



**UNICAMP**

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

UNICAMP  
BIBLIOTECA CENTRAL  
SECÃO CIRCULANTE

**CARLA MARIA MENDES LACERDA**

**EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E PETROGENÉTICA DO DOMO GRANODIORÍTICO  
DE AMBRÓSIO, BAHIA: IMPLICAÇÕES PARA O MECANISMO DE COLOCAÇÃO**

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

**Orientador: Professor Doutor Elson Faiva de Oliveira**

Este exemplar corresponde à  
redação final da tese, revisada  
por *Carla Maria Mendes Lacerda*  
e aprovada pelo orientador  
em *21/11/2009*  
  
ORIENTADOR

**CAMPINAS - SÃO PAULO**

Outubro de 2000

UNICAMP  
BIBLIOTECA CENTRAL  
SECÃO CIRCULANTE

UNICAMP  
BIBLIOTECA CENTRAL  
SECÃO CIRCULANTE

UNICAMP  
BIBLIOTECA CENTRAL

11  
10  
09  
08  
07  
06  
05  
04  
03  
02  
01

UNIDADE B.O  
 N.º CHAMADA: 1/Unicamp  
L116e  
 V. \_\_\_\_\_ Ex. \_\_\_\_\_  
 TOMBO BC/ 43300  
 PROC. 16-392/01  
 C  D   
 PREC# 13541,00  
 DATA 09/02/01  
 N.º CPD \_\_\_\_\_

FICHA CATALOGRAFICA ELABORADA PELA  
 BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP - IG

CM-00153680-B

Lacerda, Carla Maria Mendes

L116e

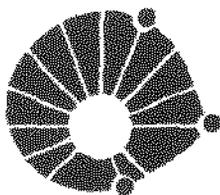
Evolução estrutural e petrogenética do Domo granodiorítico de Ambrósio, Bahia: implicações para o mecanismo de colocação / Carla Maria Mendes Lacerda.- Campinas, SP.: [s.n.], 2000.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira

Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geologia Estrutural. 2. Petrogênese. 3. Granito – Bahia.

I. Oliveira, Elson Paiva de. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências III. Título.



**UNICAMP**

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

**CARLA MARIA MENDES LACERDA**

**EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E PETROGENÉTICA DO DOMO GRANODIORÍTICO DE  
AMBRÓSIO, BAHIA: IMPLICAÇÕES PARA O MECANISMO DE COLOCAÇÃO**

**ORIENTADOR: Elson Paiva de Oliveira**

Aprovada em: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

**PRESIDENTE: Elson Paiva de Oliveira**

**EXAMINADORES:**

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Prof. Dr. Valdecir Janasi

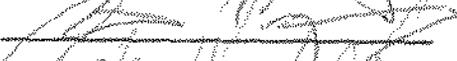
Prof. Dr. Peter C. Hackspacher

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Prof. Dr. Carlos R. Souza Filho

  
\_\_\_\_\_  
Presidente

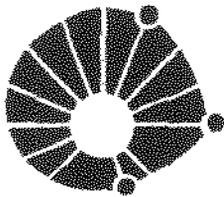
  
\_\_\_\_\_  
Valdecir Janasi

  
\_\_\_\_\_  
Peter C. Hackspacher

  
\_\_\_\_\_  
Roberto Perez Xavier

  
\_\_\_\_\_  
Carlos R. Souza Filho

Campinas, Outubro de 2000



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO  
PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA  
METALOGÊNESE**

**EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E PETROGENÉTICA DO DOMO GRANODIORÍTICO DE AMBRÓSIO,  
BAHIA: IMPLICAÇÕES PARA O MECANISMO DE COLOCAÇÃO**

**RESUMO**

**TESE DE DOUTORADO**

**CARLA MARIA MENDES LACERDA**

O Domo de Ambrósio corresponde a um corpo elíptico com 40 Km de comprimento na direção N-S e largura variável que pode atingir até 8 Km. Este pluton encontra-se encaixado na sequência vulcano-sedimentar paleoproterozóica do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

Trabalhos de mapeamento litoestrutural no domo permitiu a identificação de três suites ígneas. i) ortognaisses com composição granodiorítica a tonalítica; ii) granodioritos equigranulares médio a fino e porfíricos e monzogranito e iii) diques graníticos, pegmatíticos e aplíticos e veios de quartzo. Além destes litotipos o domo é caracterizado pela presença de afloramentos contínuos de gnaiss migmatítico e de granitóides indiferenciados que são representados por granitos, granodioritos e migmatitos. Esses litotipos mostram relações de campo complexas que podem ser demonstradas por contatos gradacionais a bruscos.

Além disso foram identificados dois eventos de deformação resultantes de um esforço compressivo NW-SE. O primeiro evento (En) caracterizado como de empurrão, gerou lineações do tipo *down-dip*, principalmente identificadas na margem ocidental do pluton e em suas rochas encaixantes. O segundo evento (En +1), caracterizado por uma tectônica transcorrente sinistral mascara quase inteiramente o evento anterior. Neste evento foram identificadas três fases de deformação progressivas: i) a primeira foi responsável pela nucleação de elementos planares gerados em estado sólido e magmático que possuem orientação Norte-Sul e mergulhos fortes a moderados, além de lineações subhorizontais; ii) a segunda foi responsável pela colocação de diques graníticos e pegmatíticos e iii) a última nucleou dobras com superfícies axiais verticais e eixos subhorizontais paralelos à direção da lineação mineral e ou de estiramento.

O caráter sin-tectônico do pluton ao evento de deformação En +1 é marcado por: i) desenvolvimento de tramas miloníticas (Sm +1) nas bordas concordantes com o acamamento magmático na porção central (Smg +1); ii) paralelismo entre as lineações de estiramento de quartzo, com as lineações minerais ígneas nas porções centrais; iii) concordância entre estruturas do tipo SC nas bordas do domo definidas por *ribbons* de quartzo e palhetas de biotita paralelas às definidas por biotitas primárias em regiões centrais; iv) tramas oblíquas em acamamento *schlieren* concordantes com as tramas em estados sólido em diques pegmatíticos; v) idade de cristalização do pluton (2080 Ma

U/Pb em zircão e xenotímio) concordante com a idade de metamorfismo regional (2080 Ar-Ar em hornblenda) vi) desenvolvimento de microtexturas em estado magmático que gradam para submagmático e para deformação em estado sólido em alta temperatura; a microtextura em estado magmático é caracterizada pelo acamamento de minerais primários, com forma euédrica e que exibem pouca evidência de deformação plástica vii) segregação magmática representada por leucossomas (ou acamamento *schlieren*) paralelo à trama planar em estado sólido de alta temperatura; viii) refração da foliação em estado sólido de gnaíse hospedeiro em relação à do dique (estado magmático) e ix) apófises de diques que apresentam trama magmática concordante com a de estado sólido no gnaíse hospedeiro.

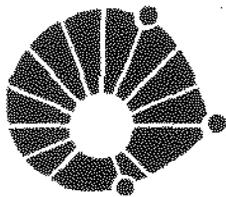
Ressalta-se que estudos microtexturais no domo associados com os de petrotrama em eixo-c em quartzo permitiram estabelecer um limite de temperatura para nucleação das estruturas entre 650 e 750°C.

Geocronologia U/Pb (em zircões e xenotímio) permitiram definir uma idade mínima de cristalização de 2080Ma para o domo. Além disto a presença de zircões herdados indicam a participação do embasamento na gênese do pluton. Por outro lado, os dados isotópicos de Nd mostram idades modelos entre 3059 e 2586Ma e valores de  $\epsilon_{Nd(2080)}$  negativos entre -10,67 e -4,35 indicando contribuição da crosta mais antiga na gênese das rochas ígneas do domo. A presença de gnaíses migmatíticos no domo com idades TDM de 3059 Ma corroboram esta suposição.

O envolvimento de fontes juvenis e crustais na geração do Domo de Ambrósio pode ser deduzido de diagramas de classificação geotectônica baseado na distribuição de elementos traços. Nestes, as amostras do domo distribuem-se no campo de granitóides sin-colisionais (Syn-COLG) e de arcos (VAG) herdando a assinatura geoquímica de seus protólitos. Os dados geoquímicos permitem também classificar o domo como granitóide do tipo I, cálcio-alcálico com tendência peraluminosas a metaluminosas.

Outras características do pluton são: i) a falta de xenólitos das rochas supracrustais encaixantes, ii) ausência de lineação de alto ângulo associada com ascensão diapírica e iii) presença de diques, leucossomas em migmatitos e acamamento *schlieren* que mostram que parte da fusão pode ter migrado em direção paralela ao acamamento. Estas características reforçam que a propagação do magma na forma de diques pode ter sido um mecanismo eficiente no transporte de material.

Além disso, considerando: i) que as lineações do tipo *down-dip*, associadas com o evento En, encontram-se impressas em fácies mais antiga do pluton; ii) que existe um paralelismo entre os elementos planares e lineares no domo e rochas encaixantes, gerados no evento En+1; iii) o desenvolvimento de zonas de cisalhamento nas bordas oeste e leste do domo e iv) a propagação lateral do magma, representada por leucossomas estromatíticos e acamamento *schlieren*; foi proposto um modelo de colocação para o Domo de Ambrósio envolvendo um escape tectônico lateral de direção norte sul, gerado durante a mudança da tectônica do tipo *obliqua* para transcorrente. Ressalta-se que a tectônica obliqua poderia ter promovido o espessamento crustal e o início de refusão por parte do embasamento envolvido e que a transcorrência geraria o espaço e controlaria a movimentação para a instalação do pluton.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO  
PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA  
METALOGÊNESE

STRUCTURAL AND PETROGENETIC EVOLUTION OF THE AMBROSIO GRANODIORITIC DOME,  
BAHIA: IMPLICATIONS FOR ITS EMPLACEMENT MECHANISM

ABSTRACT

Doctorate thesis

CARLA MARIA MENDES LACERDA

The Ambrosio Dome is a 40 km long, up to 8 km thick elliptic body emplaced into volcanic-sedimentary rocks of the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt. Geologic mapping of the dome allowed us to distinguish three main igneous suite, namely (i) granodioritic to tonalitic orthogneisses, (ii) monzogranite and porphyritic to equigranular granodiorites, and (iii) granitic-, pegmatitic and aplitic dykes, and quartz veins. In addition to these rock units, the dome comprises large domains of migmatic gneisses, migmatites and undifferentiated granites to granodiorites, with complex field relationships.

The region underwent two events of deformation of NW-SE direction. The first (En) is a low-angle thrust which is marked by down-dip stretching lineations on the western border of the dome and its country-rocks. The second one (En+1) is a left-sense transcurrent tectonics that wipe out most of the early structure. This event comprises three progressive deformation phases with the following characteristics: (i) the first was responsible for the development of N-S oriented, high- to moderate dipping, solid-state and magmatic planar structures, as well as subhorizontal mineral lineations; (ii) the second is marked by the intrusion of granitic and pegmatitic dykes, (iii) whereas the third is illustrated by folds with subhorizontal axis paralleling the stretching and (or) mineral lineations.

The Ambrosio dome was emplaced syn-tectonically during the second deformation event (En+1) as evidenced by (i) widespread mylonitic foliation and stretching mineral lineations at the dome edges parallel both magmatic layering and mineral lineations on the dome centre, (ii) s-c relationships of biotite and quartz ribbons observed on the dome margin are identical to those in magmatic biotite of the dome central portion, (iii) oblique fabric of schlieren layering are concordant with solid-state fabrics of pegmatitic dykes, (iv) the emplacement age (2,080 Ma, U-Pb on xenotime) of granitic rocks of the dome is consistent with the metamorphic age (2,080 Ma, Ar-Ar on hornblende) of host-rock amphibolite, (v) changes of magmatic textures into subsolidus ones at high-temperature, (vi) magmatic segregation (leucosome or schlieren layering) parallel to solid-state foliations, (vii) foliation refraction from host-gneiss into granite dyke, and (viii) and dyke off-shoots with magmatic fabric paralleling solid-state structures of the host gneiss. Furthermore, petrofabric studies of quartz c-axis on several rocks of the Ambrosio dome yielded a temperature range of 650-750 °C for planar structures nucleation.

The crystallization age of rocks from the Ambrosio dome (2,080 Ma) coupled with inherited zircons (up to 3,160 Ma), Nd model ages between 3,059-2,586 Ma and negative epsilon Nd values (-10.67-4.35) indicate a significant contribution of older, basement rocks in the genesis of the dome.

Whole-rock major and trace element geochemistry reflects a syn-collisional to volcanic arc signature, which is interpreted as inherited mostly from the basement protoliths.

The presence of dykes, migmatite leucosomes and schlieren layering paralleling the major N-S axis of the dome, as well as the existence of left-lateral shear zones on both eastern and western margins of it, and the lack of high-angle lineations usually associated with diapiric ascent of magmas, strongly support a model of dome formation during the escape tectonics that followed a regional shortening from NW to SE.

No meio do caminho  
(Carlos Drummond de Andrade)

No meio do caminho tinha uma pedra  
tinha uma pedra no meio do caminho  
tinha uma pedra  
no meio do caminho tinha uma pedra.  
Nunca me esquecerei desse acontecimento  
na vida de minhas retinas tão fatigadas.  
Nunca me esquecerei que no meio do caminho  
tinha uma pedra  
tinha uma pedra no meio do caminho  
no meio do caminho tinha uma pedra.

*Chega um dia em que se o homem não deixar tudo  
para trás não vai para a frente."*  
*MICÉTAUS DO ISSAS*

A Romeu (in memoriam), Maria,  
meus irmãos e sobrinhos

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que auxiliaram direta ou indiretamente a realização deste trabalho e em especial:

À Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) por ter sido a sede para o desenvolvimento deste projeto de pesquisa.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela concessão da bolsa e pelo auxílio da reserva técnica, que consistiu como a fonte motriz para o desenvolvimento dos trabalhos de campo, bem como para análises e obtenção de dados.

À CAPES pela bolsa concedida no primeiro ano deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira pela orientação, amizade e compreensão durante estes anos de trabalho. Agradeço-o, ainda, por ter acreditado no projeto e pelo respeito profissional que ocorreu durante este período.

Ao Prof. Dr. Asit Choudhuri que acompanhou o desenvolvimento deste trabalho durante o período de agosto de 1997 a agosto de 1998 e que muito auxiliou com sugestões e discussões.

Ao Prof. Dr. Peter C. Hackspacher pela abertura dos laboratórios na Universidade Estadual Paulista e pelas discussões durante os estudos de petrotrama e integração dos dados.

Ao Prof. Dr. João Fernando Hippert pelas sugestões, durante a primeira etapa de campo, e discussões sobre o projeto.

Ao amigo Juarez, auxiliar e companheiro no desenvolvimento dos trabalhos de campo, que ajudou em todas as coletas de amostras, bem como no transporte, sempre trabalhando arduamente, mas com um ótimo humor.

À grande amiga Val, uma ótima profissional e além disso uma companheira, uma cidadã sempre preocupada com o bem estar de todos.

À amiga Dorinha que tornou o cantinho da biblioteca como a extensão de meu lar.

Ao geólogo Marcelus Glaucus que auxiliou na transformação de blocos de amostras em fragmentos menores.

Aos amigos de Santa Luz em especial a Natália, Brigido e Ângela que tornaram a estadia no campo bastante agradável.

A todas as crianças de Santa Luz e região que auxiliaram a andar entre a vegetação da caatinga, as quais não pudemos retribuir dando uma condição de sobrevivência mais digna.

Aos amigos geólogos, Catarina, César, Hectór, Guttemberg e Rogério, pelas discussões técnicas e científicas.

A grande família campineira Alessandra, Catarina, Carreira, Éder Moreira, Eder, Flora, Guilherme, Irian, Juarez, Lúcia, Mara, Márcio, Miguel, Monge, Nalva, Raiza, Regla, Rigoberto, Rogério, Solange, Tony, Valdirene e Valéria.

Aos meus familiares Papai, mamãe, meus irmãos, minhas irmãs e os meus queridos sobrinhos.

A todos os trabalhadores que contribuem para o desenvolvimento do país e que nem ao menos têm direito a uma escola pública, a um sistema de saúde eficiente e ao mínimo direito de cidadania.

A Deus pai e criador.

## ÍNDICE

|  |           |
|--|-----------|
| ÍNDICE DE FIGURAS .....  | xiv       |
| ÍNDICE DE FOTOS.....   | xix       |
| ÍNDICE DE QUADROS .....  | xxii      |
| ÍNDICE DE TABELAS.....   | xxiii     |
| <br>   |           |
| <b>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO .....</b>   | <b>1</b>  |
| 1.1. Localização geográfica .....  | 4         |
| 1.2. Trabalhos anteriores no domo de ambrósio.....   | 4         |
| 1.3. Justificativa .....   | 5         |
| 1.4. Objetivo .....  | 6         |
| 1.5. Materiais e métodos.....  | 6         |
| <br>   |           |
| <b>CAPÍTULO 2 – BASE CONCEITUAL PARA ENTENDIMENTO DE PROCESSOS ASSOCIADOS A COLOCAÇÃO DE PLUTONS .....</b> | <b>8</b>  |
| 2.1. Nomenclatura .....  | 8         |
| 2.1.1. Símbolos empregados para os minerais formadores de rochas ( segundo Kretz 1983) ....                | 8         |
| 2.1.2. Nomenclatura utilizada para definição dos elementos estruturais.....                                | 9         |
| 2.2. Feições de deformação em escala mineral (revisão).....  | 9         |
| <br>   |           |
| <b>CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA REGIONAL (REVISÃO) .....</b>  | <b>17</b> |
| 3.1. Localização e contexto geotectônico da área de estudo .....   | 17        |
| 3.2. Síntese do conhecimento no terreno granito- <i>greenstone</i> do rio Itapicuru .....                  | 21        |
| 3.2.1. Estratigrafia .....   | 21        |

|  |           |
|--|-----------|
| 3.2.2. Deformação .....  | 23        |
| 3.2.3. Metamorfismo .....  | 26        |
| 3.2.4. Magmatismo granítico .....  | 26        |
| 3.2.5. Mineralizações.....   | 27        |
| 3.2.6. Geocronologia .....   | 28        |
| <br>   |           |
| <b>CAPÍTULO 4- ASPECTOS DE CAMPO DO DOMO DE AMBRÓSIO E ROCHAS ENCAIXANTES.....</b>     | <b>30</b> |
| 4.1. Generalidades.....  | 30        |
| 4.2. gnaisses bandados.....  | 31        |
| 4.2.1. Modo de ocorrência e aspectos de campo.....                                     | 31        |
| 4.3. Granodiorito com granulação média a fina.....                                     | 37        |
| 4.3.1. Aspectos de campo.....  | 37        |
| 4.4. Granodiorito porfirítico ( e <i>augen</i> gnaisse granodiorítico).....            | 38        |
| 4.4.1. Aspectos de campo e modo de ocorrência.....                                     | 38        |
| 4.5. Monzogranitos róseo e cinza.....  | 41        |
| 4.6. Diques graníticos e pegmatíticos.....   | 41        |
| 4.7. Diques anfíbolíticos (aspectos de campo e microscópicos).....                     | 43        |
| 4.8. Rochas encaixantes do domo de ambrósio .....                                      | 43        |
| 4.8.1. Metassedimento.....   | 47        |
| 4.8.1.1. Cianita – cordierita - estaurolita- granada- sillimanita - biotita xisto..... | 47        |
| 4.8.1.2. Formação ferrífera .....  | 48        |
| 4.8.2. Anfíbolitos.....  | 50        |
| 4.8.3. Granada sillimanita augen gnaisse granítico.....                                | 50        |
| 4.8.4. Turmalina pegmatito ( <i>greisen</i> ?).....                                    | 51        |
| 4.9. Os migmatitos do domo de ambrósio.....  | 51        |

|   |           |
|---|-----------|
| 4.10. Discussão .....   | 56        |
| <b>CAPÍTULO 5. – GEOLOGIA ESTRUTURAL DO DOMO DE AMBRÓSIO</b> .....  | <b>58</b> |
| 5.1. Elementos estruturais pertencentes a fase Dn .....   | 59        |
| 5.2. Elementos estruturais da fase de deformação Dn+1 .....   | 59        |
| 5.2.1. Foliação milonítica, bandamento gnáissico e foliação magmática .....   | 61        |
| 5.2.2. Lineações (Ln +1) .....  | 67        |
| 5.2.3. Feições de deformação em estado sólido observadas ao microscópio características da fase de deformação Dn+1: ..... | 67        |
| 5.2.4. Feições de deformação em estado magmático características da fase de deformação Dn+1: .....                        | 68        |
| 5.2.5. Diques associados a fase Dn + 2 .....  | 68        |
| 5.2.6. Dobras Fn+3 .....  | 72        |
| 5.3. Feições de segregação magmática controladas pela fase de deformação dn+1 .....                                       | 72        |
| 5.4. Características de colocação sin-tectônica a dn +1 .....   | 76        |
| 5.5. Indicadores cinemáticos magmáticos e em estado sólido .....  | 77        |
| 5.6. Tectônica rúptil, rúptil-dúctil dn+4 .....   | 77        |
| 5.7. Discussão .....  | 78        |
| <b>CAPÍTULO 6- ASPECTOS MICROTEXURAIS DO DOMO DE AMBRÓSIO</b> .....   | <b>84</b> |
| 6.1. Gnaisse bandado .....  | 84        |
| 6.2. Granodiorito médio a fino .....  | 87        |
| 6.3. Granodiorito porfirítico .....   | 87        |
| 6.4. Monzogranito .....   | 87        |

|   |            |
|---|------------|
| 6.5. Padrões de deformação nas litofácies do domo .....   | 88         |
| 6.5.1. Microtexturas ígneas.....  | 90         |
| 6.5.1.1. Formas eudrais de seus constituintes mineralógicos (microclínio, plagioclásio e pertita).....                      | 90         |
| 6.5.1.2. Grãos de epidoto com núcleo de allanita .....  | 91         |
| 6.5.1.3. Texturas de intercrescimento.....  | 93         |
| 6.5.2. Microtexturas relacionadas a transição de deformação em estado magmático para estado sólido de alta temperatura..... | 95         |
| 6.5.3. Microtextura resultante da deformação em estado sólido em alta temperatura .....                                     | 97         |
| 6.5.4. Microtextura resultante de deformação rúptil .....   | 100        |
| 6.6. Petrograma de eixo c de quartzo .....  | 100        |
| 6.6.1. Amostragem .....   | 100        |
| 6.7. Discussão .....  | 102        |
| <br>  |            |
| <b>CAPÍTULO 7- MECANISMO DE COLOCAÇÃO DO DOMO DE AMBRÓSIO .....</b>   | <b>108</b> |
| 7.1. Caracterização tectônica do domo de ambrósio.....  | 110        |
| 7.1. 1. Arquitetura interna do pluton .....   | 110        |
| 7.1.2. Mecanismo de colocação para o domo de ambrósio .....   | 117        |
| <br>  |            |
| <b>CAPÍTULO 8 - GEOCRONOLOGIA U/PB E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd .....</b>   | <b>119</b> |
| 8.1. Amostragem.....  | 122        |
| 8.2. Resultados.....  | 123        |
| 8.2.1. Idades U/PB SHRIMP no Domo de Ambrósio.....  | 123        |
| 8.2.2. Idades modelos .....   | 124        |
| 8.3. Discussão dos resultados .....   | 129        |

|   |         |
|---|---------|
| CAPÍTULO 9 - LITOGEOQUÍMICA .....   | 135     |
| 9.1. Amostragem .....   | 135     |
| 9.2. Resultados .....   | 135     |
| 9.2.1. Elementos maiores, menores e terras raras .....  | 135     |
| 9.3. Síntese e discussão .....  | 143     |
| <br>CAPÍTULO 10 - SÍNTESE E CONCLUSÕES .....  | <br>145 |
| <br>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....  | <br>155 |
| <br>Anexo 1: Contém Mapa Geológico e Mapa de Pontos do Domo de Ambrósio.....  | <br>175 |
| <br>Anexo 2: (contém materiais e métodos utilizados para obtenção dos dados geoquímicos, e<br>(TABELAS 9.1 e 9.2).) | <br>176 |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| <b>FIGURA 1.1:</b> Mapa de localização da área de estudo mostrando: a) as sequências vulcano-sedimentares do <i>Greenstone Belt</i> do Rio Itapicuru e do Rio Capim; b) e as principais estradas e vias de acesso à região. A barra na figura b corresponde à área de estudo. .... | 7  |
| <br><b>FIGURA 2.1:</b> Tensão diferencial máxima em experimentos (Arzi 1978, van der Molen e Paterson 1979) e viscosidade natural estimada em sistemas graníticos (Wickham 1987) como função da fração de fusão (Extraído de Nicolas 1992). ....                                   | 13 |
| <b>FIGURA 2.2:</b> Distribuição de K-feldspatos de estágios tardios (K2) associados com mirmequita microaplito quando controlados por cristalizações dinâmica e estática de magmas cálcio-alcalinos (Extraído de Hibbard 1987). ....   | 14 |

- FIGURA 3.1.:** Esboço geológico do Nordeste da Bahia. 1 = Coberturas Fanerozóicas; 2 = Coberturas pré-Fanerozóicas, PI = Proterozóico Inferior, 3 = Sienitos, 4 = Granitóides, 5 = Cinturões Paragneássicos, 6 = Complexo Caraíba, 7 = *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e Suíte São José do Jacuípe, 8 = Grupo Jacobina, 9 = Complexos Uauá (U), Santa Luz (SL) e Mairi (M). Segundo Figueiredo e Barbosa (1993). ..... 20
- FIGURA 3.2.:** Mapa geológico do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. 1 = Migmatitos, 2 = Gnaisses, 3 = Unidade Vulcânica Máfica, 4 = Unidade Vulcânica Félsica, 5 = Unidade Sedimentar, 6 = Granitos, 7 = Serpentinitos, 8 = Sienitos, 9 = Dioritos, 10 = Anfibolitos, 11 = Grupo Miabá – Faixa Sergipana e 12 = Bacia do Tucano. Segundo Rocha Neto 1994. .... 22
- FIGURA 4.1.:** Diagrama ternário modal Q-A-P (Streckeisen 1976a e b). 1a e 1b = Granitóides ricos em quartzo; 2 = Álcali Feldspato Granito; 3a = Sienogranito; 3b = Monzogranito; 4 = Granodiorito; 5 = Tonalito; 6 = quartzo Álcali- Sienito; 7 = Quartzo Sienito; 8 = Quartzo Monzonito; 9 = Quartzo monzodiorito; 10 = Quartzo diorito. 6\* = Alcali feldspato sienito; 7\* = sienito; 8\* = Monzonito; 9\* = Monzodiorito; 10\* = Diorito. .... 34
- FIGURA 4.2.:** Relações de campo entre granodiorito com granulação média a fina e granodiorito porfirítico. Na figura V = granodiorito porfirítico e X = granodiorito com granulação média a fina. (Ponto CL-AB 146). .... 40
- FIGURA 4.3.:** Mapa mostrando a distribuição de diques graníticos e pegmatíticos e veios de quartzo aflorantes no Domo de Ambrósio. Deve ser ressaltado que há um exagero na representação dessa feição estrutural. .... 44
- FIGURA 5.1a.:** Indicadores do sentido de cisalhamento durante fluxo magmático não coaxial. A) Obliquidades entre partículas longas e curtas. B) Empilhamento de partículas em uma suspensão densa. C) Obliquidades entre inclusões ou enclaves alongados na direção de estiramento. A sub-trama formada pela partícula rígida tende a rotacionar na direção do plano de fluxo. D) Obliquidades entre tramas formadas por partículas rígidas e o plano de fluxo. No quadro a esquerda o plano de fluxo é identificado como sendo paralelo a parede da intrusão e a direita, as camadas canalizam o fluxo. E) Estruturas do tipo SC. F) Diversos tipos de falhas normais. G) Dobras assimétricas. H) Marcadores rígidos de rotação (extraído de Nicolas 1992). .... 60

|  |     |
|--|-----|
| <b>FIGURA 5.1.</b> Diagrama de pólos da foliação $S_n + 1$ na borda leste do Domo de Ambrósio, mostrando também valores de lineação em azul ( $n = 29$ medidas). Note a dispersão da lineação no plano da foliação.....  | 64  |
| <b>FIGURA 5.2.:</b> Diagrama de pólos da foliação $S_n + 1$ na borda oeste do Domo de Ambrósio, mostrando também a lineação em azul ( $n = 17$ medidas).....   | 64  |
| <b>FIGURA 5.3.:</b> Diagrama de pólos da foliação $S_n + 1$ na borda sul do Domo de Ambrósio. Pequenos círculos representam a lineação ( $n = 3$ medidas).....   | 65  |
| <b>FIGURA 5.4.:</b> Diagrama de pólos da foliação $S_n + 1$ na borda Norte do Domo de Ambrósio. ...  | 65  |
| <b>FIGURA 5.5.:</b> Diagrama de pólos da foliação $S_n + 1$ na porção central do domo. Os círculos pequenos representam os valores da lineação mineral e de estiramento ( $n = 41$ medidas)...   | 69  |
| <b>FIGURA 5.6.:</b> Diagrama de pólos das foliações $S_n + 1$ no Domo de Ambrósio. Os círculos pequenos representam os valores da lineação de estiramento e ou mineral. ( $n = 94$ medidas).<br>.....  | 69  |
| <b>FIGURA 5.7.:</b> Trajetória das foliações no Domo de Ambrósio.....  | 70  |
| <b>FIGURA 5.8.:</b> Trajetória das lineações no Domo de Ambrósio.....  | 71  |
| <b>FIGURA 5.9.:</b> Esboço do Dique granítico. Notar a refração da foliação do gnaiss (Ponto CL-AB 14).....  | 74  |
| <b>FIGURA 5.10.:</b> Diagrama de pólos de fraturas no Domo de Ambrósio.....  | 80  |
| <b>FIGURA 5.11.:</b> Quadro esquemático das estruturas associadas ao Evento $E_n + 1$ na região do Domo de Ambrósio. ....  | 83  |
| <br><b>FIGURA 6.1.:</b> Mapa de distribuição de texturas em estado magmático (triângulo azul), em estado submágmatóico (triângulo vermelho) e em estado sólido de alta temperatura (quadrado aberto). Porção preenchida representa onde estado sólido e magmático podem estar presentes. Apresenta ainda as tramas de eixo-c de quartzo. ....  | 103 |
| <br><b>FIGURA 7.1.:</b> Modelos gerais de ascensão e colocação de magmas granitóides: Em todos os cenários a região fonte foi arbitrariamente colocada no manto litosférico. Nesses modelos, o diapirismo é o mecanismo de transporte de material. 1= Ascensão diápirica com ausência de tectônica e formação de balão no final; 2 = Ascensão em sistemas de falhas extensionais até |     |

níveis mais rasos (ambiente de caldeiras); 3 = Ascensão bloqueada pela mudança no comportamento viscoso/resistência no Moho. Neste ponto ocorre o arrasto lateral e formação de lacólitos. 4 = Ascensão diápirica na crosta média, interceptando uma zona de cisalhamento e falhas transcorrentes. Neste caso, o pluton possui a forma de um balão alongado. 5 = Ascensão diápirica interceptando zonas de falhas listricas extensionais. Neste caso, o granito possui a forma de folhas listricas. 6 = ascensão diápirica interceptando zonas de falhas transcorrentes..... 111

**FIGURA 7.2.** Esboço mostrando o cenário de processos de transferência de material, para longe e para perto da fonte, que podem ocorrer durante a colocação de plutons em expansão. O material deslocado durante a colocação do pluton é mostrado pelas linhas pretas. D = Domeamento das rochas do teto. S = Stopping, DD = Encurtamento dúctil, L = translação dúctil das rochas encaixantes, A = Assimilação. A importância relativa de transferência de material muda com a profundidade, o tempo e distância do pluton e as magnitudes variam de pluton para pluton (extraído de Paterson e Vernon 1995)..... 112

**FIGURA 7.3.** Processos de transferência de material para longe e perto da fonte que podem operar durante o baloneamento. Neste esquema, um dique alimenta a câmara do magma. Linha espessa grossa representa a extensão da rocha encaixante antes da colocação. O material fora da caixa foi deslocado por processo de transferência de material perto da fonte (Paterson e Fowler 1993)..... 113

**FIGURA 7.4.:** Esquema ilustrando a relação entre metamorfismo, plutonismo e deformação regional na Região centro-oeste da Espanha, segundo Garcia *et al.* (1983 apud Castro 1987).  
..... 113

**FIGURA 7.5.** Esquema ilustrando os principais mecanismos de colocação de plutons. Os mecanismos estão relacionados com o campo de tensão regional e a reologia da crosta. O encurtamento horizontal leva ao domeamento sin-cinemático (c), também pode produzir o fraturamento em profundidade e em consequência a propagação de diques (d), se existe uma pressão de fluidos. Caldeiras (f) são geralmente desenvolvidas em relação com as fraturas extensionais associadas com a distensão regional (zonas de rifteamento). Segundo Castro (1987)..... 114

**FIGURA 7.6.:** Trajetórias das foliações e lineações no Domo de Ambrósio..... 115

|  |     |
|--|-----|
| FIGURA 8.1.: Diagrama esquemático de isótopos de Nd para manto e crosta. A curva larga representa a evolução isotópica de um manto empobrecido (DePaolo, 1981a). Linhas tracejadas mostram a evolução isotópica de crosta derivada do manto durante um evento no tempo TCF ou TM. Efeitos da fusão parcial da crosta e de mistura de crosta mais antiga com mais jovem são mostradas no tempo TM. As idades modelos TDM são encontradas pela extrapolação das curvas de evolução crustal até a interseção com a curva do manto empobrecido. Extraído de Nelson e DePaolo (1985). ..... | 123 |
| FIGURA 8.2.: Diagrama concórdia mostrando dados U-Pb em zircões de granodioritos no Domo de Ambrósio. Grupo 1: $2077 \pm 22$ Ma, Grupo 2: $2937 \pm 16$ Ma, Grupo 3: $3111 \pm 6$ Ma e Grupo 4: $3162 \pm 13$ Ma. (Amostra CL-AB 23) .....   | 125 |
| FIGURA 8.3.: Diagrama concórdia mostrando dados U-Pb SHRIMP em xenotímio em dique granítico no Domo de Ambrósio. Idade $2080 \pm 2$ Ma (Amostra CL-AB 9B). .....   | 126 |
| FIGURA 8.4.: Diagrama concórdia mostrando dados U-Pb SHRIMP em zircões de gnaisses migmatítico no Domo de Ambrósio. Grupo 1: $3094 \pm 21$ Ma, Grupo 2: $3159 \pm 18$ Ma (Amostra CL-AB 9A). .....   | 126 |
| FIGURA 8.5.: Composições isotópicas de Nd das amostras do Domo de Ambrósio. Para fins de comparação estão incluídas amostras dos Domos de Teofilândia e Barrocas (inéditas), amostras da rochas hospedeiras da mineralização na Mina Fazenda Maria Preta e de gnaisses considerados como embasamento para o <i>Greenstone belt</i> do Rio Itapicuru. ....  | 128 |
| FIGURA 8.6.: Diagrama $\epsilon_{Nd(2080)}$ e tempo(G.a) das amostras do Domo de Ambrósio. Notar a tendência de uma fonte comum para as amostras do Domo. O Gnaisse migmatítico (CL-AB 9A e o anfibolito com granada (CL-AB 01) apresentam histórias de evolução diferentes. ....  | 129 |
| FIGURA 8.7.: Diagramas de razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ versus TDM no Domo de Ambrósio.....   | 133 |
| FIGURA 8.8.: Variações de TDM com SiO <sub>2</sub> no Domo de Ambrósio .....   | 134 |
| FIGURA 8.9.: Variações de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ com SiO <sub>2</sub> no Domo de Ambrósio. ....   | 134 |
| FIGURA 9.1.: Diagrama de variação dos elementos maiores no Domo de Ambrósio.....   | 137 |
| FIGURA 9.2.: Diagrama de variação de elementos traços no Domo de Ambrósio. ....  | 138 |
| FIGURA 9.3.: Classificação serial do Domo de Ambrósio com distinção entre as séries cálcio-alcalina e tholeiítica. Diagrama AFM segundo Irvine e Baragar (1971).....   | 140 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>FIGURA 9.4.:</b> Classificação serial do Domo de Ambrósio com base na saturação em alumina. Diagrama de Shand, segundo Maniar e Piccoli (1989). .....   | 140 |
| <b>FIGURA 9.5.:</b> Padrão de elementos terras raras (REE), do Domo de Ambrósio, normalizados ao condrito. Valores normalizantes de McDonough <i>et al.</i> (1992). .....  | 141 |
| <b>FIGURA 9.6.:</b> Classificação química das facies do Domo de Ambrósio no diagrama TAS. Segundo Kremenetsky <i>et al.</i> 1980 (apud Middlemost 1991a e b): 1 = Alkali-traquito (alkali-sienito), 2 = Pantelerito, 3 = Comendito, 4 = Traquiandesito- traquito (sienodiorito-sienito), 5 = Traquidacito (sienotonalito), 6 = Traquiriolito (sienogranito), 7 = Alkali-riolito (alkali-granito), 8 = andesito (diorito), 9 = dacito (tonalito), 10 = Dacito-riolito (tonalito-granito) 11= riolito (granito). ..... | 141 |
| <b>FIGURA 9.7.:</b> Diagrama normativo para granitóides (Barker 1979). .....   | 142 |
| <b>FIGURA 9.8.:</b> Diagrama ternário normativo Q-A-P (Le Maitre. 1989). 1a e 1b = Granitóides ricos em quartzo; 2 = Álcali Feldspato Granito; 3a = Granito; 3b= Monzogranito; 4 =Granodiorito; 5 = Tonalito; 6 *= Quartzo Álcali- Sienito; 7*= Quartzo Sienito; 8* =Quartzo monzonito; 9* =Quartzo monzodiorito; 10* = Quartzo diorito. ....  | 142 |
| <b>FIGURA 9.9.:</b> Classificação tectônica dos granitóides do Domo de Ambrósio segundo os critérios de Pearce <i>et al.</i> 1984. ORG = Granitóides de cadeia oceânica, VAG = Granitóides de arco vulcânico, WPG = Granitóides de intraplaca, Syn-COLG = Granitóides sincolisionais. ....   | 143 |

## ÍNDICE DE FOTOS

|   |    |
|---|----|
| <b>FOTO 4.1.:</b> Gnaíse bandado aflorante na borda leste do Domo de Ambrósio. A figura mostra também uma foliação em alto ângulo que se dispõe de maneira paralela ao bandamento (Ponto CL-AB 48). ..... | 36 |
| <b>FOTO 4.2.:</b> Formação de <i>boudins</i> nos níveis félsicos pegmatíticos que se encontram intercalados em gnaíse bandado (Ponto CL-AB 11). .....   | 36 |
| <b>FOTO 4.3.:</b> Contato intrusivo do granodiorito com o gnaíse bandado (Ponto CL-AB 48). .....  | 37 |
| <b>FOTO 4.4.:</b> Enclave anguloso de gnaíse bandado em granodiorito (Ponto CL-AB 211). .....   | 39 |
| <b>FOTO 4.5.:</b> Enclave anfibolítico com forma de “olho” orientado paralelamente à lineação mineral e/ou de estiramento (Ponto CL-AB 167 ). Neste caso encontra-se encaixado no gnaíse bandado. ....    | 39 |

|   |    |
|---|----|
| FOTO 4.6.: Granodiorito mostrando níveis mais félsicos contendo magnetita discordante da trama ígnea principal. (Ponto CL-AB 23).....   | 40 |
| FOTO 4.7.: Granodiorito exibindo dobras com fechamento para o norte e desenvolvidas em acamamento <i>schlieren</i> (Ponto CL-AB 96).....  | 42 |
| FOTO 4.8.: Granodiorito porfirítico (Ponto CL-AB 247).....  | 42 |
| FOTO 4.9.: Enclaves de pegmatitos em diques graníticos (Ponto CL-AB 139).....   | 45 |
| FOTO 4.10.: Formação de <i>boudins</i> nos níveis pegmatíticos e anfibolíticos (Ponto CL-AB 52).....  | 45 |
| FOTO 4.11.: Textura milonítica em dique anfibolítico encaixado em gnaiss bandado. Corte paralelo ao plano XZ (Ponto CL-AB 28).....  | 46 |
| FOTO 4.12.: Fotomicrografia de anfibolito portador de granada. Corte paralelo ao plano XZ (Ponto CL-AB 01).....   | 46 |
| FOTO 4.13.: Fotomicrografia mostrando porfiroblastos de estauroлита em metassedimentos. Corte paralelo ao plano XZ (Ponto CL-AB 18).....  | 49 |
| FOTO 4.14.: Fotomicrografia mostrando orientação preferencial de biotita, fibrolita e cordierita. Corte paralelo ao plano XZ (Ponto CL-AB18).....   | 49 |
| FOTO 4.15.: Migmatito estromatítico no Domo de Ambrósio. A fusão agora representada pelo leucossoma migrou paralela ao bandamento. O leucossoma é constituído por pegmatitos deformados e o melanossoma tem composição granodiorítica (Ponto CL-AB 68).....   | 53 |
| FOTO 4.16.: Gnaiss migmatítico granodiorítico mostrando uma estrutura irregular de veios leucocráticos. No canto inferior esquerdo o acamamento <i>schlieren</i> tende a se tornar paralelo (Ponto CL-AB 254).....  | 53 |
| FOTO 4.17.: Segregação de fusão paralela à foliação e em veios e zonas de cisalhamento (Ponto CL-AB 51A).....   | 54 |
| FOTO 4.18.: a) Segregação de fusão representada por leucossomas graníticos e pegmatíticos que possuem a forma de bolsões irregulares. b)Alguns fusão segregada pode ter migrado ao longo da foliação (Ponto CL-AB 101).....   | 55 |
| FOTO 4.19.: a) Segregação de fusão representada por leucossomas formando o acamamento <i>schlieren</i> em granodiorito. As duas fotos correspondem ao mesmo ponto, sendo que a da direita mostra injeções leucocrática (leucossomas) que migraram paralelamente ao acamamento (Ponto CL-AB 22)..... | 57 |

|   |    |
|---|----|
| <b>FOTO 4.20.:</b> A segregação ocorreu ao longo do plano de acamamento ígneo dentro do granodiorito. Notar bolsões leucocráticos aprisionados no granodiorito hospedeiro (Ponto CL-AB 216).  | 57 |
| <b>FOTO 5.1:</b> Lineação de estiramento do tipo <i>down dip</i> em gnaisses de borda.  | 66 |
| <b>FOTO 5.2:</b> Padrão anastomosado da foliação em metassedimentos (borda leste do Domo de Ambrósio) (Ponto CL-AB 44).   | 66 |
| <b>FOTO 5.3.:</b> Acamamento ígneo em granodioritos porfíritico e médio (Ponto CL-AB 232).  | 73 |
| <b>FOTO 5.4.:</b> Porfiroclastos de feldspato potássico mostrando núcleos euédricos e franjas que podem ser do mesmo material, de mirmequita microaplito ou quartzo (Ponto CL-AB 50).   | 73 |
| <b>FOTO 5.5.:</b> Dique granítico. Notar a refração da foliação do gnaisse (Ponto CL-AB 14).  | 74 |
| <b>FOTO 5.6.:</b> Dobras abertas em metassedimento. Borda oeste do Domo de Ambrósio. (Ponto CL-AB- 78)  | 75 |
| <b>FOTO 5.7.:</b> Dobra desarmônica em gnaisse. O eixo dessa dobra é paralelo à lineação de estiramento (Ponto CL-AB 28).   | 75 |
| <b>FOTO 5.8.:</b> <i>Kinks</i> em anfíbolitos localizados na margem leste do Domo de Ambrósio (Ponto CL-AB 44).   | 76 |
| <b>FOTO 5.9.:</b> Tramas obliquas do tipo SC em pegmatóides (com fitas de quartzo paralelas à caneta). Sentido de cisalhamento sinistral (Ponto CL-AB 58).  | 78 |
| <b>FOTO 5.10.:</b> Acamamento <i>schlieren</i> com forma sigmoidal. Note o sentido de cisalhamento sinistral (Ponto CL-AB 82).  | 79 |
| <b>FOTO 5.11.:</b> Acamamento <i>schlieren</i> com forma sigmoidal em níveis pegmatíticos. Note o sentido de cisalhamento sinistral (Ponto CL-AB 23).   | 79 |
| <b>FOTO 5.12.:</b> Zona de cisalhamento rúptil (Ponto CL-AB 189 )   | 80 |
| <b>FOTO 6.1.:</b> Fotomicrografia exibindo fenocristal subédrico de plagioclásio que se encontra fraturado (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Essa fratura apresenta-se cicatrizada por agregados de quartzo (Amostra CL-AB 28A).  | 86 |
| <b>FOTO 6.2.:</b> Fotomicrografia exibindo porfiroclastos simétricos de pertita, quando em contato com plagioclásio mostra textura de intercrescimento mirmequítico (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Observa-se ainda que os intercrescimentos se dispõem em alto ângulo com a foliação (Amostra CL-AB 28A). | 86 |

|  |    |
|--|----|
| <b>FOTO 6.3.:</b> Fotomicrografia mostrando plagioclásio subédrico além de mirmequita e feldspatos de estágios tardios (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Notar também o aspecto de corrosão magmática na borda do mineral. Corte paralelo ao plano XZ (Amostra CL-AB 23).                                | 89 |
| <b>FOTO 6.4.:</b> Fotomicrografia mostrando grão subédrico de plagioclásio (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Notar a franja composta por plagioclásio, quartzo e microclínio (relocação de fluidos de estágios tardios). Cor turva do feldspato devido à sua alteração para sericita (Amostra CL-AB 23). | 89 |
| <b>FOTO 6.5.:</b> Fotomicrografia mostrando grão subédrico de microclínio apresentando geminação em grade superposta a geminação do tipo Carlsbad e inclusões de plagioclásio subédrico (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados), (Amostra CL-AB 247).   | 92 |
| <b>FOTO 6.6.:</b> Fotomicrografia mostrando grão subédrico de plagioclásio com geminação contínua (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados), (Amostra CL-AB 247).   | 92 |
| <b>FOTO 6.7.:</b> Fotomicrografia mostrando porfiroclastos de pertita exibindo textura de intercrescimento mirmequítico em suas bordas (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados, Amostra CL-AB 20B).  | 96 |
| <b>FOTO 6.8.:</b> Fotomicrografia mostrando grãos de magnetita que mostram intercrescimento de ilmenita (Aumento 20 vezes, nicois cruzados). Notar ainda a formação de grãos de Ilm nas bordas da magnetita (Amostra CL-AB 247).   | 96 |
| <b>FOTO 6.9.:</b> Fotomicrografia mostrando grãos de pertita, microclínio e plagioclásio na forma de <i>augens</i> (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Notar redução de granulação nas bordas devido a recristalização (Amostra CL-AB 58A).  | 99 |
| <b>FOTO 6.10:</b> Fotomicrografia mostrando grãos de quartzo com forma de <i>ribbons</i> orientados paralelamente a grãos de plagioclásio e pertita (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Notar também extinção ondulante (Amostra CL-AB 58A).   | 99 |

## ÍNDICE DE QUADROS

|   |    |
|---|----|
| <b>QUADRO 4.1.:</b> Principais litotipos da área de estudo. * Representa as fácies do domo. ** As principais rochas encaixantes e circundantes ao Domo de Ambrósio. O migmatito representa enclaves mais antigos associados com as fácies do domo. Esses litotipos encontram-se representados no mapa geológico no anexo 1. | 32 |
|---|----|

|  |     |
|--|-----|
| <b>QUADRO 5.1.:</b> Principais elementos estruturais impressos nos litótipos do Domo de Ambrósio .....   | 63  |
| <b>QUADRO 6.1.:</b> Principais características microscópicas dos constituintes mineralógicos do gnaiss bandado.....  | 85  |
| <b>QUADRO 6.2.:</b> Principais características microscópicas dos constituintes mineralógicos do granodiorito com granulação média a fina.....  | 88  |
| <b>QUADRO 6.3.:</b> Principais características microscópicas dos constituintes mineralógicos do granodiorito porfirítico .....   | 90  |
| <b>QUADRO 6.4.:</b> Microtexturas desenvolvidas no Domo de Ambrósio e em suas rochas encaixantes.....  | 105 |
| <b>QUADRO 6.5.:</b> Compilação de critérios microtexturais para reconhecimento de tramas em estado magmático desenvolvidas pré-porcentagem de fusão reológica crítica (RMCP) e pós-RCMP. Extraído de Tribe e d'Lemos (1996). Abreviações: Plg = Plagioclásio; Myr- Mirmequita; K-Fd = feldspato alcalino ..... | 107 |

### ÍNDICE DE TABELAS

|  |     |
|--|-----|
| <b>TABELA 4.1:</b> Análise modal de amostras representativas do Domo de Ambrósio. Dq Gt = Dique granítico, Gn = Gnaiss Bandado; Gn Gd = Porção Máfica do Gnaiss Bandado (granodiorítico); Gn F = Porção Felsica do Gnaiss Bandado (granítica); Gd = Granodiorito; Gd P = Granodiorito Porfirítico e Gn-Mg = Gnaiss Migmatítico. ....   | 33  |
| <b>TABELA 8.1.:</b> Resultados isotópicos Sm-Nd para o Domo de Ambrósio. As amostras CI – 47,10 e HB –118 correspondem a rochas hospedeiras de mineralização aurífera da Mina Fazenda Maria Preta (Barrueto e Oliveira em preparação). As amostras denominadas de Retirolândia, Pedras Pretas e AM4 correspondem a ortognaisses do embasamento do <i>Greenstone belt</i> do Rio Itapicuru..... | 127 |
| <b>TABELA 8.2.:</b> Valores de SiO <sub>2</sub> encontrados nas amostras e sua relação com os resultados isotópicos de Sm/Nd, de TDM. GN-MG = gnaiss migmatítico, GN-BD = gnaiss bandado composição granítica (borda leste), GD granodiorito, GD –P Granodiorito porfirítico, GT = granito. ....   | 133 |

TABELA 9.1.: Resultados analíticos correspondente aos litotipos aflorantes no Domo de Ambrósio. GN=GT Gnaiss granítico, GN-GD = Gnaiss granodiorítico, GD-M Granodiorito médio, Gd-P Granodiorito porfirítico, LC-GT = Leucogranito, G-MG = Gnaiss migmatítico, DQ-GT = Dique granítico, GD-I granodiorito Isotrópico, GD-F granodiorito com Fenocristais, GD-Gn = Granodiorito gnaissico, AG-GD = *Augen gnaiss granodiorítico*. ..... 181

TABELA 9.2.: Concentrações de REEs, Hf, Th, U para diferentes amostras de granitóides do Domo de Ambrósio. Valores normalizados pelo condrito segundo McDonough *et al.* (1992). ..... 185

## CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

A história petrogenética impressa em granitóides resulta da interação de diversos processos que se iniciam com a gênese do magma primordial, seguido por sua acumulação, segregação, ascensão, mecanismos de colocação e, finalmente, sua cristalização. Esses processos podem ser reconstituídos pelas relações físicas e químicas encontradas em granitóides e que estão representadas pelas feições estruturais, características petrográficas e texturais e assinaturas isotópicas e geoquímicas.

Dentre os processos acima referidos, o mecanismo de colocação destaca-se por ser uma ferramenta fundamental de transferência de calor e de materiais na crosta. Em consequência, os processos associados com o alojamento ígneo são essenciais para o entendimento geodinâmico de uma região.

Estudos recentes em intrusões graníticas e rochas encaixantes têm mostrado a importância de estabelecer o tempo de colocação do magma em relação à deformação regional (Brun e Pons 1981, Hutton 1982 e 1988a e b, Bateman 1984, Castro 1987, Ramsay 1989, Paterson e Fowler 1993a e b, Brun e Driessche 1994, Ingram e Hutton 1994, Paterson e Vernon 1995, Aranguren, *et al.* 1996; Tribe e D'Lemos 1996, Evans *et al.* 1997, Brown e Solar 1998, Corriveau *et al.* 1998, Paterson *et al.* 1998, Schofield e D'Lemos 1998, Brown e Solar, 1999; Davis e Henderson 1999, McCaffrey *et al.* 1999, Neves *et al.* 2000). Estes estudos caracterizaram as relações de tensão e deformação tanto em estado magmático como no elástico ou plástico.

Com base nesses estudos, vários modelos de intrusão foram estabelecidos e, em função ou não da tensão produzida pelo corpos plutônicos, os mecanismos de intrusão podem ser separados em forçados ou passivos. A intrusão forçada inclui principalmente o diapirismo e o balonismo (ballooning), enquanto a passiva inclui subsidência em caldeira, *stoping* e *sheeting* (Hutton 1988a). Posteriormente, foi sugerido que as expressões “intrusões forçadas e passivas” fossem abandonadas porque os mecanismos de colocação podem variar com a profundidade e deste modo mecanismos forçados e passivos podem operar simultaneamente ao redor do pluton (Paterson e Fowler 1993a).

Em níveis crustais rasos, sob condições rúpteis, os principais mecanismos de alojamento de intrusões félsicas são subsidência em caldeiras, *cone sheets*, diques anelares, lacólitos, elevação de blocos ao longo de falhas e alojamento em charneiras de dobras (Bateman 1984, Castro 1987, Hutton 1992, Paterson e Fowler 1993a, Paterson e Miller 1998).

Já em níveis crustais mais profundos, em regime dúctil, os principais mecanismos são o balonismo e o diapirismo. O balonismo é um mecanismo bastante difundido, porém muitas intrusões tidas como exemplo de balonismo pós-tectônico têm atualmente sido reinterpretadas como diápiros aninhados (*nested*) sin-tectônicos (Paterson e Vernon 1995).

Vale ressaltar, que a tectônica de intrusões ígneas passou a ser considerada de grande importância a partir de vários trabalhos, inicialmente petrológicos, estendendo-se com os modelos de alojamento sin-tectônicos em regimes transpressivos (Hutton 1982 e 1988a). A partir desses trabalhos os plutons granitóides passaram a ser investigados com a finalidade de estabelecer a relação entre as tensões e a deformação. De maneira geral, a deformação nos plutons pode ocorrer tanto em estado magmático, como em estado elástico ou plástico.

Paterson e Tobisch (1992) e Hutton (1982, 1988a) apontam para uma relação de correspondência entre o magma e a tensão regional, que por sua vez é dependente da história geológica. Segundo Paterson e Tobisch (1988a), os alojamentos ígneos podem ser:

- a) **pré-tectônico**: aquele no qual a foliação em estado sólido no pluton é concordante com a regional em sua encaixante. Nesse caso, os porfiroclastos estão afetados pela deformação regional e as paragêneses regionais são posteriores às dos granitóides;
- b) **sin-tectônico**: aquele com relação direta entre as texturas ígneas e as regionais. Neste tipo de colocação existe uma progressividade entre as feições regionais presentes nos litotipos encaixantes e as encontradas nos granitóides. Além disso, há o desenvolvimento de porfiroclastos sin-tectônicos nos contatos e os granitóides possuem idades semelhantes às do metamorfismo na rocha encaixante;
- c) **pós-tectônico**: aquele com pouca foliação interna nos alojamentos não forçados e com foliação de fluxo nos forçados. Neste tipo, as texturas preservadas e as paragêneses minerais nos granitóides são desenvolvidas posteriormente ao metamorfismo regional.

Um outro fator importante no estudo de plutons graníticos é estabelecer como o magma é transportado até a superfície. Os principais mecanismos responsáveis pela ascensão magmática e pelo alojamento do magma (transporte) são o diapirismo e o transporte por sistema de fraturas (Clemens e Mawer 1992, Petford *et al.* 1994 a e b, Weinberg 1997a e b, Brown e Solar 1998, Paterson e Miller 1998; Brown e Solar 1999, Miller e Paterson 1999). Algumas correntes sugerem que esses processos são controlados pela redução do gradiente de tensão desviatória, similarmente ao sugerido por Price e Cosgrove (1990) para cones *sheets*. Porém, outros trabalhos

sugerem que o magma pode ascender em um mecanismo denominado de diápiro aninhado (Paterson e Vernon 1995, Weinberg 1997a). Por outro lado, durante o período de acumulação e de transporte do magma vários processos podem atuar simultaneamente, dentre esses destacam-se mistura magmática, filtragem por compressão e a fusão parcial de rochas sobrejacentes à câmara magmática.

Além disso, estudos em granitóides associados a *greenstone belts* apontam para a interação entre mecanismos múltiplos associados ao processo de colocação de plutons. Estes mecanismos compreendem deformação dúctil da rocha encaixante, *stopping*, assimilação e a intrusão de diques anelares. A interação entre estes vários mecanismos é considerada como responsável pelas relações de contatos complexas encontradas nas facies dos plutons, bem como as presentes nos seus xenólitos e nas paredes em contato com as rochas encaixantes (Kister e Anhaeusser 1995, Wang *et al.* 2000).

Desta forma, o entendimento das questões estruturais associadas à história de colocação de plutons granitóides é uma ferramenta fundamental para a reconstituição da história tectônica impressa em terrenos do tipo granito-*greenstone*. Trabalhos desta natureza, em conjunto com estudos geocronológicos em minerais (zircão, monazita e xenotímio), bem como com estudos isotópicos de Nd consistem no alicerce para o estabelecimento do quadro tectônico e para a compreensão da história geológica em terrenos do tipo granitos-*greenstones* (ex. Swager e Nelson 1997; Pressley e Brown 1999, Neves *et al.* 2000).

Com base na importância do cenário geológico exposto acima, o presente estudo teve como motivação principal o entendimento de processos associados com a evolução de corpos granitóides tanto do ponto de vista estrutural como petrogenético. Para isto, foi escolhido o Domo granodiorítico de Ambrósio que se encontra alojado na sequência supracrustal do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

Posto isto, esta pesquisa apresenta aspectos litoestratigráficos, estruturais, petrográficos, geoquímicos e petrogenéticos do pluton, além de suas relações de contatos com a sequência supracrustal encaixante. Este trabalho teve como finalidade estabelecer critérios que possam auxiliar: (i) na separação de estruturas geradas em estado magmático e plástico; (ii) na individualização das facies petrográficas do mesmo; (iii) no entendimento do papel do Domo de Ambrósio na formação das mineralizações auríferas (iv) no estabelecimento da época de colocação do pluton, bem como a sua origem e (v) conseqüentemente, entender a evolução geológica e as

relações tectono-estruturais entre a sequência supracrustal que constitui o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e os plutons na região.

## 1.1. LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

O Domo de Ambrósio está localizado na porção Nordeste do estado da Bahia e encontra-se encaixado na sequência vulcano-sedimentar do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru entre os paralelos 10° 14' e 11° 30' sul e os meridianos 38° 15' e 39° 30' oeste. O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru engloba vários municípios, como Santa Luz a oeste, Araci a leste e Euclides da Cunha ao norte (Figura 1.1).

O acesso a área, partindo de Salvador, é feito pela BR-324 até Feira de Santana, que se encontra ligada ao município de Serrinha pela BR -116. Este município é ligado a Santa Luz por estrada pavimentada. Deste ponto, o acesso à área é feito por estradas não pavimentadas (Figura 1.1).

## 1.2. TRABALHOS ANTERIORES NO DOMO DE AMBRÓSIO

Segundo Matos (1988), o Domo de Ambrósio é caracterizado pela ocorrência de um núcleo granodiorítico contrastando com uma margem bastante deformada e constituída de granodioritos, gnaisses e pegmatitos. Estes gnaisses possuem contatos brusco ou gradacional com os granodioritos. Assim, de acordo com a forma de contato entre esses litotipos, os gnaisses foram interpretados como: i) xenólitos da crosta sílica, neste caso ocorrem encaixados em granodioritos menos deformados ou ii) como uma fácies mais antiga, neste caso passam gradativamente a granodioritos

Além disso, o Domo de Ambrósio teria intrudido a sequência supracrustal na forma de um diápiro como uma massa de cristais quase sólida que conteria mega-xenólitos de gnaisses, trazidos de níveis crustais inferiores. O mecanismo forçado de intrusão teria, em consequência, produzido a deformação das rochas encaixantes (Matos 1988).

Adicionalmente, devido à localização de domos granítico-gnáissicos em núcleos anticlinais de grande comprimento de onda, foi sugerido que o mecanismo de deformação no *greenstone* estaria diretamente relacionado com a ascensão diapírica dos vários corpos granitóides por inversão gravitacional (Matos 1988). Por outro lado, devido à sincronia entre a intrusão, a deformação e o metamorfismo da sequência supracrustal, foi proposto que a intrusão dos vários domos encaixados

no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru poderia ter exercido um papel fundamental nos processos de desidratação metamórfica. Esses processos teriam promovido a colocação de fluidos hidrotermais em zonas de cisalhamento e seriam responsáveis pela deposição de veios de quartzo auríferos (Matos 1988).

Posteriormente, Alves da Silva (1993, 1994), baseado principalmente na ocorrência de sinclinais marginais e no tamanho dos corpos, sugeriu que o mecanismo de colocação dos vários corpos graníticos presentes no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, incluindo o Domo de Ambrósio, teria sido o diapirismo.

### 1.3. JUSTIFICATIVA

O Domo de Ambrósio já foi anteriormente estudado, como relatado acima, por Matos (1988) e, de uma forma mais ampla, todos os corpos plutônicos do terreno granito-*greenstone* do Rio Itapicuru foram estudados por Alves da Silva (1994).

Apesar disso, algumas questões merecem ser melhor entendidas com o objetivo de estabelecer a evolução termo-estrutural neste terreno granito-*greenstone*.

Entre os vários pontos que merecem uma melhor compreensão destacam-se:

- (i) Os gnaisses de margem, que fazem contatos abruptos com os granodioritos, representam xenólitos do embasamento, são os correspondentes deformados, ou representam restito ou raiz do material fonte inicial ?
- (ii) Os domos intrudidos no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru foram responsáveis pelo esforço que verticalizou as estruturas deste terreno, originando um esforço direcional, ou foi esta transcorrência um sítio favorável para colocação destes corpos?
- (iii) Qual o papel do Domo de Ambrósio no processo de formação do depósito da Fazenda Maria Preta?
- (iv) O Domo de Ambrósio foi formado por um só pulso de intrusão?
- (v) Qual foi o mecanismo de colocação deste corpo? Diapirismo?

