±1.2	.0453 ±3.1	945.2 ±6.8	1027 ±27	9
2-25-2	229	141	0.63	53.3	1.16	.2677 ±1.0	4.37 ±2.5	.1270 ±0.9	.0901 ±3.6	1529.0 ±13.7	1933 ±41	26
2-26-1	408	82	0.21	54.4	0.10	.1551 ±0.8	1.50 ±1.7	.0708 ±1.5	.0452 ±2.7	929.7 ±6.5	927 ±32	0
2-26-3	416	71	0.18	52.2	0.21	.1458 ±0.8	1.40 ±1.7	.0715 ±1.2	.0447 ±4.0	877.3 ±6.2	924 ±32	5
2-27-1	512	110	0.22	66.7	0.34	.1512 ±0.7	1.50 ±1.8	.0744 ±1.1	.0458 ±4.0	907.6 ±5.7	981 ±33	8
2-27-2	804	104	0.13	83.0	1.45	.1184 ±0.6	1.20 ±2.9	.0849 ±1.1	.0610 ±7.4	721.5 ±4.0	1031 ±57	43
2-31-1	486	536	1.14	71.9	0.00	.1721 ±0.3	1.68 ±0.6	.0708 ±0.5	.1600 ±7.4	1023.8 ±2.4	952 ±11	-7
2-1-1	294	81	0.29	39.0	0.20	.1541 ±0.5	1.50 ±1.5	.0724 ±0.8	.0426 ±5.7	923.9 ±4.6	951 ±28	3
2-2-1	119	107	0.93	17.0	0.05	.1665 ±0.5	1.64 ±1.4	.0721 ±1.1	.0502 ±1.5	992.5 ±4.7	976 ±26	-2
2-28-1	551	148	0.28	81.5	0.06	.1721 ±0.2	1.66 ±0.7	.0706 ±0.5	.0481 ±2.1	1023.8 ±2.3	932 ±14	-9
2-16-1	599	123	0.21	79.9	1.18	.1536 ±0.3	1.51 ±1.7	.0807 ±0.9	.0597 ±4.1	921.1 ±2.3	971 ±35	5

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th / U	Pb (ppm)	F206 <sup>a</sup>	Isotopic ratios <sup>b,c</sup>				Ages <sup>d</sup>		Discord (%)
						<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
2-16-3	986	181	0.19	100.8	1.50	.1173 ±0.3	1.17 ±1.7	.0843 ±0.4	.0612 ±3.2	714.9 ±1.8	1004 ±35	40
2-17-1	562	112	0.21	83.4	0.27	.1721 ±0.2	1.68 ±0.9	.0730 ±0.5	.0559 ±2.5	1023.4 ±2.4	953 ±17	-7
2-20-1	616	128	0.21	81.2	1.23	.1515 ±0.3	1.46 ±1.6	.0797 ±0.5	.0563 ±4.1	909.5 ±2.3	932 ±32	2
2-19-1	50	30	0.62	20.3	-0.02	.4703 ±0.6	10.44 ±0.9	.1609 ±0.7	.1306 ±1.6	2484.8 ±11.8	2467 ±13	-1
2-14-1	398	228	0.59	60.0	-0.02	.1754 ±0.3	1.71 ±0.7	.0705 ±0.6	.0527 ±1.0	1041.7 ±2.8	947 ±13	-9
2-5-1	568	430	0.78	77.5	0.25	.1584 ±0.3	1.55 ±1.0	.0728 ±0.5	.0500 ±0.9	947.7 ±2.3	953 ±19	1
2-7-1	604	51	0.09	71.9	0.21	.1384 ±0.8	1.29 ±1.4	.0694 ±0.8	.0433 ±4.8	835.5 ±6.6	862 ±22	3
2-4-1	754	154	0.21	83.5	2.34	.1258 ±0.3	1.25 ±2.4	.0901 ±0.9	.0545 ±5.1	763.9 ±2.1	982 ±49	29
2-12-1	572	150	0.27	80.3	0.21	.1632 ±0.3	1.59 ±0.8	.0722 ±0.5	.0481 ±1.8	974.6 ±2.3	945 ±15	-3
2-x	600	97	0.17	80.9	0.51	.1561 ±0.2	1.51 ±1.0	.0743 ±0.5	.0406 ±3.7	935.2 ±2.1	936 ±20	0
2-20-2	679	207	0.31	93.7	0.57	.1599 ±0.3	1.60 ±1.0	.0771 ±0.5	.0987 ±3.1	956.1 ±2.3	1005 ±21	5
2-27-3	604	234	0.40	77.8	0.22	.1495 ±0.3	1.43 ±1.1	.0709 ±0.5	.1517 ±4.1	898.4 ±2.1	906 ±21	1