Para responder a todas as questões levantadas foram realizados trabalhos sistemáticos com a finalidade de estabelecer: (i) a ordem de intrusão dos granitos, granodioritos e gnaisses, baseado em critérios geológicos de campo (mapeamento faciológico, relações de truncamento) e de laboratório (geocronologia); (ii) o mecanismo de colocação do domo, usando critérios de campo (relação foliação e lineação) e de laboratórios (estudos microtexturais e de eixo c de quartzo) e

(iii) a ligação genética entre Domo de Ambrósio e o depósito da Fazenda Maria Preta (geoquímica isotópica Sm-Nd).

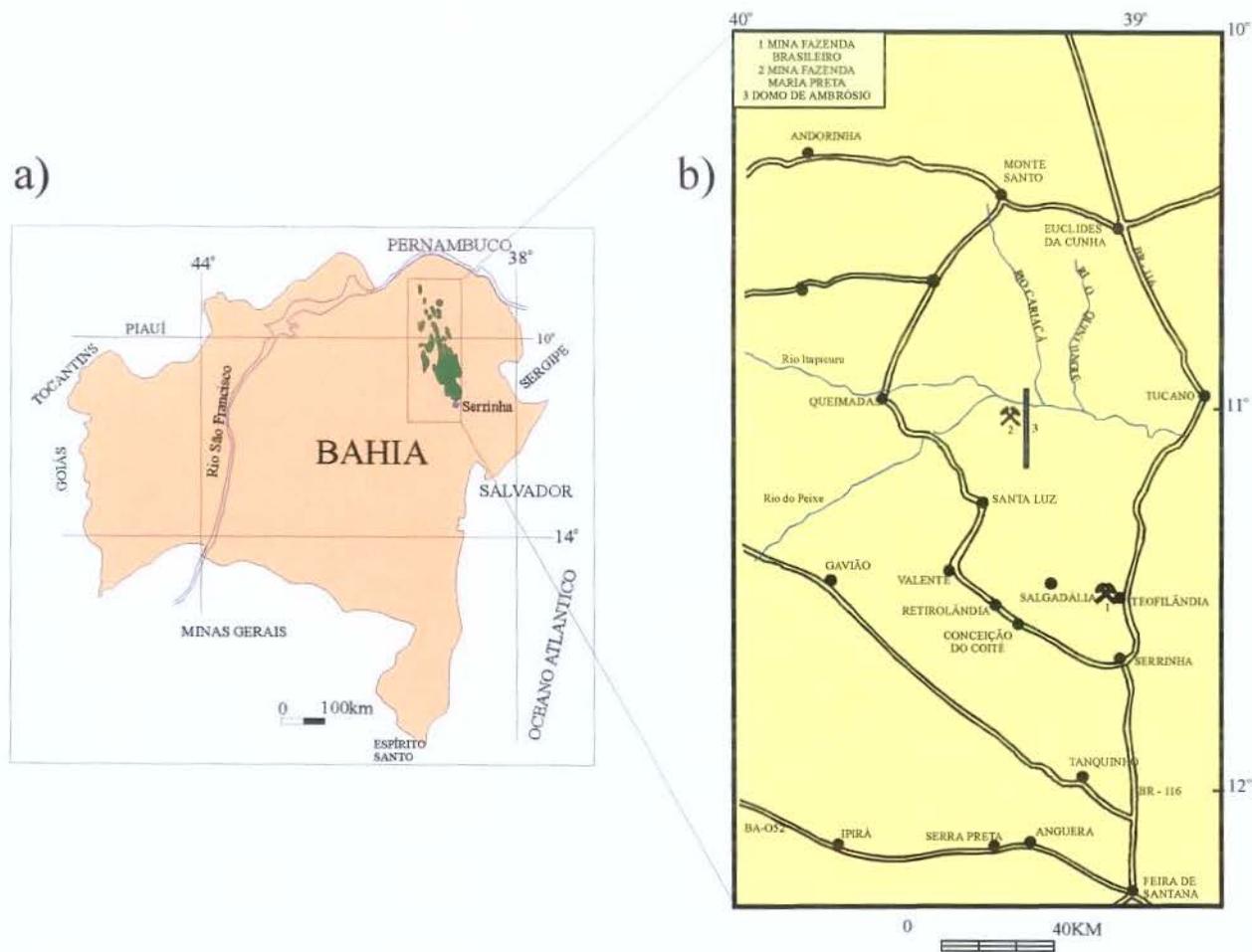
#### 1.4. OBJETIVO

Esta pesquisa tem como objetivo tentar reconstituir a história tectono-magmática do Domo de Ambrósio por meio do estabelecimento de sua evolução estrutural e petrogenética e pela determinação do seu mecanismo de colocação. Ao atingir esse objetivo estaremos contribuindo para o entendimento da evolução tectono-metamórfica da região.

#### 1.5. MATERIAIS E MÉTODOS

Com a finalidade de responder às várias questões levantadas, dando assim cumprimento ao objetivo almejado, várias técnicas foram conjugadas e os seguintes materiais e métodos foram selecionados e executados na seguinte sequência: mapeamento geológico, petrografia, análise microestrutural, análise cinemática, tratamento e interpretação de dados geoquímicos, geocronologia U/Pb, geoquímica isotópica Sm-Nd, integração dos dados e confecção da tese. Uma discussão sobre os métodos e sua utilização é feita quando necessário nos capítulos que serão apresentados a seguir.

O presente trabalho foi estruturado da seguinte forma: i) os capítulos 2 e 3 são capítulos de revisão bibliográfica. No entanto, o capítulo 2 corresponde a base teórica para o entendimento de processos microtexturais e petrográficos que podem auxiliar no estabelecimento da história evolutiva do domo. Já o capítulo 3 representa uma compilação dos principais trabalhos realizados na região do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru; ii) os capítulos 4 e 5 apresentam dados em macroescala e foram denominados respectivamente, aspectos de campo do Domo de Ambrósio e rochas encaixantes e geologia estrutural; iii) O capítulo 6 corresponde aos aspectos microtexturais do Domo de Ambrósio; iv) no capítulo 7 é proposto o mecanismo de alojamento para o Domo de Ambrósio; v) os capítulos seguintes 8 e 9 contém dados isotópicos e geoquímicos que constituem o alicerce para a reconstrução do cenário petrogenético do domo; e finalmente o capítulo 10 apresenta uma síntese e integração de todos os resultados.



**FIGURA 1.1.:** Mapa de localização da área de estudo mostrando: a) as sequências vulcano-sedimentares do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e do Rio Capim; b) e as principais estradas e vias de acesso à região. A barra na figura b corresponde à área de estudo.

## **CAPÍTULO 2 – BASE CONCEITUAL PARA ENTENDIMENTO DE PROCESSOS ASSOCIADOS A COLOCAÇÃO DE PLUTONS**

Uma das questões mais relevantes em estudos de plutons graníticos é a caracterização de feições estruturais e deformacionais, que possam conter registros dos processos envolvidos na movimentação e deformação do corpo magmático.

Gapais (1989) mostrou que a localização da deformação em granitóides é fortemente dependente das condições e intensidade da deformação. Neste contexto, o comportamento deformacional nos granitóides é governado pelo: i) contraste reológico dos constituintes mineralógicos, ii) sua abundância relativa e iii) estrutura. Portanto, as mudanças nas estruturas internas são governadas pela evolução microtextural dos diferentes minerais. Deve-se lembrar que a microestrutura e o mecanismo de deformação dos constituintes mineralógicos são dependentes das mudanças progressivas de temperatura ou do aumento da intensidade de deformação (Gapais 1989; Knipe 1989, Handy 1990, Schulmann *et al.* 1996).

Com base nestas considerações, este capítulo é constituído de uma revisão teórica sobre as principais feições texturais desenvolvidas durante e após a colocação de magmas graníticos assim como os principais fatores controladores da nucleação de tramas em microescala e macroescala. Este estudo servirá como alicerce para a caracterização do quadro evolutivo do domo descrito nos capítulos subsequentes.

Além disso, no início do capítulo são apresentados a nomenclatura e abreviações adotadas nos capítulos posteriores.

### **2.1. NOMENCLATURA**

#### **2.1.1. SÍMBOLOS EMPREGADOS PARA OS MINERAIS FORMADORES DE ROCHAS ( Segundo Kretz 1983)**

Albita = Ab

Allanita = Alm

Anortita = An

Apatita = Ap

Biotita = Bt

Cianita = Ky

|                             |                          |
|-----------------------------|--------------------------|
| Clorita = <b>Chl</b>        | Magnetita = <b>Mag</b>   |
| Cordierita = <b>Crd</b>     | Microclínio = <b>Mc</b>  |
| Clinopiroxênio = <b>Cpx</b> | Plagioclásio = <b>Pl</b> |
| Epidoto = <b>Ep</b>         | Pertita = <b>Pt</b>      |
| Estaurolita = <b>St</b>     | Quartzo = <b>Qtz</b>     |
| Granada = <b>Grd</b>        | Sillimanita = <b>Sil</b> |
| Hornblenda = <b>Hbl</b>     | Titanita = <b>Ttn</b>    |
| Ilmenita = <b>Ilm</b>       | Turmalina = <b>Tur</b>   |
| K-feldspato = <b>Kfs</b>    | Zircão = <b>Zrn</b>      |

## 2.1.2. NOMENCLATURA UTILIZADA PARA DEFINIÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS

Para a caracterização e definição dos elementos estruturais levou-se em consideração que um evento tectônico pode ser definido pela formação de um conjunto de estruturas desenvolvidas durante uma deformação progressiva (Davis 1984). Desta forma, as famílias de estruturas serão agrupadas de acordo com suas características e a expressão fase tectônica possui um aspecto principalmente descritivo e corresponde a uma família de estruturas que apresentam coerência cronológica e cinemática.

A simbologia empregada para apresentação dos elementos estruturais é aquela sugerida por Hasui e Costa (1988) onde **So** representa o acamamento original, **S** os planos de foliação, **F** as dobras e **L** as lineações. O símbolo **D** será utilizado para a representação das fases de deformação. Estes símbolos são complementados com índices **n** ou **n+1**, que indicam a sucessão cronológica da deformação imposta às rochas. **Sm** e **Lm** correspondem aos símbolos empregados, respectivamente, para os planos de foliação e lineação milonítica. **Smg** e **Lmg** correspondem aos empregados, respectivamente, para a foliação e lineação magmática.

## 2.2. FEIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM ESCALA MINERAL (revisão)

Quando materiais cristalinos são deformados em uma taxa de deformação constante, o comportamento elástico inicial dá lugar ao plástico em um campo de tensão bem definido (Davis 1984, Langdon 1985, Shelley 1993, Passchier e Trouw 1996).

A deformação plástica é um processo de modificação da textura, geralmente por deslocamento cristalográfico ou geminação mecânica. A deformação em escala mineral é resultante de processos intracristalinos como a recuperação e a recristalização. A recuperação inclui um conjunto de processos, que diminuem a energia elástica do sistema. Um aspecto importante desses processos é a eliminação e/ou ordenamento dos deslocamentos. A recuperação é identificada ao microscópio ótico por extinção ondulante, pela deformação em bandas e pela formação de subgrãos (Langdon 1985, Drury e Uray 1990, Shelley 1993, Passchier e Trouw 1996).

O processo de recristalização é definido como a progressão natural da recuperação, e ocorre para minimizar a energia elástica acumulada no sistema (Langdon 1985, Barker 1990, Drury e Uray 1990, Shelley 1993, Passchier e Trouw 1996). Os principais mecanismos de recristalização são i) a rotação que envolve a formação de novos limites dos grãos, ii) a migração que é caracterizada pela movimentação dos limites dos grãos e iii) o mecanismo geral que combina os dois processos (Langdon 1985, Barker 1990, Drury e Uray 1990, Passchier e Trouw 1996).

Deve-se lembrar que as rochas respondem de maneira diferente à deformação e que este fato é uma função do contraste reológico entre os litotipos e que, dentro de um mesmo litotipo cada fase mineral reagirá de modo distinto dependendo de suas próprias características (Paterson 1987, Knipe 1989, Gapais 1989, Barker 1990, Shelley 1993, Passchier e Trouw 1996, Schulmann *et al.* 1996).

Nos últimos anos, vários estudos vêm sendo realizados com a finalidade de estabelecer o comportamento reológico dos diversos litotipos crustais quando sujeitos a um campo de tensão. Apesar disto, a maioria dos trabalhos enfoca apenas o comportamento de fases minerais em sistemas completamente cristalizados (deformação em estado sólido) (Vauchez 1987, Simpson 1985, Evans 1988, Gerald e Stünitz 1993, Stünitz e Gerald 1993, Miller e Paterson 1994) dando-se pouca ênfase à deformação com porcentagens de fusão (rochas não completamente cristalizadas) (Blumenfeld e Bouchez 1988, Benn e Allard 1989, Paterson *et al.* 1989, Nicolas 1992, Miller e Paterson 1994, McBirney e Nicolas 1997).

Alguns trabalhos revelaram que rochas deformadas em estado magmático mostram estruturas similares àsquelas deformadas plasticamente em sistemas metamórficos (Blumenfeld e Bouchez 1988, Benn e Allard 1989, Paterson *et al.* 1989, Nicolas 1992 e Schulmann *et al.* 1996,

Tribe e D'Lemos 1996, McBirney e Nicolas 1997). Tais estruturas incluem foliações e lineações magmáticas, acamamento transposto tectonicamente, boudinagem, dobras, dobras em bainhas e bandas de cisalhamento, incluindo estruturas do tipo SC.

Além disso, do ponto de vista reológico, sistemas de rochas contendo fusão silicática intergranular devem ter comportamentos diferentes, quando sujeitos à deformação, do que sistemas completamente cristalizados e desta forma, produzem características texturais distintas (Blumenfeld e Bouchez 1988, Benn e Allard 1989, Paterson *et al.* 1989, Hibbard 1987, Nicolas 1992, Vigneresse *et al.* 1996, McBirney e Nicolas 1997).

Assim, a natureza do fluxo, em um sistema de rochas contendo fusão intergranular, deve em parte variar de acordo com a quantidade de fusão em relação as fases cristalinas e, como consequência, a porcentagem de fusão em relação à de sólidos definirá se é a deformação em estado sólido ou magmático que irá atuar (Hibbard 1987, Wickham 1987, Paterson *et al.* 1989, Nicolas 1992, McBirney e Nicolas 1997).

A deformação em estado sólido, por definição, opera em um meio que está essencialmente em estado sólido, embora uma certa fração de líquido possa estar presente. Quando a fração de fusão aumenta para valores maiores que 15 a 20 %, a viscosidade diminui bruscamente (Figura 2.1.). Acima de 40% de fusão, a viscosidade tende para aquela do líquido (Wickham 1987, Nicolas 1992, Vigneresse *et al.* 1996, McBirney e Nicolas 1997). Entre estas duas frações de fusão, a queda da viscosidade está no limite de 10 ordens de magnitude (Wickham 1987, Nicolas 1992, McBirney e Nicolas 1997).

Portanto, quando se tem uma fração de fusão, o primeiro enfraquecimento no sistema é atribuído à difusão no líquido, facilitando a plasticidade nos limites dos grãos úmidos. A queda da viscosidade, no limite de 15 a 40%, corresponde ao desmembramento da estrutura cristalina com o fluxo em estado sólido, dando lugar ao fluxo por suspensão, no qual o líquido carrega partículas sólidas isoladas (Figura 2.1.). Acima de 40% de fusão, pequenos e menos numerosos agregados sólidos são transportados em suspensão. Essa transição de fluxo em estado sólido para fluxo por suspensão, pela desagregação da estrutura sólida cristalina, tem sido chamada de **fração de fusão crítica** (Arzi 1978, van der Molen e Paterson 1979, Wickham 1987, Paterson *et al.* 1989, Nicolas 1992).

No entanto, quando o sistema contém uma fração de fusão menor que 30% e no qual a estrutura cristalina provavelmente existe, a deformação relacionada ao fluxo deve imprimir

feições texturais nas fases cristalinas e redistribuir os fluidos intercrystalinos em relação a tensão desviatória (Wickham 1987, Hibbard 1987, Nicolas 1992).

Segundo Hibbard (1987), a **relocação de fusão** é definida como o deslocamento de fluidos intergranulares para fora do local, onde eles poderiam contribuir para o crescimento de cristais em um magma cristalizando estaticamente. Essa relocação de fusão pode ocorrer em escala microscópica, significando que a distância de migração pode ser muito curta. A Figura 2.2. mostra possíveis locais de relocação de fluidos em sistemas magmáticos.

Em virtude do exposto, durante a deformação, fluidos magmáticos de estágios tardios podem se localizar em zonas paralelas a direção de máxima extensão. Desta forma, a deformação impressa em sistemas graníticos pode ser resultado de processos em estado sólido que ocorreram, simultaneamente, com os de relocação de fusão (Hibbard 1987).

A relocação de fluidos de estágios tardios em granitóides deformados, resulta na cristalização de K-feldspato-mirmequita-microaplitó como unidades, como *augens*, ou ainda como lentes nas zonas de sombra de pressão de grãos primitivos de plagioclásio e ou K-feldspato magmático (Figura 2.2.). Não havendo grãos preexistentes, para fornecer regiões de sombra de pressão, o micro-sistema total pode ser deslocado para zonas favoráveis (regiões de anisotropia) (Hibbard 1987).

Segundo Paterson *et al.* (1989), existe um elo contínuo entre os processos gerados em estado sólido e aqueles desenvolvidos em estado magmático, durante a nucleação de foliações em granitóides. Por esta razão, Paterson *et al.* (1989) dividiram esses estágios em quatro tipos principais: a) **fluxo magmático** (comportamento como suspensão) - a deformação ocorre pelo deslocamento da fusão com conseqüente rotação de corpo rígido, porém sem interferência entre os minerais para causar a deformação plástica; b) **fluxo submagmático**, quando a fração de fusão é menor que a porcentagem reológica crítica; c) **fluxo em estado sólido de alta temperatura**; d) **fluxo em estado sólido de baixa temperatura**.

Vale ressaltar, que a trama formada por fluxo magmático de Paterson *et al.* (1989), que é constituída por fenocristais alinhados em uma matriz não deformada, corresponde à “**trama pré cristalização total**” (Hutton 1988a, Ingram e Hutton 1994). Além disso, a trama em estado sólido (Paterson *et al.* 1989) seria equivalente à **trama de deformação plástica** (Hutton 1988a, Ingram e Hutton 1994).

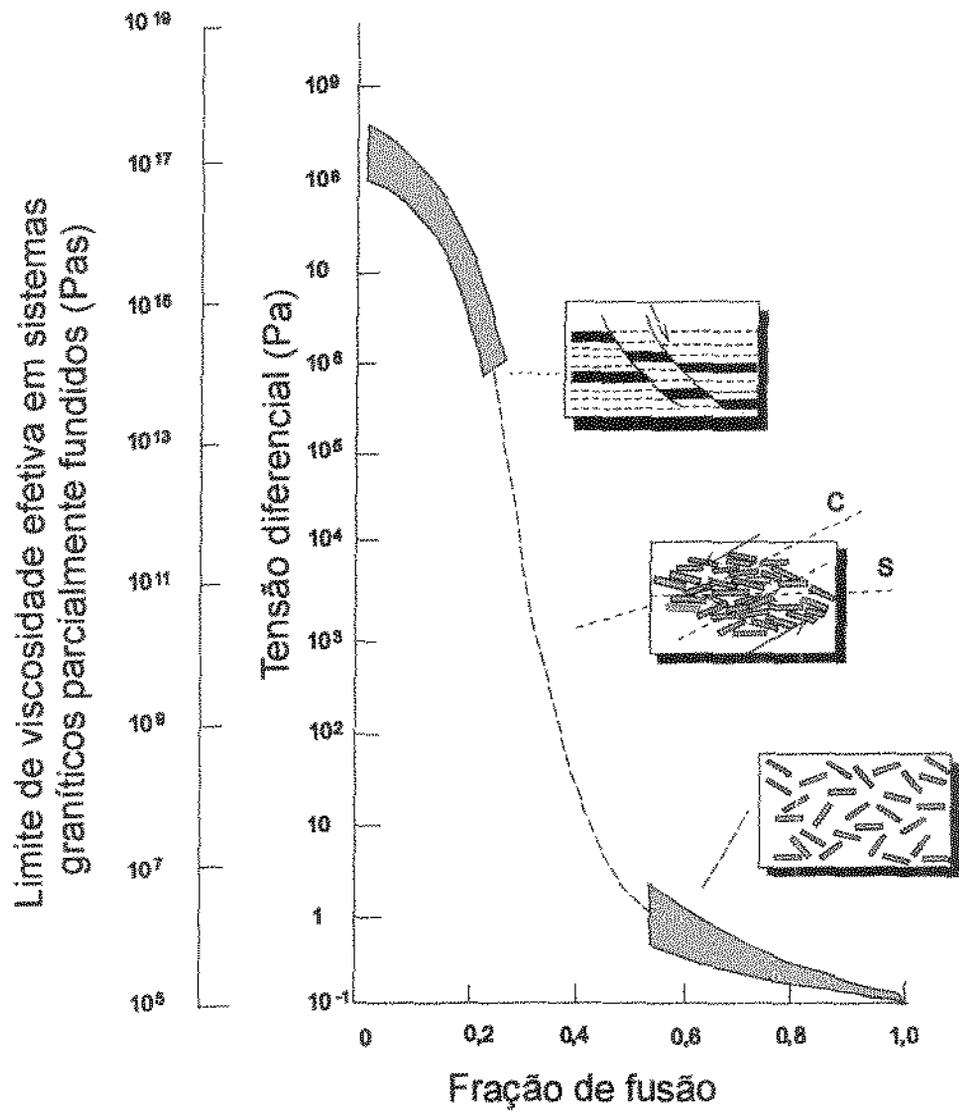
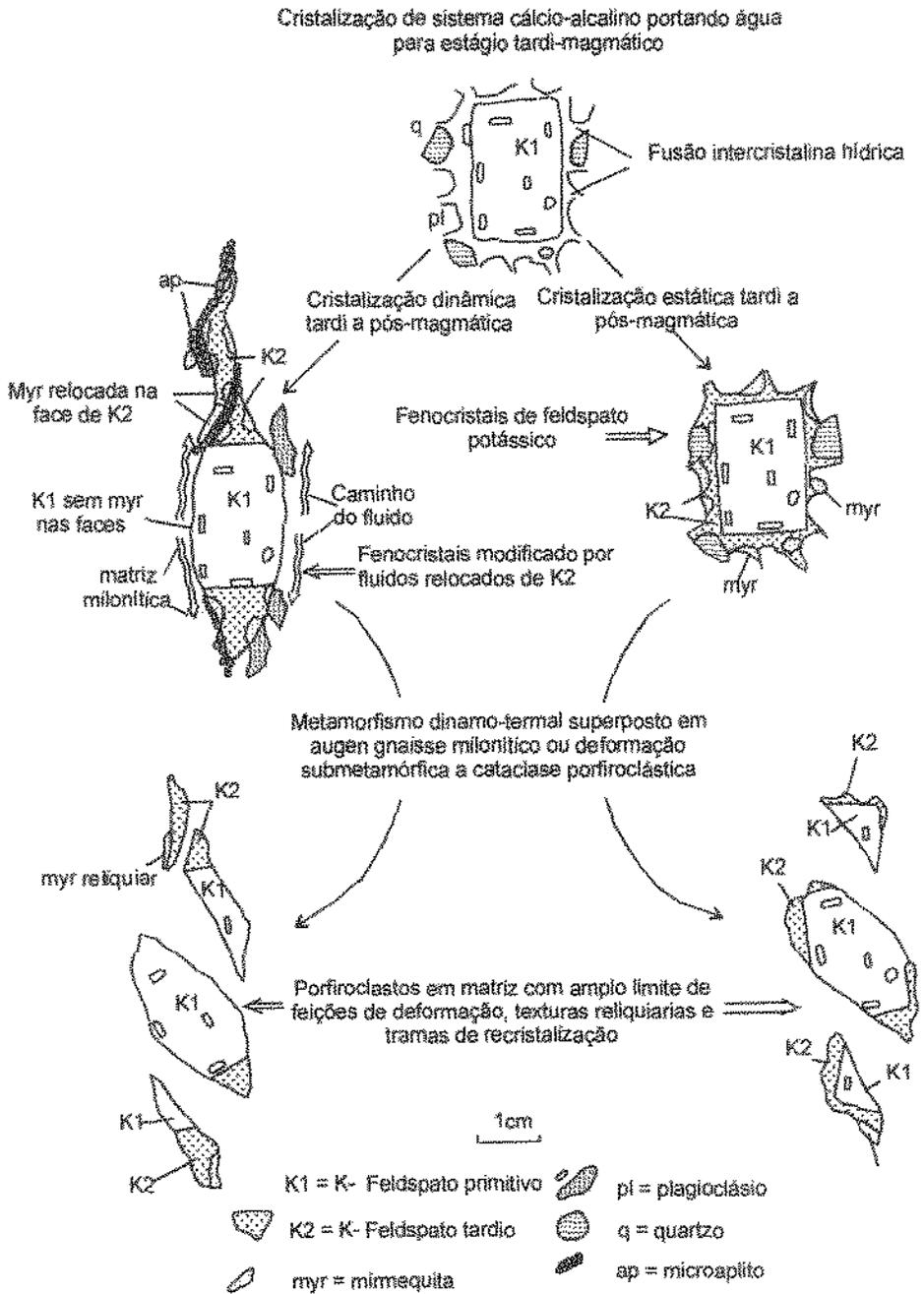


FIGURA 2.1. Tensão diferencial máxima em experimentos (Arzi 1978, van der Molen e Paterson 1979) e viscosidade natural estimada em sistemas graníticos (Wickham 1987) como função da fração de fusão (Extraído de Nicolas 1992).



**FIGURA 2.2.:** Distribuição de K-feldspatos de estágios tardios (K2) associados com mirmequita microaplito quando controlados por cristalizações dinâmicas e estáticas de magmas cálcio-alcálicos (Extraído de Hibbard 1987).

Por outro lado, essas tramas podem ser divididas com base na porcentagem de fusão reológica crítica (**RCMP**) (Tribes e D'Lemos 1996), onde são separadas tramas dominadas por rotação livre em uma fusão circundante (**pré-RCMP**) e aquelas onde a tensão é transferida através dos limites dos grãos (**pós-RCMP**). As tramas desenvolvidas depois que a porcentagem de fusão reológica crítica foi alcançada, incluem aquelas formadas em condições sub-solidus e aquelas com porcentagem de fusão entre 10 e 50% (Arzi 1978, van der Molen e Paterson 1979).

É claro para muitos geólogos que a diferenciação geoquímica da crosta continental pode ser considerada como resultado da fusão parcial e da ascensão de fusões félsicas na crosta superior, deixando uma crosta inferior residual mais máfica (Sighinolfi e Gorgoni 1978, Sawyer 1994, Collins e Sawyer 1996). Como consequência, um importante passo nos processos de diferenciação crustal, de formação de granulitos empobrecidos geoquimicamente e de plutons félsicos complementares é a separação de fusão de sua fonte, isto é a **segregação de fusão** (Wickham 1987, Sawyer 1991, Hand e Dirks 1992, Sawyer 1994, Petford 1995, Collins e Sawyer 1996).

Com base no exposto acima, a separação da fusão de sua fonte ocorre somente quando as proporções de fusão excedem ao valor reológico crítico, no qual o contato entre os grãos (grão a grão) na fonte é quebrado e as fusões com baixas densidades podem ascender diapiricamente (Wickham 1987, Harris *et al.* 1993, Vigneresse *et al.* 1996).

O processo de segregação de fusão, como descrito acima, refere-se a separação da fusão de seu restito e fonte, durante a fusão parcial, ao passo que a **mobilidade do magma** é o movimento da fusão mais seu restito (em parte ou total) de sua região fonte (Sawyer 1994, Collins e Sawyer 1996). Posto isto, se é a segregação de fusão ou mobilidade do magma que ocorrerá, depende das velocidades da fusão ( $V_m$ ) e do restito ( $V_r$ ) em relação a um padrão de referência pré-fusão na região fonte (Sawyer 1994, Collins e Sawyer 1996). Assim, quatro situações devem ser consideradas:

- i)  $V_m = V_r = 0$  (não ocorre nem segregação de fusão e nem mobilidade do magma);
- ii)  $V_m > V_r = 0$  (esta condição resulta na segregação de fusão, com o restito permanecendo na região fonte);
- iii)  $V_m = V_r < 0$  (a mobilidade do magma ocorre sem segregação de fusão);
- iv)  $V_m > V_r > 0$  (a segregação de fusão e a mobilidade do magma ocorrem juntas, neste caso algum restito é removido da fonte).

Este conceito de segregação de fusão é baseado também no tratamento experimental (Arzi 1978) e teórico (van der Molen e Paterson 1979) de sistemas contendo fusão.

Por outro lado, a ausência de tensão externamente aplicada, durante a fusão, é explícita nos modelos de segregação de fusão baseados na porcentagem reológica crítica e na compactação gravitacional. Entretanto, migmatitos e terrenos granulíticos geralmente mostram que a fusão ocorre enquanto a crosta continental está sujeita à deformação não coaxial heterogênea e, conseqüentemente, à tensão desviatória (Brown 1994, Sawyer 1994, Collins e Sawyer 1996).

Finalmente, deve-se lembrar que os conceitos e definições descritos acima foram utilizados no decorrer do desenvolvimento do presente trabalho com o objetivo de posicionar o pluton em relação ao tensor de deformação regional, como será demonstrado nos capítulos subsequentes.

## CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA REGIONAL (REVISÃO)

### 3.1. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA ÁREA DE ESTUDO

O arcabouço tectônico da América do Sul compreende três grandes domínios a saber: (1) a plataforma sul americana; (2) a cadeia andina na porção oeste e; (3) a plataforma Patagônia ao sul (Almeida *et al.* 1976). A plataforma sul americana estabilizou-se como um segmento cratônico no final do Paleozóico e isto não ocorreu em um único plano síncrono, e sim ao longo de intervalos do Cambriano ao Cambro-Ordoviciano (Almeida 1977).

Dentro da plataforma sul americana os registros desta estabilização foram atribuídos ao Proterozóico Superior, ao denominado Ciclo Brasileiro. A delimitação das unidades cratônicas foi feita através da caracterização das faixas de dobramentos geradas durante esse ciclo e que foram razoavelmente preservadas durante os eventos geotectônicos posteriores. Na plataforma sul americana quatro unidades cratônicas foram delimitadas: (1) o Cráton Amazônico, o Cráton do São Francisco, o Cráton de São Luiz e o Cráton Rio de la Plata (Almeida *et al.* 1976; Alkmim e Marshak 1998). Segundo Almeida *et al.* (1981) e Almeida e Hasui (1984), o embasamento pré-cambriano da crosta continental do Brasil teria experimentado quatro eventos geotectônicos principais, denominados de Jequié (2.9 – 2.6 Ga), Transamazônico (2.1 – 1.8 G.a), Uruçuano (1.3 – 1.0 G.a) e Brasileiro (0.7 – 0.45 Ga).

O Domo de Ambrósio, área objeto desse estudo, localiza-se na porção nordeste do Cráton do São Francisco. Esse pluton encontra-se encaixado em rochas paleoproterozóicas vulcano-sedimentares que constituem o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI), possuindo uma forma elíptica alongada na direção norte-sul, com aproximadamente 40 Km de comprimento e 7 Km de largura.

O Cráton do São Francisco, tendo por base a delimitação estabelecida por Almeida (1977, 1981), é passível de ser compartimentado em províncias crustais distintas, denominadas arqueanas (setentrional e meridional) e proterozóicas (inferior e média), cada uma delas com evolução geocronológica-geotectônica particulares (Teixeira 1993).

As províncias arqueanas exibem idades radiométricas no intervalo de 3.4 a 2.6 Ga e são formadas por associações do tipo granito-*greenstone* e terrenos de alto grau metamórfico, que foram submetidos a processos de migmatização e anatexia (Teixeira 1993).

A província arqueana, na parte meridional do cráton, é constituída pelas rochas gnáissico-migmatíticas e granitóides metamorfisados em fácies anfibolito e pelas relíquias do *Greenstone Belt* do Rio das Velhas, que exibem feições dômicas e ovaladas. Já na parte setentrional, está representada pelos terrenos metamórficos de alto grau, expostos no bloco Gavião e no fragmento Jequié-Mutuípe (Teixeira 1993). Esta última região é o local onde foi definido, originalmente, o ciclo Jequié de idade 2.7 Ga (Cordani e Brito Neves 1982). O arcabouço litológico, na porção setentrional, é constituído por charnockitos, enderbitos, charno-enderbitos, além de rochas granito-gnáissicas, migmatitos de alto grau e restos de sequências vulcano-sedimentares (Teixeira 1993).

As províncias do Proterozóico Inferior do Cráton do São Francisco são basicamente resultantes da evolução dos cinturões móveis Itabuna, Correntina-Guanambi e Mineiro. As associações litológicas destes cinturões são constituídas por seqüências de alto a médio grau metamórfico (ex. o terreno de alto grau do Vale do Rio Curaçá, integrante do Cinturão Itabuna); pelas sequências de baixo grau, incluindo os terrenos do tipo *greenstone* (ex. *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru/Bahia e o Super Grupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero); pelos plutonismos granítico e alcalino e pelo magmatismo básico fissural (Teixeira 1993).

A província geocronológica do Proterozóico Médio é representada, basicamente, pelo sistema Espinhaço e pelos ortognaisses contemporâneos (Teixeira 1993).

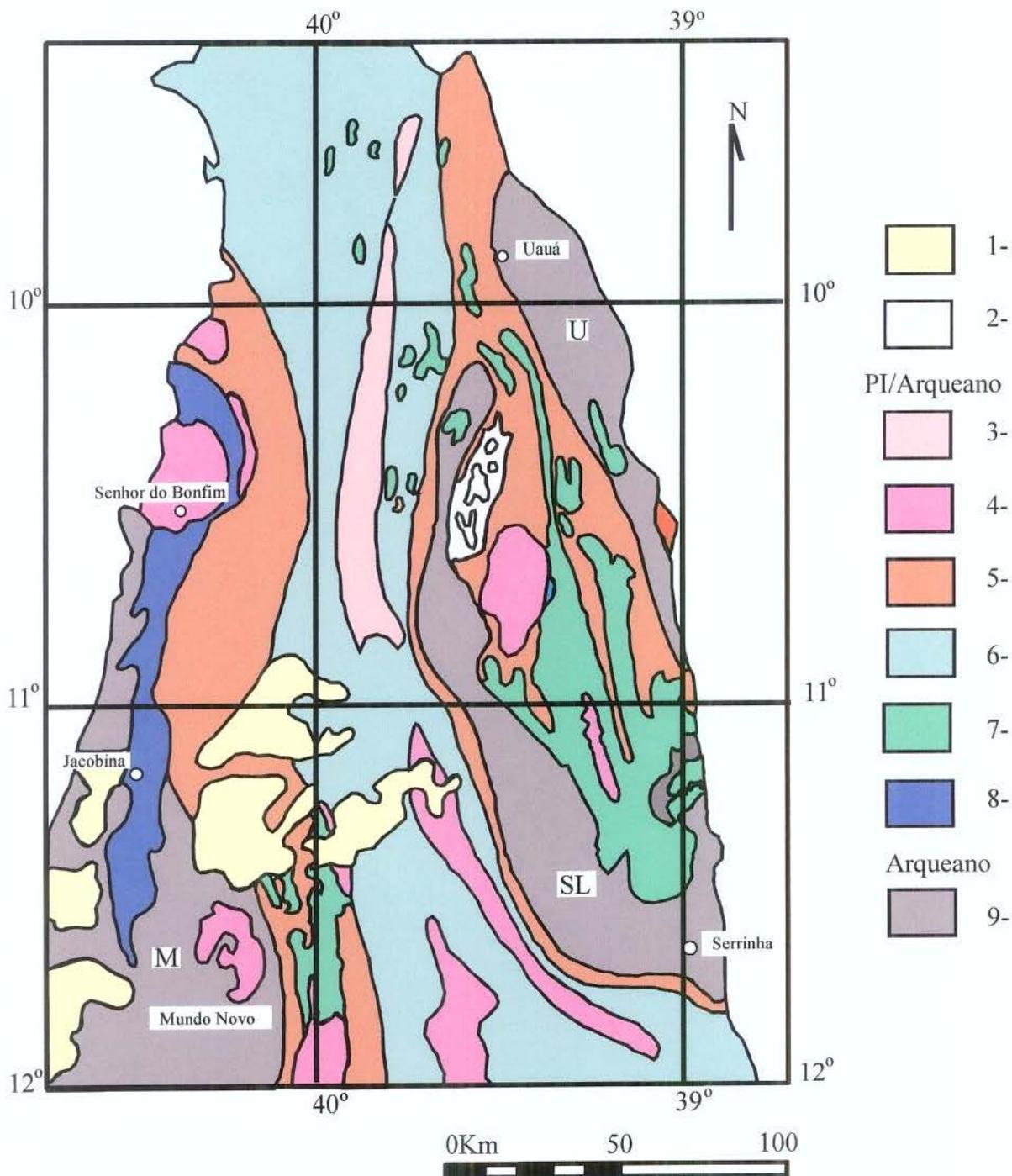
Modelos geotectônicos propostos para a porção NE do Cráton do São Francisco, durante o Proterozóico Inferior, sugerem uma colisão continente-continente similar aos modelos descritos em terrenos fanerozóicos (Barbosa 1986 e 1990, Silva 1990, Barbosa e Fonteilles 1989, Figueiredo 1989, Padilha *et al.* 1990a e 1990b, Figueiredo e Barbosa 1993, Melo 1995)

Segundo Figueiredo (1989), Barbosa (1990), Padilha *et al.* (1990a e 1990 b), Teixeira e Figueiredo (1991) e Figueiredo e Barbosa (1993), o Cinturão Granulítico Costeiro Atlântico (Mascarenhas 1979), também conhecido como Cinturão Itabuna na sua parte meridional (Figueiredo 1989) e, mais recentemente, Orógeno Curaçá-Ipirá, na sua parte setentrional (Padilha *et al.* 1990a), seria a expressão final da referida colisão, possivelmente, entre o maciço do Gabão (Congo, África) e o microcontinente Jequié na porção sul do Cinturão Itabuna (Figueiredo 1989), e entre o bloco Uauá-Serrinha e o Bloco Mairi, na porção do Orógeno Curaçá-Ipirá (Figura 3.1.) (Padilha e Melo 1991, Figueiredo e Barbosa 1993).

Segundo Figueiredo e Barbosa (1993), a evolução do NE da Bahia parece iniciar-se em um primeiro estágio em 3.0-2.7 Ga, com a formação de seqüências cálcio-alcálicas e subordinadamente tholeiíticas. Silva (1990) propôs um modelo de evolução para o Proterozóico Inferior com uma abertura oceânica na Bacia de Jacobina, seguida de uma subducção para leste da crosta oceânica formada. O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru corresponderia, neste modelo, à bacia de retroarco, os blocos do Gabão e o de Uauá seriam remanescentes cratônicos e os quartzitos de Jacobina representariam uma bacia do tipo molassa.

Vale ressaltar, que no modelo de subducção proposto por Silva (1990, 1992b), o sentido de subducção para leste seria caracterizado: i) pela zonalidade dos vulcanitos félsicos, com as lavas predominando a oeste passando a leste para piroclásticas, vulcânicas e epiclásticas e por fim vulcânicas; ii) pelo aumento progressivo do grau metamórfico para oeste; iii) e pela natureza e distribuição espacial dos sedimentos apontando para existência de um arco vulcânico à oeste, o qual teria sido mais dissecado na porção sul do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Lebede e Hoppe 1990). Matos e Conceição (1993) reforçaram a hipótese ao constatarem a predominância de termos granodioríticos a oeste, evoluindo a termos monzoníticos/sieníticos na margem leste do *greenstone*.

Um modelo com vários estágios evolutivos foi proposto por Padilha e Melo (1991). Neste, a evolução iniciar-se-ia com a implantação de um rifte ( $2.750 \pm 50$  Ma) com a separação dos Blocos Mairi e Serrinha e formação de uma protocrosta oceânica; pela subducção de oeste para leste de crosta oceânica sob crosta oceânica, produzindo os protólitos do Complexo Caraíba (o Complexo Caraíba é representado principalmente por uma associação de gnaisses intermediários a félsicos e migmatitos); pela colisão oblíqua com a formação do Orógeno Curaçá-Ipirá ( $2.300 \pm 50$  ma); pelo rifteamento no Bloco Serrinha formando o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru ( $2.060 \pm 50$  ma); pela soldagem entre os blocos Serrinha e Mairi com cisalhamento dúctil, seguida pelo rifteamento no Bloco Mairi produzindo a Bacia de Jacobina; pela formação de *nappes* e pelas deformações tardias relacionadas ao fechamento do orógeno.



**FIGURA 3.1.:** Esboço geológico do Nordeste da Bahia. 1 = Coberturas Fanerozóicas, 2 = Coberturas pré-Fanerozóicas, PI = Proterozóico Inferior, 3 = Sienitos, 4 = Granitóides, 5 = Cinturões Paragnaissicos, 6 = Complexo Caraíba, 7 = *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e *Suíte* São José do Jacuípe, 8 = Grupo Jacobina, 9 = Complexos Uauá (U), Santa Luz (SL) e Mairi (M). Segundo Figueiredo e Barbosa (1993).

## 3.2. SÍNTESE DO CONHECIMENTO NO TERRENO GRANITO-*GREENSTONE* DO RIO ITAPICURU

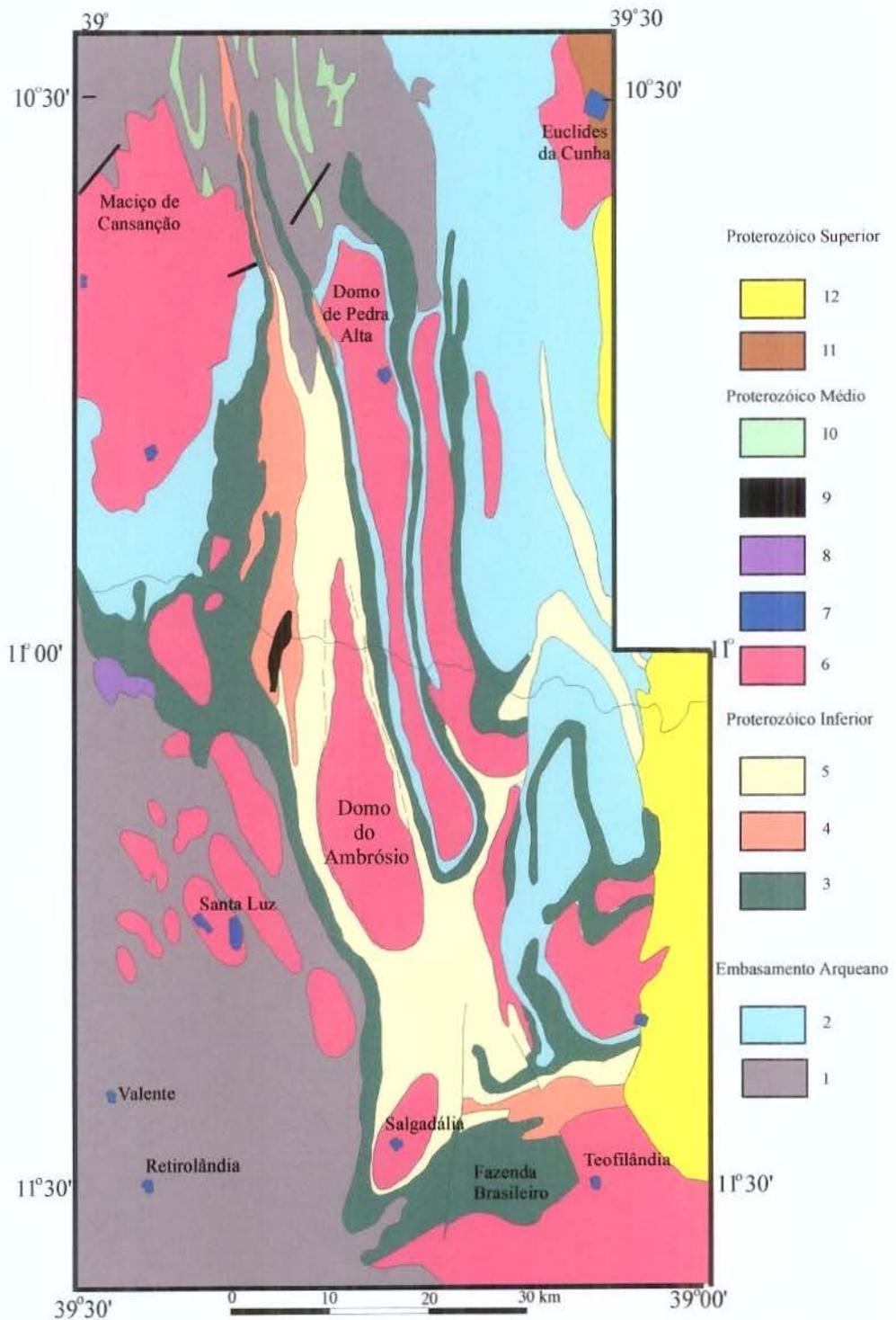
### 3.2.1. ESTRATIGRAFIA

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (ou *Greenstone Belt* de Serrinha como denominado por Mascarenhas 1973) situa-se na porção nordeste do Cráton do São Francisco, entre a Serra de Jacobina e a Bacia do Tucano, ocupando uma grande estrutura que se estende por mais de 100 km no sentido N-S e apresentando largura média de 40 km na direção E-W (Figura 3.2.).

Esta sequência vulcano-sedimentar encontra-se inserida em rochas gnáissicas e migmatíticas arqueanas do embasamento do cráton. O arcabouço litoestratigráfico dessa sequência (Figura 3.2.) foi definido por Kishida (1979), Kishida e Riccio (1980), Kishida *et al.* (1991) e modificado por Silva (1984, 1991) e Silva e Rocha Netto (1993). De acordo com esses trabalhos, as rochas supracrustais foram agrupadas em uma unidade basal vulcânica máfica, uma unidade vulcânica félsica intermediária e uma unidade sedimentar clástica.

A Unidade Vulcânica Máfica (UVM) constituiria a base do *greenstone* (Kishida e Riccio 1980) ocupando 60% de sua área (Davison *et al.* 1988). Esta unidade seria constituída de espessos derrames basálticos metamorfsados, com intercalações de rochas sedimentares químicas e terrígenas, tais como *cherts* laminados, formações ferríferas bandadas, mármore dolomíticos, grauvacas, folhelhos carbonáceos e tufos máficos. Além desses litotipos *sills* gabróicos, diferenciados ou não, também ocorrem como intercalações. Os basaltos apresentam feições texturais e estruturais diversas (basaltos maciços, porfíricos, variolíticos e menos comumente lavas almofadadas). Os metabasaltos e xistos máficos foram considerados por Kishida (1979) como tholeiítos de baixo potássio, geralmente saturados em sílica e com evidências de hidratação e carbonatação. Entretanto, Silva (1987) caracterizou os basaltos como de natureza predominante ferro-tholeiítica com características químicas similares aos tholeiítos de fundo oceânico do tipo P-MORB.

Sobreposta à unidade basal encontra-se a Unidade Vulcânica Félsica que é constituída por rochas félsicas e rochas fragmentais, associadas com intrusões subvulcânicas e rochas sedimentares clásticas. As rochas fragmentais incluem tufos, lapilli tufos e aglomerados. A composição varia de andesítica a dacítica e raramente riolítica (Silva 1987). A geoquímica é comparável com rochas cálcio-alcalinas de margem continental (Kishida 1979, Silva 1987). Ao contrário dos basaltos, as rochas félsicas ocorrem em derrames finos e descontínuos intercalados com rocha fragmental e



**FIGURA 3.2.:** Mapa geológico do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. 1 = Migmatitos, 2 = Gnaisses, 3 = Unidade Vulcânica Máfica, 4 = Unidade Vulcânica Félsica, 5 = Unidade Sedimentar, 6 = Granitos, 7 = Serpentinicos, 8 = Sienitos, 9 = Dioritos, 10 = Anfíbolitos, 11 = Grupo Miabá – Faixa Sergipana e 12 = Bacia do Tucano. Segundo Rocha Neto 1994.

rochas sedimentares clásticas, ocorrendo de forma mais restrita e ocupando cerca de 25% das supracrustais aflorantes (Silva 1991). Essa unidade grada lateral e verticalmente para a unidade clástica sedimentar superior.

A unidade sedimentar clástica compreende dois tipos de sequência. A primeira é composta de bandas rítmicas alternadas de grauvacas, siltitos, *cherts* e xistos carbonosos. A outra consiste de conglomerados, arcóseos grossos, rochas pelíticas e vulcânicas félsicas.

Além disso, todo o pacote supracrustal encontra-se intrudido por corpos granitóides sin- e pós-tectônicos (Figura 3.2.), por *sills* gabróicos, além de corpos subvulcânicos de composição intermediária, que compõem deste modo o quadro litológico do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Rocha 1980, Silva 1984, Matos e Davison 1987, Davison *et al.* 1988).

Os granitóides sin-tectônicos são foliados nas bordas e levemente anisotrópicos no centro, com composição variando entre tonalítica e granodiorítica. É frequente nestes corpos a presença de xenólitos de basaltos da unidade vulcânica máfica e de rochas gnáissico-migmatíticas similares às do embasamento cratônico circundante. Os granitóides pós-tectônicos, por sua vez, ocorrem como corpos isolados cuja composição é predominantemente tonalítica (Silva 1992a).

Os corpos subvulcânicos possuem forma elíptica e composição variando de diorítica, na porção mais externa, a quartzo-diorítica na porção central e a granodiorítica no núcleo (Silva 1984).

Intrusões máficas definem dois alinhamentos regionais (Teixeira 1985). O primeiro possui orientação N-S, localiza-se na interface do domínio sedimentar com o domínio félsico (Faixa Mansinha) e ocorre como *sills* de gabros a diabásios metamorfisados. Essas intrusões podem hospedar pequenos depósitos auríferos em veios de quartzo e em zonas de silicificação com contorno irregular. Intrusões máficas orientadas segundo a direção E-W e localizadas no setor sul do *greenstone* (Faixa Weber) consistem de *sills* gabróicos diferenciados e são as principais hospedeiras da mineralização aurífera do depósito da Fazenda Brasileiro (Teixeira 1985).

### 3.2.2. DEFORMAÇÃO

Do ponto de vista da evolução estrutural, vários trabalhos foram realizados na região, com a finalidade de estabelecer o quadro de deformação regional juntamente com o controle e o posicionamento dos depósitos auríferos no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Mascarenhas 1973 e 1979, Medeiros Silva 1981, Alves da Silva 1993).

Gaal (1982 *apud* Araújo 1995) identificou três fases de deformação na região do médio Itapicuru. A primeira seria responsável pela formação de uma foliação penetrativa subparalela ao acamamento e pela nucleação de dobras intrafoliais. A segunda seria caracterizada pelo desenvolvimento de dobras isoclinais com clivagem plano axial penetrativa do tipo ardosiana e a terceira seria responsável pela geração de *kink folds* conjugadas.

Posteriormente, as feições estruturais na sequência supracrustal foram interpretadas como resultantes de uma deformação polifásica na qual foram identificadas cinco fases de deformação (Jardim de Sá 1982).

Davison *et al.* (1988) consideraram que as feições estruturais no setor norte seriam resultantes de duas fases de deformação. A primeira seria responsável pelo desenvolvimento de uma clivagem de compactação paralela ao acamamento, pela presença de um cisalhamento localizado e pelo desenvolvimento de uma trama linear de estiramento. Esta deformação cisalhante seria importante no controle dos depósitos auríferos. O conjunto de elementos estruturais teria sido afetado por dobras com planos axiais N-S e mergulhos variando entre 50-70W. Essas dobras corresponderiam a primeira fase de dobramentos na região. A segunda fase seria marcada pela formação de crenulações nas unidades menos competentes.

Esses mesmos autores identificaram no setor sul do *greenstone* (Faixa Weber) cinco fases de deformação. A primeira, presente somente nesta região, teria um caráter penetrativo e seria caracterizada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento e dobramentos isoclinais. A segunda produziria um tendência E-W de dobras isoclinais com planos axiais mergulhando 40° para sul. A terceira seria marcada pelo desenvolvimento de dobras subverticais abertas E-W. A quarta fase geraria dobras abertas verticais NE-SW. E a última fase de natureza rúptil produziria falhas NE-SW e NW-SE com importantes deslocamentos horizontais.

A sequência supracrustal na região do Médio do Rio Itapicuru teria sido afetada por duas fases de deformação principais. A primeira fase seria constituída de dois eventos deformacionais (Alves da Silva e Matos 1991). O primeiro (F1) seria resultante de uma tectônica tangencial que estaria relacionada a um esforço E-W de fechamento da bacia. Essa deformação teria originado zonas de cisalhamento de direção N-S paralelas aos contatos litológicos, e o segundo (F2) seria caracterizado pela continuação do movimento tangencial e estaria relacionado à colocação de corpos granitóides sin-tectônicos e pelo desenvolvimento de uma sucessão de anticlinais e sinclinais apertados com vergência para leste. A última fase (D2) seria marcada pelo desenvolvimento de um

dobramento de grande amplitude, envolvendo as rochas gnáissicas e migmatíticas que circundam as supracrustais. O fechamento desta dobra localiza-se na parte sul da sequência (Faixa Weber) onde a direção regional N-S inflete para E-W.

Coelho *et al.* (1991) identificaram nas imediações do depósito da Fazenda Maria Preta duas fases de deformação. A primeira teria desenvolvido dobras com foliações plano-axiais com mergulhos moderados a subverticais e a segunda teria nucleado zonas de cisalhamento N-S de caráter rúptil-dúctil e rejeito sinistral. Posteriormente, Silva e Coelho (1993) caracterizaram a zona deformacional na Fazenda Maria Preta e interpretaram o conjunto de elementos estruturais, que hospedam as ocorrências de depósitos auríferos nessa região, como resultantes de um único evento de deformação progressiva. Não foi observado por esses autores nenhuma deformação mais antiga como sugeriram Davison *et al.* (1988).

Alves da Silva *et al.* (1993) caracterizaram dois eventos de deformação progressiva de natureza não coaxial para o *greenstone*. O primeiro (D1) principalmente preservado na porção sul (Faixa Weber) seria resultado de uma deformação compressional, que teria desenvolvido um cisalhamento paralelo ao acamamento com vergência para SE. O segundo seria dominado por transcorrências, concomitantes com a colocação de grandes corpos graníticos e a geração de megadobramentos com vergência para E.

Araújo (1995), em análise estrutural na região do médio Itapicuru, onde se localizam os depósitos auríferos das Faixas Antas e Mansinha, identificou dois eventos de deformação. O primeiro F1, seria caracterizado por três fases de deformação progressiva, geradas em resposta de um campo compressivo NW-SE, em um regime regional transcorrente sinistral. A primeira fase (D1) seria caracterizada por uma foliação penetrativa com direção N-S e mergulho para oeste. Paralela a essa foliação desenvolveu-se zonas de cisalhamento transcorrentes e sinistrais de natureza dúctil a dúctil-rúptil. A fase D2 seria responsável pelo desenvolvimento de dobras abertas a fechadas com foliação axial de direção NE e eixos subhorizontais (afeta todas as estruturas anteriores). Dobras de crenulações e crenulações correspondem à fase D3.

O evento F2 seria caracterizado por zonas de cisalhamento rúpteis dextrais NE-SW geradas sob um campo compressivo NE-SW. Algumas falhas transcorrentes sinistrais encontradas poderiam representar reativações rúpteis de zonas de cisalhamento anteriormente nucleadas.

Chauvet *et al.* (1997a) sugeriram que a evolução estrutural do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru envolveria dois eventos tectônicos que estariam associados com magmatismo. O primeiro

evento de deformação D1 teria desenvolvido em resposta a um encurtamento NW-SE e seria responsável pelo desenvolvimento de uma foliação subhorizontal, uma lineação com direção NW-SE e empurrões em direção SE. O evento D1 seria contemporâneo com a colocação de plutons granodioritos em 2130Ma. O evento D2 seria caracterizado por uma transcorrência sinistral que teria gerado uma foliação subvertical e lineação de estiramento subhorizontais. Essas estruturas correspondem às principais feições estruturais preservadas na região.

### 3.2.3. METAMORFISMO

Os principais trabalhos realizados para a região apontam que a condição de metamorfismo, predominante em todo o *greenstone*, seria característica de fácies xisto-verde alcançando a facies anfíbolito nas bordas dos domos (Silva 1987 e Silva e Rocha Netto 1993).

Três eventos metamórficos foram definidos para as rochas da sequência supracrustal (Silva 1984 e Silva e Rocha Netto 1993): O evento (M1) seria estático de fundo oceânico e responsável pela hidratação das lavas máficas e félsicas. O evento (M2) teria natureza dínamo-termal e seria concomitante com a fase (F2) do evento deformacional (D1) (Alves da Silva e Matos 1991) e com a colocação de granitóides sin-tectônicos. Esse evento seria responsável pela desidratação da pilha vulcano-sedimentar e pela geração de paragêneses metamórficas de fácies xisto-verde a anfíbolito. Finalmente, o evento (M3) que seria de natureza exclusivamente termal encontrando-se localizado apenas em torno de corpos intrusivos tardi e pós-tectônicos. O evento (M2) seria também responsável pela zonalidade metamórfica na porção central do *greenstone*, com paragêneses de fácies anfíbolito nas porções periféricas do cinturão de supracrustais, gradando em direção ao centro, para paragêneses de fácies xisto-verde.

### 3.2.4. MAGMATISMO GRANÍTICO

As suítes de granitóides no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru foram descritas por Kishida (1979), Silva (1984), Teixeira (1985), Matos e Davison (1987), Davison *et al.* (1988) e Rios *et al.* (1998) e foram agrupadas do seguinte modo:

i) os domos granito-gnáissicos seriam constituídos de núcleos ígneos, com composições variando de granítica a granodiorítica, com textura isotrópica e com bordas gnáissicas de composição tonalítica. Além disso, no contato com as supracrustais ocorreria uma abundância de veios pegmatíticos e quartzo-feldspáticos. Como exemplo, cita-se o Domo de Ambrósio.

ii) os granitóides isotrópicos tardios seriam caracterizados pela composição, principalmente granodiorítica com termos tonalíticos subordinados. De maneira geral, possuem aspecto homogêneo e ausência de enclaves. Além disso, distinguem-se dos domos gnáissicos por não afetarem as rochas encaixantes com atividade pegmatítica ou metassomática (e.x. pluton de Nordeste).

iii) as intrusões subvulcânicas e porfíricas ocorreriam na forma de diques, *stocks* e pequenos domos granito-gnáissicos, como os da região do depósito aurífero da Fazenda Maria Preta. Teixeira (1985) argumenta que as mineralizações de ouro, com sulfetos associados, estariam frequentemente relacionadas com estas intrusões, normalmente ao longo de seus contatos ou em zonas de cisalhamento que os interceptam.

iv) os corpos subvulcânicos possuiriam composição diorítica a quartzo-diorítica e normalmente ocorreriam inseridos no domínio vulcânico félsico do Rio Itapicuru (Silva 1984).

### 3.2.5. MINERALIZAÇÕES

As rochas supracrustais do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru foram modificadas por zonas de cisalhamento de extensão regional (de característica dúctil-rúptil e natureza transpressiva) ao longo das quais concentram-se os depósitos e as ocorrências de ouro. Dentre estes depósitos, destacam-se em função de sua importância econômica os da Fazenda Brasileiro e da Fazenda Maria Preta (Kishida *et al.* 1991), localizados, respectivamente, nas porções sul e norte do *greenstone*.

Leite *et al.* (1990) estudando a interação de fluidos hidrotermais com as rochas vulcânicas félsicas na porção norte da Faixa Mansinha, concluíram que os teores de ouro mostram uma correlação positiva com MgO, K<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Pb, Cu, As e Sb e negativa com CaO, Na<sub>2</sub>O e SiO<sub>2</sub>. Alicerçando-se nesses dados, os autores sugerem que o pico de deposição de ouro foi contemporâneo ou tardio à silicificação, carbonatação e albitização, e concomitante à nucleação de sulfetos.

Adicionalmente, Silva e Rocha Netto (1993) concluíram que as mineralizações auríferas do Rio Itapicuru estariam diretamente relacionadas à evolução metamórfica dessa sequência e que os principais metalotectos responsáveis pela geração desses depósitos seriam em ordem decrescente de importância: 1) a existência de um evento metamórfico hidrotermal (M1); 2) a formação de zonas de cisalhamento anteriores ao pico do metamorfismo (pré F2); 3) a existência de zonas de transição fácies xisto-verde - anfíbolito; 4) a presença de corpos intrusivos concomitantes ao pico de metamorfismo (sin F2), balizando a zona de cisalhamento; 5) e a presença de rochas ricas em óxidos e/ou silicatos de ferro ou de rochas ricas em material carbonoso.

Por outro lado, através de estudos conjugados de inclusões fluidas, microtermometria e microespectroscopia Raman em veios de quartzo mineralizados, dois tipos de fluidos mineralizantes foram definidos. Esses fluidos foram interpretados como parte de um sistema hidrotermal profundo no qual o componente fluido pode ter sido derivado da desvolatilização durante o metamorfismo regional e ou de fontes magmáticas do manto (Xavier e Coelho 2000).

### 3.2.6. GEOCROLOGIA

As idades radiométricas determinadas em granitóides e metavulcânicas félsicas (isócronas Rb-Sr) situam-se dentro do limite temporal do Ciclo Transamazônico, ou seja  $2.0 \pm 0,2$  b.a. (Brito Neves *et al.* 1980). Com base nesses dados Cordani e Brito Neves (1982) e Marinho e Sabaté (1982) definiram o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru como uma sequência vulcânica sedimentar do Proterozóico Inferior.

Apesar de Mascarenhas e Sá (1982) terem considerado as idades Rb-Sr como indicadoras de um período de aquecimento regional, relacionando-as a picos de ciclos geotectônicos, devido à similaridade dessa sequência com terrenos tipicamente arqueanos (Kishida 1979, Kishida e Riccio 1980), trabalhos posteriores vieram reforçar o Proterozóico Inferior como provável idade de formação do *greenstone* (Silva 1987, 1991 e 1997).