2-27-4	650	78	0.12	85.9	0.87	.1525 ±0.3	1.45 ±2.0	.0759 ±1.5	.0514 ±8.1	915.0 ±2.4	901 ±41	-2
2-26-4	551	90	0.17	73.1	1.47	.1521 ±0.3	1.50 ±2.1	.0828 ±0.7	.0688 ±5.3	912.6 ±2.6	968 ±43	6
AMOSTRA 328 A												
20-4	321	239	0.77	44.2	0.39	.1598 ±0.9	1.58 ±2.0	.0747 ±1.2	.0412 ±2.0	955.4 ±8.2	979 ±37	2
20-5	279	274	1.01	38.3	0.40	.1592 ±0.9	1.54 ±1.6	.0732 ±0.9	.0476 ±1.7	952.2 ±8.2	930 ±27	-2
20-6	61	29	0.48	8.9	0.93	.1690 ±1.6	1.62 ±6.6	.0769 ±1.9	.0461 ±9.1	1006.4 ±14.6	917 ±132	-9
21-1	193	147	0.79	27.1	0.29	.1631 ±1.0	1.59 ±2.0	.0727 ±1.0	.0485 ±2.0	973.8 ±9.0	943 ±36	-3
21-2	116	185	1.65	18.6	0.51	.1866 ±1.2	1.83 ±3.9	.0750 ±1.3	.0551 ±2.2	1102.8 ±12.6	957 ±75	-13
21-3	127	91	0.74	18.0	0.62	.1645 ±1.2	1.53 ±3.3	.0721 ±1.4	.0487 ±3.1	981.9 ±10.7	845 ±64	-14
21-4	128	79	0.64	18.1	0.49	.1633 ±1.1	1.59 ±2.3	.0745 ±1.2	.0473 ±2.6	974.8 ±10.3	947 ±41	-3
21-5	93	76	0.84	12.7	0.38	.1584 ±1.3	1.52 ±2.8	.0726 ±1.6	.0461 ±2.8	948.0 ±11.6	917 ±51	-3
17-1	345	167	0.50	50.0	0.09	.1683 ±0.9	1.66 ±1.3	.0723 ±0.8	.0495 ±1.7	1002.6 ±8.2	973 ±18	-3
17-2	105	61	0.60	28.4	0.65	.3126 ±1.3	4.52 ±3.1	.1097 ±0.9	.0841 ±5.3	1753.4 ±19.6	1711 ±52	-2
17-3	86	110	1.32	27.2	0.24	.3664 ±1.2	6.13 ±1.5	.1231 ±0.8	.1058 ±1.7	2012.4 ±21.6	1977 ±16	-2
17-2.1	274	30	0.11	78.4	0.35	.3314 ±1.0	4.80 ±1.9	.1078 ±0.6	.0761 ±17.4	1845.0 ±15.6	1717 ±30	-7
15-1	92	61	0.68	13.2	1.02	.1654 ±1.4	1.46 ±4.2	.0720 ±1.7	.0451 ±4.2	986.9 ±12.9	741 ±84	-25
15-2	274	186	0.70	39.3	0.25	.1662 ±0.9	1.63 ±1.6	.0731 ±0.9	.0499 ±1.9	991.2 ±8.4	961 ±26	-3
15-3	26	37	1.50	3.7	1.20	.1652 ±2.3	1.62 ±7.6	.0804 ±2.8	.0498 ±4.5	985.6 ±20.8	958 ±147	-3
15-5	200	161	0.83	28.9	0.16	.1681 ±1.0	1.67 ±1.5	.0733 ±1.0	.0505 ±1.7	1001.5 ±9.4	988 ±23	-1
9-1	173	121	0.72	24.2	0.20	.1623 ±1.0	1.58 ±2.0	.0722 ±1.1	.0503 ±2.1	969.7 ±9.4	945 ±34	-3
14-1	50	27	0.56	17.2	0.24	.4012 ±1.5	7.27 ±1.9	.1332 ±1.0	.1071 ±3.0	2174.3 ±27.9	2118 ±21	-3
14-2	103	49	0.49	14.6	0.72	.1636 ±1.3	1.49 ±4.5	.0719 ±1.4	.0460 ±5.7	976.9 ±11.4	814 ±90	-17
14-3	20	28	1.41	2.7	2.18	.1548 ±2.7	1.39 ±13.7	.0822 ±4.1	.0470 ±7.6	927.9 ±23.2	775 ±283	-17
14-4	129	106	0.85	19.1	0.61	.1717 ±1.2	1.65 ±3.0	.0745 ±1.3	.0501 ±2.9	1021.4 ±11.1	919 ±56	-10
5-1	238	229	0.99	33.4	0.23	.1629 ±0.9	1.58 ±1.6	.0722 ±0.9	.0486 ±1.5	973.0 ±8.6	940 ±27	-3
5-2	269	189	0.72	37.8	0.58	.1622 ±0.9	1.58 ±2.0	.0750 ±0.9	.0469 ±2.0	969.0 ±8.3	944 ±36	-3