A geoquímica de isótopos realizada em amostras de basaltos e de andesitos apontou uma idade proterozóica inferior para a sequência supracrustal (Silva 1992a). Para os basaltos foram obtidos uma isócrona de  $2209 \pm 60$  Ma (Pb/Pb em rocha total) e uma idade modelo de 2.2 Ga (Sm/Nd). Para os andesitos foram obtidos uma isócrona de  $2109 \pm 80$  Ma (Pb/Pb em rocha total) e uma idade modelo de 2.1 Ga (Sm/Nd). Este valor é semelhante ao encontrado por Brito Neves *et al.* (1980) nos andesitos do Itapicuru, 2.1 Ga (Rb/Sr em rocha total).

Por outro lado, estudos geocronológicos (Gaal *et al.* 1986 *apud*: Silva 1987), nos granitóides sin-tectônicos, revelaram idades Rb-Sr do Proterozóico Inferior para os domos de Ambrósio (1.9 Ga,  $Sr_i = 0,708$ ) e de Nordestina (2.0 Ga,  $Sr_i = 0.703$ ); 2.0 Ga e 2.1 Ga para os granitos de Poço Grande e de Santa Luz (U/Pb em zircões). Estudos mais recentes revelaram uma idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (em zircão) de  $2127 \pm 5$  Ma para o domo de Barrocas e uma idade  $2100 \pm 10$  Ma para o pluton Nordestina (Alves da Silva 1994, Chauvet *et al.* 1997a e b). Essas idades foram consideradas como idades de cristalização desses dois plutons.

Para o Domo de Ambrósio estudos em monazitas revelaram uma idade Pb/Pb de 2100Ma (Batista *et al.* 1998) e uma idade de evaporação Pb/Pb de  $1948 \pm 28$ Ma (Rios *et al.* 2000). Além disso, outros trabalhos apontam para a idade mínima de cristalização de 2080 (U/Pb em zircão e xenotímio) (Mello *et al.* 1999), que por sua vez é semelhante a idade obtida para o metamorfismo em facies anfibolito (Mello 2000, Ar/Ar em hornblenda).

No entanto, a existência de um embasamento mais antigo foi confirmada pelas idades arqueanas obtidas para: i) um mega-xenólito de migmatito-gnaiss (2.9 Ga, U/Pb em zircões), nas margens do Domo de Ambrósio (Gaal 1987 *apud*: Silva 1987); ii).zircões do Domo de Ambrósio mostrando idades Pb-Pb variando de 2500 a 2850 Ma (Batista *et al.* 1998); iii) zircões discordantes (Pb/Pb em 2900 e 3000 Ma) em amostra com forma lenticular e com composição tonalítica na borda oeste do domo de Pedra Alta (Batista *et al.* 1998).

Vale ressaltar, que o pluton de Barrocas foi considerado como tendo sido colocado durante o evento tectônico tangencial D1 em 2130Ma (Chauvet *et al.* 1997a, b). Já o pluton de Nordeste, assim como todos os plutons alongados na direção N-S (incluindo o Domo de Ambrósio) seriam contemporâneos com a transcorrência D2 que segue ao evento D1.

## CAPÍTULO 4. ASPECTOS DE CAMPO DO DOMO DE AMBRÓSIO E ROCHAS ENCAIXANTES

### 4.1. GENERALIDADES

Os resultados apresentados a seguir são frutos do mapeamento geológico realizado na escala 1: 50.000 no Domo de Ambrósio e rochas encaixantes. Esses dados são resultantes de 90 dias de trabalho de campo onde procurou-se percorrer toda a área de exposição do domo. Durante esse trabalho realizou-se perfis transversais à estruturação regional com o objetivo de estabelecer contatos entre as facies do domo e com suas encaixantes, reunir informações sobre elementos estruturais e coletar de amostras para estudos petrológicos, isotópicos, geoquímicos e geocronológicos. Ao todo foram coletadas aproximadamente 700 amostras abrangendo o domo e suas encaixantes.

Portanto esse capítulo aborda as principais características em macroescala das facies que compõem o domo e de suas rochas encaixantes. Para isto, nesse trabalho, as facies foram individualizadas utilizando-se os seguintes critérios: composição mineralógica, padrão textural e relações de campo como, por exemplo, contatos e presença de enclaves de um litotipo em outro.

Neste contexto, as rochas granitóides são aqui consideradas como pertencentes a um batólito formado por várias associações magmáticas e separadas em suítes distintas. Considerando que uma suíte é formada por um conjunto de rochas ígneas aparentemente comagmáticas, foram individualizadas três suítes.

A primeira é composta pelos ortognaisses com composição tonalítica a granítica, sendo os gnaisses bandados os principais representantes dessa suite. A segunda é formada pelos granodioritos e granitos pouco deformados. Os principais litotipos que compõem esta suíte são os granodioritos porfíricos, os granodioritos com granulação média a fina, os monzogranitos róseo e cinza e os pegmatitos. Finalmente, a última suíte é caracterizada por diques graníticos, aplíticos e pegmatíticos e por veios de quartzo. O Quadro 4.1 apresenta as facies que compõem o domo, assim como as principais rochas encaixantes.

A caracterização petrográfica das facies ígneas foi feita utilizando-se o diagrama de Streckeisen (1976a e b). Os resultados da contagem modal em amostras representativas do domo são apresentados na Tabela 4.1 e encontram-se demonstrados graficamente na Figura 4.1. Assim,

como pode ser observado, os litotipos do pluton plotam no campo dos granodioritos e monzogranitos.

## 4.2. GNAISSES BANDADOS

### 4.2.1. Modo de ocorrência e aspectos de campo

Este litotipo ocorre nas bordas do Domo de Ambrósio e marca o contato do domo com suas rochas encaixantes (mapa geológico em anexo 1). De um modo geral, possui granulação fina a grossa e uma foliação paralela ao seu bandamento (Foto 4.1.). Esse bandamento é caracterizado pela intercalação de níveis róseos com composição granítica, níveis máficos com composição variando de biotita granodiorito a biotita tonalito (mais raros) e níveis anfíbolíticos. Algumas vezes, os níveis félsicos podem ser de pegmatóides. Os anfíbolitos intercalados nos gnaisses de borda do domo correspondem a vários diques que foram colocados, aproximadamente, paralelos ao plano da foliação.

As bandas dos gnaisses, de uma maneira geral, possuem espessuras variando de poucos milímetros até 40 cm. Em função da diferença de competência entre os litotipos, as camadas mais félsicas e anfíbolíticas podem se afinar e romper. Como consequência, as camadas apresentam espessuras diferentes e podem ou não ter continuidades laterais. Posto isto, os níveis félsicos e anfíbolíticos podem se apresentar boudinados (Foto 4.2.). Nos domínios félsicos (pegmatóides) as fraturas associadas ao *neck* do *boudin* podem estar cicatrizadas por quartzo.

Em escala de afloramento, além da foliação e do bandamento característicos desse litotipo, observa-se uma lineação definida por *ribbons* de quartzo e palhetas de biotita. Essa lineação juntamente com o *neck* do *boudin* constituíram-se em uma ferramenta fundamental para o estabelecimento da evolução estrutural do domo, como será mostrado no capítulo 5.

Com relação ao modo de exposição, o gnaisse bandado ocorre como afloramentos contínuos, principalmente na margem leste do pluton; na margem oeste aflora em proporções menores e pode ocorrer o predomínio das bandas mais graníticas sobre as granodioríticas. Desta forma, na porção oeste do domo o gnaisse corresponde, na maioria das vezes, a granito gnaisse milonítico. Esse litotipo mostra forte orientação preferencial de quartzo recristalizado, que possui a forma de fitas

Além dessas características pode ocorrer na forma de enclaves de tamanhos variáveis (1 a 10 metros) nos litotipos mais novos. Esses enclaves possuem formas angulares e irregulares e

encontram-se inseridos tanto em granodiorito porfirítico como em granodiorito com granulação média a grossa. Um outro fator marcante é que esses enclaves orientam-se de forma concordante com as lineações magmáticas e de estiramento encontradas no granodiorito.

Assim, como todos os litotipos aflorantes no domo, o gnaissé pode estar cortado por diques com composição granítica e pegmatítica e também por veios de quartzo. Os diques de pegmatitos, que cortam o bandamento, encontram-se também alojados ao longo do plano da foliação.

|   |  |
|---|--|
| * Diques  | Graníticos, aplíticos, aplitos-pegmatitos, pegmatitos e veios de quartzo                                 |
| * Suíte dos granodioritos e granitos pouco deformados | Granodiorito, granodiorito porfirítico, <i>augen</i> gnaissé granodiorítico, monzogranitos róseo e cinza |
| * Suíte de ortognaisses tonalítico a granodiorito     | Gnaissé bandado protomilonítico a milonítico   |
| Diques anfibolíticos                                  | Granada anfibolito<br>Anfibolito milonítico  |
| Migmatito   | Hornblenda- tonalito, biotita granodiorito e biotita- tonalito   |
| ** Paragnaisses                                       | Granada sillimanita <i>augen</i> gnaissé granítico protomilonítico                                       |
| ** Metassedimentos                                    | Formação Ferrífera<br>cianita - cordierita - estauroлита - granada-sillimanita - biotita xistos          |
| ** Metabásicas  | Anfibolitos  |

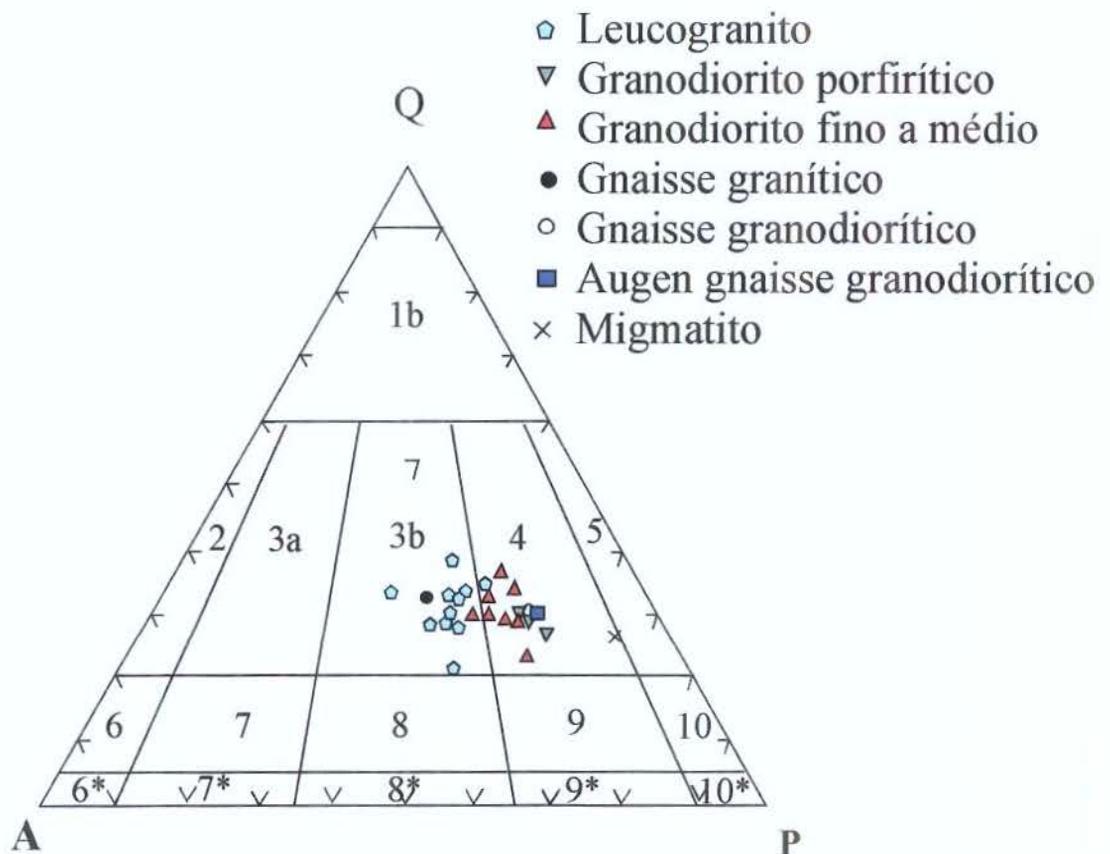
**QUADRO 4.1.:** Principais litotipos da área de estudo. \* Representa as facies do domo. \*\* As principais rochas encaixantes e circundantes ao Domo de Ambrósio. O migmatito representa enclaves mais antigos associados com as fácies do domo. Esses litotipos encontram-se representados no mapa geológico no anexo 1

| AMOSTRA                | CLAB-9B     | CLAB-23     | CLAB-28     | CLAB-28A    | CLAB-235    | CLAB-123D   | CLAB-90B    | CLAB-147    | CLAB-183    |
|------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Litotipos →            | Dq -Gt      | Gd- M       | Gn -Gd      | Gn-GT       | Gd          | Gd          | GDB         | Lc -GT      | Lc-GT       |
| Microclínio            | 17.6        | 17.9        | 15.8        | 19.1        | 10.3        | 21.5        | 11.3        | 15.8        | 8.8         |
| Plagioclásio           | 40.5        | 41.4        | 47.9        | 35.7        | 37.8        | 30.8        | 44.2        | 37.8        | 41.9        |
| Pertita                | 4.2         | 6.4         |             | 10.8        | 16.3        | 13.1        | 5.2         | 9.5         | 8.3         |
| Quartzo                | 30.9        | 27.9        | 27          | 32.2        | 28.2        | 32.9        | 30.9        | 33.2        | 34          |
| Biotita                | 5.4         | 4.6         | 7.8         | 1.1         | 6           | 1.7         | 7.3         | 3.3         | 5.1         |
| Acessórios             | 1.2         | 1.5         | 1.2         | 0.8         | 1.1         | 0.6         | 0.8         | 0.1         | 1.5         |
| Fenocristais           |             |             |             |             |             |             |             |             |             |
| <b>Total de Pontos</b> | <b>2032</b> | <b>1733</b> | <b>1635</b> | <b>1833</b> | <b>1832</b> | <b>1781</b> | <b>1872</b> | <b>1593</b> | <b>1757</b> |

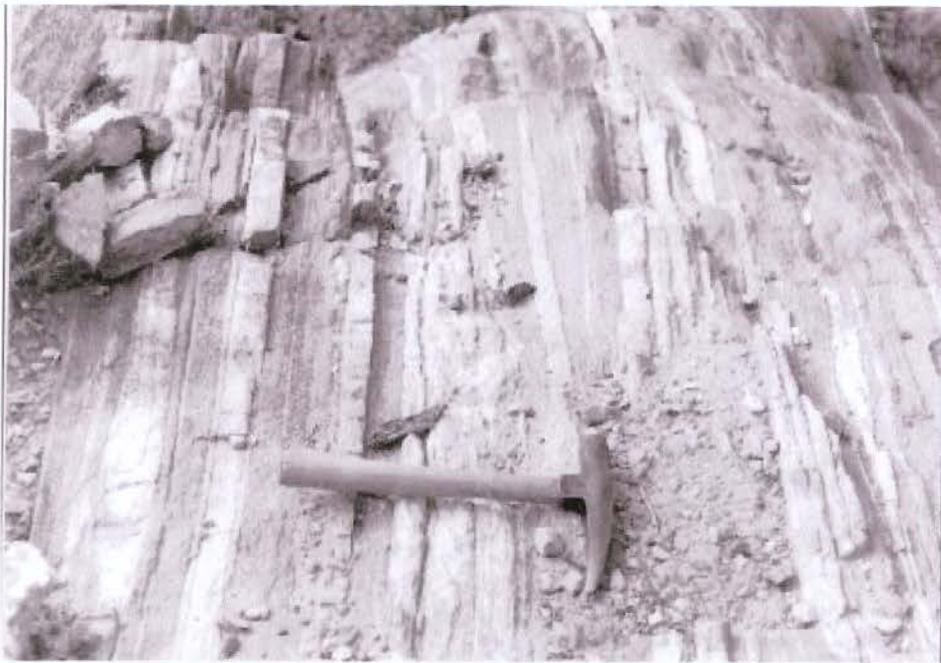
| AMOSTRA                | CLAB-194    | CLAB-232    | CLAB-14     | CLAB-248    | CLAB-251A   | CLAB-255    | CLAB-195    | CLAB-195A   | CLAB-208A   |
|------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Litotipos →            | Gd I        | Gd M        | DQ-GT       | Gd M        | Gd          | Lc Gt       | Gd          | Gd          | Gd          |
| Microclínio            | 0.7         | 10.7        | 22          | 16.1        | 14.9        | 20.7        | 17.2        | 8.3         | 7.7         |
| Plagioclásio           | 57.8        | 9.4         | 8.6         | 10.6        | 16.1        | 7.3         | 43.8        | 47.6        | 43.5        |
| Pertita                |             | 51.4        | 37.3        | 38.3        | 44.8        | 38.9        | 4           | 10          | 14.8        |
| Quartzo                | 28.8        | 21.6        | 26.4        | 31.9        | 20          | 27          | 31.5        | 27.7        | 27.4        |
| Biotita                | 12          | 5.4         | 4.7         | 2.2         | 2.8         | 5.6         | 2.6         | 5.5         | 5.3         |
| Acessórios             | 0.4         | 1.1         | 0.8         | 0.7         | 1           | 0.2         | 0.6         | 0.6         | 1           |
| Fenocristais           |             |             |             |             |             |             |             |             |             |
| <b>Total de Pontos</b> | <b>1866</b> | <b>1890</b> | <b>1607</b> | <b>1547</b> | <b>1281</b> | <b>1869</b> | <b>1857</b> | <b>1719</b> | <b>1790</b> |

| AMOSTRA                | CLAB-231A   | CLAB-266    | CLAB-215A   | CLAB-247    | CLAB-117B   | CLAB-212*   | CLAB-263    | CLAB-279    | CLAB-9A     |
|------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Litotipos →            | Gd M        | Gd P        | Gd          | Gd P        | Gd P        | Gd          | Lc Gt       | GD          | Gn-Mg       |
| Microclínio            | 11.4        | 10.1        | 11.3        | 6.9         | 6.8         | 3.4         | 21.1        | 16.4        | 7.3         |
| Plagioclásio           | 46.4        | 42.7        | 38.8        | 41.3        | 46.2        | 36          | 8.7         | 8.5         | 59.6        |
| Pertita                | 8.9         | 5.9         | 14.9        | 6.2         | 8           | 18.4        | 36.7        | 39          |             |
| Quartzo                | 27.6        | 25.2        | 25          | 22.8        | 22.4        | 29          | 28.5        | 30.8        | 24.2        |
| Biotita                | 5.2         | 9.4         | 4.3         | 11.9        | 8.8         | 4.9         |             |             |             |
| Acessórios             | 0.2         | 5.4         | 4.6         | 8.9         | 6.4         | 3.4         | 4.5         | 4           | 7.2         |
| Fenocristais           |             | 0.9         | 0.7         | 1.6         | 1           | 1.7         | 0.2         | 0.8         | 1.5         |
| <b>Total de pontos</b> | <b>1872</b> | <b>1847</b> | <b>1776</b> | <b>1880</b> | <b>1937</b> | <b>1836</b> | <b>1870</b> | <b>1839</b> | <b>1661</b> |

**TABELA 4.1:** Análise modal de amostras representativas do Domo de Ambrósio. Dq Gt = Dique granítico, Gn = Gnaise Bandado; Gn Gd = Porção Máfica do Gnaise Bandado (granodiorítico); Gn F = Porção Félsica do Gnaise Bandado (granítica); Gd = Granodiorito; Gd P = Granodiorito Porfíritico e Gn-Mg = Gnaise Migmatítico.



**FIGURA 4.1.:** Diagrama ternário modal Q-A-P (Streckeisen 1976a e b). 1a e 1b = Granitóides ricos em quartzo; 2 = Álcali Feldspato Granito; 3a = Sienogranito; 3b = Monzogranito; 4 = Granodiorito; 5 = Tonalito; 6 = quartzo Álcali- Sienito; 7 = Quartzo Sienito; 8 = Quartzo Monzonito; 9 = Quartzo monzodiorito; 10 = Quartzo diorito. 6\* = Alcali feldspato sienito; 7\* = sienito; 8\* = Monzonito; 9\* = Monzodiorito; 10\* = Diorito.



**FOTO 4.1.:** Gnaiss bandado aflorante na borda leste do Domo de Ambrósio. A figura mostra também uma foliação em alto ângulo que se dispõe de maneira paralela ao bandamento (Ponto CL-AB 48).



**FOTO 4.2.:** Formação de *boudins* nos níveis félsicos pegmatíticos que se encontram intercalados em gnaiss bandado (Ponto CL-AB 11).

O contato do gnaiss com os metassedimentos e as metabásicas encaixantes é concordante e, algumas vezes, com o desenvolvimento de dobras. Já com o granodiorito o contato pode ser intrusivo (Foto 4.3.) ou gradacional. Quando intrusivo é comum ao longo do contato a presença de diques pegmatíticos e veios de quartzo que se alojaram nessa região de anisotropia. Um outro fato relevante é que a borda leste do domo é aproximadamente retilínea assim como os contatos. Além disso, uma feição característica do domo é a ausência de xenólitos das rochas supracrustais encaixantes.



**FOTO 4.3.:** Contato intrusivo do granodiorito com o gnaiss bandado (Ponto CL-AB 48).

### **4.3. GRANODIORITO COM GRANULAÇÃO MÉDIA A FINA**

#### **4.3.1. Aspectos de campo**

Os granodioritos do domo, são rochas faneríticas, equigranulares média a grossa (mapa geológico em anexo 1).

Esse litotipo é a principal fácies encontrada no domo. Em geral, possui coloração cinza e pode ou não apresentar um bandamento gnáissico. Normalmente, o bandamento é encontrado próximo à região de contato com o gnaisses bandado e é marcado, principalmente, pela presença de acamamento *schlieren*, definido por níveis mais leucocráticos, ricos em feldspato potássico, que podem ou não conter magnetita ou ainda por níveis mais ricos em biotita.

Em escala de afloramento, essa rocha contém enclaves do gnaiss de borda, de anfíbolitos, de granodiorito porfirítico, de granodiorito bandado e de migmatito. Os enclaves de gnaiss bandado e de migmatito são normalmente angulosos (Foto 4.4.). Já os de granodiorito bandado e de anfíbolito (que ocorre também em gnaisses) podem possuir a forma de “olhos” com tamanhos variáveis, que apresentam orientação paralela à lineação mineral e ou à de estiramento (Foto 4.5.) impressas no domo.

Este litotipo é cortado por diques graníticos, pegmatíticos, aplíticos, por veios de quartzo e, também, por fraturas.

Uma outra característica desta facies é que próximo ao contato com o gnaiss bandado apresenta um bandamento e normalmente contém maior quantidade de enclaves de gnaisses. Normalmente, nessas regiões, o granodiorito encontra-se também alojados em planos paralelos à foliação dos gnaisses. Em escala de afloramento, observam-se enclaves de gnaiss bandado no domínio da facies granodiorítica e depois a relação inversa, até o ponto em que só aflora o gnaiss ou o granodiorito. A mesma relação acontece no contato com o granodiorito porfirítico (Figura 4.2.).

O granodiorito, de uma maneira geral, possui grande quantidade de magnetita, a qual possui forma de porfiroclastos ou de grãos euédricos que podem, juntamente com as outras fases minerais, definir uma lineação (Foto 4.6.). Contudo, esses grãos podem, também, ocorrer em níveis mais félsicos com composição granítica que se dispõem de forma discordante em relação ao acamamento ígneo. Além de magnetita, próximo a borda leste do domo (Ponto CL-AB 123) ocorrem grãos aciculares de turmalina.

Além das feições referidas anteriormente, o granodiorito pode apresentar dobras que se desenvolveram, principalmente, nas partes mais bandadas e, em geral, possuem fechamento para norte. Essas dobras são formadas em estado magmático e são caracterizadas em acamamento *schlieren* marcado pela presença de biotita (Foto 4.7.).

#### **4.4. GRANODIORITO PORFIRÍTICO ( e *Augen* Gnaiss Granodiorítico)**

##### **4.4.1. Aspectos de campo e modo de ocorrência**

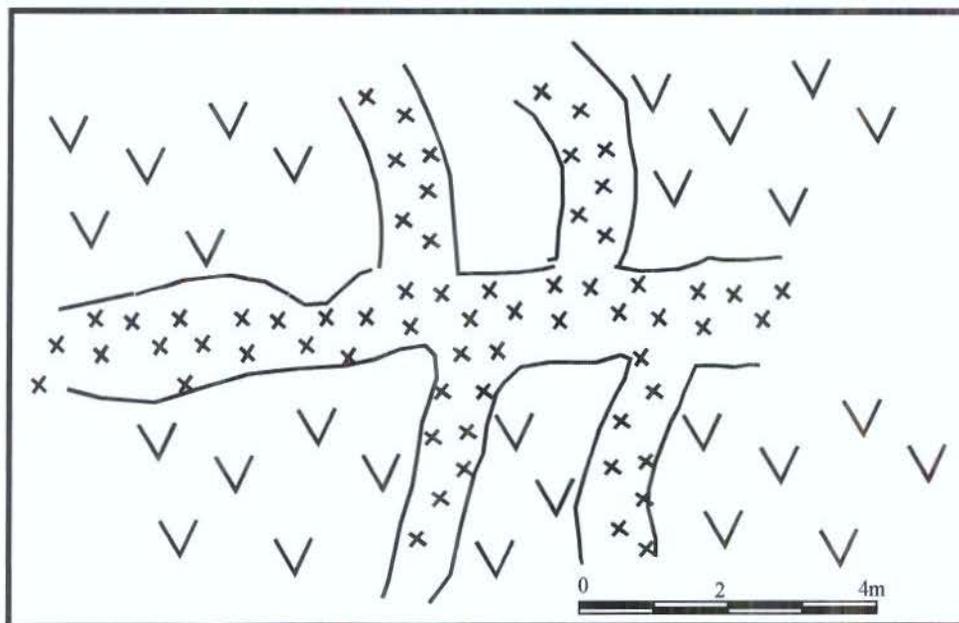
Esse litotipo possui coloração cinza escuro e textura inequigranular seriada a porfirítica. Os fenocristais possuem tamanhos menores ou iguais a 2cm e são principalmente de microclínio, pertita e plagioclásio (Foto 4.8.).



**FOTO 4.4.:**Enclave anguloso de gnaiss bandado em granodiorito (Ponto CL-AB 211).



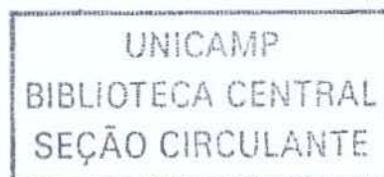
**FOTO 4.5.:** Enclave anfibolítico com forma de “olho” orientado paralelamente à lineação mineral e/ou de estiramento (Ponto CL-AB 167 ). Neste caso encontra-se encaixado no gnaiss bandado.



**FIGURA 4.2.:** Relações de campo entre granodiorito com granulação média a fina e granodiorito porfirítico. Na figura V = granodiorito porfirítico e X = granodiorito com granulação média a fina. (Ponto CL-AB 146).



**FOTO 4.6.:** Granodiorito mostrando níveis mais félsicos contendo magnetita discordante da trama ígnea principal. (Ponto CL-AB 23).



O granodiorito porfirítico ocorre como folhas aflorantes principalmente na borda oeste do Domo de Ambrósio. O contato desse litotipo com o granodiorito fino é gradacional e, normalmente, marcado pela intercalação, em escala de afloramento, entre estas duas rochas (envolvimento de facies, Figura 4.2). Além disso, esse litotipo é cortado por diques graníticos e pegmatíticos.

Em geral, apresentam uma trama planar caracterizada pela orientação paralela de microclínio, microclínio pertítico, pertita, plagioclásio, quartzo e biotita. Além desses minerais, ainda ocorrem os acessórios allanita, epidoto, titanita, magnetita, ilmenita, zircão e apatita.

Além dessas características, em regiões com deformação mais intensa os fenocristais desse litotipo podem ter a forma de *augens* assimétricos.

#### **4.5. MONZOGRANITOS RÓSEO E CINZA**

Esta facies ocorre como folhas localizadas principalmente próximas à borda leste do domo, que se dispõem segundo a direção norte sul (Mapa Geológico, Anexo 1). Em geral, possuem coloração rósea a cinza e granulação média. O contato desse litotipo com o granodiorito é gradacional e marcado pela presença de mica branca no monzogranito.

Neste litotipo observa-se também níveis mais leucocráticos constituídos principalmente por feldspato alcalino e quartzo, além de grandes quantidades de magnetita e ou turmalina, que marcam o acamamento primário. Este litotipo é composto, em ordem de abundância, por microclínio, microclínio pertítico, pertita, quartzo, plagioclásio, mica branca e biotita. Os minerais acessórios são magnetita, zircão e apatita.

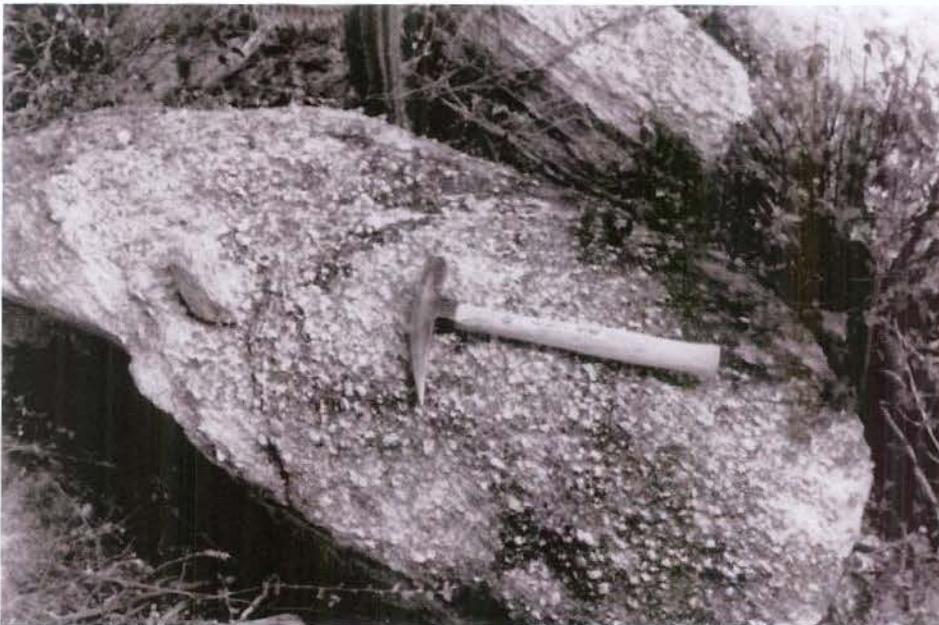
#### **4.6. DIQUES GRANÍTICOS E PEGMATÍTICOS**

Estes litotipos cortam todas as facies descritas anteriormente e normalmente ocorrem segundo as direções N10E, N20W e leste-oeste (Figura 4.3).

Os diques graníticos possuem coloração cinza e rósea e largura variando de 10 a 50 centímetros. Eles podem conter apófises que se colocam no plano de foliação quando encaixados em gnaisses e, neste caso, apresentam uma foliação magmática que é concordante com a trama planar da rocha encaixante. Em geral, os diques graníticos tendem a apresentar uma forte lineação paralela às suas paredes e, muitas vezes, não se observa uma foliação. Além disso, eles



**FOTO 4.7.:** Granodiorito exibindo dobras com fechamento para o norte e desenvolvidas em acamamento *schlieren* (Ponto CL-AB 96).



**FOTO 4.8.:** Granodiorito porfirítico (Ponto CL-AB 247).

podem conter enclaves de pegmatito e anfíbolito. Os enclaves de pegmatito apresentam-se na forma de “olhos” e encontram-se paralelizados às paredes do dique (Foto 4.9.).

Os diques de pegmatito possuem coloração rósea e podem apresentar variação composicional, que pode ser definida pela concentração de plagioclásio ao longo de seu eixo central e de quartzo e de feldspato alcalino em suas bordas. Além disso, podem conter proporções variáveis de turmalina ou magnetita.

Por outro lado, os diques pegmatíticos, assim como os diques graníticos, podem apresentar apófises que se encaixam paralelamente aos planos de foliação. Isto ocorre, porque eles, normalmente, aproveitam os planos de anisotropia das camadas para sua colocação, como por exemplo, as zonas de cisalhamento e o bandamento metamórfico. Quando encaixados ao longo do plano da foliação, e em virtude da diferença de competência em relação a sua rocha encaixante, os diques de pegmatíticos apresentam-se boudinados (Foto 4.10.).

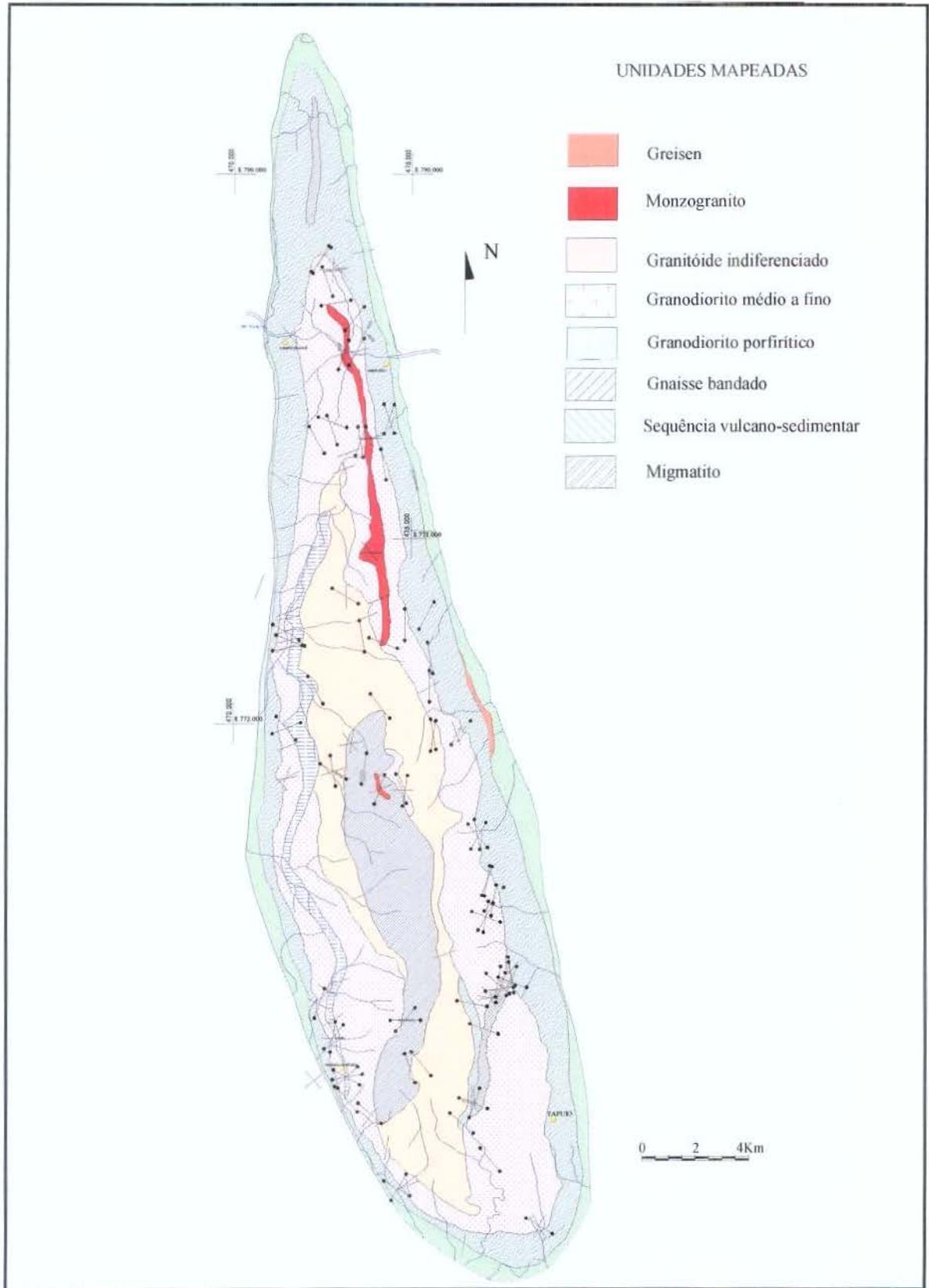
#### **4.7. DIQUES ANFIBOLÍTICOS (ASPECTOS DE CAMPO E MICROSCÓPICOS)**

Estes diques ocorrem nas bordas do Domo de Ambrósio e estão colocados em planos, aproximadamente, paralelos à foliação dos gnaisses. Estes corpos possuem coloração verde escura a preta, são maciços e têm espessura variável. Apresentam uma trama planar milonítica definida pela orientação de grãos de hornblenda, plagioclásio e quartzo (Foto 4.11.). Em virtude do contraste de competência entre as camadas, estes níveis apresentam-se estirados e rompidos (formação de *boudins*, Foto 4.10.).

Dentro do domo, foram encontrados anfíbolitos com granada (Foto 4.12.) que podem também corresponder a diques. Entretanto, devido à falta de relações de campo com as fácies do domo, não se pôde definir sua relação com as rochas da região, não abandonando, assim, a hipótese de que podem corresponder a xenólitos das metabásicas encaixantes do Domo de Ambrósio.

#### **4.8. ROCHAS ENCAIXANTES DO DOMO DE AMBRÓSIO**

As principais rochas encaixantes do Domo de Ambrósio são: **i)** metassedimentos, representados por cianita - cordierita - estauroлита – granada- sillimanita - biotita xisto e pela formação ferrífera; **ii)** paragneisses (granada -sillimanita granitos protomiloníticos), **iii)** anfíbolitos, e **iv)** greisens.



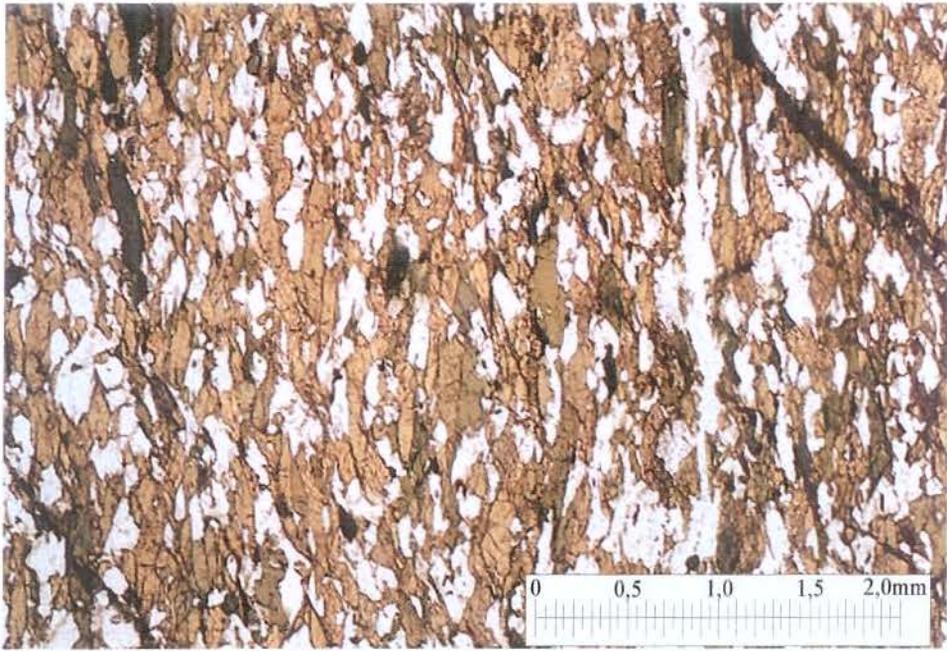
**FIGURA 4.3.:** Mapa mostrando a distribuição de diques graníticos e pegmatíticos e veios de quartzo aflorantes no Domo de Ambrósio. Deve ser ressaltado que há um exagero na representação dessa feição estrutural.



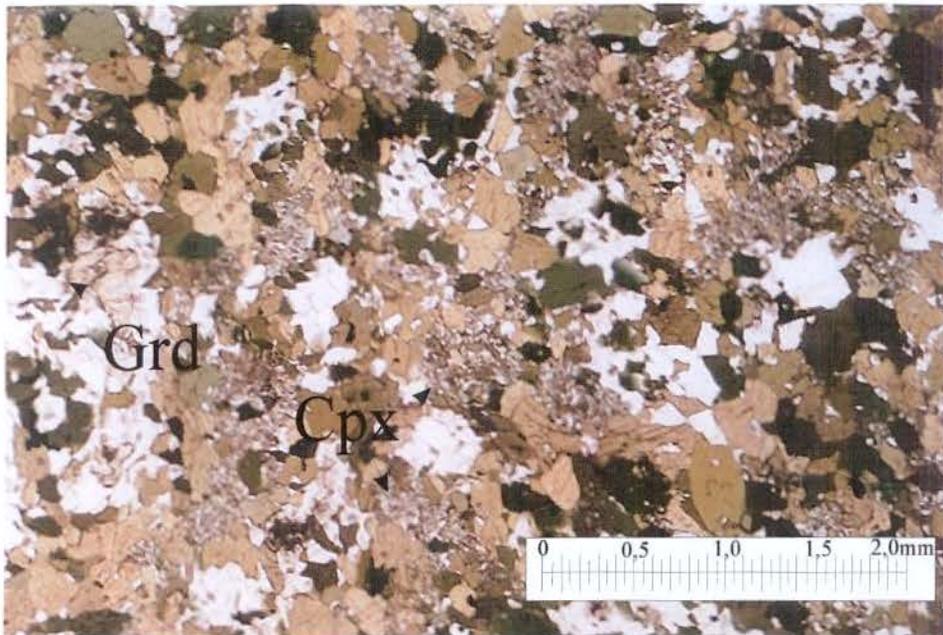
FOTO 4.9.: Enclaves de pegmatitos em diques graníticos (Ponto CL-AB 139).



FOTO 4.10.: Formação de *boudins* nos níveis pegmatíticos e anfíbolíticos (Ponto CL-AB 52).



**FOTO 4.11.:** Textura milonítica em dique anfibolítico encaixado em gnaiss bandado. Corte paralelo ao plano XZ (Ponto CL-AB 28).



**FOTO 4.12.:** Fotomicrografia de anfibolito portador de granada. Corte paralelo ao plano XZ (Ponto CL-AB 01).

## 4.8.1. METASSEDIMENTO

### 4.8.1.1. Cianita – cordierita - estaurolita- granada- sillimanita - biotita xisto

Este litotipo apresenta coloração cinza esverdeada e é composto por biotita, quartzo, plagioclásio, cordierita, sillimanita (fibrolita), estaurolita, granada, cianita, turmalina, magnetita e ilmenita. O principal mineral de alteração é a clorita.

Em escala de afloramento, mostra uma xistosidade que na maioria dos casos é concordante em direção e mergulho com a foliação dos gnaisses de borda. De uma maneira geral, este litotipo intercala-se com rochas metabásicas e com paragneisses graníticos, ocorrendo ao longo de toda a envoltória do Domo de Ambrósio.

No domínio desta rocha, é comum encontrar níveis com uma maior quantidade de sílica livre (o que confere um aspecto friável a rocha), intercalando-se com níveis mais xistosos (onde há o predomínio de filossilicatos). Além disso, é comum a presença de *metacherts* nos planos de sua xistosidade.

Em microescala, observa-se que os grãos de estaurolita ocorrem, principalmente, na forma de porfiroblastos, possuem coloração amarela e pleocroísmo variando de amarelo claro a escuro (Foto 4.13.) Dispõem-se em geral, como grãos alongados e prismáticos paralelos ou não à foliação. Extinção ondulante é a feição de deformação mais comum nesse mineral. Quando dispostos obliquamente à foliação, há encurvamento da foliação indicando um esforço para a nucleação deste mineral. Normalmente, esses porfiroblastos podem estar manteados por plagioclásio e quartzo e apresentam inclusões diminutas de quartzo e biotita. Além dessas características, a estaurolita mostra uma foliação interna que indica rotação e crescimento sin-cinemático à deformação principal. Os grãos de estaurolita podem também estar envolvidos por agregados disformes de cordierita.

Os grãos de granada ocorrem como porfiroblastos com hábito arredondado e comprimem a foliação para sua nucleação. Em geral, esses minerais ocorrem livres de inclusões e possuem franjas constituídas por quartzo.

A biotita e a fibrolita mostram uma orientação preferencial e, juntamente com os *ribbons* de quartzo e os grãos de cordierita, conferem a este litotipo uma xistosidade (Foto 4.14.). Em geral, as palhetas de biotita e as agulhas de sillimanita dispõem-se, também, de forma oblíqua compondo uma foliação do tipo SC. É comum observar clorita associada com palhetas de biotita. As agulhas de fibrolita podem, também, dispor-se de forma radial.

Os grãos de quartzo possuem a forma de *ribbons* ou de porfiroblastos assimétricos. Esses porfiroblastos são constituídos de agregados diminutos com orientação cristalográfica distinta, que é marcada pela descontinuidade ótica entre seus grãos. Quando aumenta a proporção de quartzo na rocha, esta adquire um aspecto friável e ainda há um aumento na proporção de minerais opacos. As feições de deformação intracristalina mais comuns são marcadas por extinção ondulante (que pode ser oblíqua à foliação como no caso das fitas), juntamente com a formação de grãos e de subgrãos. Assim como as palhetas de biotita e as ripas de fibrolita, o quartzo compõe a trama planar e dispõe-se também de forma oblíqua à trama principal.

O plagioclásio ocorre na forma de *augens*, apresentando geminação mecânica e extinção ondulante.

A cordierita não apresenta forma definida, ocorrendo como uma massa difusa associada com estauroлита, granada e sillimanita. Contudo, esses agregados orientam-se segundo a direção da foliação principal.

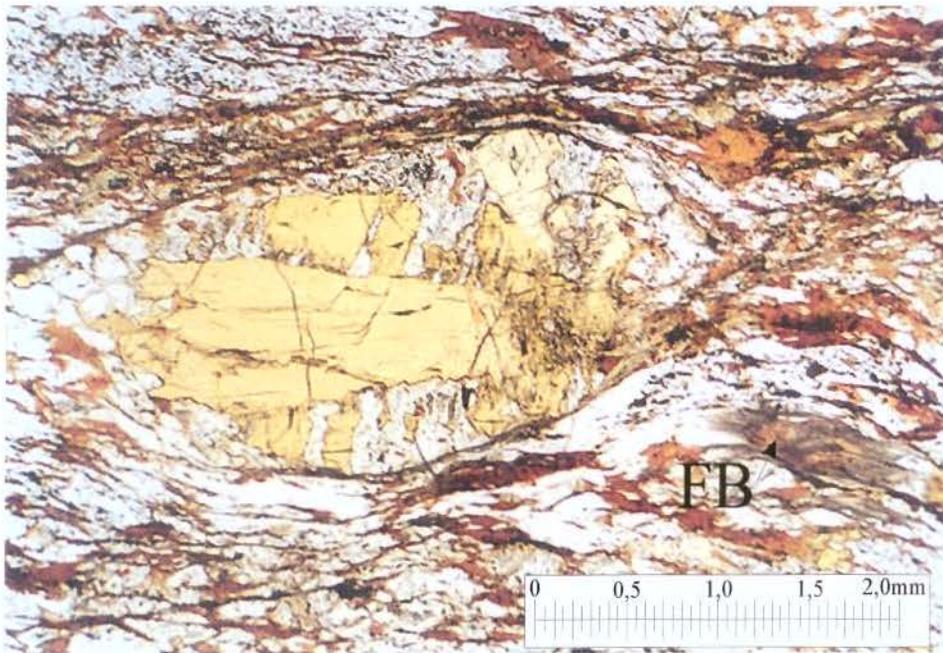
A cianita possui hábito subidiomórfico e ocorre como porfiroblastos, que apresentam seu eixo maior disposto segundo a orientação dos agregados de quartzo.

Os grãos de turmalina são idiomórficos, zonados e encontram-se associados com cordierita, biotita e fibrolita. Esse mineral apresenta-se estirado, como evidenciado pelo rompimento de seus grãos.

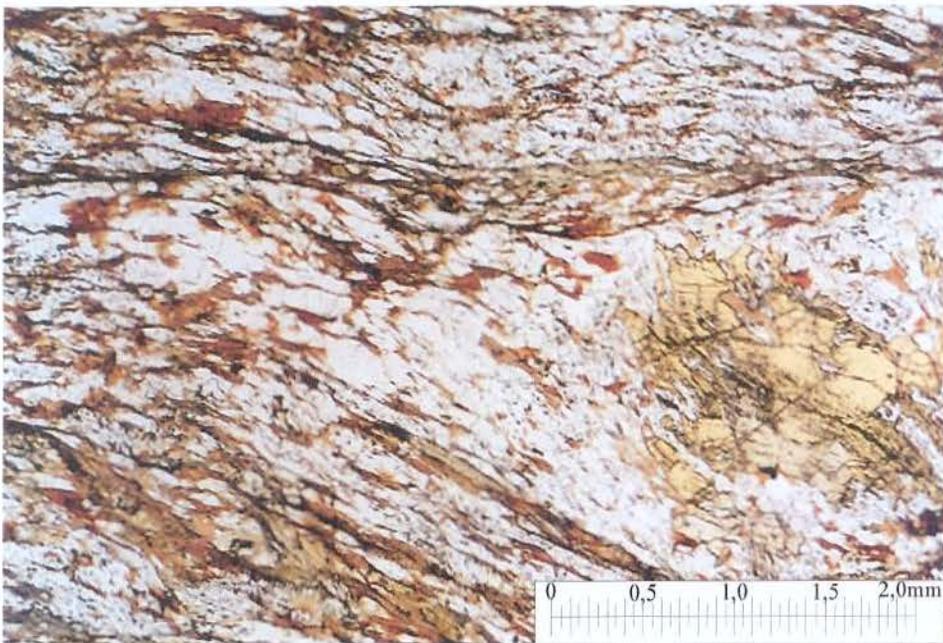
Vale ressaltar, que os porfiroblastos referidos, neste litotipo, são mais comuns na borda leste do domo do que na oeste, indicando uma condição de temperatura maior naquele setor.

#### **4.8.1.2. Formação ferrífera**

Este litotipo ocorre no domínio da sequência supracrustal com exposição nem sempre definida e é caracterizado algumas vezes por blocos soltos associados com xistos e anfibólitos. Quando aflorantes possuem orientação concordante com a dos xistos. Esta orientação planar é marcada por níveis de magnetita intercalados com níveis formados, principalmente por *ribbons* de quartzo e palhetas de biotita. Além desta característica, observa-se um bandamento composicional marcado pela variação na proporção de óxidos e *ribbons* de quartzo.



**FOTO 4.13.:** Fotomicrografia mostrando porfiroblastos de estaurolita em metassedimentos. Corte paralelo ao plano XZ (Ponto CL-AB 18).



**FOTO 4.14.:** Fotomicrografia mostrando orientação preferencial de biotita, fibrolita e cordierita. Corte paralelo ao plano XZ (Ponto CL-AB18).

#### 4.8.2. ANFIBOLITOS

Este litotipo encontra-se intercalado com os metassedimentos. Em geral, essas rochas possuem textura milonítica e são constituídas por hornblenda, plagioclásio, quartzo e magnetita. Os principais minerais de alteração são clorita, carbonato, biotita e sericita.

Em escala microscópica, os anfibolitos apresentam um bandamento composicional marcado pela presença de níveis mais félsicos, onde a porcentagem de plagioclásio e quartzo é igual à de hornblenda, e níveis mais máficos onde há o predomínio de hornblenda. Quando o anfibólio domina há também um aumento da alteração do plagioclásio, evidenciado pela sua transformação em sericita.

Os grãos de hornblenda dispõem-se em superfícies do tipo SC, possuem forma sigmoidal e podem ser manteados por magnetita e carbonato. Normalmente, os hábitos dos grãos de feldspato e quartzo são controlados pela forma externa da hornblenda, ou seja, ocupam os espaços intersticiais existentes entre os de hornblenda. A magnetita também, dispõe-se em superfícies do tipo SC.

#### 4.8.3. GRANADA SILLIMANITA *AUGEN* GNAISSE GRANÍTICO

Este litotipo foi encontrado principalmente intercalado com os metassedimentos e os anfibolitos. Em geral, possui coloração amarelo (pardo) e textura protomilonítica, sendo constituído principalmente por microclínio, plagioclásio, quartzo, granada, mica branca e fibrolita.

Os grãos de plagioclásio possuem a forma de *augens* assimétricos com franjas de pressão compostas por quartzo e por plagioclásio recristalizados. Em geral, possuem coloração turva devido a alteração para sericita.

A pertita é subidiomórfica a xenomórfica e comumente pode ter forma corroída quando em contato com plagioclásio.

O quartzo possui forma de *ribbons* e ocorre manteando os grãos maiores de feldspatos. Além disso, ocorre cicatrizando fraturas em plagioclásio e, ainda, como grãos com formas difusas na matriz.

A turmalina é idiomórfica, possui coloração verde, pleocroísmo variando de verde amarelado, verde azulado e verde escuro, podendo apresentar-se fraturada e conter inclusões de quartzo.

Os grãos de granada são arredondados, encontram-se fraturados e alteram-se para biotita. Normalmente, estão sobre a foliação sem deformá-la, sendo considerados pós-tectônicos.

A mica branca ocorre como palhetas orientadas, contornando os feldspatos.

Na matriz da rocha ocorrem agregados diminutos de microclínio xenomórfico como fase acessória neste litotipo.

#### **4.8.4. TURMALINA PEGMATITO (GREISEN ?)**

Este litotipo ocorre principalmente na borda leste do Domo de Ambrósio, possui coloração cinza claro e é constituído por plagioclásio, pertita, muscovita, quartzo, turmalina e granada. Em geral, mostra uma forte orientação preferencial definida pela disposição de seus minerais e apresenta textura protomilonítica. Uma característica bastante comum deste litotipo é que os contatos entre os grãos são difusos ou suturados.

Plagioclásio e microclínio possuem a forma de “olhos” simétricos a assimétricos, apresentando feições de deformação intracristalina marcadas pela presença de extinção ondulante, geminação mecânica com terminação em cunha e formação de grãos e subgrãos. A recristalização do plagioclásio é um processo comum, principalmente ao longo dos limites de seus grãos. Estes *augens* de plagioclásio possuem franjas constituídas por quartzo e ocasionalmente por plagioclásio. Os *augens* de feldspatos podem ser constituídos por vários subgrãos, indicando um processo de migração dos limites de fora para dentro.

As palhetas de mica, as agulhas de sillimanita e os grãos de quartzo contornam os grãos de feldspatos e ocupam regiões de sombra de pressão. Além disso, definem superfícies do tipo SC. A granada possui forma subidiomórfica e é pós-tectônica em relação à foliação observada neste litotipo.

#### **4.9. OS MIGMATITOS DO DOMO DE AMBRÓSIO**

O migmatito e gnaiss migmatítico do domo ocorrem em afloramentos contínuos, principalmente na porção centro-leste (Mapa geológico, Anexo 1) ou como enclaves nos litotipos mais novos. Em geral possuem composição variando de biotita granodiorito a biotita tonalito e o acamamento *schlieren* é marcado por diferenças no tamanho dos grãos e índice de cor. Quando na forma de enclaves a composição pode variar para hornblenda tonalito.

De modo geral, esses migmatitos apresentam estruturas estromatíticas e nebulíticas, possuem granulação média a grossa e textura granonematoblástica. O leucossoma pode estar concentrado ao longo de zonas de cisalhamento e em planos de foliação, além de ocorrer como bolsões.

Durante o mapeamento, percebeu-se ser difícil estabelecer ligações genéticas entre o migmatito e o gnaisses bandado, com a mesma composição, aflorante nas bordas do domo. No entanto, os gnaisses mostram: **i)** uma trama planar milonítica, definindo uma foliação penetrativa; **ii)** possuem uma forma mais regular do bandamento e, **iii)** não têm grande quantidade de estruturas diktomíticas e bolsões leucocráticos, de tamanhos variáveis e **iv)** passam gradativamente para granodioritos bandados.

O melanossoma no migmatito apresenta uma trama planar marcada pela orientação preferencial de plagioclásio, quartzo, microclínio e palhetas de biotitas (e/ou hornblenda). Esses minerais representam os principais constituintes dessas rochas, que contém ainda magnetita, ilmenita, zircão e allanita em menores proporções. Já, o leucossoma é mais granítico em composição e predomina microclínio sobre o plagioclásio.

Muitos dos afloramentos do gnaisse migmatítico são formados por leucossomas de pegmatitos dispostos em camadas ou acamamento *schlieren*. Em regiões com maior intensidade de deformação pode-se observar que o leucossoma, que pode ter granulação fina a grossa, se dispõe de forma paralela (Foto 4.15), enquanto que em regiões onde a deformação é menos intensa, o acamamento *schlieren* parece ser derivado de pequenos bolsões irregulares (Foto 4.16).

Como feição macroscópica observa-se granodiorito e granito autóctones derivados dos migmatitos. O granodiorito e o granito estão comumente representados por porções “quase isotrópicas” que passam gradativamente para uma estrutura bandada. Vale citar, que na passagem gradual, observa-se que o granodiorito pode truncar o bandamento do migmatito.

No Domo de Ambrósio a fusão que segregou durante a sua evolução não é restrita ao domínio dos migmatitos e ocorreu também em granodioritos. Este processo encontra-se registrado pelo acamamento *schlieren* com composição granítica que se dispõe em injeções do tipo *lit par lit*, no plano da foliação do granodiorito (Foto 4.19 e 4.20).



**FOTO 4.15.:** Migmatito estromatítico no Domo de Ambrósio. A fusão agora representada pelo leucossoma migrou paralela ao bandamento. O leucossoma é constituído por pegmatitos deformados e o melanossoma tem composição granodiorítica (Ponto CL-AB 68).



**FOTO 4.16.:** Gnaise migmatítico granodiorítico mostrando uma estrutura irregular de veios leucocráticos. No canto inferior esquerdo o acamamento *schlieren* tende a se tornar paralelo (Ponto CL-AB 254).

De uma maneira geral, o gnaiss migmatítico pode ser separado, em campo, em três grupos conforme a intensidade de deformação.

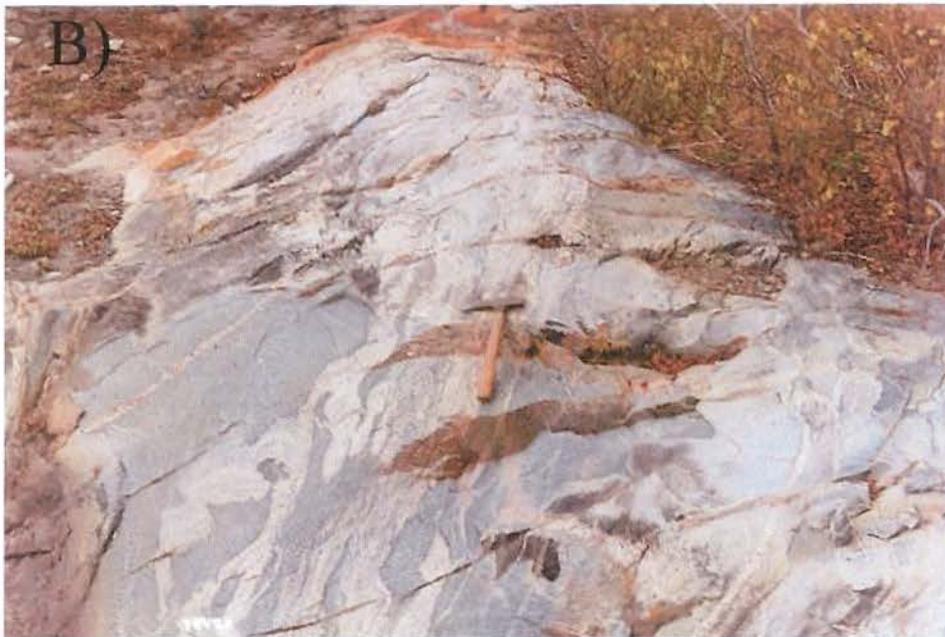
- i) em zonas de baixa deformação, os veios pegmatíticos são pouco deformados e estão em alto ângulo uns com os outros;
- ii) em zonas de média deformação, os veios são paralelos à foliação principal, mas muitos cortam uns aos outros
- iii) Em zonas de alta deformação, muitos veios pegmatíticos são paralelos e as rochas podem ser classificadas como gnaiss bandado pegmatítico.

Portanto, a deformação progressiva é marcada, em escala de afloramento, pela presença de gnaiss pegmatítico acamadado, que pode apresentar pequenas porções irregulares interconectadas, que gradam a um gnaiss cortado por uma rede de pegmatitos (Foto 4.17.).

Apesar da segregação de fusão ter dependido da deformação regional, é encontrado no domo leucossomas dispostos na forma de bolsões discordantes e irregulares. Comumente, estes bolsões podem estar associados com granitos e granodioritos (Fotos 4.18 a e b). Esses bolsões leucocráticos com formas irregulares podem exibir apófises ao longo do plano da foliação e em zonas de cisalhamento.



**FOTO 4.17.:** Segregação de fusão paralela à foliação e em veios e zonas de cisalhamento (Ponto CL-AB 51A).



**FOTO 4.18.:** a) Segregação de fusão representada por leucossomas graníticos e pegmatíticos que possuem a forma de bolsões irregulares. b)Alguns fusão segregada pode ter migrado ao longo da foliação (Ponto CL-AB 101).

Finalmente, no mapa geológico (Anexo 1) pode ser observado que na região central do domo ocorrem granitóides considerados indiferenciados na escala de trabalho. Nesta região é grande a quantidade de leucossomas graníticos ou granodioritos em composição. Esses afloramentos apresentam enclaves de migmatitos, de dimensões consideráveis, que foram transportados quando da colocação do domo, e rotacionados na direção do cisalhamento principal. Esses enclaves, normalmente, possuem orientação paralela à lineação de estiramento e ou mineral impressa na área.

#### 4.10. DISCUSSÃO

Do estudo dos migmatitos aflorantes no Domo de Ambrósio algumas conclusões podem ser adiantadas:

- i) houve contribuição de material crustal na gênese das facies do domo, ou seja, pelo menos em parte os migmatitos contribuíram na formação dos granodioritos e granitos;
- ii) A remobilização de fusão está representada por injeções leucocráticas que podem se dispor de forma concordante (paralela a foliação), discordante (em diques) ou na forma de bolsões.
- iii) parte desta remobilização ocorreu durante a deformação principal atuante no domo, fato este demonstrado pelo paralelismo de leucossomas dos migmatitos e de granodioritos com o acamamento ígneo e a foliação milonítica e pela orientação paralela entre a direção maior de enclaves de migmatitos com a lineação mineral e milonítica
- iv) a migração de fusão ocorreu além dos limites dos migmatitos, ou seja, em afloramentos de granodioritos. Neste caso, está marcada pelo desenvolvimento de leucossoma granítico ou pegmatítico que forma o acamamento *schlieren* em granodioritos. Esta feição é observada em macro e microescala.

A presença de migmatitos estromatíticos, compostos por camadas regulares de leucossoma-melanossoma-mesossoma indicam que algum mecanismo comum foi responsável pela migração de fusões graníticas para formar as camadas de leucossoma .

Nossos resultados mostram que parte da fusão, representada hoje como leucossoma, migrou paralelamente ao acamamento e à foliação (ao eixo de tensão compressivo mínimo). Essa observação é coerente com dados experimentais que mostram que este sítio representa o local



**FOTO 4.19.:** a) Segregação de fusão representada por leucossomas formando o acamamento *schlieren* em granodiorito. As duas fotos correspondem ao mesmo ponto, sendo que a da direita mostra injeções leucocrática (leucossomas) que migraram paralelamente ao acamamento (Ponto CL-AB 22).



**FOTO 4.20.:** A segregação ocorreu ao longo do plano de acamamento ígneo dentro do granodiorito. Notar bolsões leucocráticos aprisionados no granodiorito hospedeiro (Ponto CL-AB 216).

onde há maior conectividade entre bolsões de fusão durante processos de anatexia (Laporte 1988).

Com base nestas informações pode-se concluir que o paralelismo entre o bandamento migmatítico e à foliação tectônica pode ser resultado de pequenas segregações de fusão das rochas crustais submetidas à deformação. Essa deformação pode ser resultante do desenvolvimento de gradientes de tensão efetiva entre camadas de rochas com comportamentos reológicos diferentes, que facilitariam a migração da fusão como sugerido por Brown (1994).

Vale ressaltar, que o processo de migração de fusão em zonas de cisalhamento pode constituir um mecanismo efetivo para coleta de fusões que podem atingir dimensões consideráveis. Essas fusões podem ascender ao longo de zonas de cisalhamento como plutons em segmentos extensionais (Sawyer 1991, D'Lemos *et al.* 1992, Hutton e Reavy 1992, Clemens e Mawer 1992).

Uma outra conclusão resultante do mapeamento é que o gnaiss bandado aflorante na região marginal do domo representa uma unidade mais antiga não correspondendo deste modo a xenólitos de embasamento. Esta conclusão é alicerçada pela predominância de contato gradacional com outras fácies mais novas do domo.

Nas porções centrais onde afloram os litotipos indiferenciados existe uma interação mecânica entre as fácies marcada pela grande quantidade de enclaves.

Em trabalho anterior (Matos 1988) foi sugerido que o contato do domo com as supracrustais encaixantes seria marcado pela formação ferrífera. No entanto nosso trabalho revela que este contato é marcado por paragneisses associados com metassedimentos e anfíbolitos.

Finalmente, nossos dados de mapeamento geológico revelaram que o Domo de Ambrósio pode ter tido contribuição de um embasamento crustal mais antigo na sua gênese. Este fato já foi anteriormente sugerido por Jardim de Sá (1982). Este autor, interpretou que os granitos gnássicos presentes no domo foram derivados da anatexia do embasamento gnássico. Esta consideração foi resgatada, no presente trabalho, devido à associação dos granitóides com os migmatitos e aos resultados isotópicos de Sm-Nd, como demonstrado no capítulo 8.

## CAPÍTULO 5. – GEOLOGIA ESTRUTURAL DO DOMO DE AMBRÓSIO

Neste capítulo são expostos os elementos estruturais do domo e de suas imediações, com o objetivo de estabelecer o posicionamento do pluton em relação ao campo de deformação regional, traçar a evolução estrutural dos litotipos mapeados (através da identificação dos elementos planares e lineares), bem como fornecer elementos para a definição do mecanismo de colocação. Os resultados apresentados são frutos do mapeamento geológico realizado na escala 1:50000 e de observações microscópicas. Durante o mapeamento efetuou-se a medição sistemática de elementos estruturais lineares e planares objetivando estabelecer o quadro estrutural e cinemático do Domo.

Neste trabalho, as principais estruturas identificadas, em escala de afloramento, foram as foliações tectônicas e magmáticas, as lineações e as dobras. Além disso, para o entendimento do mecanismo de colocação do domo foram determinadas as trajetórias das foliações e das lineações. Durante esse levantamento torna-se imprescindível entender se a deformação impressa nos granitóides ocorreu quando o corpo estava em estado sólido ou magmático, isto é, deformação com presença de fusão ou não.

As foliações magmáticas foram definidas utilizando o trabalho de Paterson *et al.* (1989), no qual os principais critérios para a distinção de fluxo magmático são: i) a orientação de minerais ígneos primários sem evidências de deformação plástica ou recristalização ii) minerais alinhados ou minerais intersticiais. Para que se desenvolva fluxo magmático, grande quantidade de fusão deve estar presente para rotacionar os grãos sem promover grande interferência entre eles (Paterson *et al.* 1989). Esse critério é melhor evidenciado quando os minerais orientados são fenocristais de feldspato potássico e de plagioclásio, uma vez que feldspatos euédricos não crescem em rochas metamórficas sem fusão (Vernon 1986).

Critérios adicionais empregados para a caracterização das foliações magmática são (Paterson *et al.* 1989): a) alinhamentos de grãos circundados por grãos de quartzo não deformados ou não alinhados; b) imbricação ou empilhamento de grãos indicando fluxo não coaxial resultante da rotação de minerais em um fluido; c) acamamento *schlieren*.

Seguindo uma convenção clássica, considerou-se XY como o plano de foliação, xistosidade e bandamento, X a direção de estiramento máximo e transporte tectônico e Z a

direção de encurtamento máximo (que é perpendicular ao plano XY). Neste elipsóide  $X > Y > Z$ , e X, Y e Z correspondem ao eixos de deformação finita (Davis 1984).

A cinemática da região foi estabelecida utilizando-se marcadores cinemáticos como, por exemplo, tramas oblíquas (que podem ser do tipo SC), porfiroclastos assimétricos, vergência de dobras e deslocamentos do acamamento (principalmente para a fase rúptil). No entanto, os critérios utilizados para a caracterização do movimento magmático (Figura 5.1a.) foram aqueles sugeridos por Nicolas (1992).

De um modo bastante amplo, o Domo de Ambrósio é caracterizado pelo desenvolvimento de uma trama planar milonítica em suas bordas gradando para uma trama em estado magmático em direção a sua parte central.

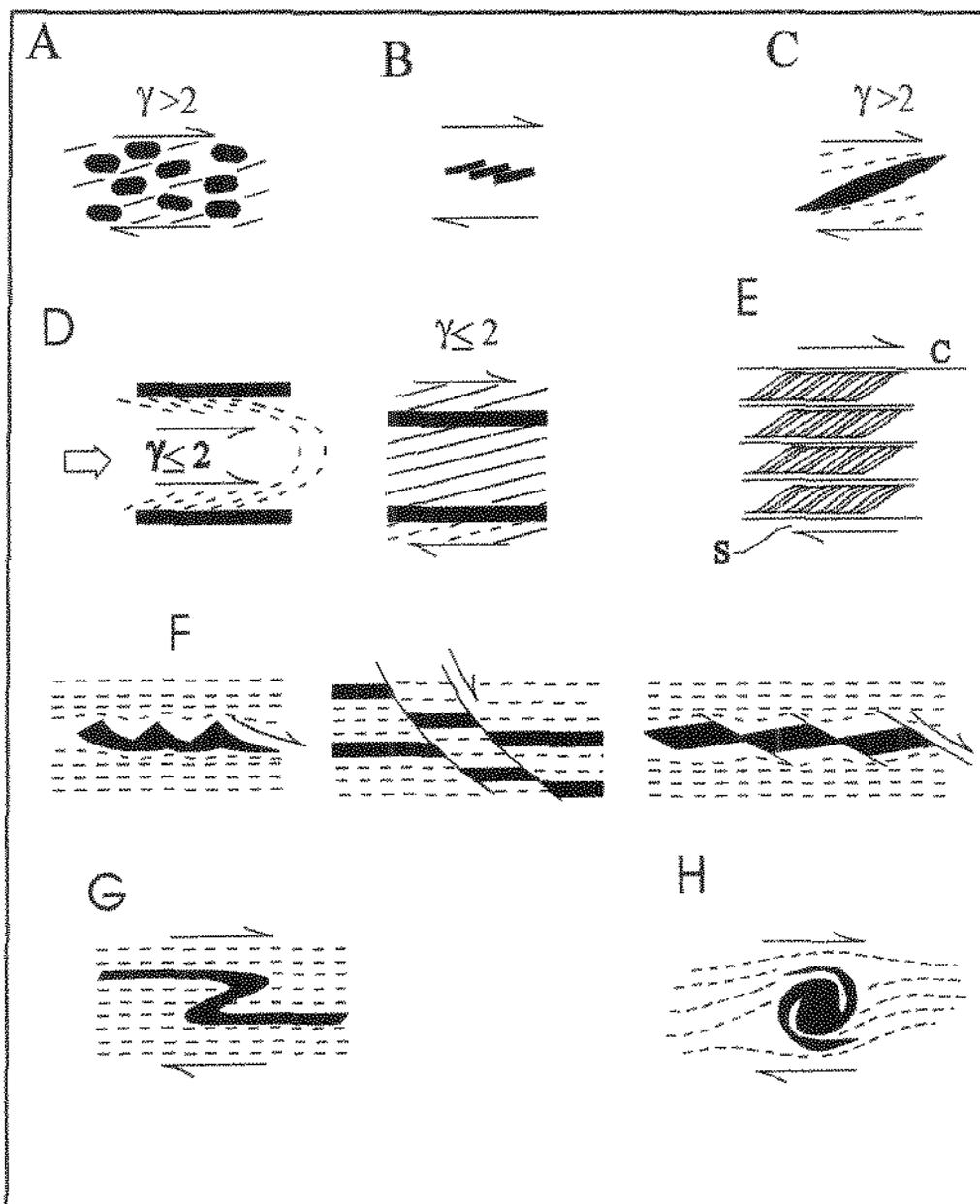
### 5.1. ELEMENTOS ESTRUTURAIS PERTENCENTES A FASE $D_n$

Os elementos estruturais representativos dessa fase, não se encontram proeminentemente desenvolvidos nas facies do domo. Contudo, em suas encaixantes, no domínio dos gnaisses miloníticos (paragnaisses graníticos intercalados com metassedimentos) e nas margens do domo observa-se, algumas vezes, uma lineação mineral e de estiramento do tipo *down dip* associada com uma foliação de baixo ângulo. Esta lineação possui atitudes aproximadamente leste-oeste 258/25-15, 270/ 30-50 (atitude da foliação 260/ 20) e 194/20-50 (Foto 5.1.).

Deve-se ressaltar que a intensidade da deformação posterior a nucleação destes elementos tende a mascarar a existência desta fase de deformação no domo. No entanto, estes elementos mostram a existência de um evento compressivo de empurrão anterior à colocação do pluton. Uma consideração pertinente é que essa fase de deformação foi documentada por Alves da Silva (1994) na região da Faixa Weber e mais recentemente por Carvalho *et al.* (2000). Neste último caso, encontra-se registrada nas rochas encaixantes do pluton de Itareru .

### 5.2. ELEMENTOS ESTRUTURAIS DA FASE DE DEFORMAÇÃO $D_{n+1}$

Os elementos estruturais nucleados durante essa fase são encontrados em todas as facies do domo, bem como nas rochas encaixantes. Apesar disso, as estruturas impressas apresentam padrões texturais distintos, decorrentes do comportamento reológico diferente dos litotipos, do desenvolvimento de zonas de mais alta deformação e da presença ou não de fusão durante a deformação.



**FIGURA 5.1.** Indicadores do sentido de cisalhamento durante fluxo magmático não coaxial. A) Obliquidades entre partículas longas e curtas. B) Empilhamento de partículas em uma suspensão densa. C) Obliquidades entre inclusões ou enclaves alongados na direção de estiramento. A sub-trama formada pela partícula rígida tende a rotacionar na direção do plano de fluxo. D) Obliquidades entre tramas formadas por partículas rígidas e o plano de fluxo. No quadro a esquerda o plano de fluxo é identificado como sendo paralelo a parede da intrusão e a direita, as camadas canalizam o fluxo. E) Estruturas do tipo SC. F) Diversos tipos de falhas normais. G) Dobras assimétricas. H) Marcadores rígidos de rotação (extraído de Nicolas 1992).

A fase  $D_n + 1$  é caracterizada pela nucleação de uma trama planar milonítica ( $S_m + 1$ ), bem desenvolvida tanto nas bordas do domo como nas rochas encaixantes, pela formação de uma trama magmática nas porções centrais ( $S_{mg} + 1$ ), assim como pelo desenvolvimento de lineações.

Em escala microscópica, a fase  $D_n + 1$  é definida pela orientação planar de porfiroclastos e fenocristais de feldspatos, pela orientação de *ribbons* de quartzo e pelo alinhamento de palhetas de biotita. Ainda em escala de grão, essa deformação está expressa por feições de deformação intracristalina associadas a processos de recuperação e recristalização como extinção ondulante, extinção em bandas, formação de grãos e de subgrãos.

Nas rochas encaixantes,  $S_n + 1$  se manifesta pela orientação de fibrolita, biotita, quartzo e feldspato nos xistos, assim como pela orientação de grãos de hornblenda e de plagioclásio nos anfibólitos. O Quadro 5.1 apresenta as principais feições estruturais impressas nas litofácies do domo.

### 5.2.1. FOLIAÇÃO MILONÍTICA, BANDAMENTO GNÁISSICO E FOLIAÇÃO MAGMÁTICA

#### Foliação Milonítica ( $S_m$ ) e Bandamento Gnáissicos

A foliação  $S_m + 1$  é caracterizada pelo desenvolvimento de uma trama planar, marcada pela presença de uma foliação milonítica penetrativa tanto nas bordas do domo, como em suas rochas encaixantes. Além disso,  $S_n + 1$  se manifesta pelo desenvolvimento de um bandamento gnáissico (Foto 4.1.), que se caracteriza pela intercalação de níveis félsicos graníticos, com níveis máficos cuja composição varia de biotita granodiorito a biotita tonalito e anfibólito na forma de diques, como relatado no capítulo 4.

Cabe ressaltar que, quando do desenvolvimento de uma foliação milonítica, estruturas do tipo SC são observadas e em microescala são marcadas pela orientação de palhetas de biotita e de agregados de quartzo (que comumente possuem a forma de fitas).

Na borda leste e oeste do domo,  $S_n + 1$  é caracterizada pela recristalização de hornblenda e de plagioclásio nos diques anfibólitos (Foto 4.11.) e pela recristalização de feldspatos (principalmente nas bordas dos grãos) e quartzo nos gnaisses. Com base nestas feições, admite-se que  $S_n + 1$  desenvolveu-se em condições metamórficas de fácies anfibólito. Ainda na borda leste, no domínio dos metassedimentos,  $S_n + 1$  possui um padrão anastomosado (Foto 5.2.) e por isso a foliação pode apresentar mergulhos variados.

Na borda leste, o máximo da foliação está em torno de 270/74 (Figura 5.1) e conforme pode ser observado,  $S_n + 1$  mergulha tanto para NE como para SW. Já na borda oeste  $S_n + 1$  é caracterizada pela presença de foliações miloníticas em baixo ângulo (Figura 5.2.).

Tanto na porção sul como na norte, as atitudes da foliação  $S_n + 1$ , em gnaisses bandados metassedimentos e metabásicas da sequência supracrustal, seguem o contorno do domo e, neste caso, possuem direções de foliações diferentes daquelas nos domínios leste e oeste e mostram, respectivamente, máximos em torno de 171/25 e 300/20 (Figuras 5.3. e 5.4.).

### Foliação Magmática ( $S_{mg} + 1$ )

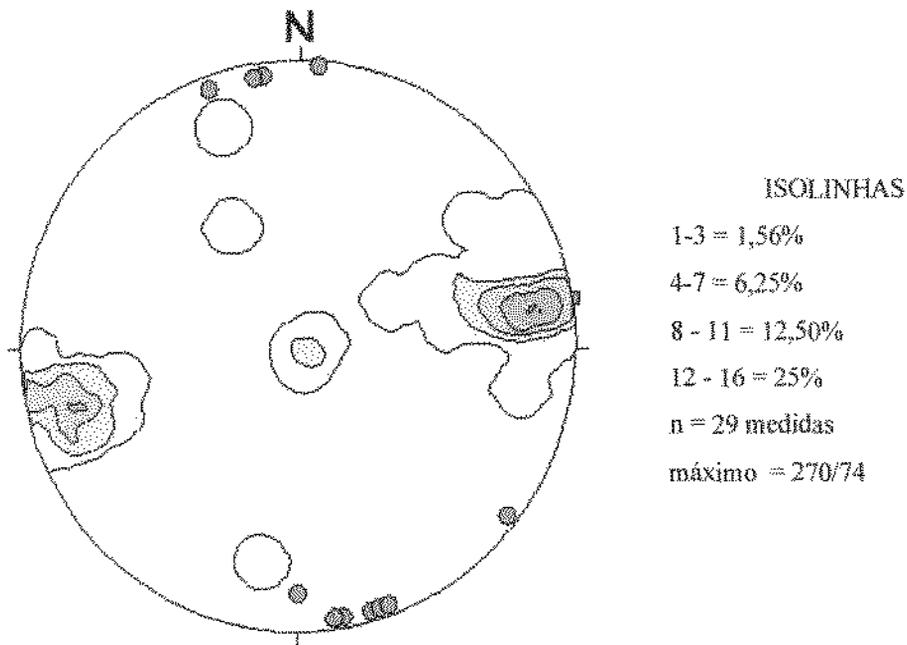
Uma feição bastante relevante no pluton é a gradação da foliação com caráter penetrativo e planos bem definidos nas bordas e encaixantes do domo, para um acamamento ígneo com planos incipientes em direção ao centro (Figura 5.5. e Foto 5.3.).

Esta foliação ígnea está expressa no granodiorito porfirítico, principalmente pela disposição de grãos euédricos de feldspato potássico (microclínio) juntamente com grãos de quartzo, plagioclásio e biotita. Em granodiorito fino e monzogranito é observada pela disposição de filossilicatos (biotita e/ou muscovita) em níveis alternados ou de feldspatos. Além disso, ela é caracterizada pelo desenvolvimento de acamamento *schlieren*. Nas porções centrais, as palhetas de biotita orientam-se também de forma oblíqua formando estruturas do tipo SC e contornando os grãos de feldspato e de quartzo.

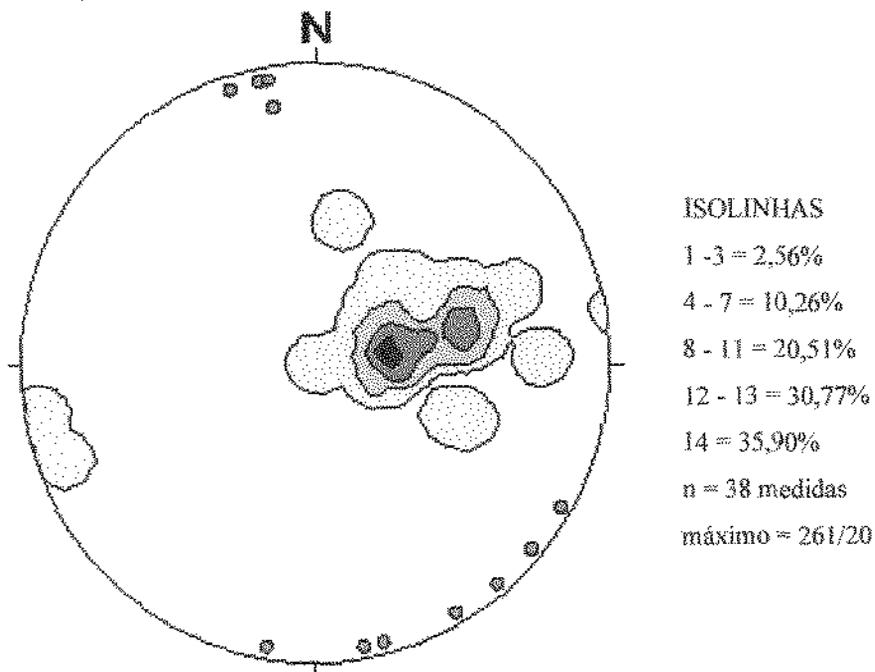
A Figura 5.6. caracteriza e expressa a trama planar  $S_n + 1$  encontrada nas porções marginal e central do domo e nas suas rochas encaixantes. Pela análise do diagrama, pode ser observado que, de uma maneira geral, a foliação possui uma direção coerente com o contorno do domo, sendo predominantemente norte-sul com mergulhos que variam de 0 a quase 90°. A dispersão das isolinhas nas regiões centrais pode ser devido à presença de enclaves de gnaisses bandados de borda no centro deste corpo, explicando assim os valores mais altos plotados no diagrama. Na Figura 5.7 observam-se trajetórias das foliações impressas nas fácies do domo

| Litotipos                  | Elementos planares<br>(Sm+1, Smg +1)  | Lineação<br>(Le +1, Lm +1)   | Dobras e diques  |
|----------------------------|---|--|--|
| Gnaise Bandado             | Foliação milonítica penetrativa.<br>Bandamento gnáissico<br>Tectonitos do tipo SL                                   | Orientação preferencial dos <i>ribbons</i> de quartzo e de palhetas de biotita.<br>Estrangulamento de <i>boudins</i>             | Desenvolvimento de dobras no contato pluton-encaixante   |
| Granodiorito               | Acamamento <i>schlieren</i> .<br>Foliação magmática, formação de estruturas do tipo SC.<br><br>Tectonitos do tipo L | Orientação de fenocristais de feldspatos e de minerais máficos (biotita)<br>Orientação de enclaves e de xenólitos de anfibolitos | Dobras de cisalhamento em diques aplíticos e pegmatíticos e dobras de fluxo magmático desenvolvidas no acamamento <i>schlieren</i> |
| Granodiorito porfirítico   | Foliação magmática formando estruturas do tipo SC   | Orientação de fenocristais de feldspatos euédricos e de minerais máficos   |  |
| Monzogranito róseo e cinza | Foliação incipiente   | Orientação preferencial de micas   |  |
| Diques sin-tectônicos      | Desenvolvimento de foliação magmática em apófises paralelas ao bandamento e refração da foliação                    | Lineação paralela à parede do dique<br>Orientação dos enclaves Dispostos perpendicularmente a estrutura planar                   |  |

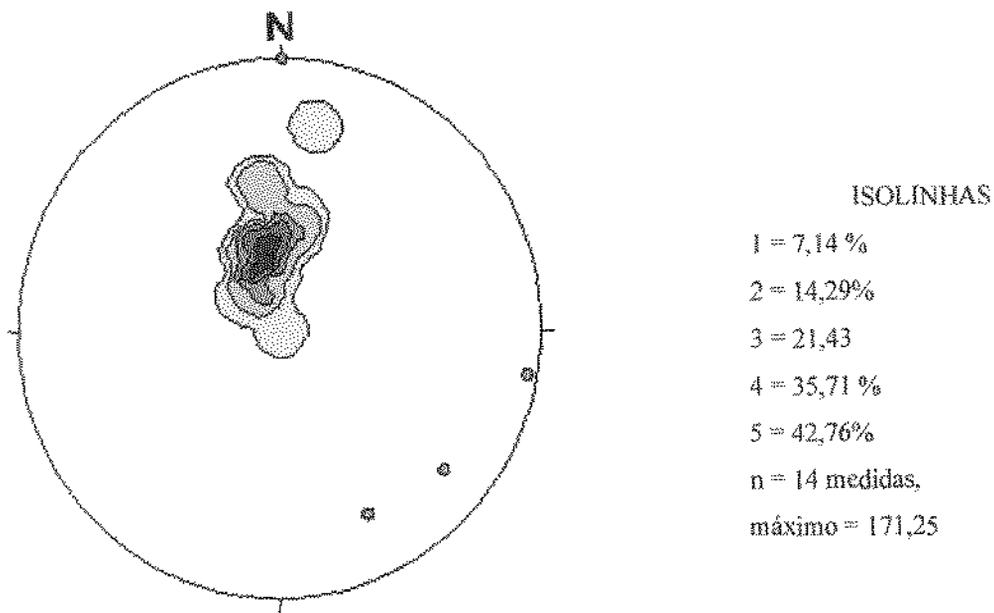
QUADRO 5.1.: Principais elementos estruturais impressos nos litotipos do Domo de Ambrósio .



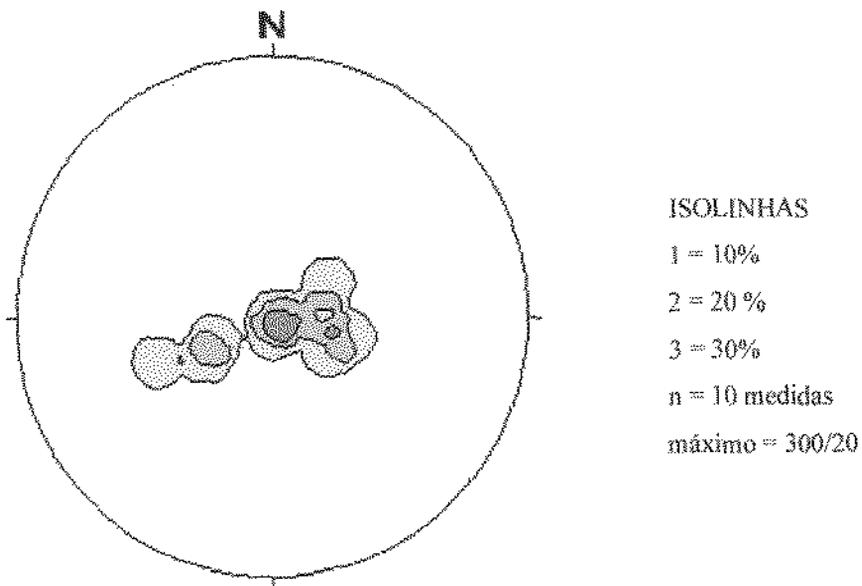
**FIGURA 5.1.** Diagrama de pólos da foliação  $S_n + 1$  na borda leste do Domo de Ambrósio, mostrando também valores de lineação em azul ( $n = 29$  medidas). Note a dispersão da lineação no plano da foliação.



**FIGURA 5.2.:** Diagrama de pólos da foliação  $S_n + 1$  na borda oeste do Domo de Ambrósio, mostrando também a lineação em azul ( $n = 17$  medidas).



**FIGURA 5.3.:** Diagrama de pólos da foliação  $S_n +1$  na borda sul do Domo de Ambrósio. Pequenos círculos representam a lineação (n = 3 medidas).



**FIGURA 5.4.:** Diagrama de pólos da foliação  $S_n +1$  na borda Norte do Domo de Ambrósio.



**FOTO 5.1:** Lineação de estiramento do tipo *down dip* em gnaisses de borda.



**FOTO 5.2.:** Padrão anastomosado da foliação em metassedimentos (borda leste do Domo de Ambrósio) (Ponto CL-AB 44).

### 5.2.2. LINEAÇÕES ( $L_{n+1}$ )

As principais lineações associadas à fase  $D_{n+1}$  de deformação são de estiramento ( $L_{e+1}$ ) e mineral ( $L_{m+1}$ ).

A lineação de estiramento é marcada, principalmente, pelo desenvolvimento de *ribbons* de quartzo, pelos estrangulamento de *boudins* em níveis pegmatíticos e ou anfibolíticos e pelo desenvolvimento de franjas de pressão ao redor de porfiroclastos de feldspatos ou porfiroblastos de estauroлита, de granada e de cianita nos metassedimentos.

Essa lineação é preferencialmente encontrada nas margens do domo e apresenta-se paralela à lineação mineral ( $L_{m+1}$ ) desenvolvida pela orientação de filossilicatos (biotita e muscovita), tanto na região central como marginal ao domo. Além disso, os enclaves de anfibolito e de gnaissе, em granodiorito, também orientam-se segundo a direção da lineação de estiramento (Foto 4.5.).

Devido ao paralelismo existente e por estarem associadas a mesma fase de deformação  $D_{n+1}$ , essas lineações foram agrupadas e tratadas nos mesmos diagramas. Essas lineações, em geral, possuem orientações NS e mergulhos variando entre 0 e 5°, ora para norte ora para sul (Figuras 5.1. a 5.6.). A Figura 5.8. mostra as trajetórias de lineações minerais e de estiramento para o Domo de Ambrósio.

Uma outra lineação observada, em vários litotipos do domo, é a de intersecção. Essa lineação possui direção NS e mergulhos variando de 20 a 30° para sul e se forma pela intersecção de superfícies do tipo SC (*down dip*).

Deve-se mencionar que, na porção central do domo, as tramas podem ser definidas pelas variações de tectonitos do tipo  $S>L$  e  $L>S$ , enquanto nas bordas é mais comum tramas  $S>L$ .

### 5.2.3. FEIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM ESTADO SÓLIDO OBSERVADAS AO MICROSCÓPIO CARACTERÍSTICAS DA FASE DE DEFORMAÇÃO $D_{n+1}$ :

Em microescala a fase de deformação  $D_{n+1}$  é marcado por:

- i) orientação planar de grãos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita;
- ii) textura milonítica a protomilonítica no gnaissе bandado, metassedimentos, diques anfibolítico, metabásicas e em porções mais feldspáticas no domo;
- iii) extinção em bandas, bandas de deformação, formação de subgrãos e recristalização (quartzo, feldspato e hornblenda);

- iv) geminação mecânica em feldspatos;
- v) desenvolvimento de porfiroclastos simétricos e assimétricos de microclínio e de plagioclásio;
- vi) formação de porfiroblastos de estaurólita (Fotos 4.13. e 4.14.) e granada nas rochas encaixantes que apresentam rotação e cisalhamento em concordância com os observados no domo..

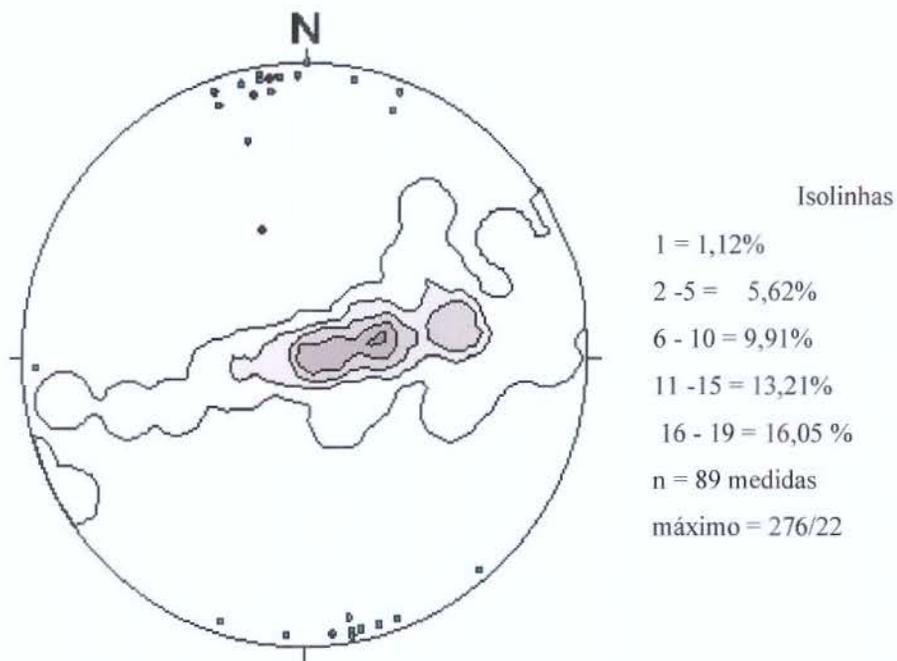
#### **5.2.4. FEIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM ESTADO MAGMÁTICO CARACTERÍSTICAS DA FASE DE DEFORMAÇÃO DN+1:**

- i) orientação preferencial de fenocristais de plagioclásio, microclínio e pertita em distribuição planar. Esses grãos exibem pouca deformação intracristalina;
- ii) desenvolvimento de porfiroclastos de feldspato (plagioclásio e microclínio) com núcleos euédricos (Foto 5.4.) e franjas com composição mirmequita microaplítica (evidência de relocação de fluidos tardios). Essa feição marca a transição de fluxo em estado sólido para magmático, como mostrado no capítulo 6;
- iii) Diques graníticos mostrando apófises encaixadas ao longo dos planos de foliação em gnaiss bandado. Estas apófises mostram acamamento ígneo concordante com a foliação do gnaiss;
- iv) Desenvolvimento de acamamento *schlieren*;
- v) Refração de foliação em diques graníticos sin-tectônicos encaixados em gnaiss.

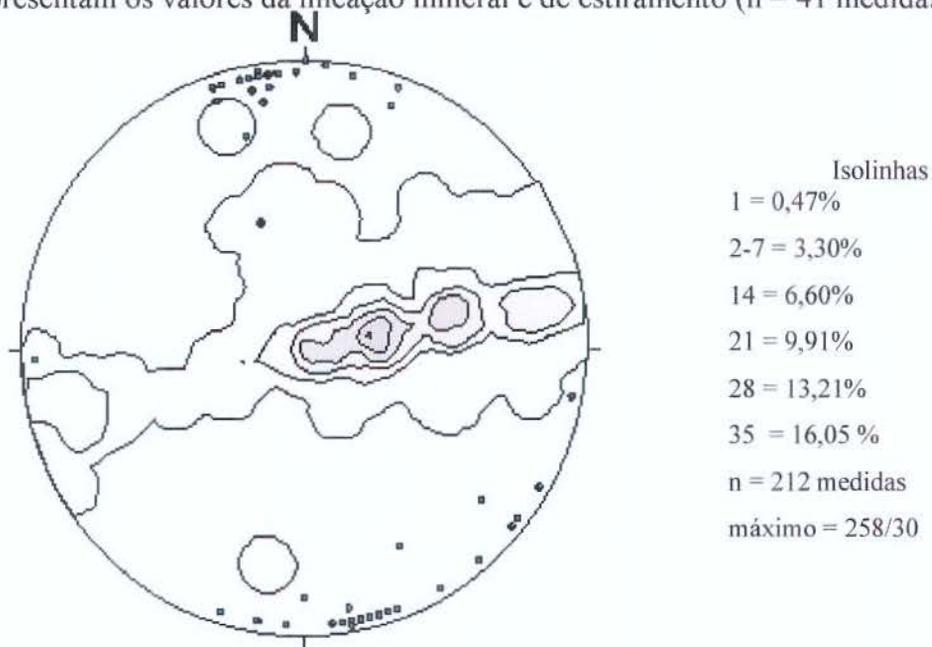
#### **5.2.5. DIQUES ASSOCIADOS A FASE DN + 2**

A fase Dn + 2 foi responsável pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis nas quais injetaram-se diques graníticos e pegmatíticos. Em geral os diques distribuem-se em três direções preferenciais N30W, EW e N10E, ocorrem cortando tanto a foliação magmática em granodiorito quanto a foliação milonítica em gnaiss de borda, e formam dobras de arrasto na trama preexistente como resultado de seu alojamento (Figura 4.3.).

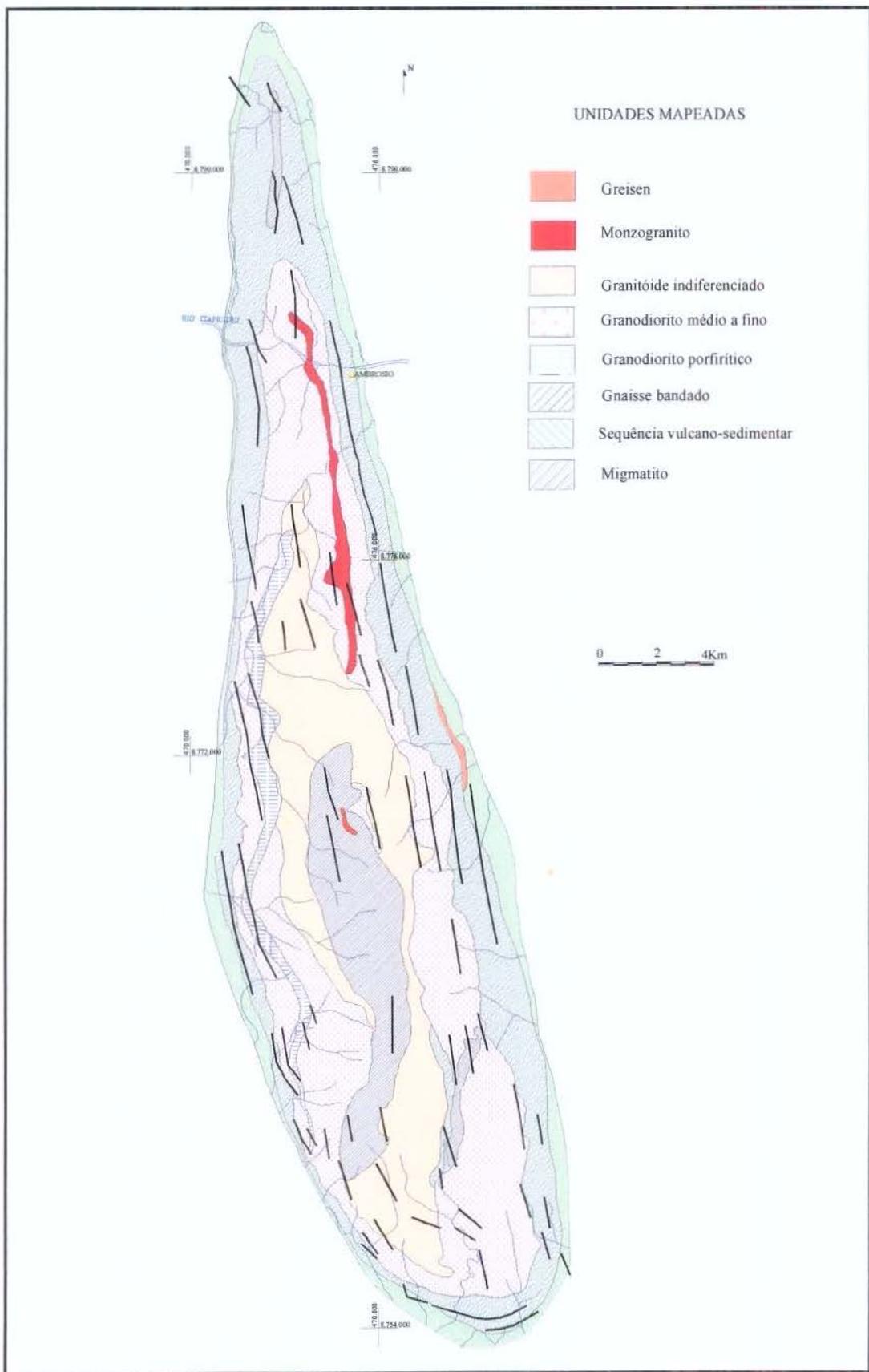
Esses diques podem apresentar uma lineação mineral ígnea que é paralela às suas paredes e não desenvolver um acamamento proeminente. Contudo, algumas apófises desses diques, alojadas em regiões de anisotropia (ex: bandamento gnáissico) podem apresentar um acamamento ígneo concordante com a trama planar do gnaiss. Além disto, diques graníticos podem apresentar um acamamento ígneo resultante da refração da foliação do gnaiss hospedeiro (Foto 5.5. e Figura 5.9.), demonstrando seu alojamento contemporâneo à formação da foliação Sn +1.



**FIGURA 5.5.:** Diagrama de pólos da foliação  $S_n + 1$  na porção central do domo. Os círculos pequenos representam os valores da lineação mineral e de estiramento (n = 41 medidas).



**FIGURA 5.6.:** Diagrama de pólos das foliações  $S_n + 1$  no Domo de Ambrósio. Os círculos pequenos representam os valores da lineação de estiramento e ou mineral. (n = 94 medidas).



**FIGURA 5.7.:** Trajetória das foliações no Domo de Ambrósio

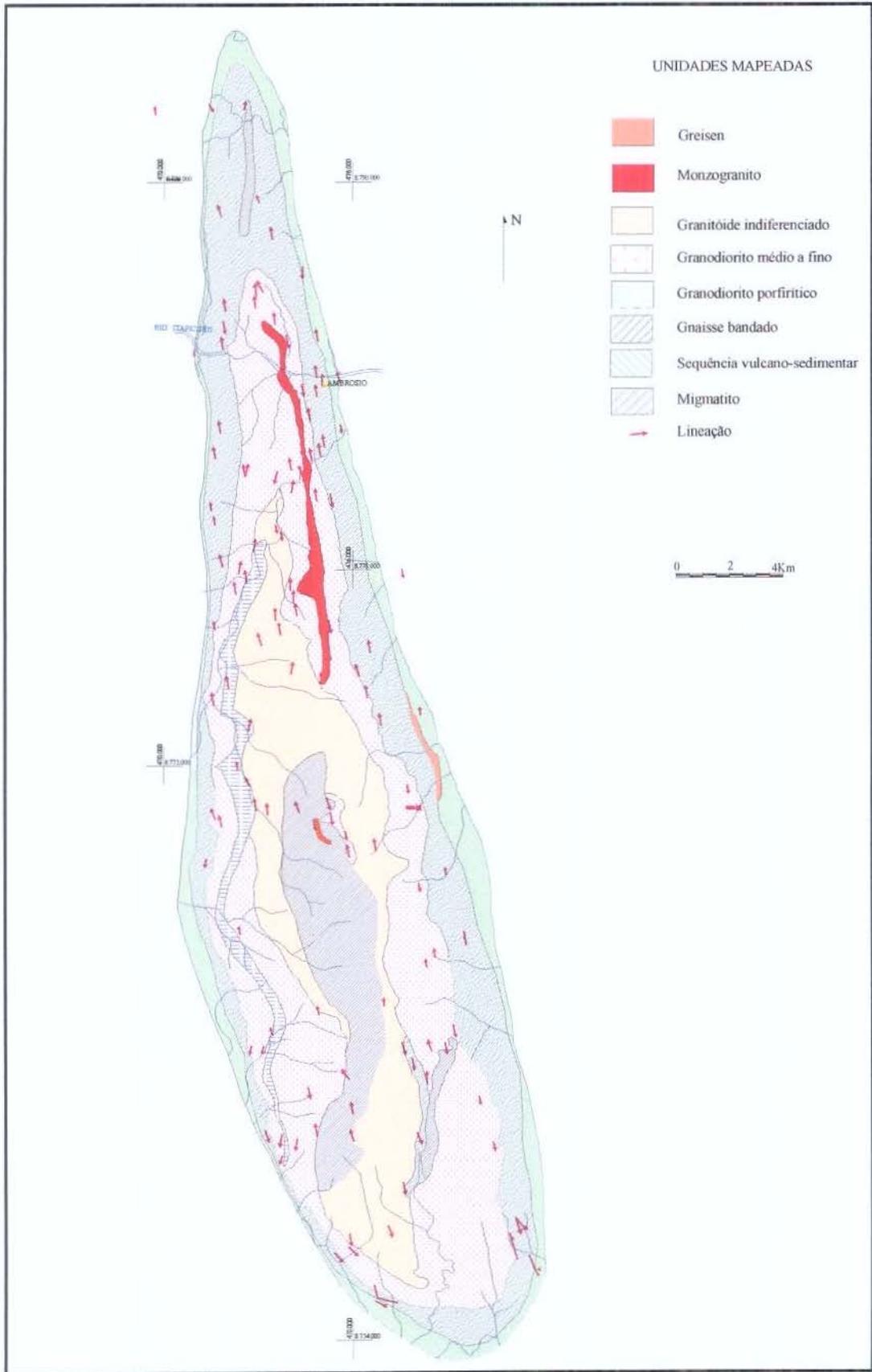


FIGURA 5.8.: Trajetória das lineações no Domo de Ambrósio.

### 5.2.6. DOBRAS $F_{n+3}$

As estruturas nucleadas durante a fase  $D_{n+3}$  correspondem a dobras desenvolvidas principalmente ao longo das bordas do Domo de Ambrósio.

Essas dobras possuem padrões geométricos dependentes da reologia dos litotipos no qual elas se desenvolveram. Por exemplo: **i)** em metassedimentos, na borda oeste, as dobras são abertas, possuem superfícies axiais aproximadamente verticais e eixos paralelos à direção das lineações mineral e de estiramento (Foto 5.6.); **ii)** em gnaisses migmatíticos na borda leste, são desarmônicas com eixo subhorizontal paralelo à lineação de estiramento (Foto 5.7.); **iii)** em anfibolitos da sequência supracrustal, ainda na borda leste, são dobras fechadas (*kinks*) com superfícies axiais verticais e eixos norte sul (Foto 5.8.). Além disso, em granodioritos da porção central foram observadas dobras em acamamento *schlieren* rico em biotita, ou em diques aplíticos e pegmatíticos, cujo fechamento aponta para o norte (Foto 3.8). Essas últimas dobras foram desenvolvidas em estado magmático e estão presentes em amostras com pouca evidência de deformação plástica.

As dobras desenvolvidas nas bordas do domo modificam a foliação principal (ou bandamento) e foram encontradas, principalmente, próximas ao contato do domo com as suas rochas encaixantes.

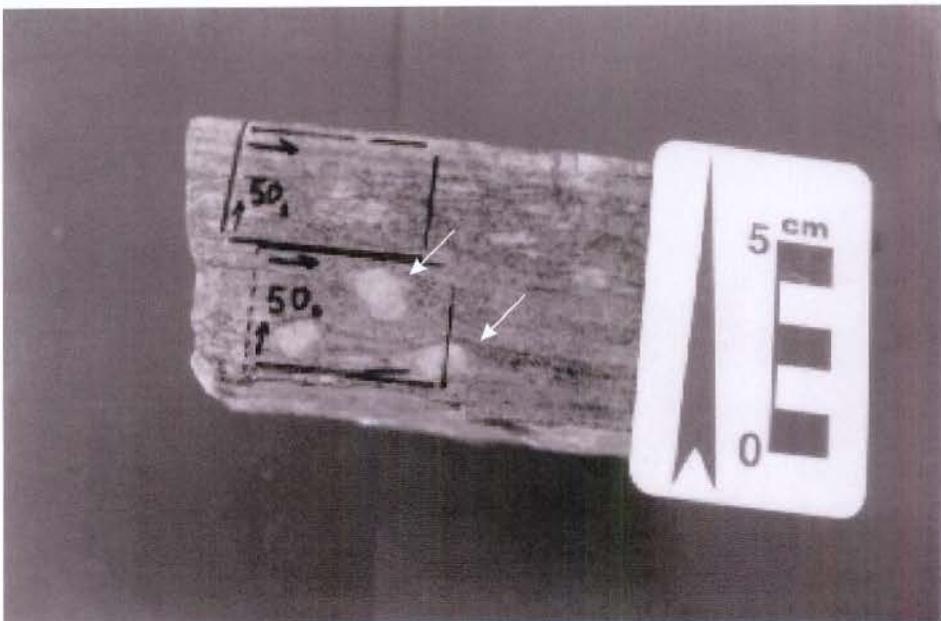
### 5.3. FEIÇÕES DE SEGREGAÇÃO MAGMÁTICA CONTROLADAS PELA FASE DE DEFORMAÇÃO $D_{n+1}$

Como mostrado no capítulo 4, o processo de segregação de fusão está representado no domo por faixas félsicas com espessuras irregulares, com coloração rósea, granulação fina a muito fina e composição alcali-granítica, granítica e granodiorítica. Essas faixas, que podem ser contínuas ou em bolsões, contêm microclínio, microclínio pertítico, quartzo e plagioclásio e concentram-se em regiões de anisotropia. Estas regiões de anisotropia são o acamamento, a foliação, as zonas de cisalhamento e os locais de extensão.

Feições de segregação de fusão também ocorrem em granodiorito e são definidas por injeções de leucogranitos paralela ao acamamento magmático do granodiorito. Essas porções são constituídas por *augens* de feldspato potássico que podem ser simétricos ou assimétricos ou, ainda, possuírem núcleos euédricos (Fotos 4.15 a 4.20.)



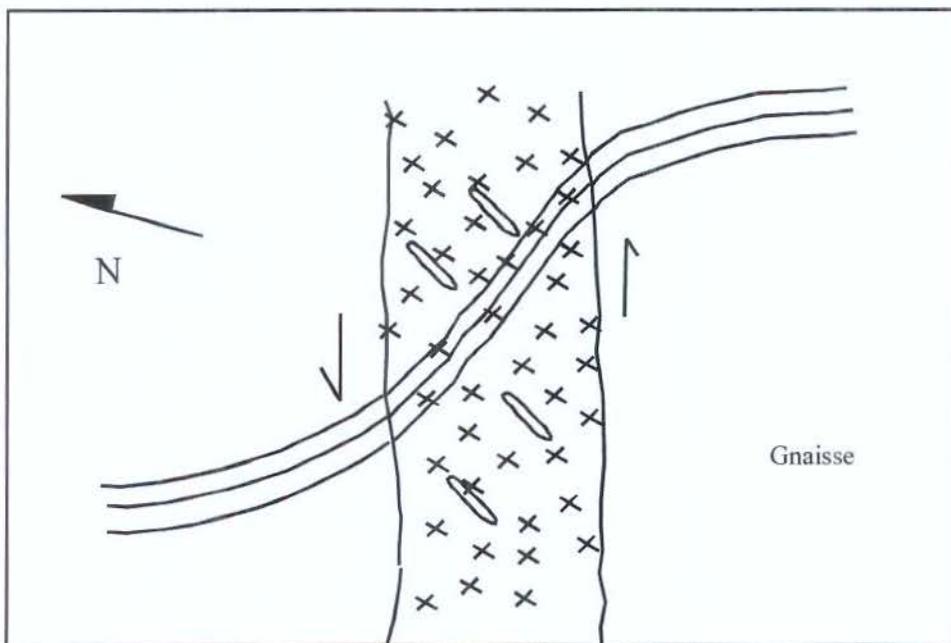
**FOTO 5.3.:** Acamamento ígneo em granodioritos porfírico e médio (Ponto CL-AB 232).



**FOTO 5.4.:** Porfiroclastos de feldspato potássico mostrando núcleos euédricos e franjas que podem ser do mesmo material, de mirmequita microaplito ou quartzo (Ponto CL-AB 50).



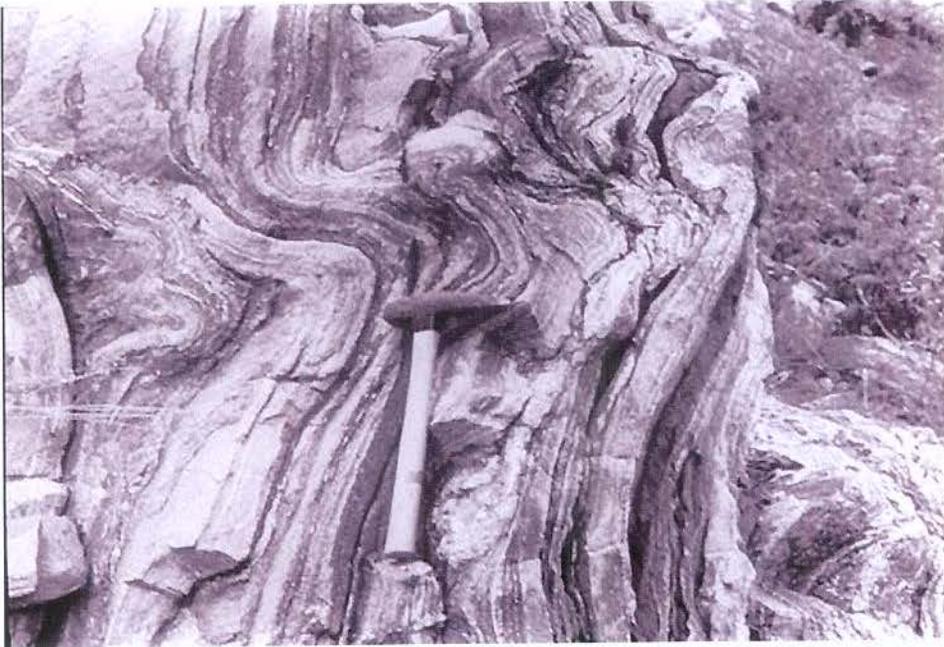
**FOTO 5.5.:** Dique granítico. Notar a refração da foliação do gnaíse (Ponto CL-AB 14).



**FIGURA 5.9.:** Esboço do Dique granítico. Notar a refração da foliação do gnaíse (Ponto CL-AB 14).



**FOTO 5.6.:** Dobras abertas em metassedimento. Borda oeste do Domo de Ambrósio. (Ponto CL-AB- 78)



**FOTO 5.7.:** Dobra desarmônica em gnaiss. O eixo dessa dobra é paralelo à lineação de estiramento (Ponto CL-AB 28).



**FOTO 5.8.:** *Kinks* em anfibolitos localizados na margem leste do Domo de Ambrósio (Ponto CL-AB 44).

Uma outra evidência de segregação no pluton é marcada por minerais tardi-magmáticos em zonas de sombra de pressão em feldspatos subédricos. Essa feição é diagnóstica de transferência de pequenas quantidades de fusão controlada pela deformação (similar às feições sugeridas por Hibbard 1987).

#### **5.4. CARACTERÍSTICAS DE COLOCAÇÃO SIN-TECTÔNICA A DN +1**

O critério mais simples e forte para definir colocação sin-tectônica é a preservação de transição de deformação em estado sólido em alta temperatura para estado sub-magmático (Miller e Paterson 1994).

No domo, o caráter sin-tectônico a Dn + 1 é marcado por:

i) foliações e lineações desenvolvidas em estado sólido em alta temperatura (definida pela assembléia de facies anfibolito) paralelas às foliações e lineações magmáticas, ou seja existe uma continuidade entre as tramas desenvolvidas em estado sólido com aquelas desenvolvidas em estado magmático, fato destacado por Matos (1988) e Alves da Silva (1994).

- ii) Diques cortando o bandamento gnáissico apresentam refração de foliação, que é resultado da diferença de comportamento reológico entre um meio cristalizado e um outro com porcentagem de fusão.
- iii) Algumas apófises de diques graníticos, encaixadas no plano da foliação de gnaisses de borda, mostram um acamamento ígneo concordante com a foliação desenvolvida em estado sólido no gnaisse. A foliação ígnea é marcada pela orientação de fenocristais euédricos de plagioclásio e de microclínio.
- iv) Diques pegmatíticos subperpendiculares à lineação de estiramento.
- v) As estruturas do tipo SC em gnaisse bandado são paralelas às superfícies SC nas facies mais ígneas. Vale ressaltar que há uma concordância entre o cisalhamento desenvolvido em estado sólido (evidenciado por tramas oblíquas, *ribbons* de quartzo, porfiroclastos assimétricos) e o cisalhamento magmático na região central que é marcado também por tramas oblíquas, por dobras de cisalhamento, pelo acamamento *schlieren* e por diques. Sendo, desta forma, um outro alicerce para colocação sin-tectônica do pluton.
- vi) Além dessas características o caráter sin-tectônico do pluton é também atestado pela coincidência entre a idade de cristalização do pluton e a idade de metamorfismo regional (Ar/Ar em hornblenda, Mello 2000) em anfibolitos próximos à borda leste do domo.

## 5.5. INDICADORES CINEMÁTICOS MAGMÁTICOS E EM ESTADO SÓLIDO

A análise de deformação em macro e micro escala permitiu estabelecer um componente de cisalhamento simples sinistral durante a colocação do pluton. Os principais indicadores dessa deformação são : tramas oblíquas definidas por estruturas do tipo SC em biotita; orientação de *ribbons* de quartzo em disposição oblíqua (Foto 5.9.); acamamento *schlieren* com forma sigmoidal em níveis com biotita (Foto 5.10.) e em níveis aplíticos (Foto 5.11.); porfiroclastos assimétricos magnetita e feldspatos no domo; dobras de cisalhamento e porfiroblastos sin-tectônicos na encaixante.

## 5.6. TECTÔNICA RÚPTIL, RÚPTIL-DÚCTIL $D_{n+4}$

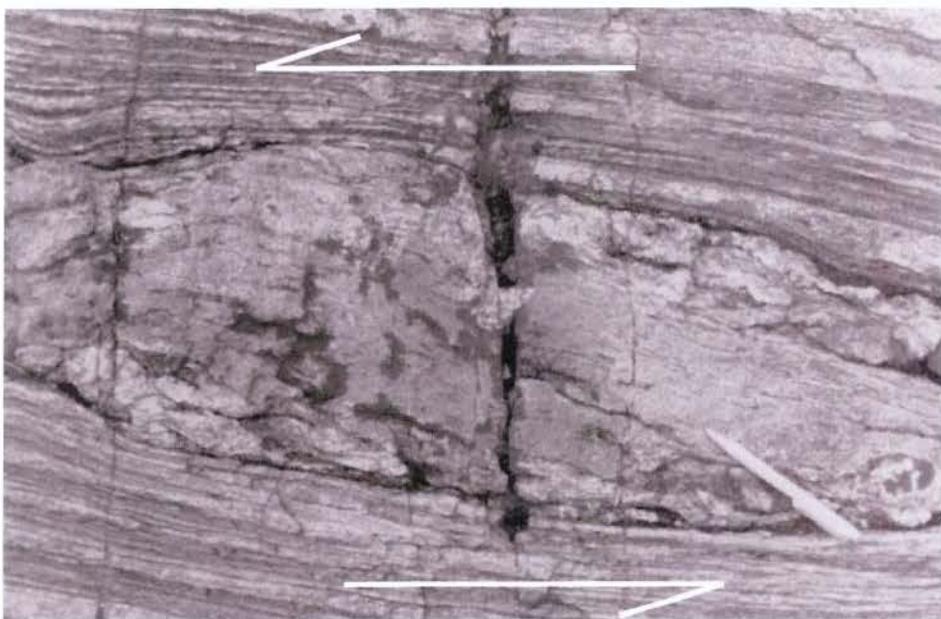
Esta fase deformacional possui características típicas de regimes rúpteis-dúcteis.

Em escala de afloramento, esta fase é caracterizada pelo desenvolvimento de fraturas, falhas e zonas de cisalhamento dúctil-rúptil com mergulhos subverticais (Foto 5.12.). Nestes

fraturamentos ou falhas são comuns o desenvolvimento de halos vermelhos com formação de epidoto, assim como o desenvolvimento de filonitos.

Nesta tectônica rúptil destacam-se estruturas que podem se encaixar em planos do tipo R e R' de Riedel (Figura 5.10). Em escala microscópica, essa tectônica está marcada pela formação clorita, carbonato, quartzo e epidoto que preenchem as fraturas e definem um componente normal para essa fase.

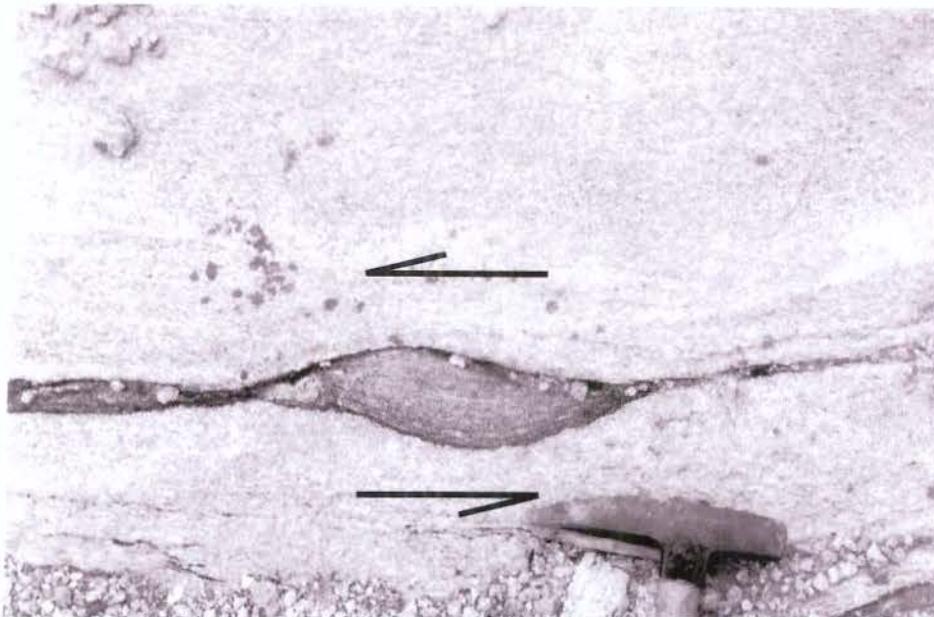
As atitudes dos elementos planares dessa fase estão em concordância com aquelas que controlaram a colocação de diques graníticos no domo. Este fato permite considerar esta tectônica como produto de reativação de anisotropias preexistentes.