5-3	174	195	1.16	25.2	0.25	.1679 ±1.0	1.63 ±1.8	.0725 ±1.1	.0503 ±1.7	1000.5 ±9.6	945 ±30	-6

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th / U	Pb (ppm)	F206 <sup>a</sup>	Isotopic ratios <sup>b,c</sup>				Ages <sup>d</sup>		Discord (%)
						<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
18-1	112	62	0.57	16.3	0.20	.1690 ±1.2	1.64 ±2.9	.0720 ±1.3	.0496 ±3.5	1006.5 ±10.9	940 ±55	-7
18-2	173	163	0.97	24.8	0.13	.1667 ±1.0	1.63 ±1.9	.0721 ±1.1	.0497 ±1.8	994.0 ±9.4	959 ±32	-3
18-5	73	31	0.44	11.9	0.28	.1886 ±1.4	1.96 ±4.2	.0775 ±1.6	.0543 ±6.5	1113.7 ±14.1	1078 ±79	-3
18-6	427	462	1.12	60.7	0.30	.1651 ±0.9	1.62 ±2.0	.0735 ±0.7	.0495 ±1.5	985.1 ±7.8	961 ±37	-2
19-1	120	71	0.61	17.1	0.17	.1653 ±1.2	1.61 ±2.4	.0718 ±1.5	.0518 ±2.9	986.4 ±11.3	943 ±43	-4
AMOSTRA 332												
20-04	118	66	0.57	16.6	0.24	.1634 ±1.2	1.59 ±3.7	.0723 ±1.5	.0483 ±4.3	975.9 ±11.2	942 70	-3
20-05	134	91	0.71	19.2	0.06	.1670 ±1.2	1.66 ±2.6	.0727 ±1.3	.0495 ±2.8	995.6 ±10.9	993 47	0
19-1	110	80	0.76	15.6	-0.27	.1664 ±1.3	1.71 ±2.6	.0725 ±1.6	.0495 ±3.4	992.3 ±11.9	1058 46	7
19-2	99	55	0.57	13.6	0.50	.1599 ±1.3	1.51 ±3.7	.0726 ±1.7	.0490 ±4.1	956.1 ±11.8	887 70	-7
2-1	45	75	1.70	19.1	0.25	.4889 ±1.7	11.52 ±2.1	.1726 ±1.0	.1326 ±2.3	2566.1 ±36.0	2566 20	0
02-2	226	145	0.66	31.7	0.03	.1635 ±1.0	1.60 ±1.9	.0711 ±1.1	.0499 ±2.1	976.1 ±9.1	955 33	-2
02-3	113	72	0.66	16.0	-0.02	.1653 ±1.2	1.61 ±1.9	.0707 ±1.5	.0513 ±2.4	985.9 ±11.1	952 30	-3
18-2	207	133	0.66	29.1	0.07	.1633 ±1.0	1.62 ±1.7	.0727 ±1.1	.0413 ±2.2	975.3 ±9.2	990 28	1
18-3	42	26	0.65	5.8	-0.28	.1632 ±1.8	1.66 ±3.4	.0716 ±2.5	.0496 ±4.4	974.5 ±16.6	1036 59	6
18-4	363	178	0.51	51.0	0.04	.1636 ±0.9	1.62 ±1.2	.0723 ±0.8	.0498 ±1.6	976.8 ±8.0	986 18	1
17-1	177	140	0.82	25.2	0.16	.1659 ±1.1	1.64 ±2.0	.0730 ±1.2	.0507 ±2.7	989.7 ±9.8	980 34	-1
17-2	57	58	1.05	8.1	1.30	.1627 ±1.6	1.61 ±4.8	.0817 ±2.0	.0478 ±3.7	971.8 ±14.7	975 92	0
16-1	436	240	0.57	209.7	0.04	.5593 ±0.8	15.53 ±0.9	.2016 ±0.3	.1528 ±1.1	2863.7 ±19.3	2837 4	-1
16-2	92	130	1.46	13.3	0.61	.1672 ±1.4	1.65 ±3.9	.0762 ±1.6	.0497 ±2.6	996.6 ±12.5	972 74	-2
16-3	60	45	0.78	8.3	-0.20	.1623 ±1.6	1.69 ±3.4	.0738 ±2.0	.0522 ±3.6	969.4 ±14.2	1079 62	11
16-4	44	40	0.95	6.1	0.72	.1595 ±1.8	1.57 ±6.4	.0768 ±2.3	.0495 ±4.9	953.8 ±15.8	964 126	1
15-1	69	36	0.54	30.8	0.01	.5168 ±1.3	12.50 ±1.5	.1755 ±0.7	.1444 ±2.3	2685.4 ±29.5	2610 12	-3
15-2	67	35	0.54	9.6	-0.03	.1685 ±1.4	1.79 ±2.2	.0769 ±1.7	.0534 ±3.1	1003.8 ±13.4	1124 34	12
15-3	123	145	1.22	18.3	0.39	.1722 ±1.2	1.70 ±2.3	.0747 ±1.3	.0527 ±2.0	1024.3 ±11.1	977 41	-5
7-1	64	43	0.70	8.9	0.57	.1611 ±1.6	1.60 ±6.3	.0763 ±1.9	.0501 ±6.1	962.8 ±14.2	982 124	2
7-2	116	140	1.25	51.9	0.35	.5184 ±1.1	13.90 ±1.3	.1968 ±0.6	.1422 ±1.7	2692.5 ±25.0	2780 11	3
7-3	34	31	0.95	5.1	2.17	.1722 ±2.3	1.51 ±13.0	.0810 ±3.2	.0475 ±8.7	1024.0 ±21.9	735 270	-28
14-1	44	79	1.85	19.7	0.20	.5171 ±1.7	14.23 ±2.0	.2009 ±1.1	.1487 ±2.1	2686.7 ±37.1	2823 18	5
13-3	91	60	0.68	40.0	0.37	.5078 ±1.3	12.01 ±1.8	.1740 ±0.8	.1382 ±3.7	2647.4 ±28.1	2573 22	-3

## ***ANEXO 4***

### ***Tabela de dados U-Pb (diluição isotópica)***

Fração	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb <sup>206</sup> /Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>	±2σ	Pb <sup>206</sup> /U <sup>238</sup>	±2σ	Coef. De Correl.	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	±2σ	Pb <sup>206</sup> /U <sup>238</sup>	Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup> ±2σ (ma)
218 A	0.024	1531.7	175.23	45.34	0.0296	1146.581	0.791763	0.35	0.0946648	0.344	0.984921	0.0606604	0.0605	583.07	592.17	627.21±1.3
218 C	0.019	576.02	51.411	57.27	0.0994	775.155	0.751073	0.85	0.089037	0.771	0.907596	0.0611802	0.358	549.48	568.85	645.57±7.7
218 D	0.011	570.41	38.808	98.93	0.1734	1786.577	0.585393	0.55	0.00698296	0.463	0.83964	0.0608004	0.301	435.13	467.92	632.18±6.5
218 E	0.028	706.38	57.791	38.86	0.055	590.983	0.658168	0.6	0.0776567	0.575	0.969109	0.0614691	0.147	482.12	513.49	655.69±3.2
218 E11	0.02	773.35	532.25	54.41	0.0704	627.226	0.874886	0.48	0.101926	0.472	0.9761	0.0622534	0.105	625.69	638.22	682.83±2.2
218 E14	0.012	785.3	83.653	90.68	0.1154	365.5592	0.773918	0.85	0.0917607	0.828	0.981351	0.0611698	0.163	565.94	582.01	645.21±3.5

## ***ANEXO 5***

### ***Tabela de dados isotópicos de Nd***

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	Nd/Nd	E(0)	Tdm	Litologia	X	Y
MMC 05	7.584	31.391	0,1460	0,512367+/-07	5,29(-)	1,51	meta-basalto	602079	8913273
MMC 11	6.422	31.507	0,1232	0,512013+/-09	12,19(-)	1,72	meta-dacito	578424	8886339
MMC 14	5.468	30.013	0,1101	0,511982	12,80(-)	1,55	dacito porfiro	579327	8889468
MMC 16.2a	5.875	32.306	0,1099	0,511850	15,37(-)	1,74	andesito	580843	8891409