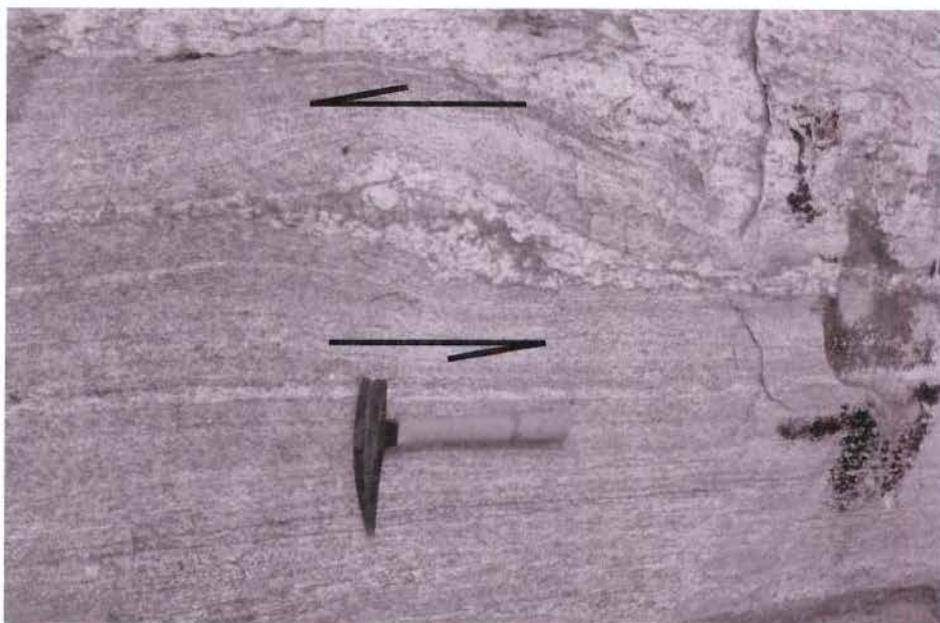
**FOTO 5.9.:** Tramas oblíquas do tipo SC em pegmatóides (com fitas de quartzo paralelas à caneta). Sentido de cisalhamento sinistral (Ponto CL-AB 58).

## 5.7. DISCUSSÃO

Considerando os elementos planares e lineares impressos no Domo de Ambrósio e em suas rochas encaixantes foi possível estabelecer para esta região dois eventos de deformação designados de En e En +1.



**FOTO 5.10.:** Acamamento *schlieren* com forma sigmoidal. Note o sentido de cisalhamento sinistral (Ponto CL-AB 82).



**FOTO 5.11.:** Acamamento *schlieren* com forma sigmoidal em níveis pegmatíticos. Note o sentido de cisalhamento sinistral (Ponto CL-AB 23)



FOTO 5.12.: Zona de cisalhamento rúptil (Ponto CL-AB 189 )

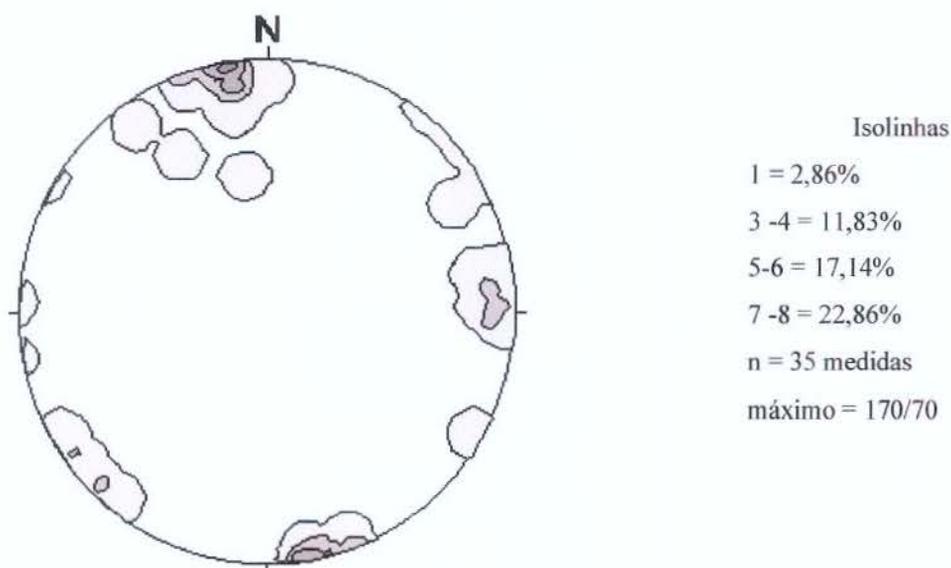


FIGURA 5.10.:Diagrama de pólos de fraturas no Domo de Ambrósio

UNICAMP  
 BIBLIOTECA CENTRAL  
 SECÃO CIRCULANTE

O evento En, menos expressivo nas fácies centrais do domo, mas presente em suas bordas e encaixantes foi responsável pelo desenvolvimento de foliações do tipo *down dip* sendo caracterizado como de empurrão. Este evento foi definido também por Alves da Silva (1994, na região da Faixa Weber) e por Carvalho *et al.* (2000, em encaixantes do pluton Itareru).

Os elementos estruturais impressos no Domo de Ambrósio permitiram caracterizar no limite geográfico deste pluton apenas um evento de deformação. Porém, como descrito anteriormente, nas borda deste corpo, algumas vezes há o desenvolvimento de uma lineação do tipo *down dip* pretérita.

O evento posterior En+1 encontra-se caracterizado em todas as rochas do domo, assim como em suas encaixantes. Esse evento, de natureza dúctil está relacionado a uma transcorrência sinistral desenvolvida por cisalhamento simples no qual três fases de deformação foram definidas. A primeira fase Dn +1 é responsável pelo desenvolvimento de uma trama milonítica em bordas e um acamamento ígneo no centro, gerando deste modo, uma família de estruturas planares e lineares. A segunda fase Dn +2 resultou na segregação de fusão para regiões de anisotropia e na colocação de diques graníticos. Finalmente a última fase foi responsável pela nucleação de dobras na envoltória encaixante do domo e em diques aplíticos e pegmatitos aflorantes em porções mais centrais .

Finalmente, uma última família de estruturas está representada por zonas de cisalhamento rúpteis e pela nucleação de fraturas. Uma vez que há perfeita concordância dessa família de estruturas com feições primitivas existente no domo é proposto que estas estruturas resultaram de reativações de estruturas formadas anteriormente.

O caráter sin-tectônico de colocação do domo em relação ao evento de deformação En +1 é marcado pela continuidade entre as tramas desenvolvidas em estado sólido e aquelas desenvolvidas em estado magmático; pela refração da foliação em diques de composição granítica; pelas apófises de diques graníticos injetadas no plano da foliação de gnaisses de borda, que mostram a mesma disposição planar que o seu litotipo encaixante; pela orientação de fenocristais de plagioclásio e microclínio paralelamente à lineação definida pelos *ribbons* de quartzo; e pela presença de porfiroclastos com núcleos euédricos orientados segundo essa lineação.

Um outro alicerce para colocação sin-tectônica do pluton é marcado pela concordância entre o cisalhamento regional evidenciado por tramas oblíquas, *ribbons* de quartzo, porfiroclastos assimétricos nas bordas e o cisalhamento na região central do domo marcado, também, por

tramas oblíquas, dobras, acamamento *schlieren* e diques que compõem as principais texturas magmáticas.

Na história evolutiva do domo, anisotropias crustais como acamamento litológico e foliação constituíram sítios favoráveis para migração de fusão. Estes sítios estão controlados pela tectônica regional e muitas vezes podem formar uma rede de caminhos interconectados para migração. Ressalta-se, que esses leucossomas possuem indicadores de cisalhamento (estruturas do tipo SC e porfiroclastos) concordantes com o sentido de cisalhamento regional.

A presença de zonas de cisalhamento e foliação fornecendo sítios favoráveis para migração de fusão, juntamente com a presença de bolsões, constituem uma evidência razoável de que o domo possa ter sido gerado pela formação de pequenas porções, que migraram em condutos que estavam interconectados entre si.

Deve-se lembrar, que plutons como o de Ambrósio foram anteriormente considerados como força motriz do movimento transcorrente sinistral impresso nas rochas do *greenstone belt* do Rio Itapicuru (Alves da Silva 1993, 1994), ou seja foram responsáveis pela verticalização das estruturas. Nesta linha de raciocínio, o Domo de Ambrósio seria um tipo de intrusão forçada e os elementos estruturais impressos seriam controlados muito mais pela intrusão do que pela tectônica regional, o que é incompatível com as estruturas descritas nesta tese.

Por outro lado, era de se esperar encontrar entre os Domos de Ambrósio e Pedra Alta indicadores de cisalhamento puro em função do esforço exercido pelo pluton para sua colocação e conseqüentemente verticalização das estruturas. Contudo, apesar do desenvolvimento de porfiroclastos simétricos no domo, o cisalhamento simples é evidenciado pelas tramas oblíquas, pelos porfiroblastos, porfiroclastos e dobras assimétricas.

Assim no presente trabalho é sugerido que o Domo de Ambrósio constitui uma intrusão passiva colocada durante um evento transcorrente sinistral não coaxial. Essa transcorrência funcionou como um sítio favorável de abertura de espaço para a instalação do pluton.

Enfim, as disposições dos elementos estruturais indicam um regime transcorrente sinistral para o Domo de Ambrósio e envoltória (Figura 5.11.) em resposta a um campo compressional de direção NW-SE, que concorda com aquele reportado por Alves da Silva *et al.* (1993) para a tectônica do tipo *Wrench* no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. Deve-se ressaltar ainda que Alves da Silva (1994) definiu na borda oeste do Domo de Ambrósio uma zona de cisalhamento principal que também concorda com os nossos resultados.



**FIGURA 5.11.:** Quadro esquemático das estruturas associadas ao Evento En +1 na região do Domo de Ambrósio.

## CAPÍTULO 6- ASPECTOS MICROTEXTURAIS DO DOMO DE AMBRÓSIO

Este capítulo apresenta as principais feições microscópicas incluindo descrições mineralógicas e aspectos microtexturais do Domo de Ambrósio visando auxiliar no entendimento do mecanismo de colocação do pluton, de sua cristalização e, ainda, constituindo no alicerce para a compreensão da história deformacional. Para isto foram selecionadas amostras, orientadas ou não e que seriam representativas da deformação magmática e sólida do domo. Quando orientadas as amostras foram cortadas perpendicularmente ao plano XY, isto é, paralelas ao plano XZ.

Dentro do Domo de Ambrósio pode-se separar regiões de maior e menor intensidade de deformação, onde texturas protomiloníticas e miloníticas estão preservadas. Contudo, apesar dessa deformação feições primárias foram identificadas e são discutidas a seguir.

### 6.1. GNAISSE BANDADO

O gnaisse bandado, como descrito anteriormente, é formado pela intercalação de bandas máficas e félsicas. As bandas máficas possuem granulação fina a grossa, coloração cinza escuro e são compostas, basicamente, por plagioclásio, quartzo, biotita e feldspato potássico (microclínio e pertita). Como acessórios tem-se zircão, apatita, magnetita, ilmenita e allanita. As principais feições de deformação intracristalina são caracterizadas por extinção ondulante, associadas com recristalização nos limites dos grãos e são resumidas no Quadro 6.1.

Nesse litotipo, os feldspatos podem formar porfiroclastos, centimétricos (5 cm) a milimétricos, do tipo  $\sigma$  que são simétricos ou assimétricos. Esses porfiroclastos podem ter núcleos euédricos. Contudo, alguns desses minerais quando observados ao microscópio podem ser constituídos por um agregado de vários grãos do mesmo material e não um único, indicando processo de migração dos limites dos grãos devido à recuperação. Deve-se salientar que alguns porfiroclastos podem alcançar até 10 centímetros em escala de afloramento.

Além dessas feições o gnaisse é caracterizado por:

- i) Apresentar texturas granoblástica a granonematoblástica, protomilonítica a milonítica e do tipo flaser que são definidas pela orientação planar de seus constituintes mineralógicos;
- ii) possuir espessuras das bandas máficas e félsicas variáveis que podem ter dimensões milimétricas a centimétricas (2mm a 50cm), assim como a sua composição que alterna de

granítica a tonalítica. Porém há o predomínio de composição granítica para as bandas félsicas e granodiorítica para as máficas;

iii) Os níveis graníticos podem apresentar granulação mais grossa do que os granodioríticos. Além disso, nesses níveis podem ocorrer porfiroclastos de microclínio que possuem núcleos euédricos e cujas franjas são de quartzo ou do próprio microclínio e ainda de mirmequita microaplitó (Foto 3.4.);

iv) possuir dois tipos de granulação: i) uma fina que compõe a matriz da rocha e ii) outra representada por níveis com porfiroclastos de microclínio, microclínio pertítico e pertita. Neste contexto, um feldspato pode predominar sobre o outro;

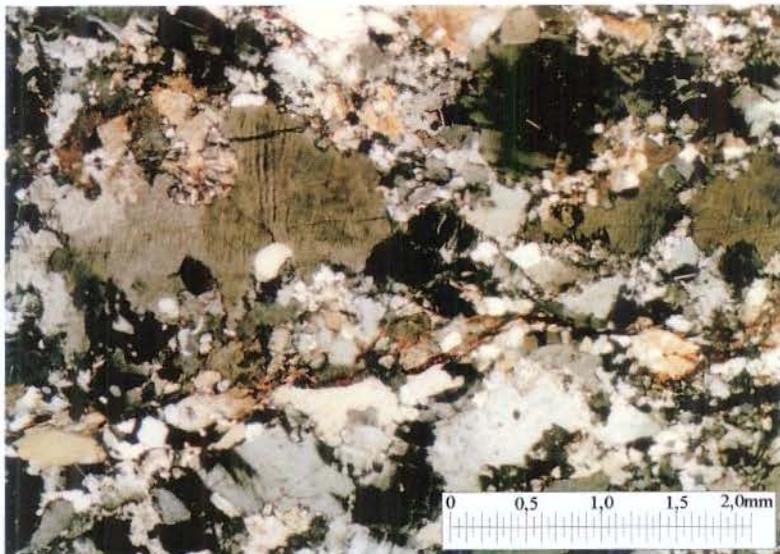
v) feições de deformação rúptil em plagioclásio definidas por microfraturamentos. Esses microfraturamentos podem estar cicatrizados por agregados de quartzo e feldspatos (Foto 6.1), indicando desse modo relocação de fluidos tardios.

|     | <b>i) Forma dos grãos, ii) Feições de deformação e iii) Alteração</b>  |
|-----|--|
| Pl  | <b>i)</b> (An <sub>12,80 - 9,43</sub> ) Porfiroclastos simétricos ou assimétricos do tipo $\sigma$ e como fenocristais subédricos (Foto 6.1.) <b>ii)</b> Extinção ondulante, geminação dobrada, geminação mecânica com terminações em cunhas e recristalização ao longo dos limites de seus grãos. <b>iii)</b> sericitização e saussuritização |
| Qtz | <b>i)</b> xenomórficos, <i>ribbons</i> ou como agregados diminutos na matriz. <b>ii)</b> extinção ondulante e em bandas e formação de grãos e de subgrãos.   |
| Mc  | <b>i)</b> fenocristais subédricos a anédricos e também como porfiroclastos, <b>ii)</b> recristalização <b>iii)</b> sericitização   |
| Pt  | <b>i)</b> Porfiroclastos simétricos ou assimétricos dispostos em níveis (Foto 6.2.)  |
| Mag | <b>i)</b> euédricos a porfiroclastos <b>iii)</b> altera-se ao longo dos limites dos grãos para ilmenita.   |
| Ilm | <b>i)</b> lamelas de exsolução   |
| Bt  | <b>i)</b> ripiforme (coloração marrom escuro) <b>ii)</b> extinção ondulante e <i>kinks</i> . <b>iii)</b> altera-se para clorita segundo (001) e nos limites dos grãos  |

**QUADRO 6.1.:** Principais características microscópicas dos constituintes mineralógicos do gnaisse bandado.



**FOTO 6.1.** Fotomicrografia exibindo fenocristal subédrico de plagioclásio que se encontra fraturado (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Essa fratura apresenta-se cicatrizada por agregados de quartzo (Amostra CL-AB 28A).



**FOTO 6.2.** Fotomicrografia exibindo porfiroclastos simétricos de pertita, quando em contato com plagioclásio mostra textura de intercrescimento mirmequítico (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Observa-se ainda que os intercrescimentos se dispõem em alto ângulo com a foliação (Amostra CL-AB 28A)

vi) porfiroclastos de pertita dispostos em níveis contínuos, definindo uma orientação preferencial evidenciada por uma forte continuidade ótica entre seus grãos (observado com placa de gipso). Esses níveis caracterizados pela presença de pertitas (ou microclínio) orientadas mostram-se envoltos por *ribbons* de quartzo ou por uma matriz fina (aplítica).

## 6.2. GRANODIORITO MÉDIO A FINO

Este litotipo é composto, principalmente, por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino (microclínio, microclínio pertítico e pertita), biotita e magnetita com exsoluções de ilmenita e de hematita. Os minerais acessórios são apatita, allanita e zircão. As feições de alterações estão impressas pela transformação de biotita em clorita e por feições de sericitização e saussuritização em feldspatos. A foliação (acamamento ígneo) é marcada pela disposição planar de feldspatos juntamente com biotita e ainda por acamamento *schlieren*. O Quadro 6.2. mostra as principais características em microescala deste litotipo.

## 6.3. GRANODIORITO PORFIRÍTICO

O granodiorito porfirítico apresenta uma trama planar caracterizada pela orientação paralela de microclínio, microclínio pertítico, pertita, plagioclásio, quartzo e biotita. Além desses minerais, ocorrem os acessórios allanita, epidoto, titanita, magnetita, ilmenita, zircão e apatita. As principais feições em microescala são apresentadas no Quadro 6.3.

## 6.4.. MONZOGRANITO

O monzogranito apresenta uma foliação incipiente em macroescala e é constituído por microclínio (pertítico ou não), pertita, plagioclásio, quartzo, mica branca, biotita (menos expressivo), magnetita e ilmenita, além de zircão e apatita. As principais feições em microescala desse litotipo são a forma euédrica a subédrica dos grãos de feldspatos e anédrica de quartzo. Uma outra característica é a pouca deformação intracristalina que é principalmente representada por extinção ondulante.

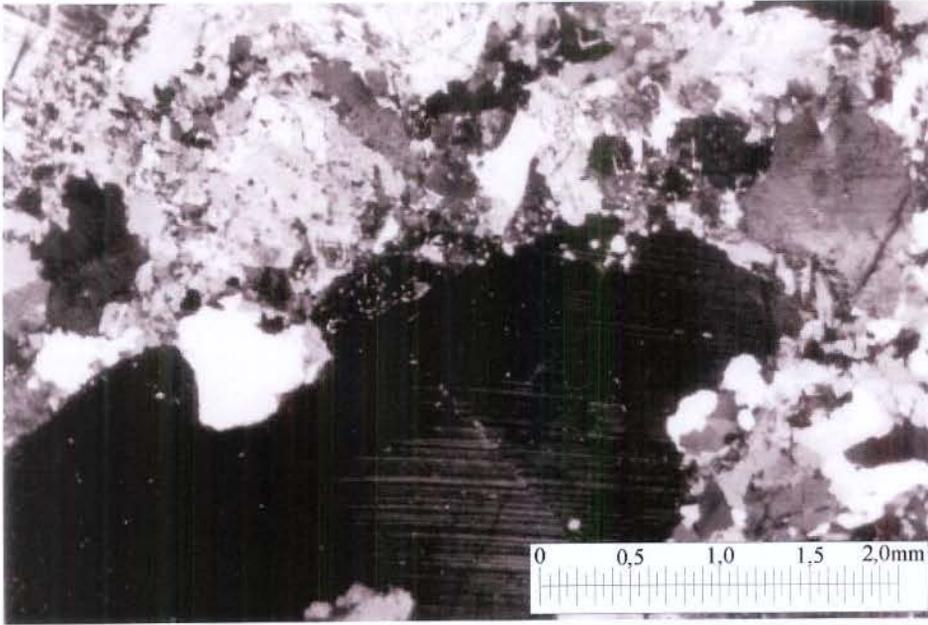
|           | <b>i) Forma dos grãos, ii) Feições de deformação e iii) Alteração iv) Outras características</b>  |
|-----------|---|
| Pl        | i) euédricos a subédricos ou <i>augens</i> simétricos (Foto 6.3). ii) geminações com terminações em chamas, feições de corrosão magmática (Foto 6.3), fraturas cicatrizadas por quartzo; iii) sericita (Foto 6.4) e saussurita iv) apresenta franjas constituídas por mirmequita microaplitó. |
| Qtz       | i) agregados finos anédricos na matriz ou como <i>ribbons</i> em níveis envolvendo os feldspatos  |
| Mc        | i) grãos subédricos, que podem ser pertíticos, com geminação em grade característica que, algumas vezes, pode estar superpondo à geminação do tipo Carlsbad   |
| Pt        | i) fenocristais subédricos e grãos diminutos na matriz mais fina  |
| Mag e Ilm | Mesmo dos gnaisses  |
| Bt        | i) hábito ripiforme dispostos em planos paralelos à foliação principal e oblíquos a esta (formando estruturas de cisalhamento do tipo SC)   |

**QUADRO 6.2.:** Principais características microscópicas dos constituintes mineralógicos do granodiorito com granulação média a fina.

## 6.5. PADRÕES DE DEFORMAÇÃO NAS LITOFACIES DO DOMO

Como mencionado anteriormente, a identificação de texturas primárias (capítulo 2), preservadas no pluton, é fundamental para o entendimento da história de cristalização e do tempo de colocação do domo. Desta forma, a observação da história de deformação das várias fases minerais permite tecer algumas considerações acerca dos processos deformacionais que afetaram as rochas, tendo em vista que a deformação é dependente do comportamento reológico de cada mineral e da presença ou não de fusão durante a deformação.

Posto isto, a seguir são listadas as principais feições que podem ser características da história magmática e da história deformacional posterior ou contemporânea à cristalização do pluton.



**FOTO 6.3.:** Fotomicrografia mostrando plagioclásio subédrico além de mirmequita e feldspatos de estágios tardios (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Notar também o aspecto de corrosão magmática na borda do mineral. Corte paralelo ao plano XZ (Amostra CL-AB 23).



**FOTO 6.4.:** Fotomicrografia mostrando grão subédrico de plagioclásio (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Notar a franja composta por plagioclásio, quartzo e microclínio (relocação de fluidos de estágios tardios). Cor turva do feldspato devido à sua alteração para sericita (Amostra CL-AB 23)

### 6.5.1. MICROTERTURAS ÍGNEAS

As principais evidências associadas a história ígnea no domo são a forma euédrica a subédrica de seus grãos, além das texturas de intercrescimento mirmequítico, pertítico e antipertítico e zoneamento de plagioclásio.

|          | <b>i) Forma dos grãos, ii) Feições de deformação e iii) Alteração iv) outras características</b>  |
|----------|---|
| Pl       | i) fenocristais euédricos e em grãos menores que podem estar inclusos em Mc e Pt<br>ii) geminação Segundo a lei da albíta e ou periclínio e extinção ondulante. iv) ocorrem inclusos em microclínio ou pertitas |
| Qtz      | i) agregados anédricos na matriz e inclusões em feldspatos,   |
| Mc       | i) fenocristais euédricos, grãos menores na matriz. ii) Corrosão magmática e extinção ondulante   |
| Pt       | i) fenocristais euédricos   |
| Bt       | i) grãos ripiformes (inclusos ou não em feldspatos. ii) dispõem em superfícies do tipo SC iii) Halos pleocróicos quando da presença de zircão e altera-se para clorita  |
| Mag      | i) grãos euédricos contendo exsoluções de Ilm e hematita que podem ter o padrão treliça   |
| Ilm      | i) como lamelas de exsoluções na Mag ou como grãos  |
| Epidoto  | i) grãos euédricos que podem estar ou não incluso na allanita   |
| Allanita | i) Cristais prismáticos   |
| Titanita | i) Cristais prismáticos   |

**QUADRO 6.3.:** Principais características microscópicas dos constituintes mineralógicos do granodiorito porfirítico

#### 6.5.1.1. Formas Euedrais de Seus Constituintes Mineralógicos (microclínio, plagioclásio e pertita)

Uma forte evidência de textura ígnea no domo é marcada pela forma euédrica de feldspatos, admitindo que grãos euédricos desse mineral não crescem em rochas metamórficas sem fusão (Vernon 1986).

Esses grãos eudrais podem ser de microclínio, microclínio pertítico, pertita e plagioclásio. Em geral, possuem tamanhos que chegam a 2 cm em amostra de mão.

O microclínio possui geminação em grade característica, hábito euédrico e contém inclusões menores de plagioclásio, quartzo, biotita e magnetita. Além disso, a geminação em grade pode estar superposta à geminação do tipo Carlsbad (Foto 6.5).

Além dessas características, as bordas dos grãos de microclínio podem ter formas arredondadas, quando em contato com grãos de plagioclásio. Essa feição foi interpretada como resultante da corrosão em estado magmático e cristalização próxima ao eutético do sistema granítico.

Além de microclínio, os fenocristais podem ser de pertita e de plagioclásio. Os fenocristais euédricos a subédricos de plagioclásio apresentam geminações do tipo albita e albita-periclínio conjugadas e bem formadas, e geminações do tipo Carlsbad. Em geral, a geminação polissintética é paralela à direção de alongação do mineral.

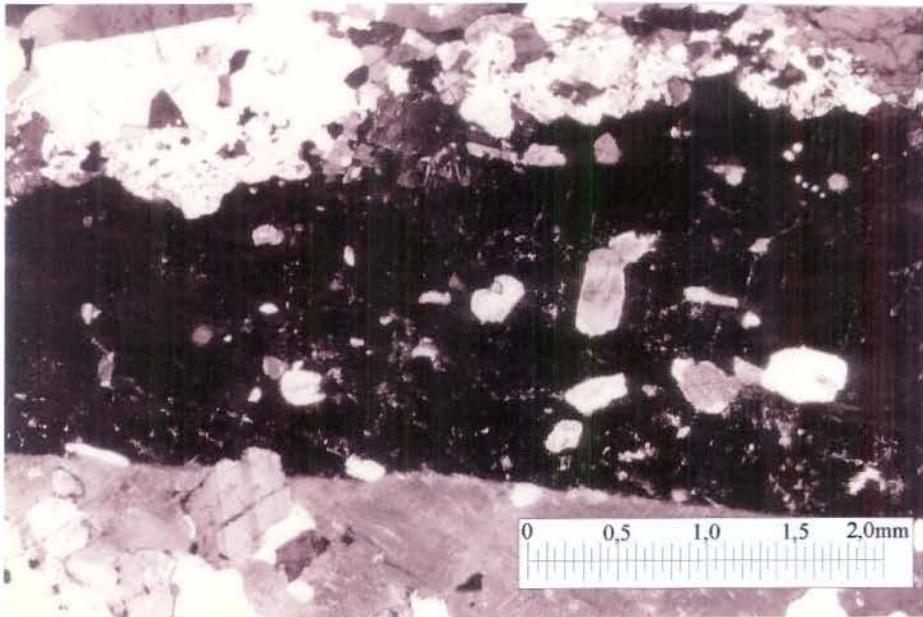
No domo, os fenocristais ocorrem, principalmente, em litotipos centrais (granodioritos e monzogranito), mas podem também estar presentes nas bordas do domo (gnaisses).

As geminações nos grãos de feldspatos podem ser primárias ou secundárias. As geminações primárias são bem definidas e ocorrem continuamente de uma face a outra do mineral, sendo bem desenvolvidas nos fenocristais de feldspato (Foto 6.6). Por outro lado, as interpretadas como secundárias, normalmente possuem terminações em cunha e ocorrem principalmente na matriz e em regiões mais deformadas. Os grãos com geminação mecânica, com terminação em cunha, normalmente, possuem extinção ondulante e em bandas, assim como recristalização em bordas. Além disso, alguns grãos podem apresentar geminações dobradas.

Ressalta-se, que os fenocristais euédricos são dominantes e livres de deformação nos granodioritos porfiríticos. No gnaisse de borda embora ocorram grãos euédricos há o predomínio de porfiroclastos, assim como um aumento das feições de deformação intracristalina.

#### **6.5.1.2. Grãos de Epidoto com núcleo de allanita**

No Domo de Ambrósio, os grãos de epidoto são caracterizados por hábito subédrico a euédrico, normalmente inclusos em biotita ou embaiados em plagioclásio. Além disso, podem conter núcleos eudrais de allanita. Em geral, apresentam limites retos e bordas metamícticas e



**FOTO 6.5.:** Fotomicrografia mostrando grão subédrico de microclínio apresentando geminação em grade superposta a geminação do tipo Carlsbad e inclusões de plagioclásio subédrico (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados), (Amostra CL-AB 247).



**FOTO 6.6.:** Fotomicrografia mostrando grão subédrico de plagioclásio com geminação contínua (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados), (Amostra CL-AB 247).

encontram-se associados com óxidos (magnetita e ilmenita), diferente das ocorrências descritas por Schmidt e Thompson (1996) e Brasilino *et al.* (1999) que descrevem a presença de epidoto magmático em facies sem magnetita e ilmenita.

Já os grãos de allanita estão presentes em quase todos os litotipos, até mesmo em locais onde houve recristalização de feldspatos (gnaisse bandado).

Para o Domo de Ambrósio, epidoto primário foi encontrado somente no granodiorito porfirítico (facies menos diferenciada) onde a deformação foi desenvolvida em estado magmático, ocorrendo como inclusões em feldspatos euédricos e associado com titanita euédrica e allanita. A allanita ocorre no granodiorito e gnaisse bandado sendo menos expressiva em monzogranito (facies mais diferenciada). Em geral diminui com o decréscimo da biotita modal.

### **6.5.1.3. Texturas de intercrescimento**

Na literatura sobre rochas graníticas, há controvérsias sobre a origem dessas texturas que podem ser interpretadas como de derivação ígnea (Bard 1986, Shelley 1993, Hibbard 1987) ou da deformação em estado sólido (Simpson 1985, Simpson e Wintsch 1989, Shelley 1993).

No Domo de Ambrósio, as texturas de intercrescimentos, assim como os processos responsáveis pela sua formação, são fundamentais para a caracterização da história ígnea e em estado sólido. Essas texturas estão representadas pelos intercrescimentos pertítico, antipertítico, mirmequítico e poiquilítico.

#### **6.5.1.3.1. Intercrescimento Poiquilítico**

Texturas poiquilíticas são comuns em grãos de microclínio, plagioclásio e pertita primária no Domo de Ambrósio (Foto 6.5). Em geral, as margens das inclusões de plagioclásio em megacristais de microclínio possuem formas irregulares, mas as zonas internas são euedrais. Os grãos inclusos podem conter intercrescimento mirmequítico.

Em geral os minerais inclusos são maiores que seus equivalentes na matriz, que envolve o megacristal, evidenciando que foram incorporados cedo à cristalização do magma e que a matriz continuou cristalizando-se. Esse tipo de intercrescimento é frequente e bem caracterizado no granodiorito porfirítico, mas perde sua expressão nas facies centrais e nas bordas do domo.

### **6.5.1.3.2. Intercrescimento Pertítico**

No Domo de Ambrósio, os grãos de pertita possuem formas diversas e dependentes dos litotipos nos quais se desenvolvem. Assim, no granodiorito porfirítico, onde a textura ígnea está preservada, os grãos são euédricos a subédricos. Neste caso, os intercrescimentos tendem a estar paralelos às faces cristalográficas do mineral e foram considerados como produtos do resfriamento ígneo (exsolução). Já os presentes nas facies mais marginais, no gnaisse de borda, possuem a forma de porfiroclastos simétricos ou assimétricos. Neste caso, as pertitas ocorrem em níveis constituídos por porfiroclastos orientados paralelamente ao bandamento e à foliação milonítica. Esses intercrescimentos orientam-se em alto ângulo com relação à foliação milonítica (Foto 6.2).

Vale ressaltar que o granodiorito com granulação média a fina e monzogranito apresentam pertitas que podem ser de origem ígnea (grãos subédricos) e/ou resultantes da deformação. Neste último caso correspondem a porfiroclastos simétricos e assimétricos.

Em resumo, no Domo de Ambrósio, o intercrescimento pertítico marca a transição da deformação em estado magmático para sólido. Nas regiões de borda elas dispõem-se em alto ângulo em relação à foliação sendo controlada pela deformação e desenvolvida em estado sólido. Neste caso, os grãos têm a forma de porfiroclastos. Já no granodiorito porfirítico, as pertitas possuem controle cristalográfico revelado pelo intercrescimento paralelo à face euédrica do mineral. Além disso, o granodiorito médio a fino mostra os dois tipos de disposição de intercrescimento indicando crescimento em estado submagmático..

### **6.5.1.3.3. Intercrescimento Mirmequítico**

Assim como para as pertitas, várias hipóteses são sugeridas para explicar o desenvolvimento de mirmequita. Este intercrescimento pode ser atribuído a: **i)** à cristalização de líquidos magmáticos tardios (Hibbard 1979, 1987), **ii)** a processos de deformação em estado sólido (Simpson 1985, Simpson e Wintsch 1989) e **iii)** à desmistura magmática (Phillips 1974).

O intercrescimento mirmequítico ocorre em quase todas as facies do Domo de Ambrósio. Em geral, ocorre nas bordas dos fenocristais de feldspato alcalino, exibindo feições de corrosão magmática; em grãos de plagioclásio inclusos em fenocristais de microclínio, e em zonas de sombra de pressão margeando porfiroclastos de feldspato.

Além disso, alguns megacristais de feldspato alcalino apresentam intercrescimentos mirmequíticos lobares denteando o seu eixo longo (Foto 6.7). Essa feição é considerada como tendo se desenvolvido em temperaturas altas a moderadas ( $T > 500^{\circ} \text{C}$ , Simpson 1985, Gapais 1989).

#### **6.5.1.3.3. Texturas de exsolução de ilmenita em magnetita**

A magnetita ocorre, na maioria das vezes, como grãos euédricos a anédricos (Foto 6.8) e na forma de porfiroclastos. Em geral, encontra-se presente em todas as facies do domo.

Esses grãos comumente mostram uma variedade de intercrescimentos de ilmenita e algumas vezes hematita. Tais intercrescimentos podem ser indicativos de variações nas condições de oxidação e na velocidade de resfriamento, durante o reequilíbrio subsolidus (Buddington e Lindsley 1964, Haggerty 1976a e b).

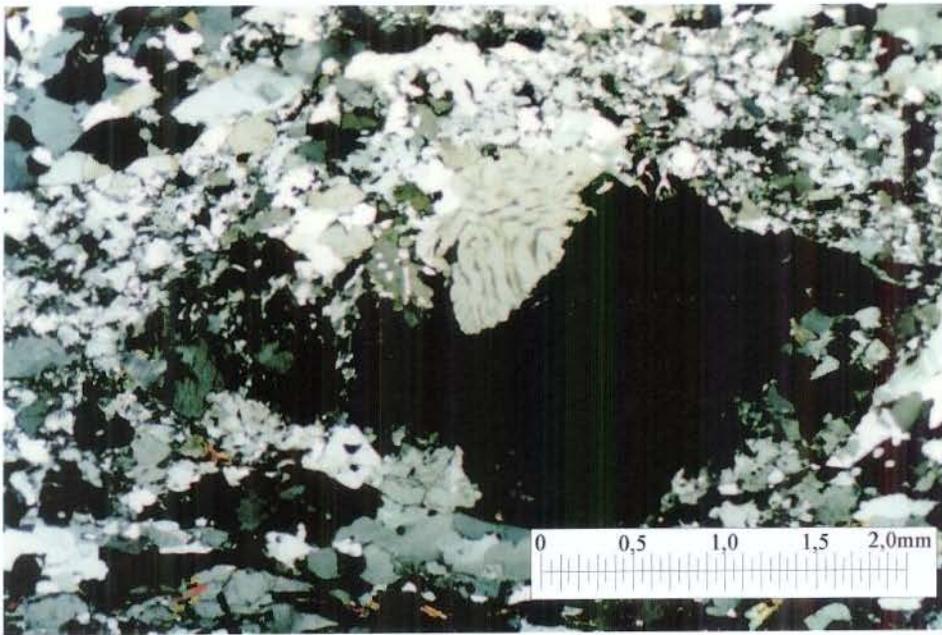
No domo, os intercrescimentos de ilmenita ocorrem na forma de finas lamelas paralelas ao plano (100) e (111) da magnetita e como inclusões irregulares na forma de bolhas (blebs), ou como intercrescimentos irregulares.

No Domo de Ambrósio, os grãos de magnetita frequentemente possuem forma euédrica e dispõem-se paralelamente à foliação magmática. Essa forma euedral da magnetita associada com sua inclusão em feldspato e biotita suportam uma cristalização primitiva e como consequência uma origem primária.

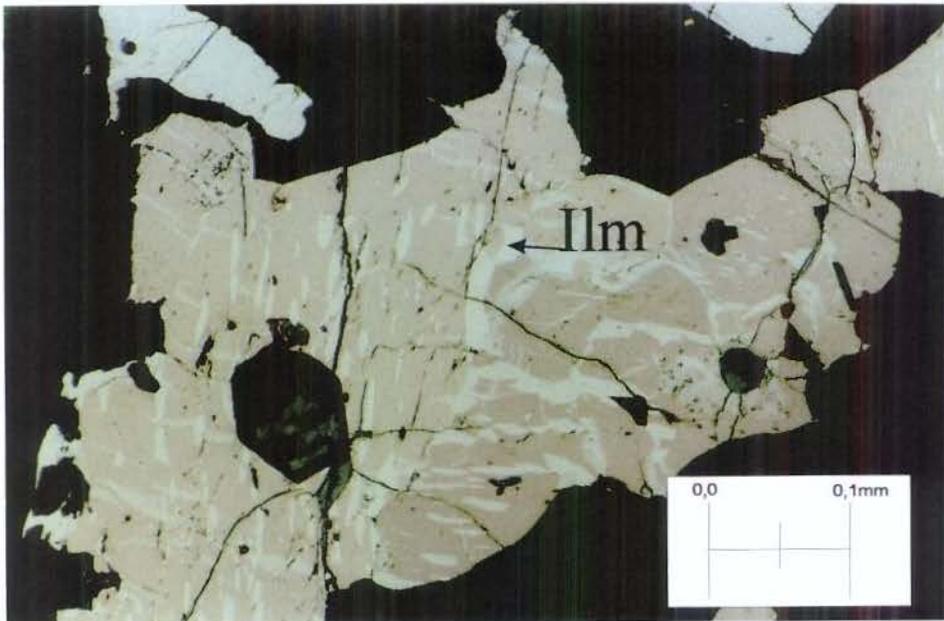
### **6.5.2. MICROTERTURAS RELACIONADAS A TRANSIÇÃO DE DEFORMAÇÃO EM ESTADO MAGMÁTICO PARA ESTADO SÓLIDO DE ALTA TEMPERATURA**

A natureza da transição de deformação em estado submagmático para a deformação em estado sólido tem importantes implicações para os modelos de colocação, para o resfriamento e taxas de deformação no pluton e nas suas rochas encaixantes. Poucos estudos em plutons têm documentado essa transição (Gapais e Barbarin 1986, Hollister e Crawford 1986, Blumenfeld e Bouchez 1988, Vernon *et al.* 1989, Karlstrom *et al.* 1993, Paterson *et al.* 1989, Miller e Paterson 1994).

Existe um elo contínuo entre processos operantes em estado sólido e estado magmático, atuando durante o desenvolvimento de foliações em granitóides. A distinção entre feições



**FOTO 6.7.:** Fotomicrografia mostrando porfiroclastos de pertita exibindo textura de intercrescimento mirmequítico em suas bordas (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados, Amostra CL-AB 20B)



**FOTO 6.8.:** Fotomicrografia mostrando grãos de magnetita que mostram intercrescimento de ilmenita (Aumento 20 vezes, nicois cruzados). Notar ainda a formação de grãos de Ilm nas bordas da magnetita (Amostra CL-AB 247).

formadas em estado magmático e em estado sólido de alta temperatura é um critério útil para o entendimento do tempo e modo de colocação do pluton (Paterson *et al.* 1989).

No Domo de Ambrósio, essa transição é documentada pelo desenvolvimento de textura predominante ígnea em granodiorito porfirítico, que vai perdendo a sua expressão em granodiorito com granulação média a fina e gnaisses de borda. Além disso outras feições são documentadas e descritas a seguir.

#### **6.5.2.1. Rotação de fenocristais (Desenvolvimento de *augens* em granodioritos porfiríticos)**

A rotação de fenocristais é uma feição característica das rochas com granulação média, tanto nas bordas do domo quanto na região central.

Os fenocristais de feldspato do centro e das margens do domo tendem a rotacionar e alinhar na direção da lineação de estiramento. Em rochas porfiríticas, os fenocristais podem apresentar orientações diferentes durante o fluxo primário, mas durante o cisalhamento tendem a alinhar seu eixo maior em relação a lineação de estiramento, ou seja, os eixos maiores tendem a ficar paralelos à lineação milonítica. Além disso, a rotação de fenocristais na direção de cisalhamento favorece a formação de sombras de pressão no mesmo (Fotos 6.3. e 6.4).

O estudo microtextural em gnaisses do domo revelou que o processo de migração de fusão manifesta-se em escala de lâmina e corresponde a porfiroclastos de microclínio e plagioclásio que possuem núcleos euédricos e sombras de pressão constituídas de mirmequita-microaplit. Esta feição implica em transferência de pequenas quantidades de fusão durante a deformação do granitóide (Foto 6.4. e Figura 2.2)

Uma outra evidência microestrutural característica da transição de deformação em estado magmático para sólido é marcada pelo desenvolvimento de estruturas de cisalhamento do tipo SC, desenvolvidas em estágio sólido, que são paralelas às de estado magmático.

#### **6.5.3. MICROTTEXTURA RESULTANTE DA DEFORMAÇÃO EM ESTADO SÓLIDO EM ALTA TEMPERATURA**

Nas margens do Domo de Ambrósio, os minerais exibem evidências de deformação plástica (representada por extinção ondulante, extinção em bandas e formação de *kinks* em feldspatos e micas) associada à processos de recuperação e recristalização das fases cristalinas

(Fotos 6.9 e 6.10.). A recristalização pode ocorrer por exemplo pela migração dos limites dos grãos de quartzo, de dentro para fora, formando, principalmente, agregados maiores.

Cabe ressaltar, que a história dúctil é bem desenvolvida nas bordas do domo e nas suas encaixantes. Esta deformação é principalmente evidenciada pelo desenvolvimento de porfiroblastos sin-tectônicos, recristalização das fases minerais e orientação preferencial dos mesmos.

Além disso, a deformação em estado sólido é identificada por recristalização de quartzo, feldspato e hornblenda (Foto 4.11). Nos diques anfibolíticos, colocados ao longo do bandamento metamórfico nas bordas do domo, os grãos de hornblenda e de plagioclásio recristalizados apresentam junção triplíce em  $120^\circ$ . Esses grãos exibem fortes evidências de deformação plástica marcada por extinção ondulante e em setores, formação de grãos e subgrãos e geminação mecânica.

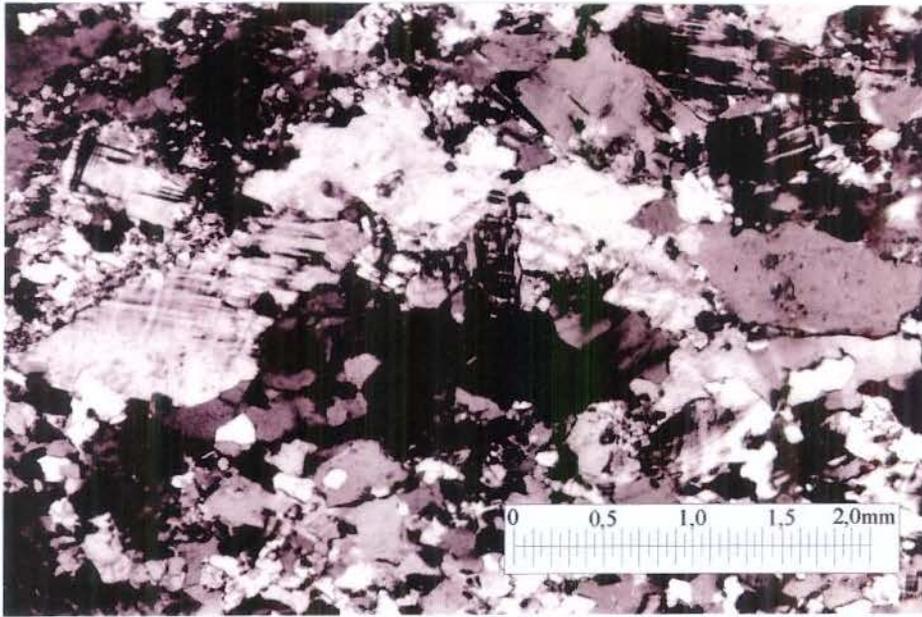
Evidências de deformação em estado sólido são também encontradas em rochas encaixantes do domo. Nas encaixantes, as foliações mostram padrões anastomosados e há o desenvolvimento de zonas de mais alta deformação com texturas miloníticas e nucleação de porfiroblastos sin-tectônicos de estauroлита, granada e cordierita, assim como de estruturas do tipo SC, marcada pela disposição de fibrolita e biotita.

Algumas fitas de quartzo podem ser formadas por pequenos agregados (marcado pela falta de continuidade ótica entre as fitas de quartzo). Essa feição pode ser indicativa de que não houve a coalescência dos grãos ou que a deformação continuou após a formação dos *ribbons*.

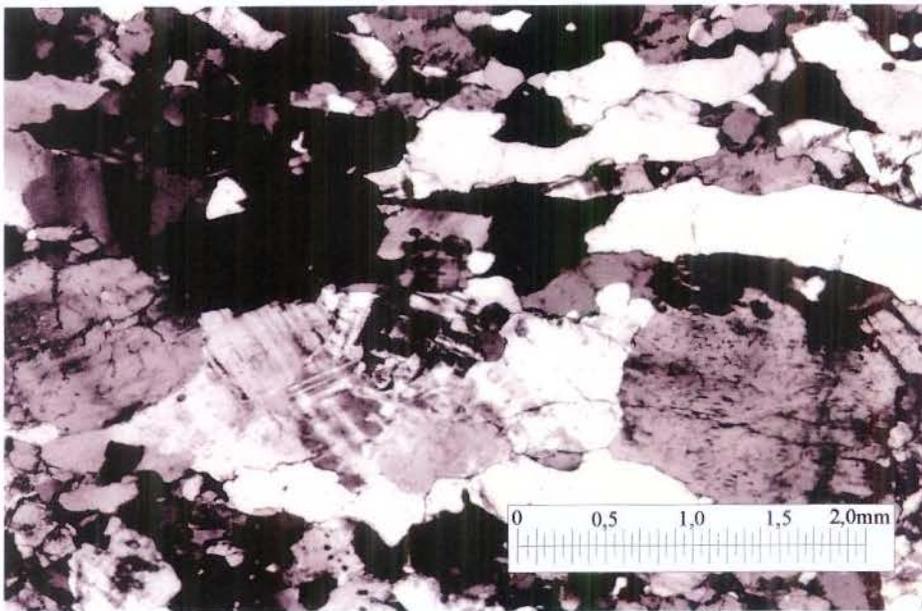
Filonitização é também um processo comum em zonas de cisalhamento desenvolvidas dentro do domo.

O desenvolvimento de microtexturas resultantes de processos deformacionais em alta temperatura no domo pode também ocorrer no campo rúptil.

No domo, a principal feição relacionada a este processo ocorre em *boudins* desenvolvidos em pegmatitos encaixados em planos paralelos à foliação milonítica (Foto 4.2). Neste pegmatitos, a região de estrangulamento do *boudin* encontra-se preenchida por quartzo, e este mineral não ultrapassa o limite do pegmatito. Esses grãos de quartzo podem ser resultado de fluidos de estágios tardios que movimentaram-se para região de extensão máxima.



**FOTO 6.9.:** Fotomicrografia mostrando grãos de pertita, microclínio e plagioclásio na forma de *augens* (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados). Notar redução de granulação nas bordas devido a recristalização (Amostra CL-AB 58A)



**FOTO 6.10:** Fotomicrografia mostrando grãos de quartzo com forma de *ribbons* orientados paralelamente a grãos de plagioclásio e pertita (Aumento 2,5 vezes, nicois cruzados).. Notar também extinção ondulante (Amostra CL-AB 58A).

## 6.5.4. MICROTTEXTURA RESULTANTE DE DEFORMAÇÃO RÚPTIL

Em geral, essas feições são representadas por microfraturas rúpteis desenvolvidas em alto ângulo com a foliação milonítica. Estão localizadas em zonas de extensão perpendiculares à compressão regional, evidenciando um componente extensional no final do estágio deformacional, que nucleou as estruturas anteriores. São bem desenvolvidos em diques anfibolíticos e anfibolitos. Essas fraturas podem ocorrer escalonadas à foliação milonítica, e em geral, encontram-se cicatrizadas por clorita, epidoto e quartzo.

## 6.6. PETROTRAMA DE EIXO C DE QUARTZO

A deformação dúctil de quartzo caracteriza o início da deformação em estado sólido em granitos (Paterson *et al.* 1989; Tribe e D'lemos 1996). Como os padrões de orientação cristalográfica deste mineral são bem conhecidos, em diferentes condições de temperatura, taxa de deformação e contexto cinemático, o estudo de sua petrotrama vêm sendo utilizado para determinação da deformação interna de corpos graníticos intrusivos.

### 6.6.1. AMOSTRAGEM

No presente trabalho foram efetuadas medidas de orientação de eixo c de quartzo em 14 lâminas delgadas englobando desde amostras com deformação magmática e amostras com deformação em estado sólido. As lâminas foram cortadas perpendicularmente ao plano da foliação e paralelas à lineação mineral ou de estiramento (plano XZ). A orientação de eixo-c de grãos individuais com relação ao padrão de referência (X paralelo a lineação, Z normal a foliação e Y perpendicular as direções X e Z) foram medidas em platina Universal.

Os estereogramas com os padrões dos eixos C de quartzo e a indicação de sua localização são ilustrados na Figura 6.1.

Alguns autores comentam que o aumento da deformação em rochas graníticas é marcado pelo aumento da concentração dos eixo -C em torno de Z, seguido pelo padrão de guirlanda cruzada e ou concentração ao longo de Y (Blumenfeld *et al.* 1986; Gapais e Barbarin 1986, Schulmann *et al.* 1996). Considerando que numa rocha granítica a petrotrama é formada no curso do resfriamento do magma, pode se deduzir que nos setores menos deformados as feições magmáticas e sub-magmáticas, provenientes de temperaturas mais elevadas, podem, ser

preservadas, enquanto em regiões miloníticas a deformação é incrementada por temperaturas mais inferiores (Gapais 1989).

Em condições submagmáticas (temperaturas elevadas) os eixos-c concentram-se em torno do eixo de extensão máxima do elipsóide de deformação (eixo X); com o resfriamento, os eixos c passam a apresentar orientação ortogonal à lineação de estiramento. Esses padrões de petrotrama são interpretados como resultados do deslizamento intracristalino basal paralelo a  $\langle a \rangle$ , ou prismático  $\langle a \rangle$  no caso de concentrações próximas a Y em temperatura baixa e paralelo a  $\langle c \rangle$  em alta temperatura (Blumenfeld *et al.* 1986; Mainprice *et al.* 1986, Law 1990).

Por outro lado, a concentração de eixos-c de quartzo ao longo de X pode estar relacionado a migração dos limites em alta temperatura e ao longo de zonas de máximo estiramento (Gapais e Barbarin 1986).

Vale ressaltar que a temperatura de transição entre os dois sistemas de deslizamento é fortemente controlada pela quantidade de água e em rochas graníticas situa-se em torno de 750-650° C (Mainprice *et al.* 1986; Gapais e Barbarin 1986; Tribe e D'Lemos 1996).

O estudo de eixo de quartzo em amostras do Domo de Ambrósio revelou que:

- i) **gnaisse bandado** na borda leste (CL-AB 28) do domo mostra máximo em torno de X e Z. Neste caso o máximo em torno de Z pode estar refletindo tramas de resfriamento e o máximo em X tramas desenvolvidas em estado sólido marcada pela migração ao longo dos limites estiramento (Gapais e Barbarin 1986). Neste último caso, de maneira alternativa, pode estar representando fluidos de estágios tardios relacionados com processos de relocação de fusão.
- ii) As amostras CL-AB 20B e CL-AB 22 apresentam máximos entre Z e Y e correspondem respectivamente a **gnaisse granítico** da borda oeste e **granodiorito**. Ressalta-se que a acumulação em torno de Z e Y são relacionadas com a atividade romboédrica  $\langle a \rangle$ . (Bouchez e Pêcher 1981).
- iii) a amostra CL-AB 217B possui um máximo em Y (granodiorito isotrópico)
- iv) As amostras CL-AB 88A (gnaisse migmatítico), CL-AB 109A (granodiorito), CL-AB 63 (gnaisse bandado) e CL-AB 80 C1 (gnaisse granítico milonítico que também exibe máximo em Y) exibem máximos em torno de X e Z.

Analisando os dados apresentados na figura 6.1 pode-se afirmar que em locais onde a deformação em estado magmático domina, ocorre a concentração de eixos-c de quartzo em torno de Y (amostra CL-AB 217). Para amostras de granitóides menos deformados (onde predominam

tramas em estado magmático), como as amostras CL-AB 123A e CL-AB 109A, os eixos c podem concentrar entre os eixos X e Z. Neste caso a concentração de eixos c em torno de X indicam condições de deformação submagmática e a concentração em torno de Z como efeito de resfriamento (Blumenfeld *et al.* 1986, Mainprice *et al.* 1986).

Por outro lado, gnaiss bandado, gnaiss migmatítico e gnaiss granítico podem exibir máximos em X que podem ser relacionados com a migração ao longo dos limites do grão em alta temperatura (Gapais e Barbarin 1986).

Analisando-se os resultados acima conclui-se que o estudo de petrotrama mostra a predominância dos deslizamento em  $\langle c \rangle$  e também em  $\langle a \rangle$ , indicando que as tramas devem ter-se desenvolvido em estado submágmató e em estado sólido de alta temperatura. A maioria dos diagramas analisados apontam para tramas desenvolvidas em temperaturas entre 750° - 650°. Além disso o padrão de guirlandas assimétricas são compatíveis com um cisalhamento sinistral.

## 6.7. DISCUSSÃO

A Figura 6.1 e o Quadro 6.4. sintetizam a distribuição de texturas magmáticas, submagmáticas e em estado sólido nucleadas durante a evolução do domo.

Na análise microtextural do domo foram identificadas foliações magmáticas definidas pela orientação preferencial de minerais ígneos subedrais com forma tabular (feldspato potássico, plagioclásio e micas). Neste caso, os agregados de quartzo são formados por grãos com pouca evidência de deformação plástica. Tais microestruturas são diagnósticas de estruturas magmáticas (Blumenfeld e Bouchez 1988) e foram desenvolvidas **pré-porcentagem de fusão reológica crítica** (pré RCMP) (Tribes e D'Lemos 1996). Essa foliação magmática, como mostrada no capítulo 5, possui direção Norte-Sul e mergulhos moderados

Além disso, feições de deformação dúctil (plástica) foram definidas ao longo das margens do domo e resultaram do desenvolvimento de zonas de cisalhamento marginais ao pluton. Essa foliação foi definida pela orientação preferencial de agregados de quartzo (com forma de *ribbons*), porfiroclastos de feldspatos e palhetas de biotita. A recristalização dinâmica de feldspato potássico, assim como o achatamento de grãos de quartzo suportam a ação de deformação em estado sólido. Além disso, a ocorrência de mirmequita nos limites do feldspato

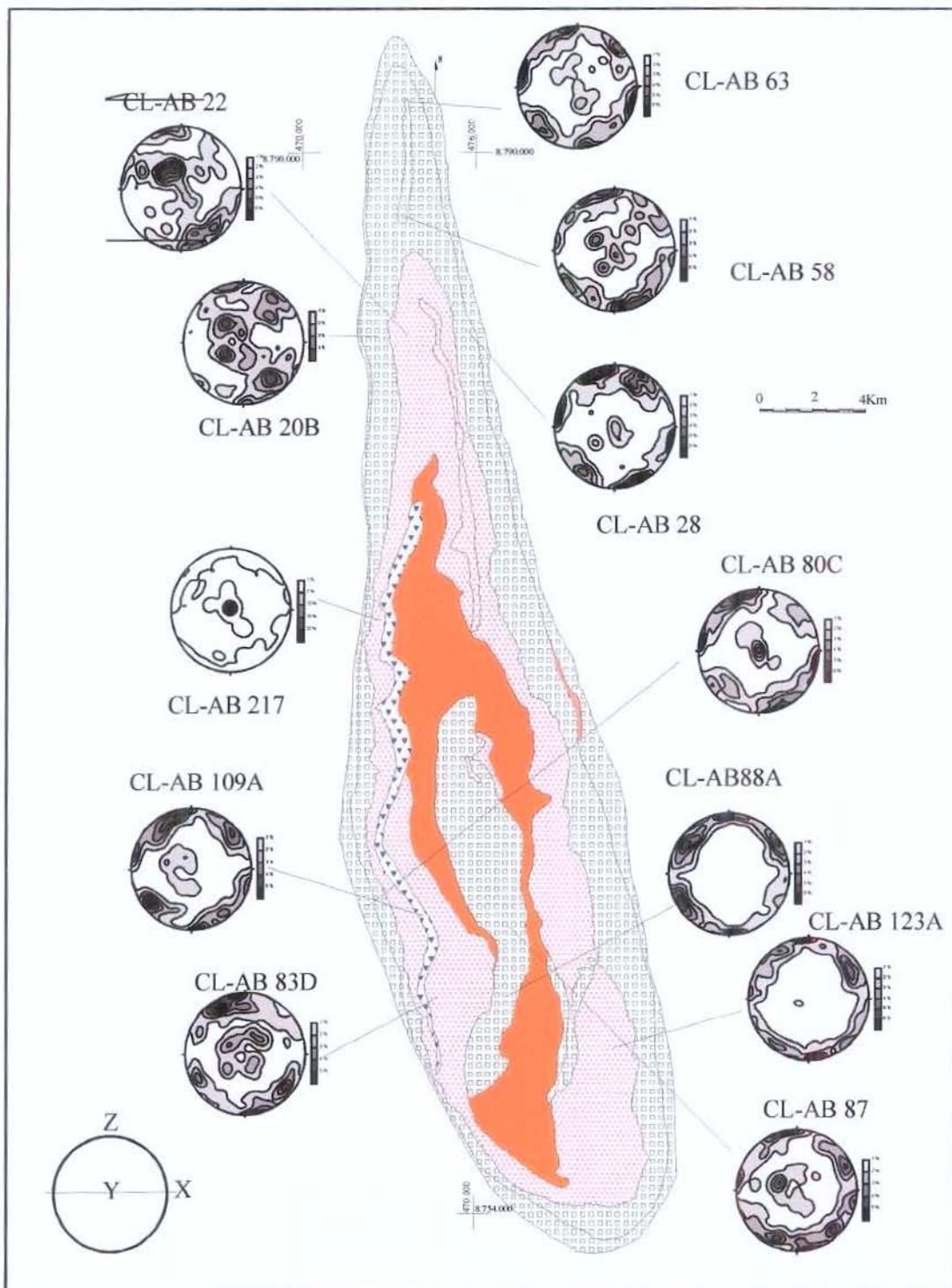


FIGURA 6.1.: Mapa de distribuição de texturas em estado magmático (triângulo azul), em estado submágmató (triângulo vermelho) e em estado sólido de alta temperatura (quadrado aberto). Porção preenchida representa onde estado sólido e magmático podem estar presentes. Apresenta ainda as tramas de eixo-c de quartzo.

potássico e paralela à foliação é uma característica de deformação em estado sólido (Simpson 1985, Simpson e Wintsch 1989)

No gnaiss milonítico de borda o alinhamento de grãos de feldspatos, associado com microfraturas preenchidas por quartzo e feldspato, indica ruptura por concentração de tensão em limites dos grãos durante o estágio submagmático (Bouchez *et al.* 1992). Uma outra feição está representada pela relocação de fusão. Em microescala, este processo é evidenciado pelo desenvolvimento de sombras de pressão preenchidas por mirmequita microaplitó (Hibbard 1987). Essas observações suportam a transição de foliação de estado magmático para sólido. Além disso, essas texturas podem indicar que a trama milonítica desenvolvida é uma expressão da combinação de processos ígneos e metamórficos (Hibbard 1987).

A presença de quartzo preenchendo regiões de estrangulamento de *boudins* de pegmatito pode indicar que esse mineral representa fluidos tardios relocados para zona de máxima extensão. Visto que o quartzo não ultrapassa os níveis de pegmatóides, admite-se a possibilidade de que a formação de *boudins* pode ter ocorrido enquanto o pegmatito não estava completamente cristalizado.

A deformação em estado sólido é marcada também pela recristalização de hornblenda e plagioclásio em diques anfibolíticos e pelo desenvolvimento de porfiroblastos sin-tectônicos de granada e de estauroлита nas encaixantes.

Além das observações discutidas acima, o estudo microtextural revela que:

- i) As feições microtexturais encontradas no domo foram principalmente desenvolvidas em temperaturas entre 500 e 700 ° C (Quadro 6.5). Neste quadro não são consideradas as feições de deformação associadas com a geração do bandamento no gnaiss migmatítico (caracterizado por uma paragênese desenvolvida em facies anfibolito anterior a estruturação do domo) contemporâneo com o desenvolvimento de tramas Sn -1.
- ii) O magma gerador do Domo de Ambrósio era relativamente oxidante, fato este suportado pela ocorrência de grãos primários de titanita e magnetita com forma euédrica.
- iii) Mirmequita pode ocorrer nas bordas de fenocristais paralelamente à zona de encurtamento do elipsóide de deformação regional (Simpson 1985, Simpson e Wintsch 1989), mas comumente também desenvolve em zonas de sombras de pressão (Hibbard 1979, 1987). A mirmequita presente em sombra de pressão ao redor de grãos de feldspatos foi interpretada como formada em

| Litotipos  | História ígnea<br>(S <sub>mg</sub> +1)   | Submagmática<br>(S <sub>mg</sub> +1)  | Dúctil<br>(S <sub>m</sub> +1)  | Rúptil             |
|--|--|---|--|--------------------|
| Rochas encaixantes<br>Metassedimentos<br><br>Anfibolitos | Ausente  | Ausente   | Porfiroblastos sin-<br>tectônicos de Grd,<br>St e Cordierita.<br>Geminação<br>mecânica em Fd.<br>Recuperação e<br>recristalização em<br>Qtz, Pl, Hbl | Microfraturamentos |
| Borda<br>Gnaisses bandados                               | Fenocristais<br>euédricos de Pl, K-<br>Fd, Pt  | Relocação de<br>fusão (com<br>formação de<br>mirmequita –<br>microaplito em<br>sombras de<br>pressão) | Recuperação e<br>recristalização de<br>Qtz, Pl e Bt  |                    |
| Centro<br>Granodioritos<br>Monzogranito                  | Fenocristais<br>euédricos de Pl, Mc<br>e pertitas.<br>Texturas<br>mirmequítica,<br>pertítica,<br>poi quilítica.<br>Epidoto magmático | Rotação de<br>fenocristais,<br>alinhamento com<br>os <i>ribbons</i> de<br>quartzo                     | Extinção<br>ondulante e em<br>bandas (Qtz, Pl, e<br>Biotita e<br>Microclínio)  |                    |

QUADRO 6.4.: Microtexturas desenvolvidas no Domo de Ambrósio e em suas rochas encaixantes.

alta pressão, resultante de recristalização dinâmica (Vidal *et al.* 1980). Além disso, essa feição é condizente com o modelo de intercrescimento sin-tectônico de mirmerquitas de Simpson e Wintsch (1989) e com sua formação logo após a cristalização do pluton, cujo modelo seria de exsolução-difusão em estado sólido. No modelo de Simpson e Wintsch (1989) esse intercrescimento forma-se no lado superior e inferior dos grãos de feldspatos através de um processo de substituição de k-feldspato por plagioclásio e quartzo que resultaria em um aumento de volume e seria favorável em lados de tensão normal maior.

iv) A íntima associação de magnetita com ilmenita geralmente indica cristalização em alta temperatura (Ferré *et al.* 1995).

|                       | Magma   |                                   | Rochas Ígneas   |            |   |
|-----------------------|---|-----------------------------------|---|------------|---|
|                       | 0%      % de cristais no magma      50%      100% |                                   |   |            |   |
|                       | Tramas magmáticas                                 |                                   | Tramas em estado sólido   |            |   |
|                       | Feições Pré- RCMP                                 |                                   | Feições em estado sólido  |            |   |
|                       | RCMP<br>(Porcentagem de cristais entre 50 a 90%)  |                                   | Alta T  | Moderada T | Baixa T   |
|                       |   |                                   | 650   | 550        | 500      400      300   |
| <b>Feldspatos</b>     | Cristais alinhados                                | Entelhanamento                    | dobramento dúctil e<br>recristalização dinâmica<br>marginal   |            | TRANSICIONAL  |
|                       |   | Domo de Ambrósio ( $S_{mg} + 1$ ) | Domo de Ambrósio ( $S_{m+1}$ )<br>Myr relacionada<br>a deformação em K-Fd   |            |   |
| <b>Anfibólios</b>     | Cristais alinhados                                | Entelhanamento                    | dobramento dúctil<br>Recristalização de anfibólio   |            | Fraturamento rúptil<br>Recristalização local de<br>anfibólio actinolítico<br>ou biotita |
| <b>Quartzo</b>        |   |                                   | Deformação dúctil de quartzo<br>Migração do limite do grão      Rotação de subgrão<br>Domo de Ambrósio ( $S_{m+1}$ )      a - deslizamento<br>C -deslizamento |            | TRANSICIONAL  |
| <b>Biotita</b>        | Cristais alinhados                                |                                   | recristalização com 001<br>paralela à foliação  |            |   |
|                       |   |                                   | Kinking   |            | Recristalização   |
| <b>Outras feições</b> |   |                                   | Tramas S-C na escala do grão<br>Domo de Ambrósio ( $S_{m+1}$ )  |            |   |

QUADRO 6.5.: Compilação de critérios microtexturais para reconhecimento de tramas em estado magmático desenvolvidas pré-porcentagem de fusão reológica crítica (RMCP) e pós-RCMP. Extraído de Tribe e d'Lemos (1996). Abreviações: Plg = Plagioclásio; Myr- Mirmequita; K-Fd = feldspato alcalino

## CAPÍTULO 7- MECANISMO DE COLOCAÇÃO DO DOMO DE AMBRÓSIO

O movimento de grandes volumes de magmas graníticos de níveis crustais profundos para rasos é um importante fator na diferenciação geoquímica da crosta continental. Além disso, o processo de transferência de calor, pela ascensão de magmas graníticos, possui profundos efeitos na história metamórfica e, conseqüentemente, na reologia crustal.

Em muito cinturões orogênicos, dados geocronológicos têm demonstrado a contemporaneidade entre estruturas tectônicas, metamorfismo de alto grau e plutons graníticos. A associação espacial e temporal destes granitóides indica que a geração, ascensão e colocação de plutons são processos sin-tectônicos e constituem feições fundamentais para o entendimento da evolução de sistemas orogenéticos (Karlstrom *et al.* 1993, Brown e Solar 1999, Viruete 1999, Wang *et al.* 2000).

O paradigma de colocação sin-tectônica tem promovido vários debates envolvendo o mecanismo de ascensão de magmas graníticos através da crosta (Clemens e Mawer 1992, Petford 1996, Weinberg 1997a e b, 1999, Paterson e Miller 1998, Brown e Solar 1998, 1999) e em uma crosta parcialmente fundida que podem conter evidências deixadas em migmatitos de como a fusão migrou (Brown 1994, Sawyer 1994)

De um modo geral, a história de migração de magma e fusão, em níveis crustais profundos, envolve três processos: a) a segregação, no qual a fusão separa de sua fonte e de seu restito durante a fusão parcial; b) o transporte, (transferência) no qual o magma e a fusão segregada ascendem por flutuação e atravessam a crosta e c) a colocação, no qual o magma é coletado e forma plutons em níveis mais rasos (Castro 1987, Hutton 1988a, Paterson e Fowler 1993, Brown 1994, Vigneresse 1995).

Desta forma, antes de sua colocação final, o magma deve ser coletado e transportado em direção à superfície. Um dos modelos utilizados, para transporte de material, é a ascensão diapirica (Figura 7.1). Neste modelo, grande parte da fusão e da matriz são transportadas, em direção à superfície, como um domo de sal (Paterson 1988, Cruden 1990, Weinberg 1999). Nesse processo, a ascensão da massa plutônica ocorre devido ao contraste de densidade entre a porção fundida (menor densidade) e sua rocha encaixante (Paterson 1988, Hutton 1988a, Cruden 1990) que deforma por fluxo viscoso (Weinberg e Podladchikov 1994). O transporte pode também

ocorrer na forma de diques e neste caso as rochas encaixantes deformam elasticamente (Lister e Kerr 1991, Weinberg 1997 b)

No entanto, alguns trabalhos indicam que o diapirismo crustal restringe-se a parte inferior da crosta, devido ao aumento exponencial da viscosidade com a diminuição de profundidade cessando a ascensão do diápiro (Marsh 1982, Mahon *et al.* 1988, Weinberg e Podladchikov 1995). Por estes motivos, um novo modelo foi proposto combinando diapirismo e dique (Weinberg 1996)

De outra forma, a viscosidade das rochas encaixantes pode permanecer baixa, caso haja uma ascensão sucessiva de pequenos diápiros, através de uma mesma trajetória pela crosta. Este processo foi denominado de diápiros aninhados (Figura 7.2) (Allen 1992, Paterson e Vernon 1995). Este modelo implica que o magma pode ascender na forma de porções constituídas por vários diápiros. Assim, plutons zonados podem ser formados pela intrusão de vários pulsos, ao invés do fracionamento de cristal em uma fonte parental simples (Paterson e Vernon 1995).

Por outro lado, alguns trabalhos, relacionados com a história de ascensão de magmas graníticos, defendem que o transporte como diques é um mecanismo de migração de fusão muito mais eficiente do que o diapirismo (Bateman 1984, Brun *et al.* 1990, Clemens e Mawer 1992). Esse modelo de transporte tem sido descrito para magmas máficos e para migração de magmas do manto (Nicolas 1986) e também sugerido para rochas félsicas (Bateman 1984, Brun *et al.* 1990, Clemens e Mawer 1992, Petford *et al.* 1994).

Em orogêneses transpressivas, feições observadas em migmatitos implicam que a ascensão de magmas sin-tectônicos ocorrem em condutos controlados pela estruturação regional (Brown e Solar 1998, 1999). Neste locais, os leucossomas dos migmatitos são estruturalmente controlados implicando que a fusão segregou em resposta à gradientes de pressões locais em uma fonte anisotrópica deformada (Brown 1994, Sawyer 1994). Estas informações conduziram ao desenvolvimento de modelos de fluxo para migração de fusão em uma crosta parcialmente fundida (Collins e Sawyer 1996, Brown e Solar 1998)

Na literatura, um modelo bastante difundido de colocação de plutons esféricos é o baloneamento ou a inflação *in situ* de uma câmara de magma. Neste modelo o magma ascende até que a perda de calor ou flutuação leve o magma mais externo a cristalizar e cessar a ascensão, enquanto a raiz mais quente continua a ascender e a expandir (Ramsay 1989, Brun *et al.* 1990) (Figura 7.3).

Vale ressaltar, que em domínios continentais, processos como plutonismo e metamorfismo estão intimamente relacionados e muitos granitos são produtos da fusão parcial de rochas crustais preexistentes (Brown e Solar 1999), (Figura 7.4). Em muitos casos, a fusão parcial ocorre durante o curso do metamorfismo progressivo. Neste caso, a fase fluida intersticial, requerida para o desenvolvimento de fraturas em profundidade, pode ser fornecida pela reações metamórficas (Castro 1987).

O mecanismo de colocação de magmas granitóides é, essencialmente, determinado pela combinação de dois fatores principais: i) O comportamento reológico do magma, que por sua vez é dependente da temperatura, da composição e da fração de fusão do magma e ii) e a reologia da rocha encaixante próximo à intrusão, que é dependente da profundidade, da composição e de anisotropia preexistentes (Castro 1987, Brown 1994, Brown e Solar 1998).

Os principais mecanismos de colocação de magmas graníticos são (Figura 7.5): colapso em caldeiras, cone *sheets*, diques anelares, lacólitos, elevação de blocos ao longo de falhas, *stoping*, colocação de diques e *sills* ao longo de fraturas, diápiros forçados, alojamento ao longo de charneira de dobras, diápiros e baloneamento (Castro 1987, Paterson e Fowler 1993).

Por outro lado, na década de 80, numerosos trabalhos destacaram a importância da tectônica externa na colocação e deformação de magmas granitóides. Segundo esses trabalhos os plutons sin-tectônicos podem ser colocados durante deformações extensionais, transcorrentes e transpressivas (Brun e Pons 1981, Hutton 1982, Guineberteau *et al.* 1987, Castro 1987, Hutton 1988a, b 1992, Brown 1994). Além disso, outros trabalhos mencionam que a colocação ocorre também associada com empurrões e encurtamento crustal em cinturões orogênicos (Brun e Pons 1981; Tobisch e Paterson 1990, Karlstron *et al.* 1993).

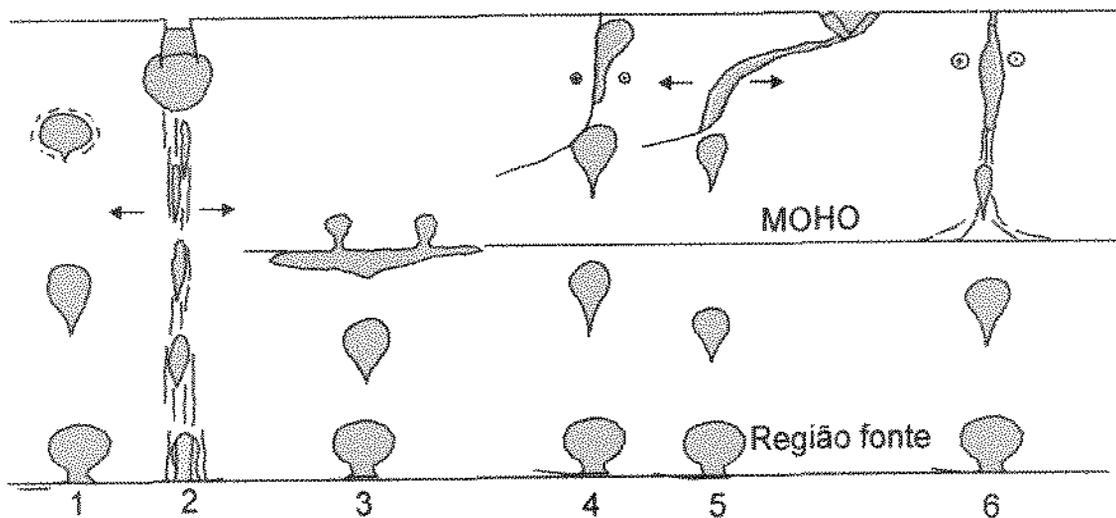
No presente trabalho, para o estabelecimento do mecanismo de colocação foram utilizadas as trajetórias das foliações e lineações, as estruturas mesoscópicas, as microestruturas, os indicadores cinemáticos, no domo e na sua encaixante, e as variações composicionais.

## **7.1. CARACTERIZAÇÃO TECTÔNICA DO DOMO DE AMBRÓSIO**

### **7.1.1. Arquitetura interna do pluton**

O Domo de Ambrósio encontra-se associado a uma zona de cisalhamento Norte-Sul e o alongamento deste pluton é paralelo à mesma. As diferentes unidades ígneas possuem orientação similar com eixo maior em planta segundo esta direção (Figura 7.6).

Esse pluton foi colocado durante um evento transcorrente sinistral no paleoproterozóico. O caráter sin-tectônico para a colocação do pluton, como mostrado no capítulo 5, é marcado principalmente pela continuidade entre as tramas desenvolvidas em estado sólido e aquelas desenvolvidas em estado magmático e pela concordância entre o cisalhamento regional em estado sólido (evidenciado por tramas oblíquas, fitas de quartzo, porfiroclastos assimétricos nas bordas) e o cisalhamento magmático na região central do domo (marcado por tramas oblíquas, dobras, acamamento *schlieren* e diques).



**FIGURA 7.1.** Modelos gerais de ascensão e colocação de magmas granitóides: Em todos os cenários a região fonte foi arbitrariamente colocada no manto litosférico. Nesses modelos, o diapirismo é o mecanismo de transporte de material. 1= Ascensão diápirica com ausência de tectônica e formação de balão no final; 2 = Ascensão em sistemas de falhas extensionais até níveis mais rasos (ambiente de caldeiras); 3 = Ascensão bloqueada pela mudança no comportamento viscoso/resistência no Moho. Neste ponto ocorre o arrasto lateral e formação de lacólitos. 4 = Ascensão diápirica na crosta média, interceptando uma zona de cisalhamento e falhas transcorrentes. Neste caso, o pluton possui a forma de um balão alongado. 5 = Ascensão diápirica interceptando zonas de falhas listricas extensionais. Neste caso, o granito possui a forma de folhas listricas. 6 = ascensão diápirica interceptando zonas de falhas transcorrentes.

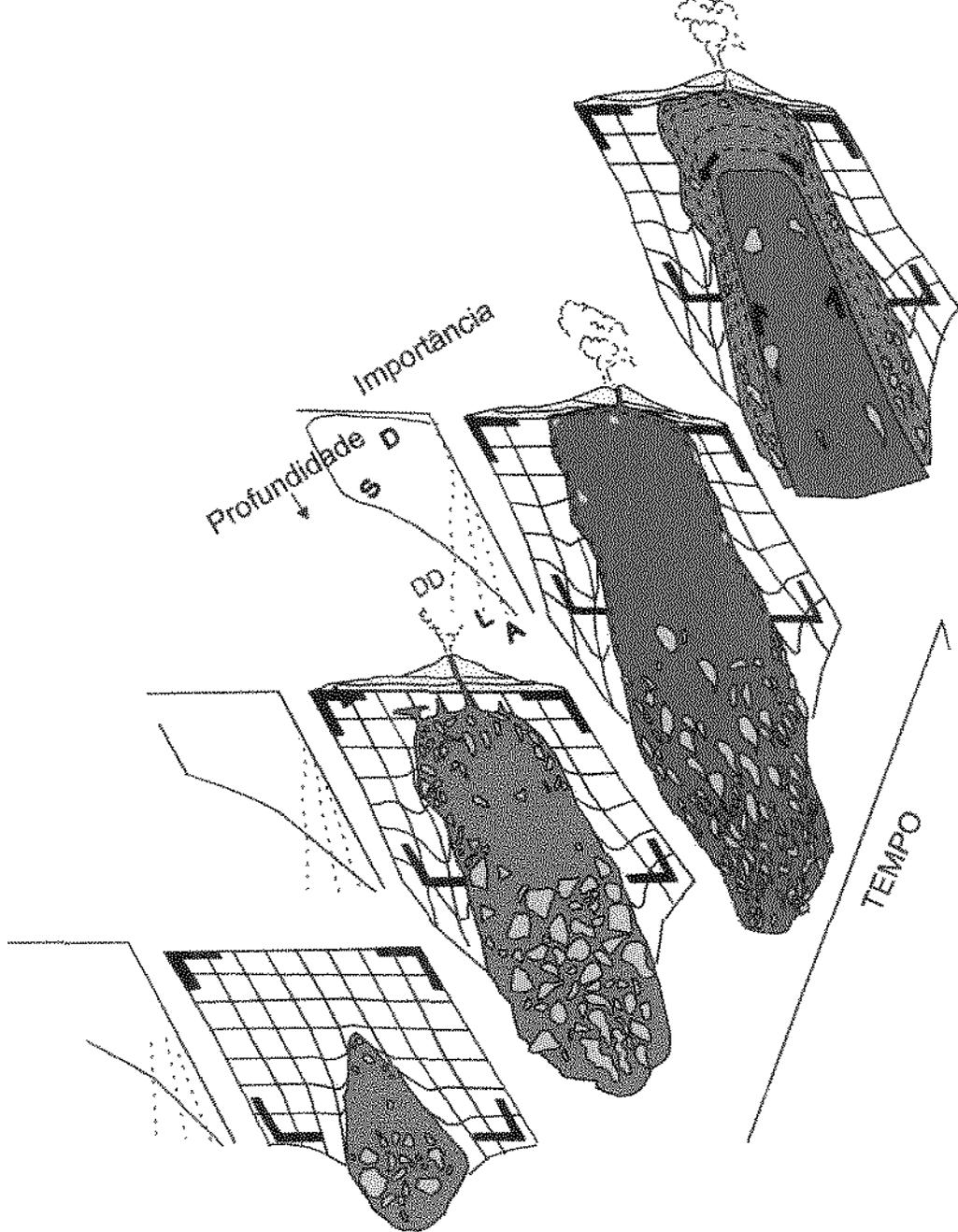


FIGURA 7.2.: Esboço mostrando o cenário de processos de transferência de material, para longe e para perto da fonte, que podem ocorrer durante a colocação de plutons em expansão. O material deslocado durante a colocação do pluton é mostrado pelas linhas pretas. D = Domeamento das rochas do teto. S = Stoping, DD = Encurtamento dúctil, L = translação dúctil das rochas encaixantes, A = Assimilação. A importância relativa de transferência de material muda com a profundidade, o tempo e distância do pluton e as magnitudes variam de pluton para pluton (extraído de Paterson e Vernon 1995).

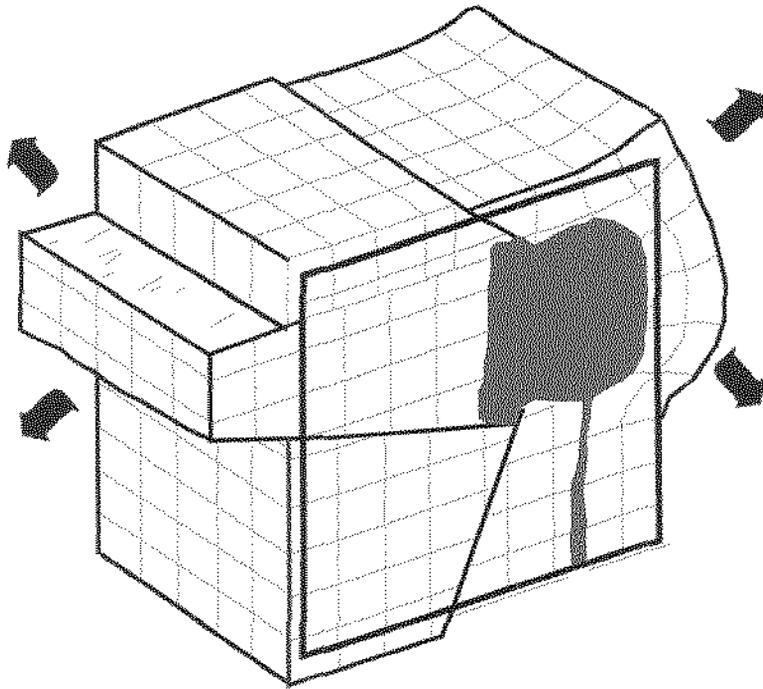


FIGURA 7.3.: Processos de transferência de material para longe e perto da fonte que podem operar durante o baloneamento. Neste esquema, um dique alimenta a câmara do magma. Linha espessa grossa representa a extensão da rocha encaixante antes da colocação. O material fora da caixa foi deslocado por processo de transferência de material perto da fonte (Paterson e Fowler 1993).

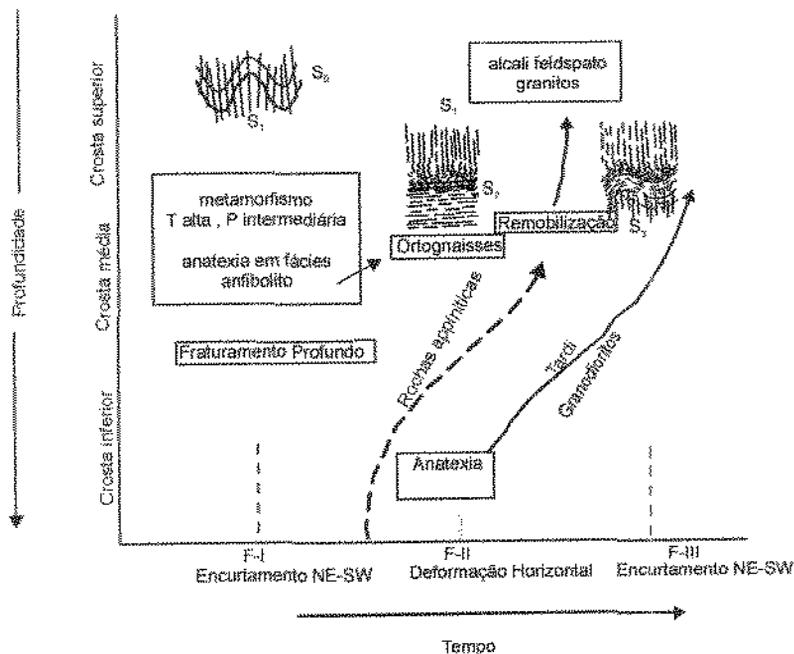
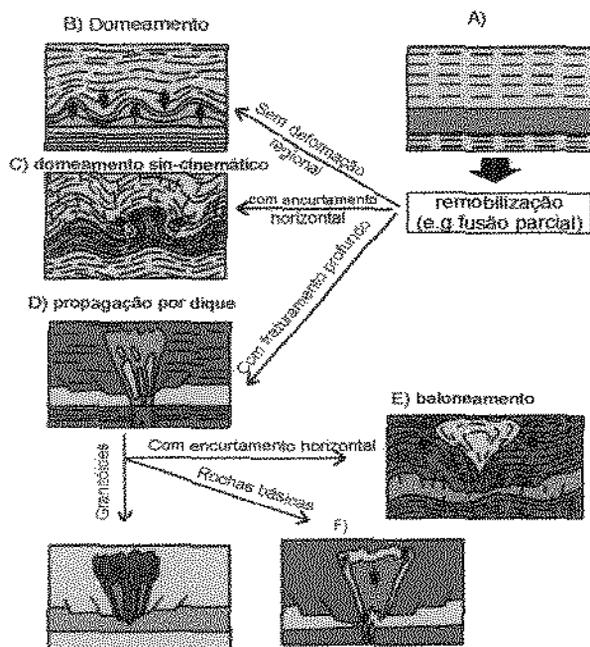


FIGURA 7.4.: Esquema ilustrando a relação entre metamorfismo, plutonismo e deformação regional na Região centro-oeste da Espanha, segundo Garcia *et al.* (1983 apud Castro 1987).



**FIGURA 7.5:** Esquema ilustrando os principais mecanismos de colocação de plutons. Os mecanismos estão relacionados com o campo de tensão regional e a reologia da crosta. O encurtamento horizontal leva ao domeamento sin-cinemático (c), também pode produzir o fraturamento em profundidade e em consequência a propagação de diques (d), se existe uma pressão de fluidos. Caldeiras (f) são geralmente desenvolvidas em relação com as fraturas extensionais associadas com a distensão regional (zonas de rifteamento). Segundo Castro (1987).

A estratigrafia da região pode ser representada por gnaiss bandado, granodioritos porfírico, bandado e com granulação média a fina, monzogranito e pegmatito.

O gnaiss bandado ocorre nas margens do domo e corresponde à facies mais antiga. Com relação as outras facies pode se afirmar que:

- i) Os granodiorito porfírico, bandado e com granulação média a fina colocaram-se contemporaneamente, como indicado pelo contato gradacional e presença de enclaves de um litotipo em outro.
- ii) o granodiorito porfírico e o monzogranito possuem em planta a forma de folhas (Mapa geológico - anexo 1). Isto implica em que pelo menos em parte a colocação se deu na forma de diques ou *sills* por meio da adição de numerosos e pequenos pulsos de magma.

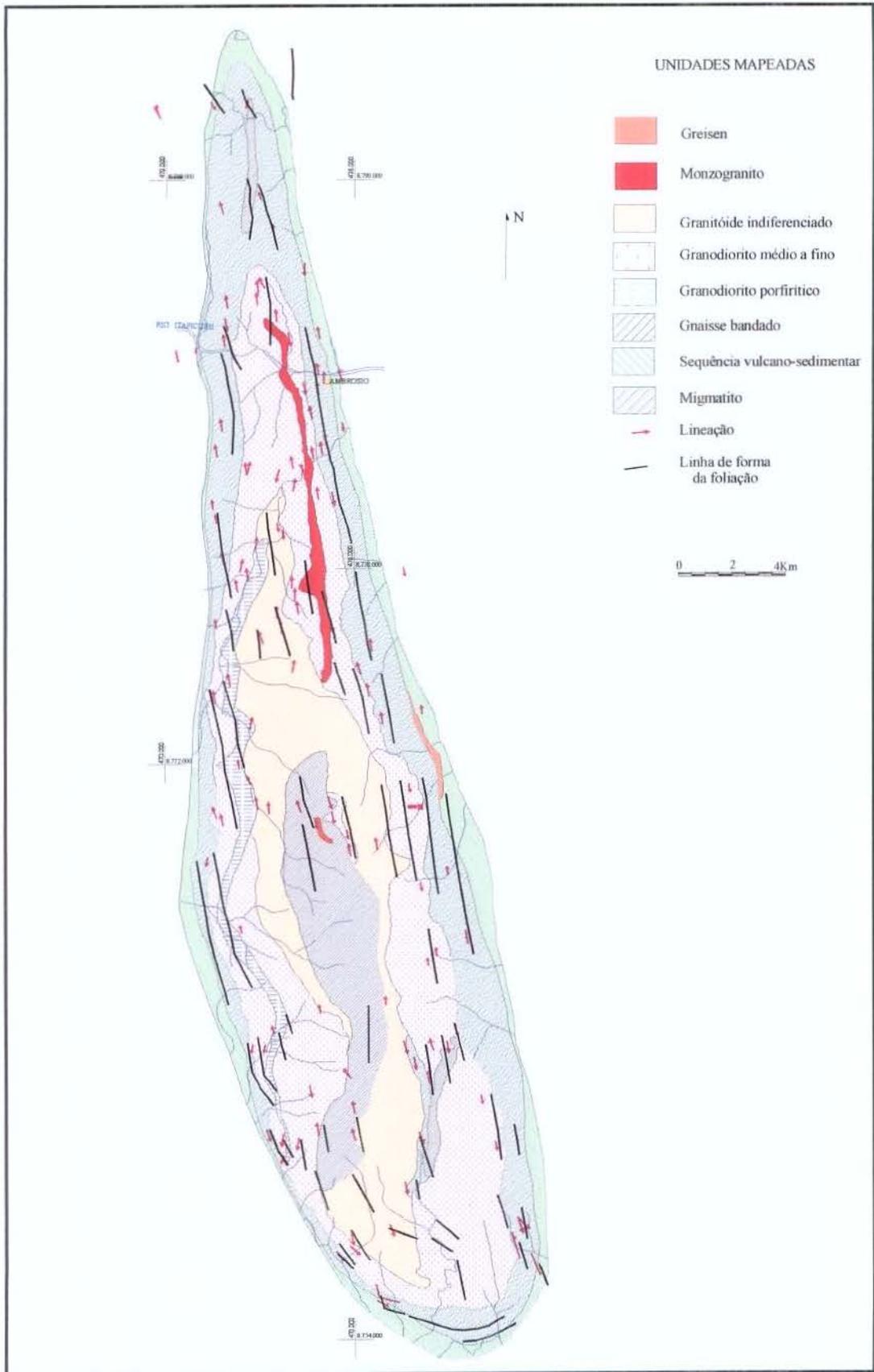


FIGURA 7.6.: Trajetórias das foliações e lineações no Domo de Ambrósio

iii) O granodiorito com granulação média é caracterizado por: a) apresentar contato intrusivo a gradacional com os gnaisses; quando gradacional os granodioritos exibem bandamento composicional marcado pelo desenvolvimento de acamamento *schlieren*, o qual concorda com a trama planar milonítica dos gnaisses; b) possuir enclaves de gnaiss migmatítico, de gnaiss bandado e de anfibolito; esses enclaves possuem orientação do eixo maior paralela à lineação mineral e ou de estiramento; c) Gradar a granitos.

iv) Em planta, a região central é marcada pela interação mecânica (rotação e arrasto) e química de migmatitos, granitos, granodioritos, pegmatitos (Mapa geológico). Neste local não foi possível diferenciar, na escala deste trabalho, as unidades e vale destacar que os migmatitos comportaram-se como uma partícula sólida transportada pelos granodioritos, para isto ocorrer a  $V_m > V_r > 0$ , implicando que a segregação de fusão e a mobilidade do magma ocorrem junta e algum restito é removido da fonte, (Vigneresse *et al.* 1996).

Além disso, a quantidade de calor foi suficiente para promover a fusão parcial dos migmatitos e como consequência a geração de pegmatitos e granitos autóctones. A fusão segregada nesta região migrou ao longo de anisotropias preexistentes como por exemplo o bandamento metamórfico, o acamamento ígneo e as zonas de cisalhamento secundárias controladas pelo cisalhamento transcorrente principal Norte- Sul, a semelhança do sugerido por Sanderson e Marchini (1984), Brown (1994), Collins e Sawyer (1996), Brown e Solar (1999).

Com relação as microtexturas o domo exibe em suas bordas tramas desenvolvidas em estado sólido em alta temperatura associadas com texturas geradas pela relocação de fusões tardias. Este fato pode indicar que a trama milonítica desenvolvida neste setor resulta da combinação de processos ígneos e metamórficos.

Vale ressaltar que o granodiorito porfirítico apresenta principalmente tramas desenvolvidas em estado magmático; o granodiorito médio a fino e o monzogranito exibem principalmente trama em estado submagmático e o gnaiss bandado apresenta trama desenvolvida em estado sólido de alta temperatura.

O granodiorito e o monzogranito possuem também a forma de folhas orientadas N/S que se colocaram simultaneamente com o granodiorito porfirítico.

## 7.1.2. MECANISMO DE COLOCAÇÃO PARA O DOMO DE AMBRÓSIO

As trajetórias das foliações e lineações no domo orientam-se paralelamente às margens da intrusão e correspondem à uma deformação essencialmente magmática no domínio do granodiorito porfirítico, uma deformação em estado submagmático e uma deformação em estado plástico no domínio dos gnaisses (Figura 7.6.).

A trama magmática possui orientação paralela à transcorrência apresentando um padrão bastante coerente ao longo da intrusão. As lineações apresentam caimento suave acompanhando a orientação da trama milonítica desenvolvida ao longo da zona de cisalhamento principal situada a leste do corpo. Os indicadores cinemáticos apontam para uma deformação não coaxial magmática e em estado sólido sinistral.

Os diques dispostos no domo apresentam deslocamentos compatíveis com a transcorrência principal em padrões que podem se encaixar no sistema Riedel R e R'. Ressalta-se que quando em posição E-W, perpendicular ao estiramento principal mostram refração da foliação.

As feições estruturais, em escalas de campo e microscópicas são compatíveis com evento de deformação contínuo que se iniciou em estado magmático desenvolvendo tramas pré-cristalização total e finalizando com tramas em estado sólido, em condições de fácies anfíbolito como descrito no capítulo 6.

Por outro lado, a borda leste do domo apresenta foliações com mergulhos subverticais e um contato extremamente retilíneo associado com a zona de cisalhamento principal. As características desse contato podem estar refletindo uma descontinuidade preexistente ou contemporânea com o magmatismo, servindo como um sítio favorável à instalação da fusão. Ressalta-se que alguns pegmatitos e diques granitos associados com os litotipos do domo migraram horizontalmente ao longo da foliação que funcionou como uma região de anisotropia. Esses diques comumente mostram foliação magmática concordante com o bandamento e com o cisalhamento sinistral, fato este indicado por tramas oblíquas impressas nos diques.

Vários trabalhos sugerem o alojamento de plutons ao longo de sítios de extensão em transcorrência, destacando-se: i) colocação de plutons ao longo de terminações de zonas de cisalhamento transcorrente (Hutton 1988a e b, Ferré *et al.* 1995); ii) em aberturas do tipo *pull apart* (Guineberteau *et al.* 1987); iii) em pontes extensionais escalonadas em cisalhamentos do tipo P (Tikoff e Teyssier 1992) e iv) colocação em regiões com gradiente de deformação ao longo

da transcorrência. A atuação desses mecanismos de colocação é controlada pela taxa de abertura, isto é pela movimentação da rocha encaixante que criaria o espaço necessário para o alojamento do corpo (Paterson e Fowler 1993).

Neste contexto, alguns modelos numéricos mostram que corpos intrusivos, com os controles supracitados teriam uma arquitetura interna constituída pela presença de diques ou folhas ao longo de suas margens ao contrário de plutons homogêneos ou zonados (Yoshinobu *et al.* 1998).

No caso do Domo de Ambrósio, a forma alongada de suas fácies paralelamente às zonas de cisalhamento, o arranjo como diques (fácies porfirítica e monzogranítica), dispostos principalmente próximo às margens, indicam um mecanismo de colocação na forma de corpos tabulares. Esta proposta é ainda reforçada pelas feições de segregação magmática e a migração de fusão ao longo da foliação, paralelas às fácies do domo, que se assemelham com as descritas por Brown (1994), Collins e Sawyer(1996) Brown e Solar (1999) para granitos derivados de migmatitos.

Considerando ainda que as lineações do tipo *down-dip*, associadas com o evento En, encontram-se impressas em fácies mais antiga do pluton; ii) que existe um paralelismo entre os elementos planares e lineares no domo e rochas encaixantes, gerados no evento En+1; iii) o desenvolvimento de zonas de cisalhamento nas bordas oeste e leste do domo e iv) a propagação lateral do magma representada por leucossomas estromatíticos e acamamento *schlieren*; propõe-se um modelo de colocação para o Domo de Ambrósio envolvendo um escape tectônico lateral de direção norte sul, gerado durante a mudança da tectônica do tipo *obliqua* para transcorrente. Neste caso a tectônica oblíqua poderia ter promovido o espessamento crustal e o início de refusão do embasamento envolvido e que a transcorrência geraria o espaço e controlaria a movimentação para a instalação do pluton.

Neste contexto o domo pode ser considerado como uma intrusão passiva sendo os principais argumentos suportados por: i) lineações subhorizontais paralelas no pluton e em sua envoltória; ii) margem leste extremamente retilínea e paralela ao seu eixo, iii) ausência de estruturação de movimentação do pluton em relação às rochas encaixantes e iv) ausência de xenólitos de rochas encaixantes.

## CAPÍTULO 8 - GEOCROLOGIA U/PB E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA SM-ND

Este capítulo apresenta dados de geocronologia U/Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. Neste trabalho as análises U-Pb (SHRIMP) em zircão e xenotímio foram obtidas no Key Centre for Strategic Mineral Deposits, Department of Geology & Geophysics, University of Western Australia, Nedlands, WA 6907, Austrália pelo pesquisador Edson F. Mello sob a supervisão do Neal McNaughton. O pesquisador Mello desenvolveu uma tese de doutorado no Instituto de Geociências da UNICAMP na região do Rio Itapicuru.

Por outro lado, as análises de Sm-Nd foram obtidas no Isotopic Geochemistry Laboratory (IGL) da Kansas University (EUA) pelo prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira, orientador desta pesquisa. Para este estudo foram selecionadas 6 amostras representativas das facies do domo assim como do gnaiss migmatítico associado. Além dessas amostras foram analisadas um anfibolito com granada aflorante no Domo de Ambrósio e três amostras correspondentes ao embasamento na região de Santa Luz.

O sistema isotópico Sm-Nd constitui uma das mais efetivas ferramentas para estudos regionais de evolução da crosta continental e vem sendo amplamente aplicado na avaliação da importância relativa do crescimento crustal e dos processos de retrabalhamento através do tempo geológico (DePaolo 1980, Harris *et al.* 1984, Harris 1996, Maboko e Nakamura 1996, Nelson e DePaolo 1985, Pimentel e Charnley 1991, Brewer e Menuge 1998, Champion e Sheraton 1997, Pressley e Brown 1999, De *et al.* 2000, Henry *et al.* 2000).

Esse sistema é utilizado também para datação de rochas antigas, em virtude dos elementos terras raras leves (Sm e Nd) serem incorporados em muitos minerais formadores de rochas, como, por exemplo, plagioclásio, clinopiroxênio e granada, e em fases minerais acessórias, como allanita, zircão e apatita (Pimentel e Charnley 1991, von Blanckenburg 1992, Harris 1996).

Além disso, os elementos terras raras são resistentes a processos de alteração e são pouco susceptíveis ao reequilíbrio isotópico durante eventos de metamorfismo (Arndt e Goldstein 1987, Pimentel e Charnley 1991). É amplamente aceito que a razão Sm/Nd de materiais crustais não muda significativamente após a formação da crosta e que a diferenciação da crosta-manto é o principal processo capaz de fracionar os elementos terras raras (Pimentel e Charnley 1991, Harris 1996, Dada 1998). Desta forma, o sistema Sm/Nd de rochas ígneas pode ser considerado como

tendo um comportamento sistemático em função do tempo geológico, (Pimentel e Charnley 1991, Dada 1998).

Na caracterização isotópica de Nd, em uma determinada rocha ígnea, vários parâmetros são utilizados. Esses parâmetros são constituídos pela relação isotópica de Sm/Nd atual e pela razão inicial em relação à idade de cristalização da rocha. Para comparar diferentes rochas de um mesmo segmento crustal, DePaolo (1980, 1988) propôs um parâmetro representado como epsilon ( $\epsilon_{Nd}$ ). Este parâmetro possui a vantagem de normalizar todos os dados em relação ao Reservatório Uniforme Condritico (CHUR).

Face ao decaimento do  $^{147}\text{Sm}$  em  $^{143}\text{Nd}$ , a razão isotópica  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de uma amostra aumenta através do tempo em uma taxa proporcional à sua razão Sm/Nd. Com isso argumenta-se que essa relação não se altera expressivamente por processos crustais. Este fato, associado à posição relativamente bem definida das curvas de crescimento para o manto empobrecido e para o condrito, tem feito com que estudos de isótopos de Nd sejam utilizados para estimar o tempo no qual o crescimento crustal ocorreu (DePaolo 1980, Nelson e DePaolo 1985, Harris 1996).

Assim, o cálculo da idade modelo Nd em relação ao manto empobrecido (TDM) é possível conhecendo-se as razões isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  atuais da amostra e calculando-se uma regressão até o intercepto com a curva de evolução isotópica de Nd em função do tempo geológico, estabelecida para o manto empobrecido.

Contudo, as idades modelos Nd (TDM) são altamente dependentes da relação  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e esta relação pode mudar como resultado do fracionamento químico entre Sm e Nd durante processos sedimentares ou magmáticos de estágios múltiplos. Na maioria dos casos isto resultará em idades estimadas de extração crustal (Henry *et al.* 2000)

Vale ressaltar, que uma idade modelo não corresponde a uma idade geocronológica de um evento. Em geral, ela fornece informações acerca do magma fonte da rocha analisada e representa um conceito de um evento formador de crosta (Arndt e Goldstein 1987, Patchett 1992, Harris 1996, Henry *et al.* 2000).

Desta forma, a idade modelo de uma rocha somente será igual à sua idade de colocação, se a rocha for um produto simples da cristalização de um magma derivado do manto superior (Arndt e Goldstein 1987, Pimentel e Charnley 1991, Harris 1996). No caso de uma fusão crustal, a idade modelo Nd fornecerá o tempo no qual a região fonte da rocha foi derivada do manto. Se a rocha for derivada de várias fontes, como frequentemente ocorre com granitos, sua idade modelo

será a idade média ponderada da contribuição de cada fonte envolvida (Arndt e Goldstein 1987, Daly e McLelland 1991, Harris 1996, Henry *et al.* 2000).

Com base no exposto acima, para uma idade modelo datar o evento de formação de crosta, todo o material na amostra deve vir do manto durante um único evento, ou seja, a amostra não deve conter elementos crustais mais velhos, e a relação Sm/Nd da rocha não ter sofrido mudanças significativas após a formação da crosta, isto é, houve pouco ou nenhum fracionamento intracrustal de Sm-Nd (Arndt e Goldstein 1987, Pimentel e Charnley 1991).

Há duas causas principais para a divergência entre as idades modelos e as idades atuais de formação de crosta. A primeira delas é a incerteza na evolução da curva do manto empobrecido, para o qual é assumido uma razão isotópica inicial igual a de um condrito no tempo de formação do planeta ( $\epsilon_{Nd} = 0$  em  $T = 4,5$  Ba). A segunda causa é a suposição de uma evolução em dois estágios, isto é, após um volume de crosta ser formado, não houve fracionamento de Sm e Nd durante eventos subsequentes de metamorfismo, intemperismo ou fusão. Se o fracionamento ocorreu depois da derivação do manto, por exemplo, no ponto  $T_m$  na Figura 8.1., a inclinação da linha de evolução isotópica muda. Neste caso, uma extrapolação da composição isotópica medida não fornecerá uma idade correta da época de formação de crosta (Nelson e DePaolo 1985), não tendo, desta forma, significado geológico confiável (Patchett 1992).

A interpretação de idades modelos é também complicada quando há incorporação de um novo material juvenil do manto em crosta continental mais antiga, produzindo rochas que são misturas dos dois materiais (Figura 8.1.). Neste caso, as idades modelos representam valores médios e estes são intermediários entre o tempo de derivação mais recente e o mais antigo (Nelson e DePaolo 1985, Arndt e Goldstein 1987, Daly e McLelland 1991, Pimentel e Charnley 1991, Patchett 1992, Harris 1996, Maboko e Nakamura 1996).

De modo geral, e com base na composição isotópica de Nd inicial, a crosta continental é classificada como juvenil (derivada do manto, com valores de  $\epsilon_{Nd}$  positivos) ou evoluída retrabalhada (derivada pelo menos em parte de crosta antiga, com valores de  $\epsilon_{Nd}$  negativos) (Daly e McLelland 1991, Maboko e Nakamura 1996).

Com base nas considerações acima, estudos geocronológicos (U/Pb) e isotópicos Sm-Nd foram realizados objetivando estabelecer a idade de cristalização assim como a evolução petrogenética do pluton. Os dados Sm/Nd apresentados a seguir foram recalculados como idades

modelos do manto empobrecido em Nd (também chamado como tempo de residência crustal de Nd ou de idade de separação da crosta do manto empobrecido).

## 8.1. AMOSTRAGEM

Como apresentado no capítulo 3 o Domo de Ambrósio é caracterizado por composição predominantemente granodiorítica com facies fina a porfírica. Os granodioritos (e.x. amostra CL-AB 23) apresentam contatos gradacionais a intrusivos com o gnaiss bandado (e.x. amostra CL-AB 28), aflorante principalmente nas bordas. Além disso, é comum, ao longo de toda a sua extensão, a presença de gnaiss migmatítico (e.x. amostra CL-AB 9A) que ocorre em afloramentos extensos ou como enclaves nas facies ígneas. É também comum, em escala de afloramento, encontrar granodiorito, granito e pegmatito aparentemente resultantes da segregação e fusão *in situ* de migmatitos.

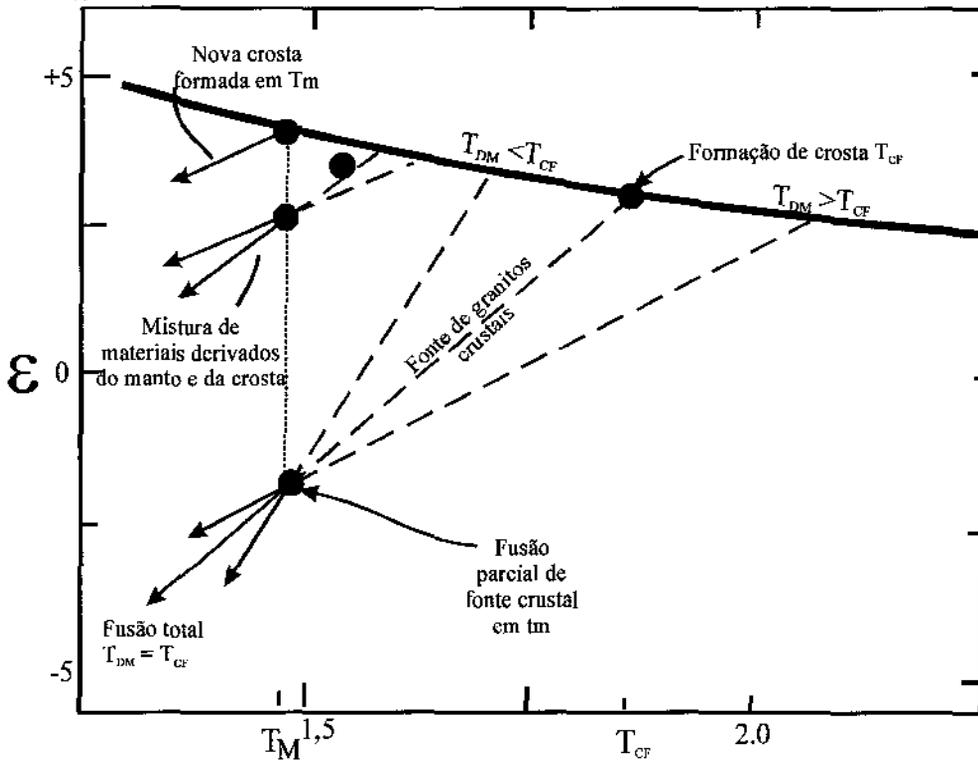
No domínio granodiorítico, feições de campo revelam que a facies porfírica (ex. amostra CL-AB 247) e a mais fina coexistiram no tempo de colocação, como atestado pela grande quantidade de enclaves de granodiorito porfírico em granodiorito mais fino e vice-versa.

Observa-se também que a facies monzogranítica (CL-AB 255) está em contato gradacional com o granodiorito e formou-se simultaneamente ao acamamento ígneo do granodiorito ou à trama milonítica do gnaiss. Além disso, esta facies ocorre na forma de diques (CL-AB 9B), os quais cortam tanto os gnaisses quanto os granodioritos. Esses diques apresentam foliação em geral concordante com o campo de tensão regional que afetou os granodioritos.

Com base nos argumentos acima e os apresentados no capítulo 3, o gnaiss migmatítico poderia, pelo menos em parte, servir como rocha-fonte para formação do granodiorito e monzogranito e, por esta razão, foi selecionada uma amostra para estudos de isótopos de Nd, juntamente com as facies ígneas do domo.

Como a geoquímica de isótopos de Nd objetivou também estabelecer se durante a formação do domo houve alguma contribuição deste na gênese das mineralizações auríferas hospedadas na sequência vulcano-sedimentar do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, foram também analisadas amostras das rochas hospedeiras da mineralização aurífera da Fazenda Maria Preta, que localiza-se próximo ao Domo de Ambrósio. As amostras selecionadas correspondem a um alcali-feldspato sienito (HRB-118) e a um microgabro (CI-47,10), cujas características petrográficas e geoquímicas encontram-se descritas em detalhe em Barrueto (1996). Além destas

amostras (Tabela 8.1.) foram obtidas idades modelos de rochas que compõem o embasamento na região de Santa Luz (dados inéditos de E.P. Oliveira), denominadas de Retirofândia, Pedras Pretas e AM-4.



**FIGURA 8.1.:** Diagrama esquemático de isótopos de Nd para manto e crosta. A curva larga representa a evolução isotópica de um manto empobrecido (DePaolo, 1981a). Linhas tracejadas mostram a evolução isotópica de crosta derivada do manto durante um evento no tempo  $T_{CF}$  ou  $T_M$ . Efeitos da fusão parcial da crosta e de mistura de crosta mais antiga com mais jovem são mostradas no tempo  $T_M$ . As idades modelos  $T_{DM}$  são encontradas pela extrapolação das curvas de evolução crustal até a interseção com a curva do manto empobrecido. Extraído de Nelson e DePaolo (1985).

## 8.2. RESULTADOS

### 8.2.1. IDADES U/Pb SHRIMP NO DOMO DE AMBRÓSIO

Os resultados U/Pb em SHRIMP, para os granitóides do Domo de Ambrósio, são apresentados nos diagramas concórdia das Figuras 8.2. a 8.4 e foram reproduzidos de Mello *et al.* (1999a).

As idades registradas possuem 95 a 105% de concordância. O grau de discordância pode refletir uma perda ou ganho de Pb (ou U). Como consequência, análises discordantes podem fornecer registros de idade mínima (Mello *et al.* 1999a).

Para o granodiorito (amostra CL-AB 23) foram realizadas vinte e seis análises em vinte e três grãos de zircão. Essas análises produziram quatro grupos de idades que se concentram em torno de  $2077 \pm 22$  Ma,  $2937 \pm 16$  Ma,  $3111 \pm 6$  Ma e  $3162 \pm 13$  Ma (Figura 8.2.).

Para o dique granítico (amostra CL-AB 9B) foram realizadas dezessete análises em quinze grãos de xenotímio. Esses resultados produziram uma idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2080 \pm 2$  Ma (Figura 8.3.).

Completando o quadro, sete análises em sete grãos de zircão de gnaiss migmatítico (amostra CL-AB 9A), hospedeiro do dique granítico acima (amostra CL-AB 9B), produziram dois grupos de idades que plotam em  $3094 \pm 21$  Ma e  $3159 \pm 18$  Ma (Figura 8.4.).

### 8.2.2. IDADES MODELOS

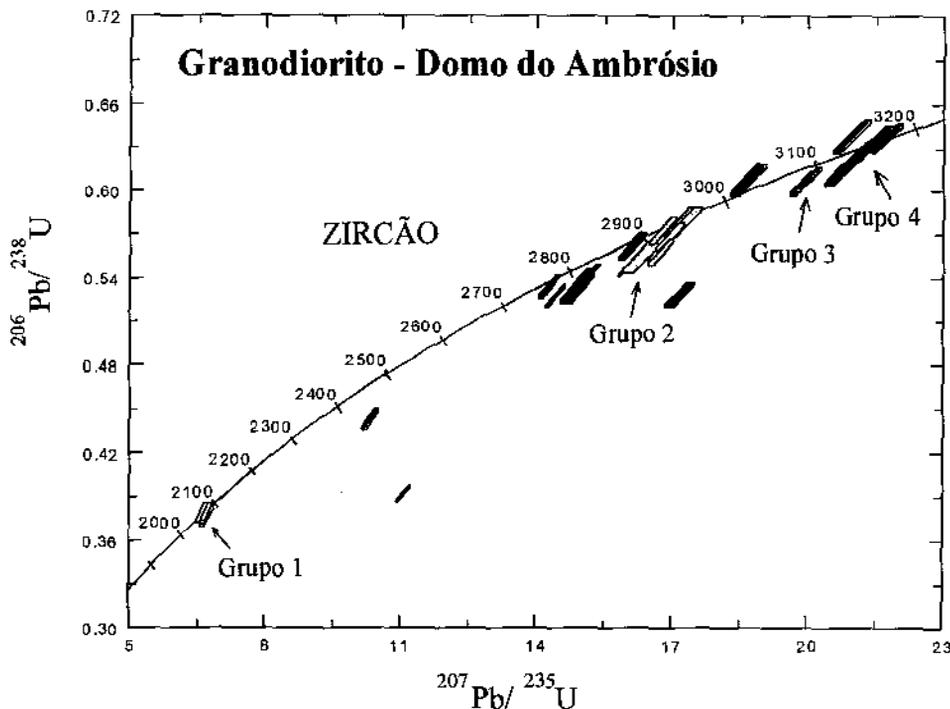
Para o Domo de Ambrósio foram analisadas 7 amostras e para o embasamento 3 amostras. Os dados analíticos, as idades modelos e os parâmetros isotópicos são apresentados na Tabela 8.1. Todos os granitóides do Domo de Ambrósio mostram razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0,084- 0,128) típicas de crosta, indicando que houve pouco ou nenhum fracionamento de Sm/Nd durante a gênese do magma.

Para o Domo de Ambrósio, considerando uma idade de cristalização em 2080 Ma, os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  para as diversas facies distribuem-se no intervalo de  $-10,67$  a  $-4,35$ . As idades modelos (TDM) espalham-se entre 3059 Ma e 2586 Ma. As amostras do embasamento na região de Santa Luz apresentam também valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  negativos e TDM entre 2818 e 3116 Ma. Esses dados indicam que as rochas constituintes do domo possuem uma história antiga e complexa.

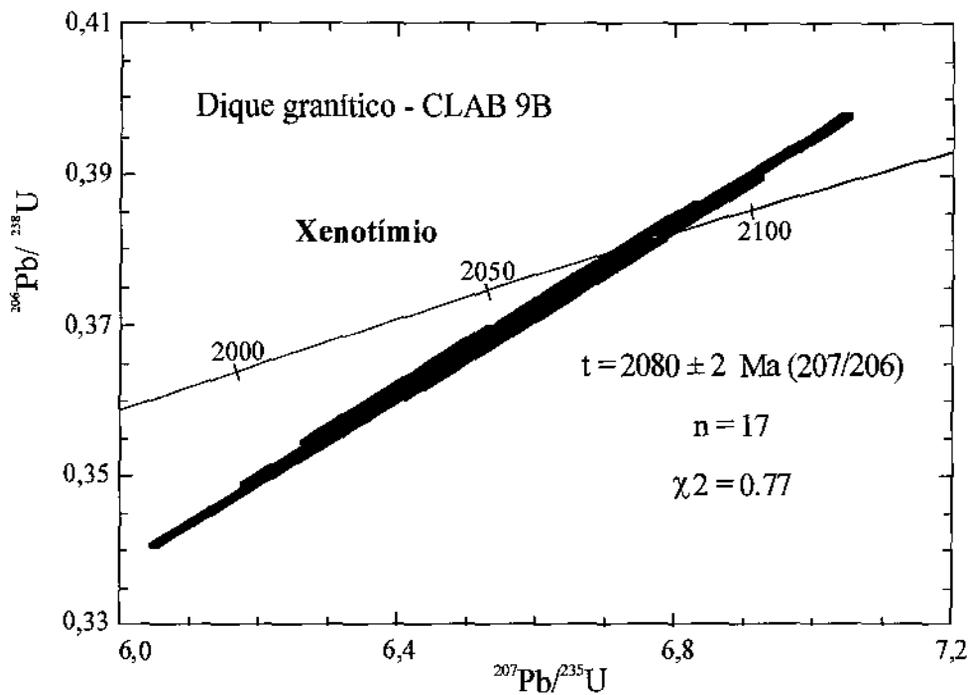
Para as rochas hospedeiras da mineralização aurífera da Fazenda Maria Preta, embora ainda não se disponham de datações geocronológicas de elevada precisão, os dados de isótopos de Nd forneceram idades modelos (TDM) de aproximadamente 2200 Ma e  $\epsilon_{\text{Nd}(t=2080\text{ Ma})}$  de 1,77 e 2,16. Essas informações indicam claramente que rochas como as do Domo de Ambrósio, por exibirem idades modelos maiores do que 2500 Ma, pouco ou nada contribuíram na gênese das mineralizações auríferas.

Plotando-se os dados de  $\epsilon_{Nd(0)}$  contra  $^{147}Sm/^{144}Nd$  (Figura 8.5.), observam-se duas tendências principais dos dados de isótopos de Nd. As rochas dos domos de Teofilândia e de Barrocas (Barrueto *et al.* 1998) e da Fazenda Maria Preta, admitidas como contribuições juvenis, distribuem-se ao longo de uma reta de regressão diferente daquela encontrada para as rochas do Domo de Ambrósio. As duas retas são aproximadamente paralelas e suas inclinações representam uma isócrona Sm-Nd de aproximadamente 2100 Ma. Um granada anfibolito (CL-AB 01), encontrado no Domo de Ambrósio, alinha-se segundo a tendência juvenil do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, devendo, provavelmente, ser um remanescente da sequência supracrustal incorporado ao domo durante sua evolução. Os pontos representativos do embasamento, juntamente com um gnaiss migmatítico do Domo de Ambrósio, definem um alinhamento de maior inclinação e portanto de maior idade.

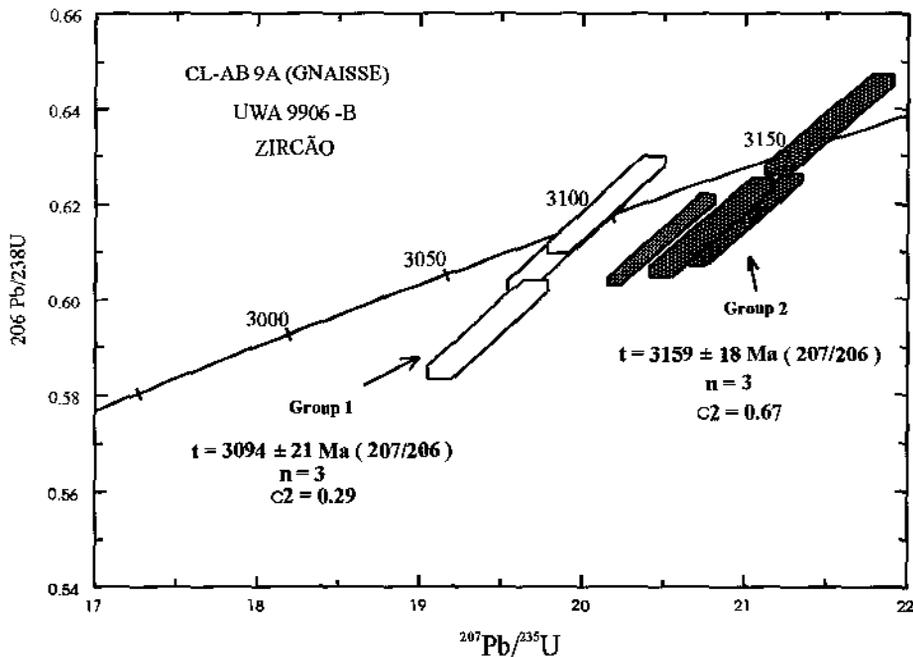
A evolução das fácies do domo pode ser também observada no diagrama de  $\epsilon_{Nd(2080)}$  versus T (Figura 8.6). Neste diagrama, as amostras do domo apresentam uma tendência de evolução distinta com relação ao anfibolito com granada e ao gnaiss migmatítico.



**FIGURA 8.2.:** Diagrama concórdia mostrando dados U-Pb em zircões de granodioritos no Domo de Ambrósio. Grupo 1:  $2077 \pm 22$  Ma, Grupo 2:  $2937 \pm 16$  Ma, Grupo 3:  $3111 \pm 6$  Ma e Grupo 4:  $3162 \pm 13$  Ma. (Amostra CL-AB 23)



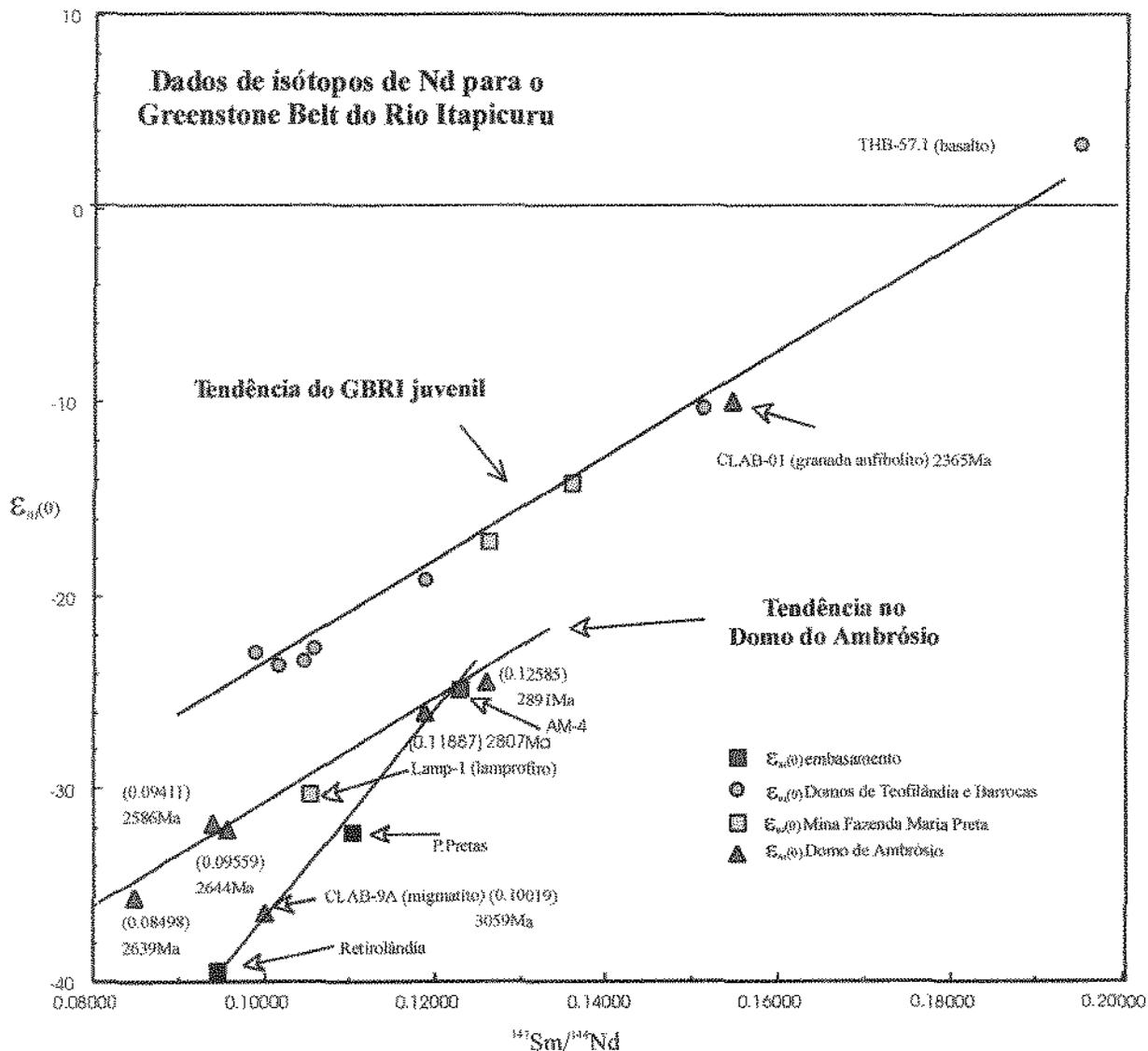
**FIGURA 8.3.:** Diagrama concórdia mostrando dados U-Pb SHRIMP em xenotímio em dique granítico no Domo de Ambrósio. Idade  $2080 \pm 2$  Ma (Amostra CL-AB 9B).