MMC 16.2b	4.867	22.282	0,1320	0,512407	4,51(-)	1,18	grauvaca	580843	8891409
MMC 16.2c	6.211	29.219	0,1285	0,512328	6,04(-)	1,27	metapelito	580843	8891409
MMC 36 A	4.979	23.276	0,1293	0,511887 +/-17	14,65(-)	2,07	ardósia	602522	8891156
MMC 41	5.595	26.752	0,1264	0,512268+/-09	7,22(-)	1,34	metapelito	607269	8887156
MMC 44A	9.874	47.740	0,1250	0,512127+/-0,8	9,98(-)	1,56	ardósia	608909	8889112
MMC 55	2.577	15.491	0,1006	0,512094+/-14	10,62(-)	1,27	metarenito	589898	8908678
MMC 74	3.896	23.317	0,1010	0,511884+/-07	14,72(-)	1,56	granito S. Novos	643689	8915704
MMC 82	2.912	15.593	0,1129	0,511970+/-10	13,04(-)	1,61	granito S. Novos	629969	8917081
MMC 90B	4.166	24.337	0,1035	0,511967+/-16	13,09(-)	1,48	migmatito P.Redondo	650084	8913780
MMC 128	10.605	44.981	0,1425	0,512341+/-15	5,79(-)	1,49	migmatito P.Redondo	625821	8918883
MMC 128.2b	11.356	55.939	0,1227	0,512123	10,05(-)	1,53	Xingó	625821	8918883
MMC 133	3.862	17.388	0,1342	0,512354+/-10	5,54(-)	1,31	metapelito	587661	8890624
MMC 137	3.371	19.308	0,1055	0,512058 +/-24	11,32(-)	1,38	meta-dacito	602560	8894241
MMC 145A	4.906	26.046	0,1139	0,511993+/-14	12,57(-)	1,59	metapelito	583923	8886011
MMC 145B	4.668	22.091	0,1277	0,512268 +/-28	7,21(-)	1,36	andesito	583923	8886011
MMC 147	5.946	34.141	0,1053	0,511898 +/-17	14,43(-)	1,60	andesito	584531	8886599
MMC 151	5.388	25.074	0,1299	0,512339 +/-27	5,83(-)	1,27	metapelito	584998	8888378
MMC 159	9.544	58,40	0,0988	0,512195+/-06	8,65(-)	1,12	andesito	585919	8891181
MMC 172	7.782	32.734	0,1437	0,512190+/-45	8,73(-)	1,84	ardósia	621013	8891173
MMC 179	5.976	29.081	0,1242	0,512058+/-07	11,31(-)	1,66	metapelito	604756	8886035
MMC 187	6.991	31.393	0,1346	0,512188+/-13	8,79(-)	1,63	metapelito	609017	8889276
MMC 199	4.415	20.490	0,1303	0,512372+/-05	5,19(-)	1,22	metapelito	597897	8890378
MMC 223	7.225	37.460	0,1166	0,511973+/-05	12,96(-)	1,66	grauvaca	596549	8895010
MMC 257	6.458	30.187	0,1293	0,511916+/-08	14,09(-)	2,02	xisto aluminoso	603594	8910166
MMC 271	4.413	22.675	0,1177	0,511630 +/-36	19,67(-)	2,23	xisto aluminoso	624330	8907817
MMC 306	7.636	35.848	0,1288	0,512056+/-07	11,35(-)	1,75	metapelito	602725	8893092
MMC 314	4.434	15.648	0,1713	0,512446	3,74(-)	2,13	anfíbolito	636881	8900496
MMC 317	13.661	68.409	0,1203	0,512035	11,77(-)	1,63	granito S. Negra	628852	8893560
MMC 325	5.855	32.152	0,1101	0,511871	14,96(-)	1,71	actinolita xisto	623754	8908212