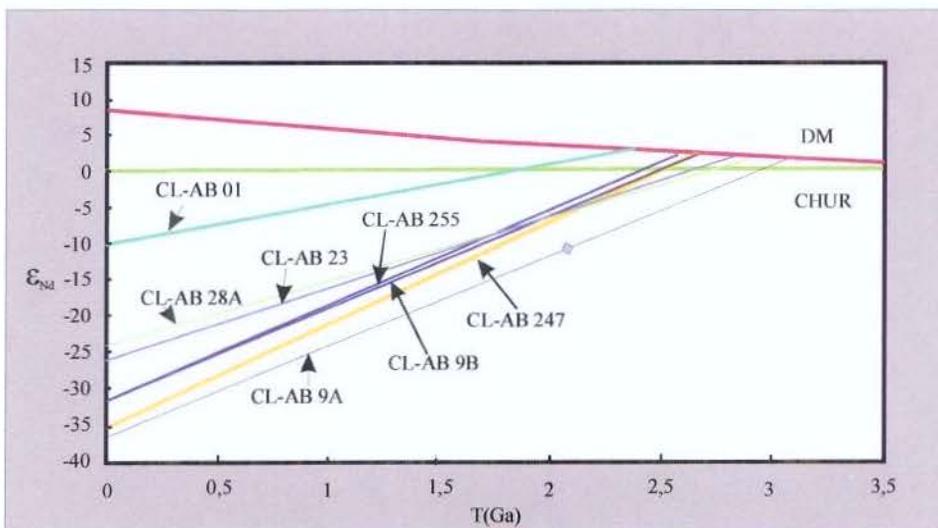
**FIGURA 8.4.:** Diagrama concórdia mostrando dados U-Pb SHRIMP em zircões de gnaisses migmatítico no Domo de Ambrósio. Grupo 1:  $3094 \pm 21$  Ma, Grupo 2:  $3159 \pm 18$  Ma (Amostra CL-AB 9A).

| AMOSTRA       | LITOTIPO                  | IDADE(Ga) | Sm(ppm) | Nd(ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon_{(0)}$ | $\epsilon_{(t)2080}$ | TDM  |
|---------------|---------------------------|-----------|---------|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|------------------|----------------------|------|
| CL-AB 9A      | Migmatito                 | 2.080     | 8.43    | 50.88   | 0.10019                           | 0.510772                          | -36.40           | -10,67               | 3059 |
| CL-AB28A      | Gnaiss<br>granítico       | 2.080     | 2.04    | 9.81    | 0.12585                           | 0.511383                          | -24.48           | -5,58                | 2891 |
| CL-AB23       | granodiorito              | 2.080     | 2.65    | 13.50   | 0.11887                           | 0.511300                          | -26.09           | -5,33                | 2807 |
| CL-AB247      | Granodiorito<br>porfírico | 2.080     | 7.25    | 51.59   | 0.08498                           | 0.510811                          | -35.64           | -5,82                | 2639 |
| CL-AB255      | Granito                   | 2080      | 3.48    | 22.40   | 0.09411                           | 0.511011                          | -31.73           | -4,35                | 2586 |
| CL-AB9B       | Dique<br>granítico        | 2080      | 2.34    | 14.81   | 0.09559                           | 0.510993                          | -32.10           | -5,11                | 2644 |
| CL-AB 01 -    | anfíbólito                | 2080 ?    | 3.96    | 15.50   | 0.15457                           | 0.512124                          | -10.02           | 1,24                 | 2365 |
| CI - 47,10    | Traquito                  | 2080?     | 3.04    | 13.55   | 0.13576                           | 0.511913                          | -14.14           | 2,16                 | 2221 |
| HRB -118      | Sienito                   | 2080?     | 0.63    | 3.03    | 0.12619                           | 0.511763                          | -17.07           | 1,77                 | 2200 |
| Retirolândia  | Migmatito                 | 3000      | 1.59    | 10.20   | 0.09450                           | 0.510614                          | -39.48           | -12,24               | 3116 |
| Pedras Pretas | Migmatito                 | 3000      | 2.02    | 11.08   | 0.11025                           | 0.510985                          | -32.24           | -9,19                | 3044 |
| AM4           | Migmatito                 | 3000      | 0.13    | 0.64    | 0.12266                           | 0.511364                          | -24.85           | -5,09                | 2818 |

**TABELA 8.1.:** Resultados isotópicos Sm-Nd para o Domo de Ambrósio. As amostras CI - 47,10 e HB -118 correspondem a rochas hospedeiras de mineralização aurífera da Mina Fazenda Maria Preta (Barrueto e Oliveira em preparação). As amostras denominadas de Retirolândia, Pedras Pretas e AM4 correspondem a ortognaisses embasamento do *Greenstone belt* do Rio Itapicuru.



**FIGURA 8.5.:** Composições isotópicas de Nd das amostras do Domo de Ambrósio. Para fins de comparação estão incluídas amostras dos Domos de Teofilândia e Barrocas (inéditas), amostras das rochas hospedeiras da mineralização na Mina Fazenda Maria Preta e de gnaisses considerados como embasamento para o *Greenstone belt* do Rio Itapicuru.



**FIGURA 8.6.:** Diagrama  $\epsilon_{Nd(2080)}$  e tempo(G.a) das amostras do Domo de Ambrósio. Notar a tendência de uma fonte comum para as amostras do Domo. O Gnaiss migmatítico (CL-AB 9A e o anfíbolito com granada (CL-AB 01) apresentam histórias de evolução diferentes.

### 8.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Todos os dados radiométricos U/Pb para o dique granítico (amostra CL-AB 9B) são concordantes e definem uma idade U-Pb em xenotímio em torno de 2080 Ma (Figura 8.3.). Considerando que este valor é similar ao obtido em vários zircões (2077Ma) da amostra CL-AB 23 (Figura 8.2.) pode-se afirmar que essa idade corresponde à idade mínima de cristalização para o Domo de Ambrósio.

Em adição, no estudo radiométrico U-Pb, em zircões de facies predominantemente ígnea (Ponto CL-AB 23), obtiveram-se dois agrupamentos que correspondem a zircões herdados com idades entre 2800 Ma e 3150 Ma. Levando-se em conta estes valores e comparando-os com as idades modelos no Domo de Ambrósio 3059 a 2586 Ma não há dúvidas quanto a participação do embasamento arqueano na gênese do Domo de Ambrósio.

Além disso, os resultados U-Pb em zircões para o gnaiss migmatítico permitem-nos supor que esse litotipo possa ter uma idade mínima de cristalização em torno de 3094Ma, correspondente à idade mais nova encontrada nos zircões analisados.

Por outro lado, os dados isotópicos de Nd mostram que os valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  são negativos e situam-se entre  $-10,67$  e  $-4,35$ . Esses valores negativos indicam que o Domo de Ambrósio não representa adições de crosta juvenil derivada do manto em 2080. Esta conclusão é alicerçada pelo fato de que as idades modelos são 500 a 800Ma mais velhas do que a idade de colocação do domo.

Contudo, esses valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  negativos podem então expressar: i) idades de fusões puras de crosta antiga que derivou do manto em 2500–2800 Ma. Neste caso, as idades modelos TDM representariam formação crustal dos protólitos; ii) registro de mistura de crosta juvenil em 2080Ma com componentes mais velhos, sendo as idades modelos menos significativas.

A falta de documentação de atividade geológica em 2500–2800 Ma no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru é um subsídio contra a interpretação dos granitóides do Ambrósio como fusões puras de crosta em 2500–2800 Ma.

Durante o mapeamento faciológico, foi sugerido inicialmente que os migmatitos associados aos granodioritos poderiam ter contribuído para a geração de domos do tipo Ambrósio e Pedra alta. Porém, as análises de valores de idades modelos do gnaiss migmatítico (3059 Ma) e do embasamento na região de Santa Luz (2818 a 3116), quando comparadas com as das facies que compõem o domo (2891 a 2586Ma), mostram que caso os migmatitos tenham tido uma contribuição, houve pelo menos uma mistura de fontes. De fato, uma dificuldade em considerar os migmatitos como fonte para os granitóides é a falta de valores intermediários de TDM entre os do embasamento e os das facies do domo. Todavia, a carência de idades intermediárias pode ser devido ao reduzido número de amostras analisadas.

Por outro lado, a análise dos dados isotópicos de Nd permite estabelecer uma evolução petrogenética distinta para as rochas do Domo de Ambrósio e outros domos litologicamente similares (e.g. Pedra Alta e Pedra Branca) daquela admitida para os domos de Teofilândia e Barrocas. De fato, a presença de gnaisses migmatíticos no Domo de Ambrósio e as idades modelos variadas e mais antigas das rochas graníticas (arqueanas) indicam uma residência crustal mais prolongada para seus protólitos, muito provavelmente o embasamento mesoarqueano.

Portanto, a distribuição dos dados isotópicos entre aqueles do embasamento e os da linhagem juvenil do *Greenstone belt* do Rio Itapicuru, para as rochas ígneas do Domo de Ambrósio podem ser fruto de uma mistura de um componente juvenil com outro(s) mais antigo(s), representado pelo embasamento.

Outra conclusão que pode ser deduzida dos dados isotópicos refere-se à possível ligação genética entre as rochas ígneas do Domo de Ambrósio e a mineralização aurífera da Mina da Fazenda Maria Preta. A distribuição dos dados de isótopos de Nd, dessas duas regiões em alinhamentos diferentes e paralelos, demonstram que as duas unidades são geneticamente independentes, pelo menos do ponto de vista geoquímico. Entretanto, os resultados para a mineralização aurífera apresentam-se muito semelhantes aos dados encontrados para os granitóides de Barrocas e Teofilândia. Assim, admite-se que essas duas unidades possam ser co-genéticas.

De maneira alternativa, estudos recentes mostram que fases minerais acessórias presentes em rochas graníticas podem conter uma grande parte dos elementos terras raras (REE). Esses granitóides podem estar variavelmente enriquecidos em REE leves (ex.: allanita e titanita) ou médios a pesados (como zircão). Desta forma, a história de cristalização poderá controlar a variação de elementos terras raras nessas rochas. Como consequência, dependendo do mineral que cristalizou durante a evolução de uma suíte granítica, a tendência de evolução dos elementos terras raras poderá variar de um aumento na concentração dos mesmos, com a diferenciação, para uma diminuição com o aumento no conteúdo de sílica (Pimentel e Charnley 1991). No que se refere aos isótopos de Nd, granitóides com allanita exibem idades modelos Nd menores do que aqueles consanguíneos, desprovidos deste mineral por efeito de cristalização fracionada.

No Domo de Ambrósio, tanto os granodioritos como os migmatitos apresentam allanita associada com palhetas de biotita. No granodiorito porfirítico, os grãos são bem maiores e em maior proporção do que nas outras fácies. Os membros mais diferenciados, como os granitos e os pegmatitos normalmente não têm biotita e allanita. Portanto, se todas as rochas graníticas do domo são consanguíneas, isto é, derivadas de um magma comum por cristalização fracionada, então é de esperar que as rochas sem allanita e mais enriquecidas em SiO<sub>2</sub> sejam os termos mais diferenciados e conseqüentemente tenham razões <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd e idades modelos Nd maiores.

De forma a entender o comportamento das rochas do domo, com relação a um aumento na relação Sm/Nd com a diferenciação, foram feitos diagramas de razões <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd versus TDM,

(Figura 8.7.), de SiO<sub>2</sub> versus TDM (Figura 8.8.) e de <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd versus SiO<sub>2</sub> (Figura 8.9.). Os dados estão apresentados na Tabela 8.2.

Da análise das Figuras 8.8. e 8.9. pode ser observado que amostras sem allanita (como 255, 9b e 28A) possuem razões <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd de 0,09441 a 0,1285 e TDM de 2586 Ma a 2891 Ma, enquanto que rochas com allanita (247, 23 e 9A) possuem razões <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd entre 0,08498 e 0,11887 e TDM de 2639 Ma a 3059 Ma.

Os granodioritos com granulação média (como o ponto 23) mostram contemporaneidade de formação com os porfíricos (Ponto 247) porém possuem TDM diferentes e, respectivamente, iguais a 2807 Ma e 2639 Ma e valores de <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd entre 0,11887 e 0,08498. Como as relações de campo mostram que essas duas litofácies se colocaram simultaneamente, e assumindo que foram derivadas de um mesmo magma, conclui-se que os valores das razões <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, TDM e SiO<sub>2</sub> devem refletir o processo de cristalização fracionada de allanita, conforme demonstrado por Pimentel e Charnley (1991).

Entretanto, o mesmo raciocínio não pode ser estendido às rochas sem allanita, que também mostram variação expressiva de TDM e <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, e menor de SiO<sub>2</sub>. Para essas rochas é mais provável que o protólito crustal, do qual derivaram, seja isotopicamente heterogêneo, ou que tenha havido mistura de fontes. Se este raciocínio está correto, então as idades modelos Nd encontradas são desprovidas de significado geológico, servindo apenas para a interpretação petrológica de que houve contribuição de fontes distinta, com idades também distintas na gênese do Domo de Ambrósio. A presença de zircões herdados nas rochas datadas reforçam a argumentação aqui apresentada.

Uma consideração pertinente é que a idade de cristalização U/Pb para o Domo de Ambrósio (2080 Ma) é similar às idades de aquecimento regional associadas com: i) metamorfismo anfibolítico próximo a borda do Domo de Ambrósio (Ar-Ar em hornblenda) (Mello 2000); ii) a sobrecrescimento de zircões detriticos nos quartzitos próximos a Monte Santo (Mello *et al.* 1999b) e iii) ao pico do metamorfismo granulítico no orógeno Itabuna-Curaçá (Ledru *et al.* 1994). Ledru *et al.* (1994) sugerem que a idade paleoproterozóica do metamorfismo em facies granulito superposta a metamorfismo equivalente arqueano revela a intensidade de reativação durante a orogênese colisional transamazônica.

Finalmente, os resultados aqui apresentados associados com os dados petrográficos, microtectônicos, de análise estrutural e de mapeamento geológico revelaram que o Domo de

Ambrósio seria pelo menos em parte resultante da refusão crustal de rochas preexistentes semelhantes ao gnaiss migmatítico.

| AMOSTRAS                             | CL-AB 28A | CL-AB 23 | CL-AB 9B | CL-AB 9A | CL-AB 255 | CL-AB 247 |
|--------------------------------------|-----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|
|                                      | GN-BD     | GD       | DIQUE-GT | GN MG    | GT        | GD-P      |
| SiO <sub>2</sub>                     | 76,45     | 74,01    | 72,54    | 72,39    | 71,99     | 69,10     |
| TDM                                  | 2891      | 2807     | 2644     | 3059     | 2586      | 2639      |
| <sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd | 0.12585   | 0.11887  | 0.09559  | 0.10019  | 0.09411   | 0.08498   |

TABELA 8.2.: Valores de SiO<sub>2</sub> encontrados nas amostras e sua relação com os resultados isotópicos de Sm/Nd, de TDM. GN-MG = gnaiss migmatítico, GN-BD = gnaiss bandado composição granítica (borda leste), GD granodiorito, GD -P Granodiorito porfirítico, GT = granito.

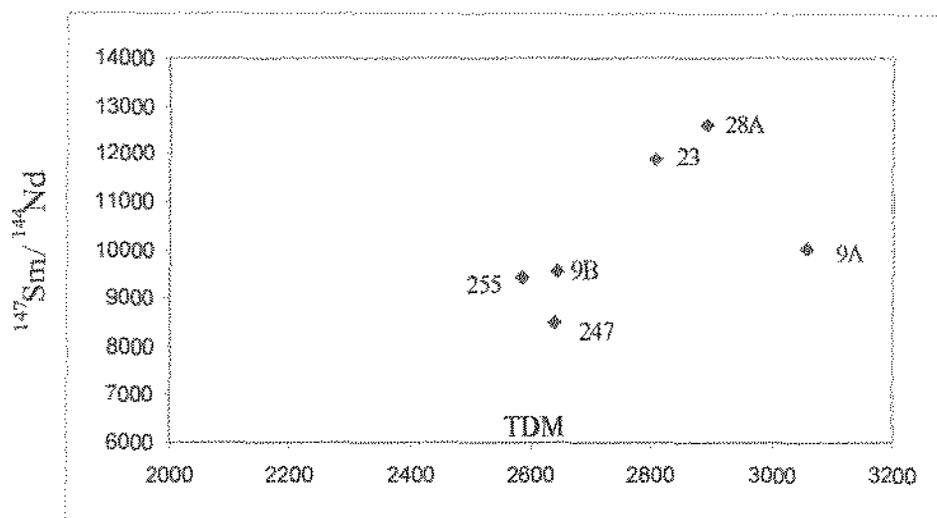


FIGURA 8.7.: Diagramas de razões <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd versus TDM no Domo de Ambrósio.

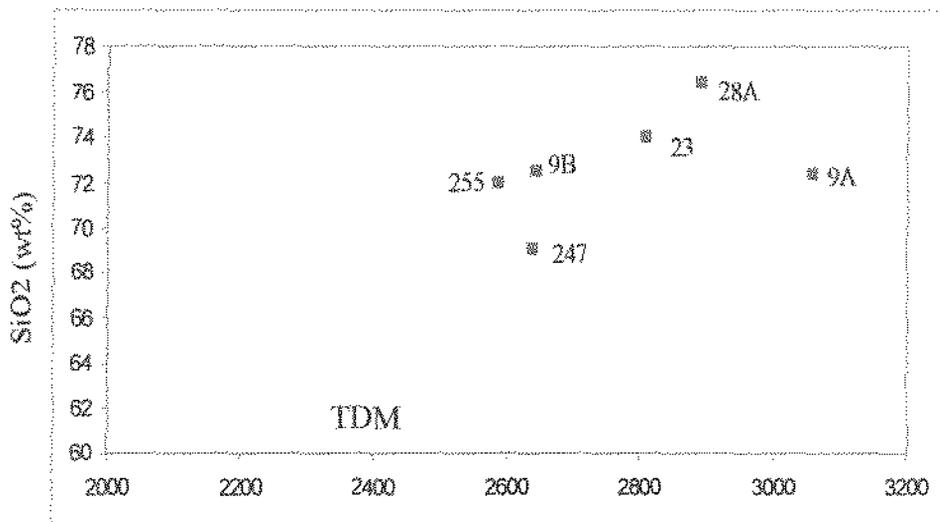


FIGURA 8.8.: Variações de TDM com SiO<sub>2</sub> no Domo de Ambrósio

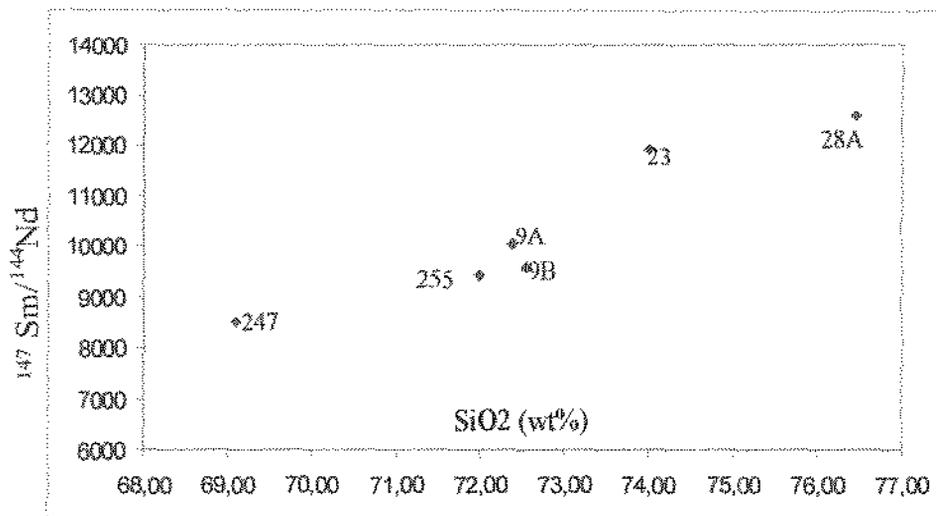


FIGURA 8.9.: Variações de <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd com SiO<sub>2</sub> no Domo de Ambrósio.

## CAPÍTULO 9 - LITOGEOQUÍMICA

O estudo litogeoquímico, no Domo de Ambrósio, teve como objetivo o entendimento dos seguintes aspectos: melhorar as classificações petrográficas; relacionar as rochas com ambientes tectônicos e discutir sua petrogênese. Realizou-se a interpretação geoquímica de 30 análises (das quais quatro foram duplicadas) de elementos maiores e traços e 10 análises de elementos terras raras. Os procedimentos analíticos empregados para obtenção dos resultados encontram-se descritos no anexo 2. Neste trabalho, os elementos maiores e traços foram obtidos no laboratório geoquímico do Instituto de Geociências da Unicamp, por fluorescência de raio-X e absorção atômica, e os elementos terras raras no IPEM (campus –USP), por ativação atômica de neutrons.

Os dados geoquímicos das rochas que compõem o Domo de Ambrósio estão apresentados na Tabela 9.1. (Anexo 2)

### 9.1. AMOSTRAGEM

Para entender o comportamento químico dos litotipos do domo, foram selecionadas amostras que apresentavam características distintas do ponto de vista faciológico e textural. Assim, selecionaram-se amostra de granodiorito porfirítico, granodiorito médio a fino, monzogranito, gnaiss bandado e migmatito.

Em alguns diagramas, os litotipos foram separados em leucogranito, granodiorito fino a médio, granodiorito porfirítico, gnaiss granítico, gnaiss granodiorítico, *augen* gnaiss granodiorítico e gnaiss migmatítico. O *augen* gnaiss granodiorítico corresponde ao granodiorito porfirítico mais deformado.

### 9.2. RESULTADOS

#### 9.2.1. ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TERRAS RARAS

Os dados geoquímicos dos litotipos do Domo de Ambrósio foram plotados em diagramas binários relacionados com a porcentagem entre elementos considerados como principais constituintes da rocha.

Analisando-se a Tabela 9.1. (Anexo 2) e os diagramas das Figuras 9.1 e 9.2. para elementos maiores e menores, pode-se tecer as seguintes considerações:

As rochas do Domo de Ambrósio são caracterizadas por uma ampla variação nos conteúdos de sílica (68,41 a 76,45 %). Entretanto, as rochas dominantes que ocupam quase toda a área mapeada exibem teores de sílica entre 71 e 73 %. Nestes diagramas o extremo mais básico é representado pelo granodiorito porfirítico e o mais ácido pelo monzogranito. Contudo, a amostra com teor mais alto de  $\text{SiO}_2$  corresponde ao nível félsico do gnaiss bandado. Como já esperado da contagem modal, os diques graníticos e os monzogranitos são os que mostram uma maior variação de sílica.

Com relação aos álcalis, as rochas do Domo de Ambrósio apresentam teores de  $\text{K}_2\text{O}$  entre 1,19 e 4,97% mostrando correlação positiva com a sílica (Figura 9.1). Já os teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  variam de 3,09 e 5,71% (Tabela 9.1) e apresentam correlação negativa com a sílica. De modo geral, o conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$  é dominante sobre o de  $\text{Na}_2\text{O}$ .

O conteúdo total de álcalis, de maneira geral, situa-se entre 6 e 10 % e mostra uma correlação positiva com o teor de sílica. Deve-se lembrar que esse padrão é típico de granitos cálcio-alcálicos, que iniciam a cristalização com o feldspato e depois cristalizam feldspatos mais quartzo. A tendência cálcio-alcálica é também revelada no diagrama AFM (Figura 9.3). Além disso, no diagrama A/NK versus A/CNK (Figura 9.4.) todas as amostras possuem ISA (índice de saturação em alumina) característicos de rochas peraluminosas com poucas amostras com características de metaluminosas transicionais

Os teores de  $\text{CaO}$  variam de 0,99 a 3,09 % e mostram uma correlação negativa em relação à sílica. Em geral diminuem com a redução do plagioclásio modal nas diferentes facies.

Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  flutuam entre 13,99 e 16,92 % e mostram uma correlação negativa com sílica. Este fato pode estar associado a uma diminuição no conteúdo modal de biotita nos termos mais diferenciados. O mesmo comportamento é observado para os teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Os elementos traços, de modo semelhante aos elementos maiores, mostram mais ou menos a mesma evolução, ou seja, verifica-se a existência de uma tendência relativamente bem definida com correlação negativa das concentrações de Ba, Sr, Zr em relação a sílica. Já a concentração de Rb, em geral, aumenta progressivamente com a sílica.

Além disso, o declínio de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ba, Sr e Zr com o aumento da sílica (Figura 9.1. e 9.2.) levanta a possibilidade de que as variações químicas no domo podem

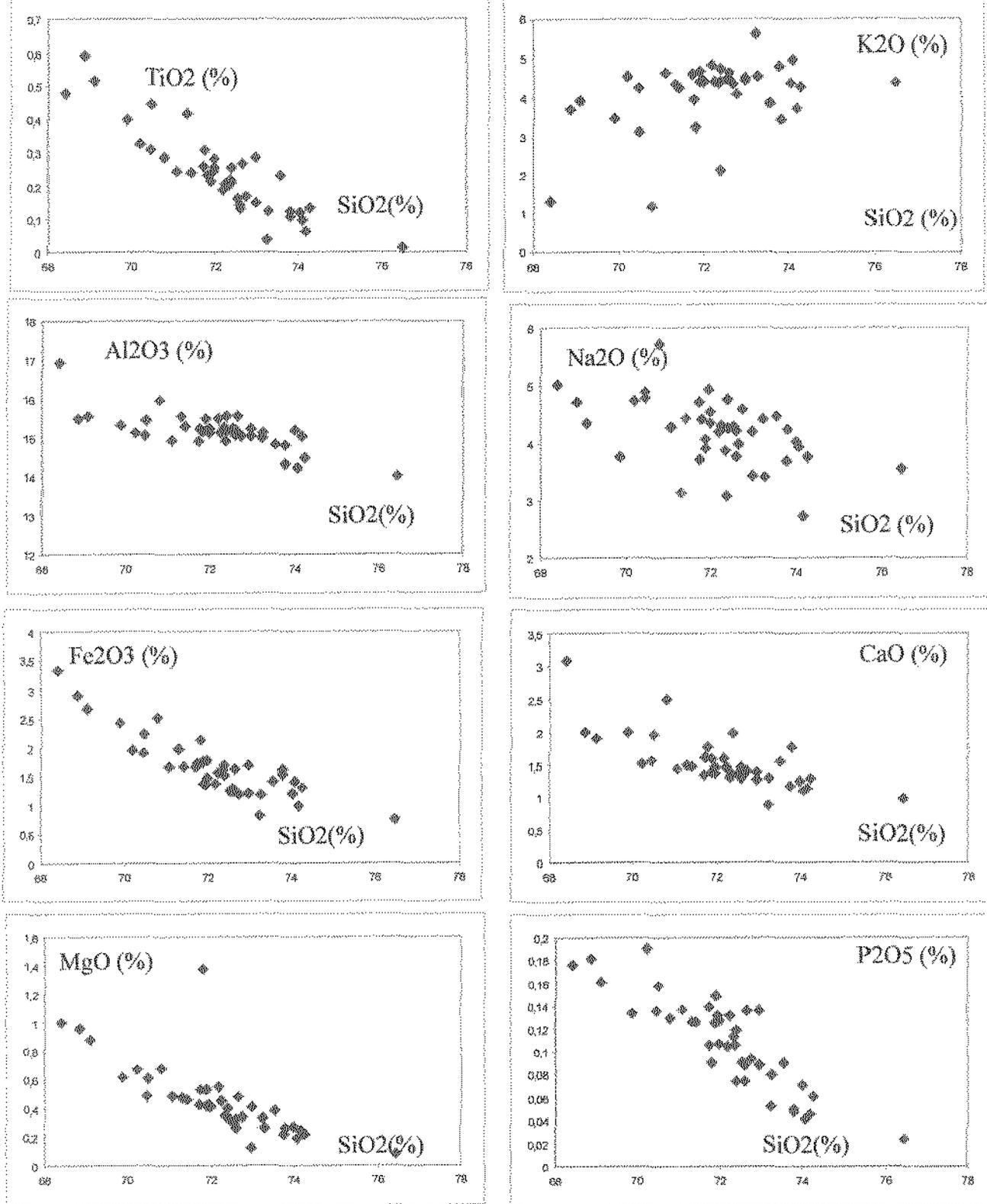


FIGURA 9.1: Diagrama de variação dos elementos maiores no Domó de Ambrósio.

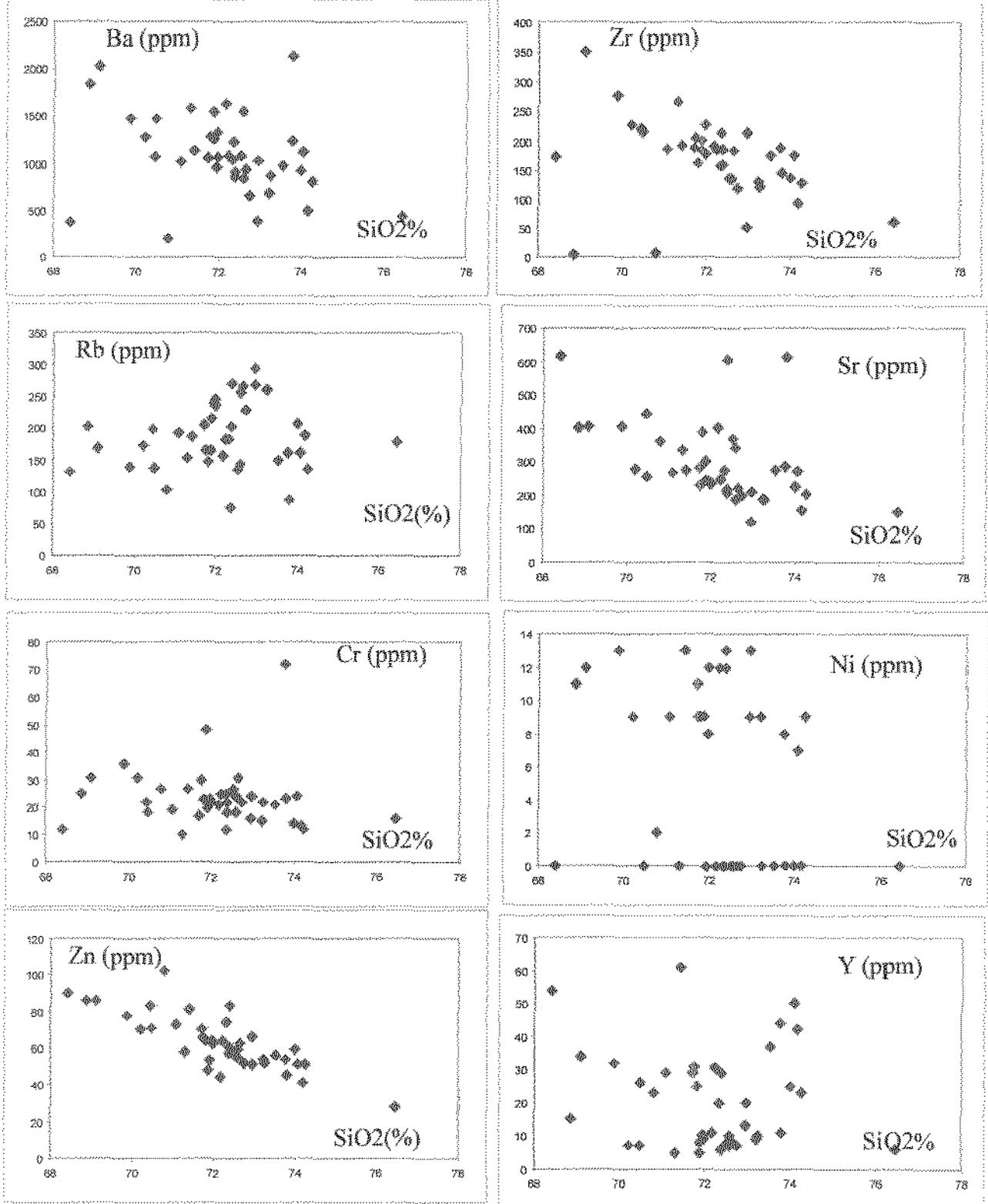


FIGURA 9.2.: Diagrama de variação de elementos traços no Domo de Ambrósio.

ser resultado de cristalização fracionada das fases minerais plagioclásio, biotita, óxidos de ferro e titânio, apatita e zircão

Os elementos terras raras de facies características do domo, assim como os padrões normalizados pelo condrito de McDonough *et al.* (1992), estão representados na Tabela 9.2 (Anexo 2) e na Figura 9.5. Em geral, observa-se as seguintes características:

- Enriquecimento em elementos terras raras em relação ao padrão, sendo que:
  - As facies do domo exibem La entre 7.8 e 315 vezes o condrito e Lu 2 a 16 vezes o condrito;
  - Forte enriquecimento em elementos terras raras leves;
  - anomalias negativas de Eu praticamente em todas as amostras.

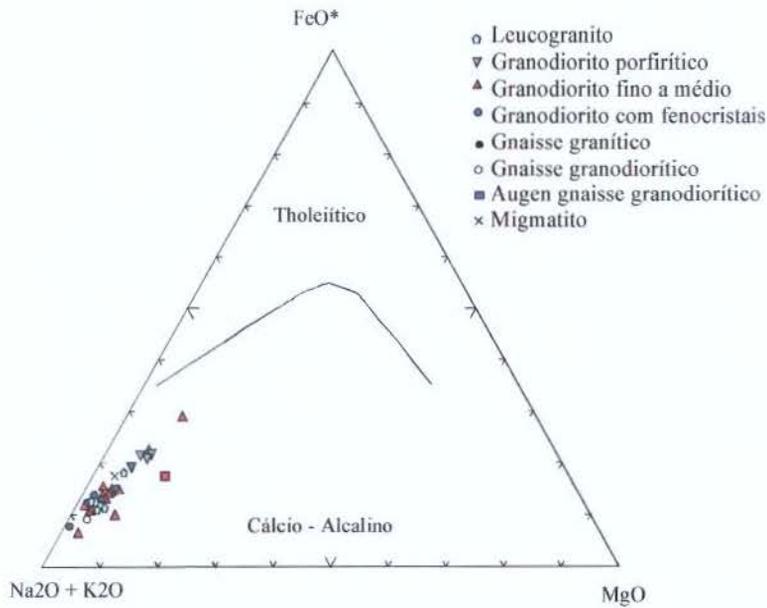
As variações nos elementos terras raras permite tecer as seguintes interpretações: i) o menor enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos pesados pode ser causado pelo fracionamento de um mineral acessório enriquecido em elementos terras raras pesadas como, por exemplo, zircão; ii) o enriquecimento de terras raras leves pode ser explicado pela presença de allanita, acessório quase sempre presente nas diferentes facies do domo.

A classificação geoquímica das facies do Domo de Ambrósio foi feita levando-se em conta os dados químicos plotados em três diagramas, compreendendo os diagramas TAS (total de álcalis *versus* sílica) e de dados normativos.

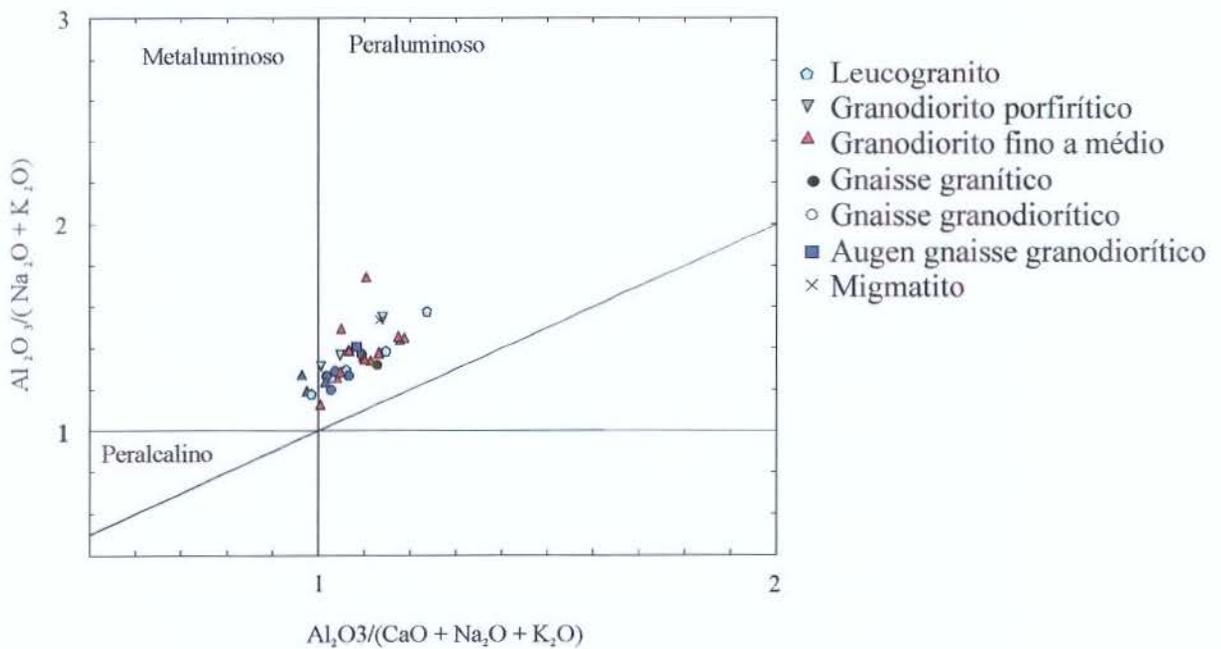
O diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus sílica (TAS) (Figura 9.6.) revela que as amostras do domo situam-se, em sua maioria, no campo das rochas alcalinas saturadas com algumas amostras caindo no campo das rochas subalcalinas. Os granodioritos plotam, principalmente, próximo ao campos subalcalinos e alcalinos saturados (tonalito-granito / riolito).

Na classificação baseada em dados normativos, dois diagramas foram utilizados. No diagrama Ab:An:Or as amostras do domo plotam, em sua maioria, no campo dos granitos com poucas amostras caindo no campo dos trondhjemitos (Figura 9.7.). Por outro lado, no diagrama QAP (Figura 9.8.) há o predomínio das amostras no campo dos granodioritos e monzogranitos. Esses dados concordam com os encontrados na análise modal.

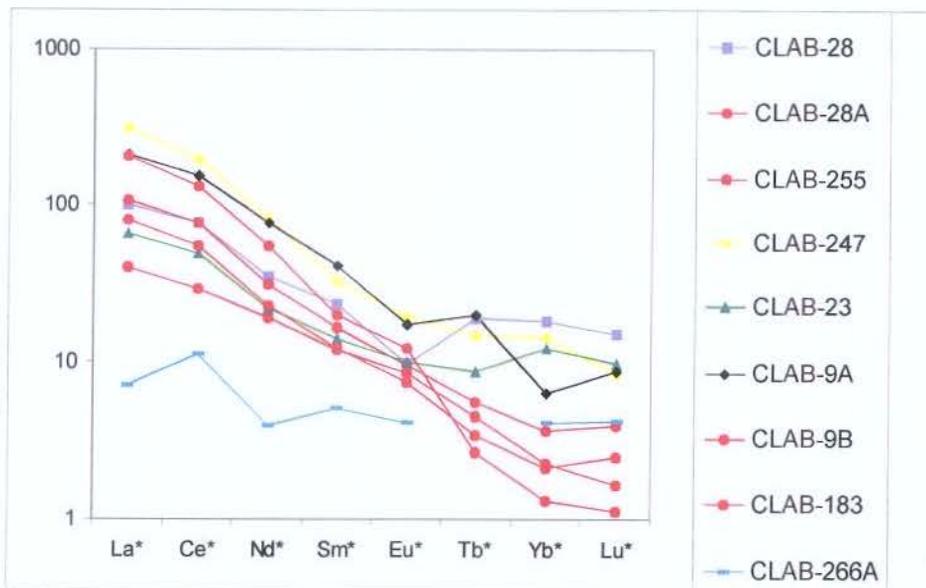
Os ambientes geotectônicos de granitóides são comumente interpretados através dos diagramas discriminantes (Figura 9.9) de Pearce *et al.* (1984). Nestes diagramas as amostras do domo plotam no campo de granitóides sin-colisionais e de arcos vulcânicos.



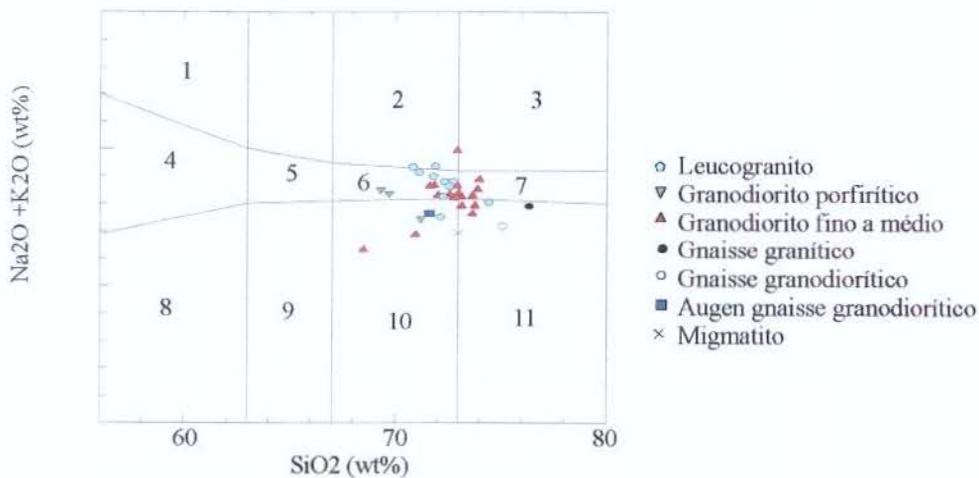
**FIGURA 9.3.:** Classificação serial do Domo de Ambrósio com distinção entre as séries cálcio-alcalina e tholeiítica. Diagrama AFM segundo Irvine e Baragar (1971).



**FIGURA 9.4.:** Classificação serial do Domo de Ambrósio com base na saturação em alumina. Diagrama de Shand, segundo Maniar e Piccoli (1989).



**FIGURA 9.5.:** Padrão de elementos terras raras (REE), do Domo de Ambrósio, normalizados ao condrito. Valores normalizantes de McDonough *et al.* (1992).



**FIGURA 9.6.:** Classificação química das facies do Domo de Ambrósio no diagrama TAS. Segundo Kremenetsky *et al.* 1980 (apud Middlemost 1991a e b): 1 = Alkali-traquito (alcali-sienito), 2 = Pantelerito, 3 = Comendito, 4 = Traquiandesito- traquito (sienodiorito-sienito), 5 = Traquidacito (sienotonalito), 6 = Traquiriolito (sienogranito), 7 = Alkali-riolito (alcali-granito), 8 = andesito (diorito), 9 = dacito (tonalito), 10 = Dacito-riolito (tonalito-granito) 11= riolito (granito).

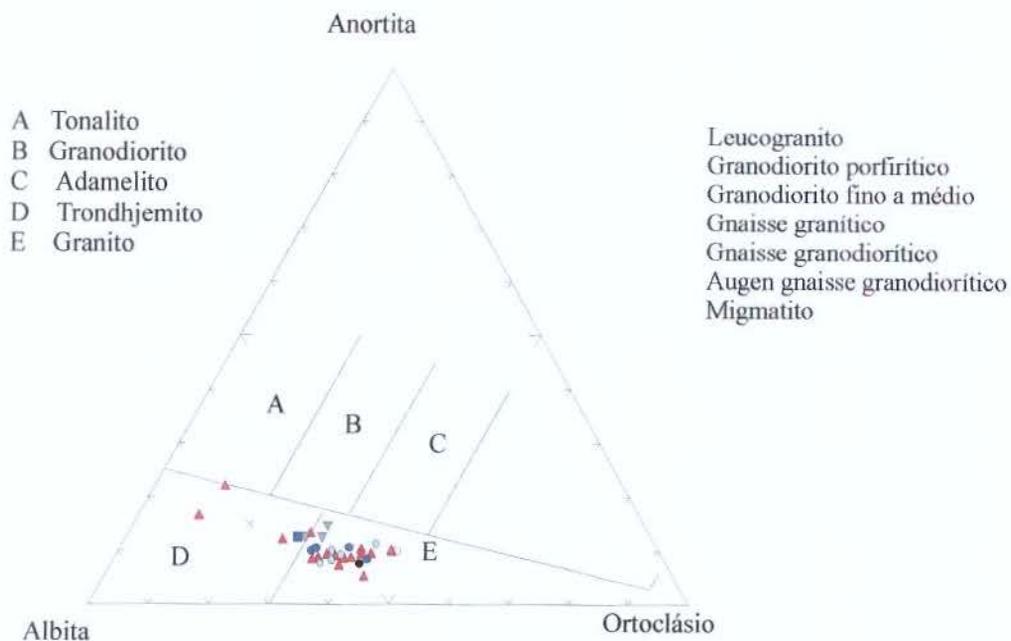


FIGURA 9.7.: Diagrama normativo para granitóides (Barker 1979).

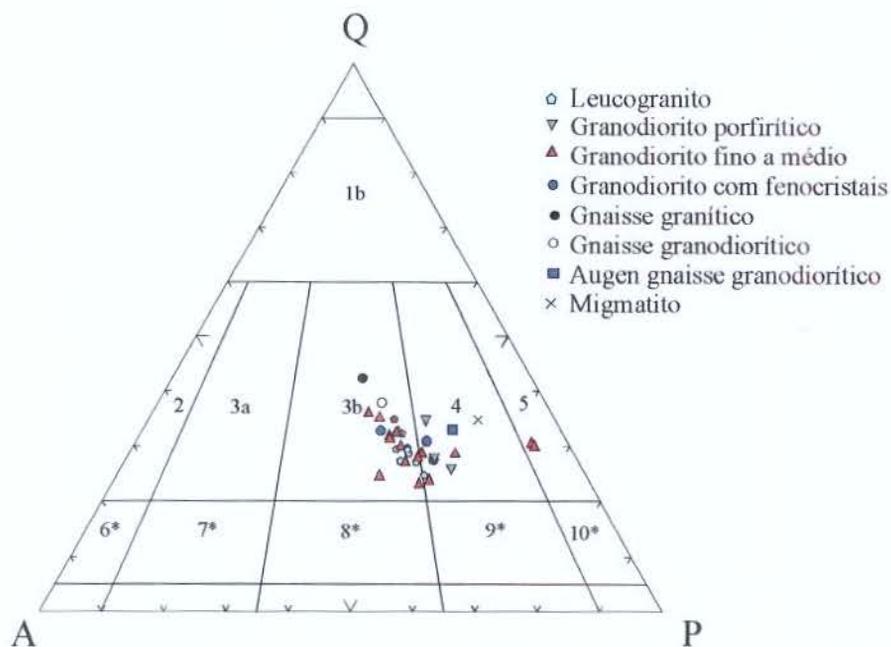
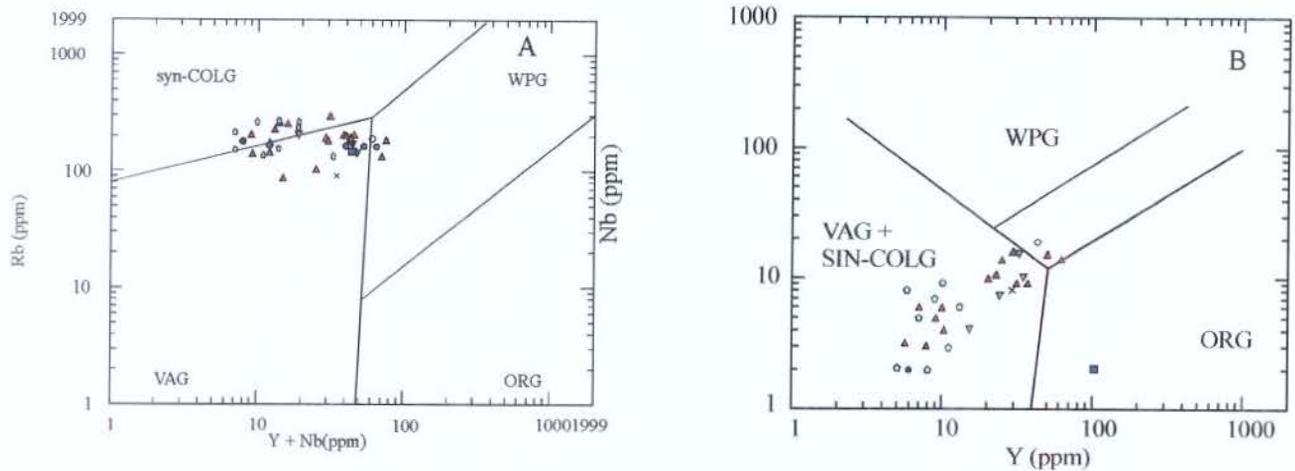


FIGURA 9.8.: Diagrama ternário normativo Q-A-P (Le Maitre. 1989). 1a e 1b = Granitóides ricos em quartzo; 2 = Álcali Feldspato Granito; 3a = Granito; 3b= Monzogranito; 4 =Granodiorito; 5 = Tonalito; 6 \* = Quartzo Álcali- Sienito; 7\* = Quartzo Sienito; 8\* =Quartzo monzonito; 9\* =Quartzo monzodiorito; 10\* = Quartzo diorito.

- Leucogranito
- ▽ Granodiorito porfirítico
- ▲ Granodiorito fino a médio
- Gnaiss granítico
- Gnaiss granodiorítico
- Augen gnaiss granodiorítico
- × Migmatito



**FIGURA 9.9.:** Classificação tectônica dos granitóides do Domo de Ambrósio segundo os critérios de Pearce *et al.* 1984. ORG = Granitóides de cadeia oceânica, VAG = Granitóides de arco vulcânico, WPG = Granitóides de intraplaca, Syn-COLG = Granitóides sin-colisionais.

### 9.3. SÍNTESE E DISCUSSÃO

Nos diagramas do tipo Harker, as amostras do domo apresentam uma tendência para a maioria dos elementos maiores ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Todos esses elementos mostram uma correlação negativa com  $\text{SiO}_2$ , ao passo que  $\text{K}_2\text{O}$  exibe uma correlação positiva. Para os elementos traços Sr, Zr, Ba e Zn, as amostras apresentam uma correlação negativa com  $\text{SiO}_2$ , ao passo que Y, Cr, e Ni não apresentam nenhuma correlação. Ressalta-se, que os valores mais altos de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são encontrados nos termos menos diferenciados como os granodioritos porfiríticos, e que os menores pertencem a granitos e gnaisses graníticos.

O confronto  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  versus  $\text{SiO}_2$  revela uma tendência linear positiva mostrando que os litotipos enriqueceram mais rapidamente em ferro do que em magnésio com o aumento de sílica.

Po outro lado, o índice de saturação de alumínio [ $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ] é alto com valores de 1,38 a 1,98, como pode ser observado na Tabela 9.1. Desta forma, as amostras

gradam de metaluminosas a peraluminosas (Figura 9.4.). No diagrama AFM, as rochas do domo apresentam uma tendência de diferenciação cálcio-alkalina (Figuras 9.3.). Essa tendência é também reforçada pelos altos teores de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , pelos conteúdos moderados a altos de Sr e Ba e de metais alcalinos, assim como pelas baixas razões Rb/Sr, estas entre 0.1 e 0.5 (Stern *et al.* 1994).

O diagrama de ambientes geotectônicos baseados em elementos traços Rb *versus* Y + Nb (Pearce *et al.* 1984), mostra que os granitóides do domo assemelham-se a granitóides sin-colisionais e de arcos vulcânicos (Figura 9.9).

Em geral, um ambiente de colisão continental pode produzir granitóides peraluminosos com alto conteúdo de Rb e outros elementos litófilos e moderados conteúdos de Nb e Y, como é o caso do Domo de Ambrósio. Ressalta-se que em ambientes de colisão a utilização de diagramas baseados na relação de elementos traços (Pearce *et al.* 1984) poderá produzir uma dispersão dos resultados em direção ao campo de granitóides gerados em ambientes de arcos de ilhas (VAG). Essa dispersão pode ser função de protólitos mais juvenis (herança de arco) ou de um baixo nível de fracionamento (Föster *et al.* 1997). No caso do Ambrósio, os dados mostram que sua gênese pode ser atribuída a misturas de componentes antigos representados gnaisses migmatíticos e componentes mais juvenis. Esta mistura seria responsável pelos valores de TDM 500 a 800 Ma mais antigos do que a idade de colocação do pluton.

Finalmente, os diversos diagrama analisados permitem classificar o Domo de Ambrósio como um granitóide do tipo I, cálcio alcalino, peraluminosos ( $\text{ISA} > 1,1$ ) gerado em ambiente do tipo sin-colisional que podem ter protólitos provenientes de fontes crustais e mais juvenis, como já revelado pelos estudos isotópicos de Nd.

## CAPÍTULO 10 - SÍNTESE E CONCLUSÕES

O *Greenstone Belt* paleoproterozoico do Rio Itapicuru possui uma orientação norte sul que se estende por mais de 100 Km e largura até 40 Km. Essa sequência vulcano-sedimentar foi intrudida por plutons que possuem formas arredondadas a elípticas alongadas e composições diorítica, tonalítica, granodioríticas e graníticas. O intervalo de atividade magmática destes plutons variou de 2155 Ma a 2080 Ma que correspondem, respectivamente, as idade de cristalização para os plutons Efaceas (Mello 2000) e Ambrósio. Esta última idade é coincidente com o metamorfismo anfibolito definido na borda leste do Domo de Ambrósio (Ar-Ar em hornblenda, Mello 2000).

O Domo de Ambrósio é um domo gnáissico contendo grande quantidade de migmatitos em seu anterior. No mapeamento litoestrutural de detalhe foram definidas três suítes ígneas diferenciadas através de relações de contatos e padrões de deformação (estado sólido e magmático). A primeira suíte é composta por ortognaisses com composição granítica a tonalítica, sendo o gnaisse bandado seu principal representante. A segunda corresponde a granodioritos equigranulares médio a fino ou porfirítico que podem ser “quase isotrópicos” a bandados e monzogranitos róseo e cinza. Por fim, temos os diques graníticos, granodioríticos, aplíticos, aplitos-pegmatíticos e veios de quartzo. Nas margens do domo, ao longo do gnaisse bandado, encontram-se dispostos em uma direção aproximadamente paralela ao bandamento um enxame de diques com composição anfibolítica que caracteriza-se pelo aspecto maciço e pela textura milonítica. Este pacote encontra-se disposto de forma concordante com metassedimentos, anfibolitos e *greisens*.

Finalmente, completando o quadro litológico do pluton ocorrem migmatitos e gnaisses migmatíticos (biotita granodiorito a biotita tonalito), em afloramentos contínuos e como enclaves em litotipos mais novos. Ressalta-se que na porção central do domo ocorrem granitóides considerados como indiferenciados, na escala do presente trabalho, que correspondem a uma associação de migmatitos com granodiorito, monzogranito, pegmatitos e aplitos que podem ser derivados da fusão *in situ* dos migmatitos. Os migmatitos quando na forma de enclaves possuem composição predominante de hornblenda tonalito.

Principais características de campo do Domo de Ambrósio:

- i) presença de um acamamento ígneo na região central, manifestado pela orientação de minerais euédricos de feldspatos e magnetita e ainda impresso em acamamento *schlieren* em níveis mais ricos em biotita ou em níveis mais félsicos (feldspáticos);
- ii) desenvolvimento de uma trama milonítica em bordas que foi impressa no acamamento ígneo original
- iii) paralelismo entre o acamamento ígneo na porção central com trama milonítica em estado sólido nucleada na borda do domo,
- iv) disposição em folhas bem definidas para o granodiorito porfirítico e o monzogranito
- v) lineações minerais subhorizontais (em feldspatos euédricos e biotita) paralelas às lineações de estiramento em quartzo e em porfiroblastos nas encaixantes. Ressalta-se que os enclaves de migmatitos e anfibolitos e eixos de dobras também possuem essa disposição.
- vi) contato retilíneo na borda leste do domo com as supracrustais encaixantes. Nesta região ocorreu a instalação de zona de cisalhamento em facies anfibolito (definida pela texturas miloníticas e recristalização de feldspatos e hornblenda)
- vii) foliações nas rochas encaixantes concordantes com as desenvolvidas nos pluton.
- viii) diques de anfibolitos e pegmatitos e aplitos dispostos aproximadamente paralelos aos planos da foliação ou aos do acamamento.
- ix) ausência de xenólitos das supracrustais encaixantes. Destaca-se que os enclaves do domo são de migmatitos e de anfibolitos (que podem ser diques como os encontrados em bordas).
- x) contato gradacional entre as facies ígnea do domo e brusco a gradacional com os gnaisses de borda.

Além destas características, trabalhos de campo em migmatitos aflorantes no Domo de Ambrósio permitiram tecer as seguintes considerações:

- i) Houve contribuição de material crustal na gênese das facies do domo, ou seja, pelo menos em parte, os migmatitos contribuíram na formação dos granodioritos e granitos.
- ii) O processo de remobilização de fusão está representado por injeções leucocráticas que podem se dispor de forma concordante (paralela ao acamamento), discordante (em diques) ou na forma de bolsões.

- iii) parte da mobilização ocorreu durante a deformação principal atuante no domo, fato este, representado pelo controle estrutural dos leucossomas.
- iv) os enclaves de migmatitos, que comportaram-se como partículas sólidas em um líquido, possuem orientações segundo a direção de estiramento principal da área.
- v) a migração de fusão ocorreu além dos limites dos migmatitos, ou seja, em afloramentos de granodioritos. Neste caso, está marcada pelo desenvolvimento de leucossomas graníticos ou pegmatíticos marcando o acamamento *schlieren* em granodioritos. Esta feição é observada em macro e microescala.

Em um outro caminho estudos petrográficos e microtexturais no domo permitiram a identificação de:

- i) Tramas denominadas “pré-cristalização total” de Hutton (1988), ou “tramas em estado magmático” (Paterson *et al.* 1989), ou tramas pré a porcentagem de fusão reológica crítica de Tribe e D’Lemos (1996), formadas em temperaturas maiores que 650°C, foram definidas em regiões centrais e caracterizam-se pelo alinhamento de minerais ígneos primários em granodioritos porfirítico e médio a fino. Nesta região, a assinatura ígnea está expressa pela forma euédrica de seus constituintes mineralógicos (feldspatos, magnetita, epidoto e titanita) associada com a pouca evidência de deformação plástica, pelo desenvolvimento de textura poiquilítica, pelo controle cristalográfico no desenvolvimento de pertitas e pela corrosão magmática de k-feldspato em contato com plagioclásio.
- ii) tramas desenvolvidas em estado submagmático, características da transição da deformação em estado magmático para estado sólido, são marcadas pelo desenvolvimento de porfiroclastos gerados pela rotação de fenocristais euédricos na direção do cisalhamento principal. Neste caso, os porfiroclastos podem ser euédricos no núcleo e as franjas resultantes da cristalização de fluidos mais tardios cuja composição pode ser mirmequita-microaplito e quartzo. Além de desenvolvimento de estruturas de cisalhamento do tipo SC (em todas as facies do domo)
- iii) tramas desenvolvidas em estado sólido de alta temperatura em bordas revelada pelas trama miloníticas no gnaiss bandedo. Nestas regiões o quartzo possui a forma de *ribbons* e os feldspatos possuem, principalmente, a forma de porfiroclastos. Além disso, os intercrescimentos pertítico em alto ângulo com a foliação milonítica, e o mirmequítico tendem a se concentrar nas margens dos porfiroclastos e não em regiões de sombra de pressão. Estas feições, associadas com

a recristalização de feldspatos e hornblenda implicam em temperaturas maiores que 550°C, (Debat *et al.* 1978, Simpson e Wintsch 1989, Tribe e D'Lemos 1994).

iv) desenvolvimento de porfiroblastos sin-tectônicos de estauroлита e granada na borda leste do domo. Nestas regiões, o cisalhamento marcado por estruturas do tipo SC em quartzo, fibrolita e biotita concorda com o definido no domo.

v) o quadro microtextural é completado pelo estudo de eixo c em quartzo que permitiu definir que as tramas desenvolveram-se em temperaturas entre 750 e 650°C.

Do ponto de vista estrutural foram definidos dois eventos de deformação denominados En e En + 1. O primeiro evento En manifesta-se principalmente pelo desenvolvimento de uma lineação leste-oeste do tipo *down-dip* encontrada principalmente na borda oeste do domo e em suas rochas encaixantes. Este evento foi associado a uma tectônica de empurrão definida anteriormente por Alves da Silva (1994) e Carvalho *et al.* (2000).

O evento posterior En+1 encontra-se caracterizado em todas as rochas do domo, assim como em suas encaixantes. Este evento, de natureza dúctil está relacionado a uma transcorrência sinistral desenvolvida por cisalhamento simples no qual três fases de deformação foram definidas. A primeira fase Dn +1 é responsável pelo desenvolvimento de uma trama milonítica nas bordas do domo e um acamamento ígneo no centro, gerando uma família de estruturas planares e lineares. A segunda fase Dn +2 resultou na segregação de fusão para regiões de anisotropia e na colocação de diques graníticos. Finalmente a última fase Dn +3 foi responsável pela nucleação de dobras na envoltória encaixante do domo e em diques aplíticos e pegmatitos aflorantes em porções mais centrais .

Finalmente, uma última família de estruturas está representada por zonas de cisalhamento rúpteis e pela nucleação de fraturas. Uma vez que há perfeita concordância dessa família de estruturas com feições primitivas existente no domo é proposto que estas estruturas resultaram de reativações de estruturas formadas anteriormente.

A análise dos elementos estruturais e microtexturais do domo proporcionaram o posicionamento do pluton em relação a deformação regional. Desta forma, o Domo de Ambrósio foi definido como um pluton sin-tectônico colocado durante o evento En +1. As características que permitiram o enquadramento do pluton com a deformação regional foram:

- i) continuidade entre as tramas desenvolvidas em estado sólido com aquelas desenvolvidas em estado magmático;
- ii) pela refração da foliação em estado sólido de gnaiss hospedeiro em relação à de diques (estado magmático)
- iii) pelas apófises de diques graníticos injetadas no plano da foliação de gnaisses de borda, que mostrando a mesma disposição planar que o seu litotipo encaixante,
- iv) pela orientação de fenocristais de plagioclásio e microclínio paralelamente à lineação definida pelos *ribbons* de quartzo e pela presença de porfiroclastos com núcleos euédricos orientados segundo essa direção.
- v) Pela concordância entre o cisalhamento, evidenciado por tramas oblíquas, *ribbons* de quartzo, porfiroclastos assimétricos nas bordas, e o cisalhamento na região central
- vii) pelo desenvolvimento de tramas oblíquas no acamamento *schlieren* com forma sigmoidal concordantes com trama em estado sólido em pegmatitos com forma similar
- viii) pela idade de cristalização do pluton (2080 Ma U/Pb em zircão e xenotímio) concordante com a idade de metamorfismo regional (2080 Ar-Ar em hornblenda, Mello 2000).
- ix) Pela migração de fusão representada por leucossomas em gnaiss, migmatitos e granodioritos concordante com o tensor regional. Ressalta-se que esses leucossomas possuem indicadores de cisalhamento (estruturas do tipo SC e porfiroclastos) concordantes com o sentido o cisalhamento regional.

Do ponto de vista petrogenético, o Domo de Ambrósio caracteriza-se por: apresentar valores de  $\epsilon_{Nd(2080)}$  negativos no intervalo de  $-10,67$  a  $-4,35$  e idades modelo Nd entre 3059 Ma e 2586 Ma. Os valores encontrados em facies ígnea do domo são 500 a 800 Ma mais velhos do que a idade de colocação do pluton. Este fato, associado com a presença de zircões herdados, confirmam o envolvimento de um componente crustal mais velho na gênese do Domo de Ambrósio. Além disso, considerando que os dados de isótopos de Nd para o domo situam-se entre os do embasamento (mostrado pelo gnaiss) e aqueles juvenis (representado pelo anfibolito com granada) de modo semelhante ao sugerido por Arndt e Goldstein (1987) e Maboko e Nakamura (1996), o domo pode ter sido gerado por uma mistura de componentes juvenis e crustais mais antigos.

Para as rochas hospedeiras da mineralização aurífera da Fazenda Maria Preta, os dados de isótopos de Nd forneceram idades modelos (TDM) de aproximadamente 2200 Ma e  $\epsilon_{Nd} (t = 2080 \text{ Ma})$

de 1,77 e 2,16. Os valores positivos  $\epsilon_{Nd} (t = 2080 \text{ Ma})$  e os de TDM mais novos para essas rochas implicam em uma história petrogenética diferente em relação às rochas do Domo de Ambrósio.

Os resultados geoquímicos analisados em diagramas binários do tipo Harker apontam uma tendência para a maioria dos elementos maiores ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Todos esses elementos mostram uma correlação negativa com  $\text{SiO}_2$ , ao passo que  $\text{K}_2\text{O}$  exibe uma correlação negativa. Para os elementos traços representados por Sr, Zr e Zn, as amostras apresentam uma correlação negativa com  $\text{SiO}_2$ , ao passo que Y, Cr, Ba e Ni não apresentam nenhuma correlação. Essas variações químicas podem ser resultantes de cristalização fracionada das fases minerais plagioclásio, biotita, óxidos de ferro e titânio, apatita e zircão

O índice de saturação de alumínio [ $\text{ISA} = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ molecular} / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ] é alto com valores entre 1,38 a 1,98. Desta forma, as amostras gradam de metaluminosas a peraluminosas. Nos diagramas AFM, as rochas do domo se singularizam por apresentar uma tendência de diferenciação cálcio-alcálica

Essa natureza cálcio-alcálica é reforçada pelos altos teores de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , pelos conteúdos moderados a altos de Sr e Ba e de metais alcalinos, assim como pelas baixas razões Rb/Sr, entre 0.1 e 0.5 .

Nos diagramas de discriminação geotectônica de Pearce *et al.* (1984), as amostras do domo classificam-se como granitóides do tipo syn-COLG (sin-colisionais) e VAG (de arcos). Um raciocínio semelhante ao utilizado para isótopos de Nd pode ser empregado para explicar essa disposição, isto é o envolvimento de misturas de materiais com assinaturas isotópicas e químicas distintas na gênese do pluton de Ambrósio.

## O ESTADO DA ARTE DE ESTUDOS PETROLÓGICOS E DE COLOCAÇÃO DE PLUTONS EM OUTROS CONTINENTES

Domos gnáissicos são feições comuns em cinturões orogênicos e suas origens são atribuídas a diapirismo, dobramentos, empurrão vertical ou extensional. Estes complexos gnáissicos são constituídos por granitos foliados, gnaisses bandados, gnaisses graníticos a granodioríticos e migmatitos assim como por intrusões mais jovens de granitos. Em geral, as zonas de contato com as encaixantes são caracterizadas por metamorfismo em facies anfíbolito

superior e por zonas de deformação, incluindo zonas miloníticas. Numerosos estudos têm demonstrado a similaridade entre domos gnáissicos com *Metamorphic Core Complexes*, sugerindo uma origem extensional (Holm e Lux 1996).

O termo *Metamorphic Core Complex* descreve estruturas de rochas metamórficas que foram exumadas durante eventos extensionais. A feição mais significativa de um *Metamorphic Core Complex* é uma zona de intensa deformação finita (milonitos) que separa unidades compostas de rochas metamórficas de alto grau de uma cobertura adjacente em baixo grau. A unidade superior (capa) é afetada por falhas normais rúpteis que controlam a sedimentação, enquanto a unidade inferior, que normalmente compreende granitos e migmatitos, registra a deformação dúctil penetrativa. A zona de deformação intensa apresenta uma lacuna entre os elementos metamórficos e estratigráficos definido como *detachment* (Brun e Driessche 1994).

Trabalhos atuais (p. e. Lagarde *et al.* 1994, Brun e Driessche 1994, (Swager e Nelson 1997) sugerem que domos gnáissicos associam-se com eventos extensionais em cinturões orogênicos, após o espessamento crustal e relaxamento termal subsequente. Seu desenvolvimento pode ser controlado por zonas de *detachment*. Em geral domos gnáissicos associados com *detachment* apresentam padrões assimétricos de deformação e metamorfismo que resultam da superposição de cisalhamento normal (ao longo do *detachment*) e fluxo dúctil (inward) da crosta inferior. Durante a extensão da crosta dúctil inferior, o domo é progressivamente soerguido, resfriado e incorporado a capa dúctil.

#### **Exemplos de domos gnáissicos associados com *Metamorphic Core Complexes***

O Cráton Yilgarn (oeste da Austrália) é caracterizado por domínios gnáissicos de alto grau que possuem domos alongados encaixados em *greenstone belt* de baixo grau metamórfico. Alguns estudos (p. e. Lagarde *et al.* 1994, Brun e Driessche 1994, (Swager e Nelson 1997) sugerem que esses complexos gnaissicos são *Metamorphic Core Complexes* desenvolvidos durante evento de formação de bacias primitivas e anteriores aos eventos de encurtamento regional (Swager e Nelson 1997). Este evento de extensão principal ocorre após um evento de empurrão primitivo e anterior a um evento de dobramento. O evento extensional teria uma forte influência na geometria final da pilha *greenstone belt*. (Swager e Nelson 1997).

Na região da Austrália, dois episódios de intrusões de granitos foram definidos: pré a dobramento regional (2685-2675Ma) e um pós-dobramento (2660 Ma). Os granitos pré a dobramentos podem ser divididos em baixo e alto cálcio. Os granitóides de baixo cálcio apresentam  $\epsilon_{Nd}$  entre (-4 a + 2). Estes granitóides foram interpretados como resultantes de retrabalhamento crustal de crosta tonalítica a granodiorítica que pode ter tido ainda mistura de materiais mais juvenis (Champion e Sheraton 1997).

Domos gnáissicos apresentando mecanismo múltiplos de colocação

O *Greenstone de Belt* de Barberton, na África do Sul, encontra-se circundado por plutons granitóides e é um dos representantes típicos da tectônica de terrenos granito-*greenstones*. Este terreno mostra um padrão clássico de domos e quilhas típicos de *greenstone belts* arqueanos. Tal padrão pode ser considerado como resultante de uma diversidade de mecanismos incluindo diapirismo em estado sólido e magmático, encurtamento subhorizontal de materiais com competência diferente, interferência de dobramentos e ou a combinação destes mecanismos (Kister e Anhaeusser 1995). Alternativamente, o padrão de domos e quilhas é atribuído a um encurtamento crustal horizontal (De Wit 1982).

Os plutons no *Greenstone de Belt* de Barberton normalmente são do tipo TTG (Tonalito-Trondhjemitico-granodiorítico) com várias idades e contatos intrusivos e ou estruturais com o *greenstone*, contendo grande quantidade de xenólitos do *greenstone* com proporções altamente variáveis. Nesta localidade, as idades mais antigas são de gnaisses tonalíticos e metavulcânicas (> 3500 Ma). Os plutons TTG mais antigos possuem idades 3460 e 3440 Ma e neste caso mostram contatos intrusivos com metavulcânicas máfico-ultramáficas. Por outro lado, granitos ricos em potássio mostram idades mais jovens e iguais a 3216 Ma.

O *Greenstone Belt* do Rio das Velhas, Minas Gerais, Brasil, encontra-se circundado por plutons granitóides com composição granítica, granodiorítica, tonalítica e trondhjemitica, assim como gnaisses e migmatitos que definem um padrão do tipo domos e quilhas. O contato entre os domos e a sequência supracrustal é marcado pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento de baixo a médio grau. Nos domos desenvolvem-se de zonas de cisalhamento do tipo *dip slip* no contato domo supracrustal que poderiam indicar o fluxo da sequência supracrustal para baixo.

Estas zonas teriam sido geradas de modo sincrônico com a evolução do domo. Estudos microtexturais, eixo c e análise de deformação permitem supor que o padrão de domos e quilhas possa ter sido gerado durante a fase de encurtamento regional. O contraste de viscosidade entre os domos e a sequência supracrustal teria fornecido a instabilidade termal favorável ao fluxo das rochas encaixantes (Hippertt 1994, 2000)

### **Mecanismos de colocação associados com escape tectônico**

O domínio Ollo de Sapo na parte norte do cinturão Variscan (Espanha) contém rochas metamórficas precambrianas e ordovicianas que foram intrudidas pelo Granito Guitiriz. O granito mostra uma foliação magmática de direção norte-sul que é paralela à foliação principal nas rochas encaixantes. A foliação no pluton foi produzida por fluxo magmático como indicado, principalmente, pelo arranjo paralelo de micas e feldspatos eudrais e agregados de quartzo anedrais livres de deformação. Neste pluton, tanto a foliação em estado sólido como a magmática mostram padrões de lineações subhorizontais e com direção norte-sul. Além disso ocorre o desenvolvimento de zonas de cisalhamento nas margens leste e oeste do pluton. Esse pluton foi interpretado como uma câmara magmática desenvolvida por uma extensão local induzida pelo encurtamento E-W. O modelo de colocação proposto envolve um escape tectônico para o norte de uma cunha crustal do domínio Ollo de Sapo limitado por duas zonas de cisalhamento conjugadas do tipo transcorrente (Aranguren *et al.* 1996).

### **Geração, segregação ascensão e colocação de magmas graníticos crustalmente derivados durante espessamento orogênico**

No cinturão orogênico Cadomian localizado no nordeste da França, o espessamento da sequência vulcano-sedimentar durante um evento transpressivo levou a um metamorfismo em facies anfíbolito que acarretou a anatexia, desenvolvimento de migmatitos e a produção de granitos. Nesta região, zonas de cisalhamento desenvolveram-se por amolecimento da crosta. Desta forma granitos foram transportados na forma de diques para níveis mais rasos e construíram plutons através de intrusões de folhas múltiplas alojadas nas zonas de cisalhamento principal (Brown 1994, Brown e Solar 1999)

## MECANISMO DE COLOCAÇÃO NO DOMO DE AMBRÓSIO

O domo de Ambrósio possui facies com formas alongadas dispostas paralelamente às zonas de cisalhamento localizadas ao longo de suas margens ocidental e oriental. Além disso as facies porfirítica e monzogranítica possuem a forma de diques implicando que o mecanismo de colocação, para parte do pluton, foi na forma de corpos tabulares. Este modelo é ainda reforçado pela feições de segregação magmática e a migração de fusão ao longo da foliação paralelas à facies do domo, que se assemelham com as descritas por Brown (1994), Collins e Sawyer(1994) Brown e Solar (1999) para granitos derivados de migmatitos.

Considerando que as lineações do tipo *down-dip*, associadas com o evento En, encontram-se impressas em gnaisses graníticos na borda oeste do pluton; ii) que existe um paralelismo entre os elementos planares e lineares no domo e rochas encaixantes, gerados no evento En+1; iii) o desenvolvimento de zonas de cisalhamento nas bordas oeste e leste do domo e iv) a propagação lateral do magma representada por leucossomas estromatíticos e acamamento *schlieren*; foi proposto um modelo de colocação para o Domo de Ambrósio envolvendo um escape tectônico lateral de direção norte sul, gerado durante a mudança da tectônica do tipo *obliqua* para transcorrente. Neste caso a tectônica oblíqua poderia ter promovido o espessamento crustal e o início de refusão por parte do embasamento envolvido e que a transcorrência geraria o espaço e controlaria a movimentação para a instalação do pluton.

Neste contexto o domo pode ser considerado como uma intrusão passiva sendo os principais argumentos suportados pela: i) lineações subhorizontais paralelas no pluton e em sua envoltória; ii) pela sua margem leste extremamente retilínea e paralela ao seu eixo, iii) pela ausência de estruturação de sua movimentação em sua rocha encaixante e iv) pela ausência de xenólitos de rochas encaixantes.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*. 90(1-2):29-58.
- ALLEN, C. M. 1992. A nested diapir model for the reversely zoned Turtle Pluton, southeastern California. *Transation Royal Society Edinburgh, Earth Science*. 83:179-190.
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e sua relação com o do São Francisco. In: SBG, Simpósio do Cráton do São Francisco e suas Faixas marginais, Salvador, *Anais*. 1-10.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. 1984. *O Precambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim. IG-USP, São Paulo*. 7:45-80
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCHS, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews*. 17:1-29.
- ALVES DA SILVA, F. C. 1993. The syn-tectonic granitoids from the Rio Itapicuru Greenstone Belt: A structural approach. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 2. Salvador. *Anais*, 1: 319-322.
- ALVES DA SILVA, F. C. 1994. *Etude structurale du Greenstone Belt Paleoproterozoique du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil)*. Géosciences, Université d'Orleans, Orleans, Tese de doutoramento, 340p.
- ALVES da SILVA, F. C., CHAUVET, A.; FAURE, M. 1993. Thrusting, wrench-type tectonics and granite emplacement an early Proterozoic basin closure: the example of the Rio Itapicuru *Greenstone Belt*, (RIBG) Bahia, NE-Brazil. In: SBG/Ba-Se, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*. 1:63-66.
- ALVES da SILVA, F. C., MATOS, F. M. V. 1991. Economic geology and structural controls of the orebodies from the medium Itapicuru Gold District: Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. In: LADEIRA, E. A. ed., *Proceedings of Brazil Gold'91: The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits*, Brasil, 629-635.

- ANDERSEN, T. B.; PETER, N.; RYKKELID, E.; SϕLNA, H. 1991. Melt-enhanced deformation during emplacement of gabbro and granodiorite in the Sunnhorland Batholith, west Norway. *Geological Magazine*. 128(3):207-226.
- ANDRESEN, A.; Hartz, E. H.; Vold, J. 1998. A late orogenic extensional origin for the infracrustal gneiss domes of the East Greenland Caledonides (72-74°N). *Tectonophysics*, 285(3-4):353-369.
- ARANGUREN, A.; TUBIA, J. M.; BOUCHEZ, J. L.; VIGNERESSE, J. L. 1996. The Guitiriz granite, Variscan belt of northern Spain: extensional-controlled emplacement of magma during tectonic escape. *Earth and Planetary Science Letters*, 139(1-2):165-176.
- ARAÚJO, J. G. 1995. *Controle estrutural e geometria dos corpos de minério aurífero das faixas Mansinha e Antas, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Ba.* Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de mestrado, 185p.
- ARNDT, N.T.; GOLDSTEIN, S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*. 15: 893-895.
- ARZI., A. A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*. 44:173-184.
- BARBOSA, J. S.F. 1986. *Constitution Lithologique et Metamorphique de la Region granulitique du Sud de Bahia, Brésil.* Université Pierre et Marie Curie (Paris), Mémoire Sciences de La Terre 86-34, 401P.
- BARBOSA, J. S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil- An expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In: VIELZEULF, D. VIDAL, (ed.), *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, p. 195-221.
- BARBOSA, J.S.F.; FONTEILHES, M. 1989. Caracterização os protólitos da Região Granulítica do Sul da Bahia- Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 19(1): 3-16.
- BARD, J. P. 1986. *Microstructures of igneous and metamorphic rocks*. Tokyo, D. Riedel Publishing Company. 264p.
- BARKER, F. 1979. Trondjemites-definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, F. (ed.) *Trondjemites, dacites, and related rocks*, Amsterdam, Elsevier, 1-12.
- BARKER, A. J. 1990. *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. New York, Chapman & Hall. 170p.

- BARRUETO, H. R. 1996. *Intrusões Sub-Vulcânicas Alcalinas e Lamprófitos nas Mineralizações Auríferas do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia: Petrografia, Geoquímica e Inclusões Fluidas*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Dissertação de mestrado. 160p.
- BARRUETO, H.R.; OLIVEIRA, E. P.; DALL'AGNOL, R. 1998. Trace element and Nd isotope evidence for juvenile, arc-related granitoids in the southern portion of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt (RIGB), Bahia, Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 1:520.
- BATEMAN, R. 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, 110: 211-231.
- BATISTA, J. J.; NESBITT, R. W.; PIRES, P. F. R. 1998. Presença do embasamento arqueano no Greenstone Belt do Rio Itapicuru (Bahia)- Resultados Geocronológicos por ICP-MS/LA. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 1:67.
- BENN, K.; ALLARD, B. 1989. Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolites layered gabbros. *Journal of Petrology*. 30:925 – 946.
- BLUMENFELD, P.; BOUCHEZ, J. L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*. 10:361-372.
- BLUMENFELD, P.; MAINPRICE, D.; BOUCHEZ, J. L. 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*. 127: 97-115.
- BOUCHEZ, J. L.; DELÁS, C.; GLEIZES, G.; NÉDELEC, A. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20:35-38.
- BOUCHEZ, J. L. PÉCHER, A. 1981. The Himalayan Main Central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*, 78:23-50.
- BRASILINO, R. G.; SIAL, A. N.; LAFON, J. M. 1999. Magmatic epidote, hornblende barometric estimates, and emplacement of the Conceição das Creoulas Pluton, Alto Pajeu Terrane, NE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71(1):3-16.
- BREWER, T. S.; MENUGE, J. F. 1998. Metamorphic overprinting of Sm-Nd isotopic systems in volcanic rocks: The Telemark Supergroup, southern Norway. *Chemical Geology*. 145(1-2):1-16.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; TORQUATO, J. R. F. 1980. Evolução geocronológica do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V.; DUARTE, F. B. eds, *Geologia e Recursos*

*Minerais do Estado da Bahia*, Textos básicos: Secretária de Minas e Energia, Salvador-Brasil, 3: 1-10.

- BROWN, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: The migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36:83-130.
- BROWN, M.; SOLAR, G. S. 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal Structural Geology*, 20(9/10):1365-1393.
- BROWN, M.; SOLAR, G. S. 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, 312(1):1-33.
- BRUN, J. P.; DRIESSCHE, J. V. D. 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. Géol France*, 165(6):519-530.
- BRUN, J. P.; GAPAIS, D.; COGNE, J. P.; LEDRU, P.; VIGNERESSE, J. L. 1990. The Flamanville Granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geological Journal*, 25:271-286.
- BRUN, J. P.; PONS, J. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 3(3):219-229.
- BUDDINGTON, A. F.; LINSLEY, D. H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and their synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5:310-357.
- CARVALHO, M. J.; OLIVEIRA, E. P.; BARRUETO, H. R. 2000. The Itareru diorite-tonalite sheet-like body, Bahia-Brazil: Geological evidence of a major terrane boundary in the paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt? In: SBG 31 Congresso Brasileiro de Geologia CD-room, Rio de Janeiro.
- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 76(1):101-124.
- CHAMPION, D. C. SHERATON, J.W. 1997. Geochemistry and Nd isotope systematic of Archaean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes, *Precambrian Research*, 83(1-3):109-132.
- CHAUVET, A. ALVES DA SILVA, F.C.; FAURE, M.; GUERROT, C., 1997a. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the

- role of synkinematic plutons in the regional tectonics. *Precambrian Research*. **84**(3-4):139-162.
- CHAUVET, A.; GUERROT, C.; SILVA, F. A.; FAURE, M. 1997b. Géochronologie  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des granites paléoproterozoïques de la ceinture de roches verte du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences Paris*, **324**: 293-300.
- CLEMENS, J. D.; MAWER, C. K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*. 1992. **204**:339-360.
- COELHO, C. E.; TOURAY, J. C.; FAURE, M.; PROST, A. E. P. 1991. Kinematic study of the Fazenda Maria Preta gold deposit, Bahia, Brasil: Metallogenic implications. In: LADEIRA, E. A. ed., *Proceedings of Brazil Gold'91: The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits, Brasil*, 657-660.
- COLLINS, W. J.; SAWYER, E. W. 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal Metamorphic Geology*. **14**: 565-579.
- CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B. 1982. The geologic evolution of South America during Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências* **12**: 78-88.
- CORRIVEAU, L.; RIVARD, B.; BREEMEN, O. van. 1998. Rheological controls on Grenvillian intrusive suites: implications for tectonic analysis. *Journal of Structural Geology*, **20**(9-10):1191-1204.
- CRUDEN, A. R. 1990. Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. *Journal of Geology*. **98**:681-698.
- D'LEMOIS, R. S.; BROWN, M.; STRACHAN, R. A. 1992. The relationship between granite and shear zone: magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal Geological Society of London*, **149**:487-490.
- DADA, S. S. 1998. Crust forming-ages and proterozoic crustal evolution in Nigeria: a reappraisal of current interpretations. *Precambrian Research*. **87**(1-2): 65-74.
- DALY, J. S.; McLELLAND, J. M. 1991. Juvenile Middle Proterozoic crust in the Adirondack Highlands, Greenville province, northeastern North America. *Geology*. **19**(2): 119-122.
- DAVIS, B. K.; HENDERSON, R. A. 1999. Syn-orogenic extensional and contractional deformation related to granite emplacement in the northern Tasman Orogenic Zone, Australia *Tectonophysics*, **305**(4):453-475.

- DAVIS, G. H. 1984. *Structural Geology of rocks and regions*. New York, John Wiley. 314p.
- DAVISON, I.; TEIXEIRA, J.B.; SILVA, M. G.; ROCHA NETO; M. B.; MATOS, F. M. V. 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt; Bahia, Brazil: Structural and stratigraphical outline. *Precambrian Research*. 41:1-17.
- DE WIT, M. J. 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton Greenstone Belt. *Journal Structural Geology*, 4:117-136.
- DE, S. K.; CHACKO, T.; CREASER, R. A. 2000. Geochemical and Nd-Pb-O isotope systematics of granites from the Taltson Magmatic Zone, NE Alberta: implications for early Proterozoic tectonics in western Laurentia. *Precambrian Research*, 102(3-4):221-249.
- DEBAT, P.; SOULA, J. C.; KUBIN, L.; VIDAL, J. L. 1978. Optical studies of natural deformation of microstructures in feldspars (Gnaisses and pegmatites from Occitania Southern France). *Lithos*. 11:133-146.
- DePAOLO, D. J. 1980. Source of continental crust: Neodymium isotope evidence for the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *Science*. 209:684-687.
- DePAOLO, D. J. 1988. *Neodymium Isotope geochemistry. -- An introduction*. Springer. Berlin.187p.
- DRURY, M. R.; URAY, J. L. 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*. 172:235 – 253.
- ESCUADER, V. J. 1999. Hornblende-bearing leucosome development during syn-orogenic crustal extension in the Tormes Gneiss Dome, NW Iberian Massif, Spain. *Lithos*, 46(4):751-772.
- EVANS, J. P. 1988. Deformation mechanism in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal Structural Geology*. 10(5):437-443.
- EVANS, N. G.; GLEIZES, G.; LEBLANC, D.; BOUCHEZ, J. L. 1997. Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassiès granite pluton *Journal of Structural Geology*, 19(2):195-208.
- FERRÉ, E.; GLEIZES, G.; BOUCHEZ, J. L. 1995. Internal fabric and strike-slip emplacement of the Pan-African granite of Solli Hills, northern Nigeria. *Tectonics*. 14(5):1205-1219.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*. 2(2): 131-145.

- FIGUEIREDO, M. C. H., BARBOSA, J. S. F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: Dominguez, J. M. L. e Misi, A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. SBG/ Bahia/Sergipe. *Reunião preparatória*, 63-84.
- FÖSTER, H. J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBULL, R. B. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40:261-293.
- FREITAS SILVA, F. H.; COELHO, C. E. S. 1993. Controle estrutural do depósito de ouro da Fazenda Maria Preta: implicações para prospecção aurífera no médio Rio Itapicuru, Bahia. In:SBG/Ba-Se, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 1:327-330.
- FUETEN, F.; ROBIN, P. Y.F.; STEPHENS, R. 1991. A model for the development of a domainal quartz c-axis fabric in a coarse-grained gneiss. *Journal of Structural Geology*. 13(10):1111-1124.
- GAPAIS, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology*. 17: 1144 - 1147.
- GAPAIS, D.; BARBARIN, B. 1986. Quartz fabric transition in a colling syntectonic granites: (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, 125:357-370.
- GERALD, J. D. F. e STÜNITZ, H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*. 221:269-297.
- GUINEBERTEAU, B.; BOUCHEZ, J. L.; VIGNERESSE, J. L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin*. 99:763-770.
- HAGGERTY, S. E. 1976a. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In:RUMBLE, D. (ed). *Oxide minerals. Mineralogical Society American*, 3:Hg1-Hg100.
- HAGGERTY, S. E. 1976b. Opaque mineral oxide in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE, D. (ed). *Oxide minerals. Mineralogical Society American*, 3:Hg101-Hg300.
- HANDY, M. R. 1990. The solid state flow of polymineralic rocks. *Journal geophysics research*. 95:8647-8661.
- HANDY, M. R.; DIRKS, P. H. G. M. 1992. The influence of deformation on the formation of axial-planar leucosomes and the segregation of small melt bodies within the migmatitic Napperby Gneiss, Central Australia. *Journal Structural Geology*, 14:591-604.

- HARRIS, N. 1996. Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):107-113.
- HARRIS, N. B. W.; HAWKESWORTH, C. J.; RIES, A. C. 1984. Crustal evolution in north-east and east Africa from model Nd ages. *Nature*. 309: 773-776.
- HARRIS, N.; INGER, S.; MASSEY, J. 1993. The role of fluids of formation of High Himalayan leucogranites. *Geological Society of London. Special publication*. 74:391-400.
- HASSUI, Y.; COSTA, J. B. S. 1988. Curso de zonas e cinturões de cisalhamento. In: SBG/UFPa, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Curso, 86p.
- HENRY, P.; STEVENSON, R. K.; LARBI, Y.; GARIÉPY, C. 2000. Nd isotopic evidence for Early to Late Archean (3.4–2.7 Ga) crustal growth in the Western Superior Province (Ontario, Canada). *Tectonophysics*, 322(1-2):135-151.
- HIBBARD, M. J. 1979. Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. *Geological Society of America Bulletin*. 90(1): 1047-1062.
- HIBBARD, M. J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: Granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology*, 95: 543-561.
- HIPPERT, J. F. 1994. Structure indicative of helicoidal flow in a migmatitic diapir (Bação Complex, Southeastern Brazil). *Tectonophysics*, 234:169-196.
- HIPPERT, J. F.; DAVIS, B. 2000. Dome emplacement and formation of kilometre-scale synclines in a granite-greenstone terrain (Quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 102(1-2):99-121.
- HOLLISTER, L. S.; CRAWFORD, M. L. 1986. Melt-enhanced deformation: A major tectonic process. *Geology*, 14:558-561.
- HOLM, D. K. e LUX, D. R. 1996. Core complex model proposed for gneiss dome development during collapse of the Paleoproterozoic Penokean orogen, Minnesota. *Geology*, 24(4):343-346.
- HUTTON, D. H. W. 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society of London*, 139:615-631.
- HUTTON, D. H. W. 1988a. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from the deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79: 245-255.

- HUTTON, D. H. W. 1988b. Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland: *Geological Society of America Bulletin*, **100**:1392-1399.
- HUTTON, D. H. W. 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **83**: 383-386.
- HUTTON, D. H. W.; DEMPSTER, T. J.; BROWN, P. E.; BECKER, S. D. 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, **343**(1):452-455.
- HUTTON, D. H.W.; REAVY, R. J. 1992. Strike-slip tectonics and petrogenesis. *Tectonics*, **11**:960-967.
- INGRAM, G. M.; HUTTON, D. H. W. 1994. The Great Tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska. *Bulletin of Geological Society of America*, **106**:715-720.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. 1971. A Guide to the classification of the common volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, **8**: 523-548.
- JARDIM de SÁ, E. F. 1982. Nota sobre o estilo estrutural e relações gnaisses vs supracrustais no Greenstone Belt de Serrinha(Ba). *Ciências da Terra*, **2**:8-13.
- KARLSTROM, K. E.; MILLER, C. F.; KINGSBURY, J. A.; WOODEN, J. L. (1993). Pluton emplacement along an active ductile thrust zone, Piute Mountains, southeastern California: Interaction between deformational and solidification processes. *Geological Society of America Bulletin*, **105**:213-230.
- KISHIDA, A. 1979. *Característica Geológica e Geoquímica da sequência vulcano-sedimentar do Médio Rio do Itapicuru Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de mestrado, 98p.
- KISHIDA, A.; RICCIO, L. 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **11**:161-178.
- KISHIDA, A., SENA. F. O.; ALVES DA SILVA, F. C. 1991. Rio Itapicuru Greenstone Belt: In: LADEIRA, E. A. ed., *Proceedings of Brazil Gold'91: The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits*, Brasil, 49-59.
- KISTER, A. F. M. e ANHAEUSSER, C. R. 1995. Emplacement features of Archaean TTG plutons along the southern margin of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, **75**(1-2):1-15.

- KNIFE, R. J. 1989. Deformation mechanism –recognition from natural tectonites. *Journal Structural Geology*, 11(1-2): 127 –146.
- KRETZ, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68:277-279.
- LAGARDE, J. L.; DALLAIN, C. LEDRU, P. COURRIOUX, G. 1994. Strain patterns within the later Variscan granitic dome of the Velay, French Massif central. *Journal Structural Geology*, 16:839-852.
- LANGDON, T. G. 1985. Regimes of plastic deformation. In H. R. Wenk (ed.). *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*. Academic Press, Orlando. 219-231.
- LAW, R. D. 1990. Crystallographic fabrics: A selective review of their application to research in structural geology. In: Knipe, R. J. e Rutter E. H. (Eds.). *Deformation mechanism rheology and tectonics. Geological Society special Publication*, 54:335-352.
- LE MAITRE, R. W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary terms*, Oxford, Blackwell, 193p.
- LEBEDE, S.; HOPPE, A. 1990. Os sedimentos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru Ba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim de resumos*, 354p.
- LEDRU, P.; COCHERIE, A.; BARBOSA, J.; JOHAN, V.; ONSTOTT, T. 1994. Ages du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris*. 318(série II): 251-257.
- LEITE, C. M. M., RANGEL, P. A.; CARVALHO, M. P. 1990. Caracterização química e mineralógica da mineralização aurífera em vulcânicas félsicas das Faixas Mansinha do "Greenstone Belt do Rio Itapicuru". In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 3:1302-1315.
- LISTER, G. S. 1981. The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *Journal Structural Geology*, 39:67-76.
- LISTER J. R. e KERR, R. C. 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dikes. *Journal Geophysical Research*, 96:10049-10077.
- MABOKO, M. A. H.; NAKAMURA, E. 1996. Nd and Sr isotopic mapping of the Archaean-Proterozoic boundary in southeastern Tanzania using granites as probes for crustal growth. *Precambrian Research*, 77(1-2):105-115

- MAHON, K. I., HARRISON, T. M.; DREW, D. A. 1988. Ascent of granitoid diapir in temperature varying medium. *Journal Geophysics Research*, **93**: 1174-1188
- MAINPRICE, D.; BOUCHEZ, J. L.; BLUMENFELD, P.; TUBIÀ, J. M. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**:819-822.
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.
- MARINHO, M. M. e SABATÉ, P. 1982. The Contendas-Mirante volcano-sedimentary sequence and its granitic-migmatitic basement. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis (ISAP), SME/CPM, Salvador, *Guias de excursão*, p.139-184.
- MARSH, B. D. 1982. On the mechanism of igneous diapirism, stoping and zone melting. *American Journal Science*, **282**:808-855.
- MASCARENHAS, J. F. 1973. A geologia do centro-leste do Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Aracaju, *Anais*, **2**: 35-66.
- MASCARENHAS, J. F. 1979. *Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia*. In: Inda, H. A. V. (Ed.) *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia*, SME/CPM. Bahia. *Textos básicos*. **2**:55-165.
- MASCARENHAS, J. F.; SÁ, J. H. S. 1982. Geological and metallogenic pattern in the Archaean and Early Proterozoic of Bahia State, eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 193-214.
- MATOS, F. M. V. 1988. *Um estudo estrutural e petrográfico no domo granito gnássico de Ambrósio no Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de mestrado, 85p.
- MATOS, F.M.V.; DAVISON, I. 1987. Basement or Intrusion ? The Ambrósio Dome, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2): 442-449.
- MATOS, F.M.V; CONCEIÇÃO, H. 1993. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: geologia e tipologia. In: SBG/Ba-Se, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador. *Anais*. **1**:60-62.
- McBIRNEY, A. R.; NICOLAS A. 1997. The Skaergaard layered series. Part II. Magmatic flow and dynamic layering. *Journal of Petrology*, **38**(5): 569-580.

- McCAFFREY, K. J. W.; MILLER, C.F.; KARLSTROM, K.E.; SIMPSON, C. 1999. Synmagmatic deformation patterns in the Old Woman Mountains, SE California. *Journal of Structural Geology*, 21(3):335-349.
- McDONOUGH, W.F., SUN.S.S., RINGWOOD, A.E., JAGOUTZ, E., HOFMANN, A.W. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochim. Cosm. Acta*, 56: 1001-1012.
- MEDEIROS SILVA, H. 1981. *Geologia da Região de Ambrósio (Ba) – área 2*. Natal, UFRN. 58p. Relatório de graduação.
- MELLO, E. F.; LACERDA, C. M. M.; OLIVEIRA, E. P.; and McNAUGHTON, N. 1999a. SHRIMP U-Pb geochronology on xenotime and zircon from the Ambrósio Dome, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Brazil: A major syntectonic granodiorite intrusion. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Cordoba-Argentina, *Actas*, 331-334.
- MELLO, E., OLIVEIRA, E. P., McNAUGHTON, N. 1999b. SHRIMP U-Pb geochronology of detrital zircons from Early Precambrian quartzite of the Caldeirao Belt, NE São Francisco Craton, Bahia-Brazil. In:South American Symposium on Isotope Geology, 2, Córdoba, Argentina, *Actas*,. 78-81.
- MELLO, E.F. 2000. *Estudos isotópicos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia: Evolução crustal e metalogenia do ouro*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas- Unicamp, Campinas. Tese de doutoramento, 162p.
- Melo, R. C., 1995. Tectônica. In: Melo, R.C., Loureiro, H. S. C. e Pereira, L. H. M. (orgs.) *Serrinha - Folha SC.24-Y-D*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, p. 41-50.
- MIDDLEMOST, E. A. K. 1991. Naming materials in the magma/ igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37:215-224.
- MIDDLEMOST, E. A. K. 1991. Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth-Science Reviews*, 31:73-87.
- MILLER, R. B.; PATERSON, S. R. 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *Journal of Structural Geology*, 16(6):853-865.
- MILLER, R. B.; PATERSON, S. R. 1999. In defense of magmatic diapirs. *Journal of Structural Geology*, 21(8-9): 1161-1173.

- NELSON, B. K.; DePAOLO, D. J. 1985. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9b.y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid continent. *Geological Society of America Bulletin*, **96**(6): 746-754.
- NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; FERAUD, G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development on the Caruaru área (Borborema province, NE Brazil). *Precambrian Research*, **99**(1-2):1-32.
- NICOLAS A. 1986. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *Journal of Petrology*, **27**: 999-1022.
- NICOLAS A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journal of Petrology*, **33**(4):891-915.
- PADILHA, V. V.; MELO. R. C. 1991. **Evolução geológica Mundo Novo- Folhas 24-Y-D-IV** In: LOUREIRO, H. S. C. (org.). Estado da Bahia. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil DNPM/CPRM.
- PADILHA, A. V.; MELO. R. C.; PEREIRA, L. H. M.; SAMPAIO, A. R.; LOUREIRO, H. S. C.; TEIXEIRA, L. R.; MOTTA, A. C. 1990b. Orógeno Curaçá-Ipirá/ uma contribuição à geologia da região Centro-Nordeste do estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36 Natal, *Boletim de resumos*, 346p.
- PADILHA, A. V.; SANTOS, R. A.; MARTINS, A. A. M.; ARCHANJO, J. B. A.; OLIVEIRA, J. E.; GOMES, R. A. A. D. 1990a. O ciclo Jequié no sudeste da Bahia/ Uma colisão arco de ilhas-continente no Arqueozóico Superior. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36 Natal, *Boletim de resumos*, 345p.
- PASSCHIER, C. R. 1985. Water-deficient mylonite zone - an example of Pyrenees. *Lithos*, **18**: 115-127.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlín Heidelberg New York. 289p.
- PATCHETT, P. J.; ARNDT, N. T. 1986. Nd isotopes and tectonics of 1.9 –1.7 Ga crustal genesis: *Earth Planetary and Sciences Letters*, **78**:329-338.
- PATERSON, S. R. 1987. Problems in the extrapolation of laboratory reological data. *Tectonophysics*, **133**: 33 – 43.
- PATERSON, S. R. 1988. Cannibal Creek granite: pos-tectonic “ballooning” pluton or pre-tectonic piercement diapir? *Journal of Geology*, **96**:730-736.

- PATERSON, S. R.; FOWLER, T. K. Jr. 1993b. Extensional pluton-emplacement models: Do they work for large plutonic complexes? *Geology*, **21**:781-784
- PATERSON, S. R.; FOWLER JR., T. K.; SCHMIDT, K. L.; YOSHINOBU, A. S.; YUAN, E. S.; MILLER, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, **44**(1-2):53-82
- PATERSON, S. R.; FOWLER, T. K. Jr. 1993a. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, **15**(2):191-206.
- PATERSON, S. R.; MILLER, R. B. 1998. Mid-crustal magmatic sheets in the Cascades Mountains, Washington: Implications for magma ascent. *Journal Structural Geology*, **20**(9-10):1345-1363.
- PATERSON, S. R.; TOBISCH, O. T. 1988a. Using pluton ages to date regional deformations: Problems with commonly used criteria. *Geology*, **16**(12):1108-1111.
- PATERSON, S. R.; TOBISCH, O. T. 1992. Rate of process in magmatic arcs: Implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *Journal structural geology*, **14**(3):291-300.
- PATERSON, S. R.; VERNON, R. H. 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of American Bulletin*, **107**(11):1356-380.
- PATERSON, S. R.; VERNON, R. H.; TOBISCH, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**(3):349-363.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- PETFORD, N. 1995. Segregation of tonalitic-trondhjemitic melts in the continental crust: the mantle connection. *Journal of Geophysical Research*, **100**:15735-15743.
- PETFORD, N. 1996. Dykes or diapirs? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**: 245-105-114.
- PETFORD, N.; KERR, R. C. e LISTER, J. R. 1994b. Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, **21**:845-848.
- PETFORD, N. LISTER, J. R. e KERR, R. C. 1994a. The ascent of felsic magmas in dikes. *Lithos*, **32**:161-168.

- PHILLIPS, E. R. 1974. Myrmekite- one hundred years later. *Lithos*, 7:181-194.
- PIMENTEL, M. M.; CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in the late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 86: 123-138.
- PRESSLEY, R. A.; BROWN, M. 1999. The Phillips pluton, Maine, USA: evidence of heterogeneous crustal sources and implications for granite ascent and emplacement mechanisms in convergent orogens. *Lithos*, 46(3):335-366
- PRICE, N. J.; COSGROVE, J. W. 1990. Diapirs, related structures and circular features. In: PRICE, N. J.; COSGROVE, J. W (ed.). *Analysis of Geological Structures*. Cambridge, 89-112.
- PRYER, L. L.; ROBIN, P. Y. F, LLOYD, G. E. 1995. SEM electron channelling study of flame perthite. *Canadian Mineralogist*, 33:333-347.
- RAMSAY, J. G. 1989. Emplacement kinematic of a granite diapir: The Chindamora batholith, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2) 191-209.
- RIOS, D. C.; CONCEIÇÃO, H.; MACAMBIRA, M. J. B.; BURGOS, C. M. G.; PEIXOTO, A. A.; CRUZ FILHO, B. E.; OLIVEIRA, L. L.; LISBOA, M. P. 1998. Granitogênese da parte meridional-oriental do Núcleo Serrinha: Idade, petrografia e geoquímica. IN:H. Conceição, M. J. M. Cruz, H. J. S. Sá; P. Sabaté (eds.) *Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas*. SBG, Núcleo Bahia-Sergipe, 5:91-113.
- RIOS, D. C.; DAVIS, D. W.; CONCEIÇÃO, H.; MACAMBIRA, M. J. B.; PEIXOTO, A. A.; CRUZ FILHO, B. E.; OLIVEIRA, L. L. 2000. Ages of granites of the Serrinha nucleus, Bahia, (Brazil): an overview. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(2):074-077.
- ROCHA NETO; M. B. 1994. Geologia e recursos minerais do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Integração e síntese por Pereira, A. J. 1994. Salvador- Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. *Volume 4 da série de Arquivos Abertos do Programa de publicações da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral*. 7-30.
- ROCHA, T. M. C. 1980. Contribuição ao estudo do plutonismo ácido na porção nordeste do Cráton do São Francisco, Região de Serrinha – BA. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú- SC, *Anais*, 4:2193-2205.
- SANDERSON, D. J.; MARCHINI, D. 1984. Transpression. *Journal Structural Geology*, 6:449-458.

- SAWYER, E. W. 1987. The role of partial melting and fractional crystallisation in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology*, **28**(3):445-473.
- SAWYER, E. W. 1991. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Greenville Front Quebec. *Journal of Petrology*, **32**:701-738.
- SAWYER, E. W. 1994. Melt segregation in continental crust. *Geology*, **22**:1019-1022.
- SCHMIDT, M. W.; THOMPSON, A. B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability phase relationships, and the role in epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, **81**(3-4):462-474.
- SCHOFIELD, D. I.; D'LEMOS R. S. 1998. Relationships between syn-tectonic granite fabrics and regional PTtd paths: an example from the Gander-Avalon boundary of NE Newfoundland. *Journal of Structural Geology*, **20**(4):459-471.
- SCHULMANN, K.; MLCOCH, B.; MELKA, R. 1996. High-temperature microstructures and rheology of deformed granite, Erzgebirge, Bohemian Massif, *Journal of Structural Geology*, **18**(6):719-733.
- SCHULMANN, K.; MLCOCH, B.; MELKA, R. 1999. Pluton accommodation at high strain rates in the upper continental crust. The example of the Central Extremadura batholith, Spain. *Journal of Structural Geology*, **21** (8-9):1143-1149.
- SHELLEY, D. 1993. *Igneous and metamorphic rocks under microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations*. London, Chapman & Hall. 447p.
- SIGHINOLFI, G. P. e GORGONI, C. 1978. Chemical evolution of high grade metamorphic rocks – Anatexis and remotion of material from granulite terrains. *Chemical Geology*, **22**:157-176.
- SILVA, F. H. F.; COELHO, C. E. S. 1993. Considerações sobre a evolução geotectônica da seqüência vulcano sedimentar do Rio Itapicuru. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos tectônicos, 4, Belo Horizonte, *Anais*, **1**:195-198.
- SILVA, M. G. 1984. A seqüência vulcano-sedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia: Caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica. In: SÁ, P. V. S. V.; DUARTE, F. B. (eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos básicos*. SM1E, Salvador, **5**: 6-42.

- SILVA, M. G. 1990. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: Uma bacia do tipo *back-arc* de idade Proterozoico Inferior. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim de resumos*, 322.
- SILVA, M.G. 1987. *Geochemie, Petrologie und geotektonische Entwicklung eines Proterozoischen greunsteiguertels, Rio itapicuru, Bahia, Brasilien*. Freiburg. Universidade de Freiburg, Germany, Freiburg, Tese de Doutorado, 125 p.
- SILVA, M. G. 1991. Evidências de uma tectônica de colisão-subdução no Proterozóico Inferior no nordeste do Estado da Bahia. In: SBG/NNE, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife, *Anais*. 216-219.
- SILVA, M. G. 1992a. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico, no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Anais*, 2: 181-182.
- SILVA, M. G. 1992b. O greenstone belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2): 157-166
- SILVA, M.G. 1997. Geoquímica, geocronologia e isótopos (Sm-Nd e Pb-Pb) da sequência vulcano-sedimentar do Rio Itapicuru (Bahia, Brasil) revelando uma parte da história da evolução crustal, Proterozóica Inferior, do Cráton do São Francisco. In: SBGq, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 4, Braga- Portugal, *Anais*, 1:409-412.
- SILVA, M. G.; ROCHA NETTO, M. B. 1993. Evolução metamórfica do Greenstone Belt do Rio Itapicuru e suas relações com as mineralizações auríferas. In: SBG/Ba-Se, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 1:323-326.
- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7(5):503-511.
- SIMPSON, C.; WINTSCH, R. P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal Metamorphic Geology*, 7:261-275.
- STERN, R.A., PERCIVAL, J.A. & MORTENSEN, J.K. 1994. Geochemical evolution of the Minto Block: a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton. *Precambrian Research*, 65:115-153,.
- STREKEISEN, A. L. 1976a. Classification and nomenclature of igneous rocks. IUSGS. *Geologische Rundschau*, 63:773-786.

- STREKEISEN, A. 1976b. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sciences Reviews*, **12**(1):1-33.
- STÚNITZ, H.; GERALD, J. D. F. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics*, **221**:299-324.
- SWAGER, C. P.; NELSON, D. R. 1997. Extensional emplacement of a high-grade granite gneiss complex into low-grade greenstones, Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, **83**(1-3):203-219.
- TEIXEIRA, J. B. G. 1985. Geologia e controles da mineralização aurífera em Fazenda Brasileiro, Serrinha Ba. In: SÁ, P. V. S. V e Duarte, F. P. (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, textos básicos, **6**: 9-49,
- TEIXEIRA, W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco- implicações tectônicas. In: Dominguez, J, M. L.; Misi, A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. SBG/Bahia/Sergipe. *Reunião preparatória*. 11-34.
- TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M. C. H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brasil: a review. *Precambrian research*, **53**:1-22
- TIKOFF, B.; TEYSSIER, C. 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, **20**:927-930.
- TOBISCH, O. T.; PATERSON, S. R. 1990. The Yarra granite : An intradeformational pluton associated ductile thrusting, Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: *Geological Society of America Bulletin*, **102**:693-703.
- TOLEDO M. A. A. 1998. *Determinação de Elementos Traço em Silicatos por espectrometria de Fluorescência de Raios X: Estudo e Avaliação de Metodologia*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Dissertação de mestrado, 88p.
- TRIBES, I. R.; D'LEMONS, R. S. 1996. Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channels Island, UK *Journal of Geological Society, London*. **153**:127-138.
- van der MOLEN, I.; PATERSON, M. S. 1979. Experimental deformation of partially melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**: 299 –318.
- VAUCHEZ, A. 1987. The development of discrete shear-zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, **133**:137-156.

- VERNON, R. H. 1986. K-feldspar Megacrysts in granites – Phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Science Reviews*, **23**:1-63.
- VERNON, R. H.; PATERSON, S. R.; GEARY, E. E. 1989. Evidence for syntectonic intrusion of plutons in the Bear Mountains fault zones, California. *Geology*, **17**:723-726
- VIDAL, J. L.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SOULA, J. C. 1980. Deformation and dynamic recrystallization of k-feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, **13**:247-255.
- VIGNERESSE, J. L. 1995. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, **249**:187-202.
- VIGNERESSE, J. L., BARBEY, P. e CUNEY, M. 1996. Rheological and transitions during partial melting and crystallisation with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, **37**(6):1579-1600.
- VIRUETE, J. E. 1999. Hornblende-bearing leucosome development during syn-orogenic crustal extension in the Tormes Gneiss Dome, NW Iberian Massif, Spain. *Lithos*, **46**(4):751-772.
- VON BLANCKENBURG, F. 1992. Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: applied to the Central-Alpine Bergell intrusion (Central Europe). *Chemical Geology*, **100**:19-40.
- Wang, T.; Wang, X.; Li, W. 2000. Evaluation of multiple emplacement mechanisms: the Huichizi granite pluton, Qinling orogenic belt, central China. *Journal Structural Geology*, **22**(4):505-518.
- WEINBERG, R. F. 1996. The ascent mechanism of felsic magmas: news and views. *Transactions Royal Society Edinburgh, Earth Science*, **87**:95-103.
- WEINBERG, R. F. 1997a. Diapir-driven crustal convection: decompression melting, renewal of the magma source and the origin of nested plutons. *Tectonophysics*, **271**(3-4):217-229.
- WEINBERG, R. F. 1997b. Pervasive felsic magma migration: alternatives to diiking? *Lithos*, **43**(3):393-410.
- WEINBERG, R. F. 1999. Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternative to dyking. *Lithos*, **46**(3):393-410.
- WEINBERG, R. F., PODLADCHIKOV, Y. 1994. Diapic ascent of magmas through Power-law crust and mantle. *Journal Geophysics Research*, **99**:9543-9559.

- WEINBERG, R. F., PODLADCHIKOV, Y. 1995. The rise of solid diapirs. *Journal Structural Geology*, 17:1183-1195.
- WICKHAM, S. M. 1987. The segregation and emplacement of granitic magmas. *Journal of the Geological Society, London*, 144: 281-297.
- WYLLIE, P. J. 1977. Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*. 43:41-71.
- XAVIER, R. P.; COELHO, C. E. S. 2000. Fluid regimes related to the formation of lode-gold deposits in the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia: A fluid inclusion review. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(2):311-314.
- YOSHINOBU, A. S.; OKAYA, D. A.; PATERSON, S. R. 1998. Modeling the thermal evolution of fault-controlled magma emplacement models: implications for the solidification of granitoid plutons. *Journal of Structural Geology*, 20(9-10):, 1205-1218

# **Anexo 1**

**Contém Mapa Geológico e Mapa de Pontos do  
Domo de Ambrósio**

# **Anexo 2**

- i) Contém materiais e métodos utilizados para obtenção dos dados geoquímicos.**
  
- ii) Resultados analíticos correspondente aos litotipos aflorantes no Domo de Ambrósio  
(TABELAS 9.1.e 9.2.)**

## MATERIAIS E MÉTODOS UTILIZADOS PARA OBTENÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS GEOQUÍMICO DAS AMOSTRAS NO DOMO DE AMBRÓSIO

Foram analisados elementos maiores, menores e traços em amostras do domo, objetivando definir ambiente geotectônico, melhorar a classificação petrogenética e estabelecer as relações genéticas entre as fácies do domo e as rochas portadoras de mineralização. Foram previamente selecionadas amostras no domo (granodioritos, granodioritos porfíricos, granitos, diques graníticos, gnaiss bandado e gnaisses migmatítico).

Realizou-se a interpretação geoquímica de 30 análises (das quais quatro foram duplicadas) de elementos maiores e traços e 10 análises de elementos terras raras. As análises encontram-se listadas no anexo 2. Os elementos maiores e traços foram obtidos no laboratório geoquímico do Instituto de Geociências da Unicamp, por fluorescência de raio-X e absorção atômica, e os elementos terras raras no IPEM (campus –USP), por ativação atômica de neutrons.

As amostras foram coletadas em afloramentos com rocha sã e todas foram encaminhadas para o laboratório de laminação. No laboratório as amostras foram lavadas e retirou-se com uso de serra a alteração superficial. A seguir, as amostras foram britadas em um britador de mandíbulas, homogeneizadas e quarteadas até restar uma quantidade de aproximadamente 100g, para cada amostra, que foi pulverizada em moinhos de ágata.

Para a determinação da composição química da rocha por fluorescência de raio-X foram utilizados dois métodos de preparação diferentes. Para os elementos maiores foram confeccionados discos fundidos e para os elementos menores pastilhas prensadas.

### Preparação das pastilhas prensadas

As pastilhas prensadas utilizadas na determinação de elementos traços por fluorescência de raio-X foram preparadas de acordo com o método proposto por Watson (1996 *apud* Toledo 1998). Os materiais utilizados foram: ligante (solução de metil celulose e polivinilpirrolidona), ácido bórico, anel de baquelite, pastilhador de aço, balança, estufa e prensa hidráulica. Foram adotados os seguintes procedimentos na preparação:

- 1- Foram pesadas 6.5g de cada amostra, que foram previamente pulverizadas a uma granulometria menor que 200 *mesh*.
- 2 – Adicionou-se 2 gotas de ligante para cada grama de amostra.

3 – A amostra e o ligante foram misturados dentro do próprio saquinho e a mistura foi transferida para o pastilhador.

4 – Pressionou-se suavemente a amostra com o pistão do pastilhador que foi posteriormente retirado e aproximadamente 3g de ácido bórico foram depositadas sobre a amostra.

5 – O pistão foi recolocado e o pastilhador de aço foi levado para a prensa, onde durante um minuto aplicou-se uma pressão de 20MPa.

6 – Finalmente, a pastilha foi colocada em estufa a 100°C, por um período mínimo de 2 horas, depois do qual foi transferida ao dessecador até o momento da leitura.

### **Preparação dos discos fundidos**

Para a determinação de elementos maiores  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  foram preparados discos fundidos com a diluição 1:5, de acordo com o métodos de Potts e Webb (1992 *apud* Toledo 1998).

Os materiais utilizados para preparação dos discos fundidos foram os seguintes: metaborato de lítio, tetraborato de lítio, iodeto de lítio, amostra calcinada, cadinhos de platina, bastão de plástico.

O procedimento adotado foi o seguinte:

- 1) Calcinação da amostra para que fosse possível determinar sua perda ao fogo. Secagem do metaborato e o tetraborato de lítio em estufa por um período de 12 horas.
- 2) Pesagem de 6,1243 g de fundente (tetraborato e metaborato de lítio) e 1,2 g de amostra, que foram colocadas em cadinho de platina.
- 3) A mistura e o fundente foram homogeneizados cuidadosamente com um pequeno bastão de plástico e foram adicionadas de 1 a 2 gotas de solução de iodeto de lítio (250g/l).
- 4) Os cadinhos foram colocados no preparador de pastilhas fundidas (Claisse Fluxy) e a pastilha foi preparada de acordo com o programa de fusão adotado pelo laboratório geoquímico.
- 5) Depois de prontas, as pastilhas foram devidamente identificadas e transferidas para saquinhos herméticos até o momento da leitura.

### **Determinações por espectrometria de absorção atômica**

Este método foi utilizado para a análise de Mg, Na, Cu e Co.

Dissolução das amostras com HF – $\text{HClO}_4$

Os materiais utilizados foram: bombas de teflon, ácidos nítrico, clorídrico, fluorídrico e amostra previamente pulverizada e seca a 105° C.

- 1) transferiu-se 0,5 g de amostra para uma bomba de teflon (a estática foi eliminada utilizando um instrumento anti-estático).
- 2) Adicionou-se 1 ml de água régia ( HCL –HNO<sub>3</sub> 3:1), 10ml de ácido fluorídrico e 3ml de ácido nítrico.
- 3) Colocou-se as bombas de teflon em uma chapa de aquecimento em temperatura moderada. A evaporação foi interrompida quando da evaporação do líquido, antes da secagem completa.
- 4) Adicionou-se uma nova alíquota de HNO<sub>3</sub> (1 ml) e a solução foi novamente evaporada. Este procedimento foi repetido por 3 vezes, sendo que na última evaporação o resíduo ficou completamente seco.
- 5) Acrescentou-se 5 ml de ácido clorídrico (1:1). Aqueceu-se suavemente na chapa para que os sais formados se dissolvessem.
- 6) A solução foi quantitativamente transferida para balões volumétricos de 50ml. O volume foi completado com água destilada, a solução foi homogeneizada e transferida para frascos de polipropileno limpos e secos.

As determinações dos elementos Na, Mg, Cu e Co foram realizadas num espectrômetro de absorção atômica Varian modelo AA1475. Após a dissolução para a leitura de Na e Mg foram adicionados reagentes que objetivavam: a) eliminar a interferência química, b) evitar a ionização parcial do elemento e/ou c) evitar a formação de óxidos refratários. Todos os reagentes adicionados na amostra foram também acrescentados aos padrões preparados para a curva de calibração do elemento.

Na determinação de Mg das rochas a presença de alumínio pode causar problemas de interferências químicas devido a formação de óxidos refratários na chama. Essa interferência pode ser eliminada pela adição de estrôncio.

Para a determinação do sódio foi acrescentado potássio à solução com o objetivo de evitar a ionização parcial do sódio da amostra.

### Precisão instrumental e de preparação da amostra

Para a precisão instrumental foram realizadas diversas determinações em uma mesma pastilha de um padrão de referência internacional WS-E. Os valores esperados e os obtidos encontram-se no anexo 1.

A precisão na preparação de pastilhas e no processo de dissolução da amostra foi avaliada pela análise de um padrão interno de referência denominado BAC (anexo1) preparado no laboratório do Instituto de Geociências da UNICAMP. Além disso, comparando-se os resultados para os elementos maiores e traços das amostras duplicadas verifica-se uma boa concordância para a maioria dos elementos.

No tratamento dos dados geoquímicos destacou-se a utilização de parâmetros multicatiônicos desenvolvidos por De la Roche (1978, 1986). Os parâmetros utilizados na forma catiônica foram:

$$Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$$

$$P = K - (Na + Ca)$$

$$R1 = 4 Si - 11(Na + Ca)$$

$$R2 = (6 Ca + 2Mg + Al)$$

A transformação da % em óxido para milicátions é feita pela fórmula geral:  
(% óxido/peso molecular) x (número de cátions na fórmula)x 1000.

|                                | C28A   | C28   | C23    | C247  | C248  | C232  | C261  | C251   | C255  | C255A  | C9A   |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
|                                | GN-GT  | GN-GD | GD-M   | GD-P  | GD-M  | GD-M  | LC-GT | GD-F   | LC-GT | LC-GT  | G-MG  |
| SiO <sub>2</sub>               | 76,45  | 74,17 | 74,01  | 69,10 | 72,59 | 71,42 | 71,89 | 72,24  | 71,99 | 71,95  | 72,39 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,01   | 0,07  | 0,12   | 0,52  | 0,13  | 0,24  | 0,21  | 0,21   | 0,26  | 0,24   | 0,21  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,99  | 15,04 | 15,19  | 15,54 | 15,19 | 15,29 | 15,20 | 15,14  | 15,12 | 15,15  | 15,56 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,75   | 0,99  | 1,20   | 2,67  | 1,26  | 1,68  | 1,38  | 1,56   | 1,48  | 1,35   | 1,70  |
| MnO                            | 0,01   | 0,04  | 0,03   | 0,03  | 0,01  | 0,03  | 0,01  | 0,03   | 0,02  | 0,02   | 0,03  |
| MgO                            | 0,08   | 0,24  | 0,27   | 0,88  | 0,26  | 0,46  | 0,42  | 0,45   | 0,41  | 0,43   | 0,33  |
| CaO                            | 0,99   | 1,15  | 1,26   | 1,90  | 1,46  | 1,48  | 1,39  | 1,46   | 1,38  | 1,40   | 1,99  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,56   | 2,72  | 4,01   | 4,33  | 3,75  | 4,43  | 4,05  | 4,30   | 4,33  | 4,92   | 4,75  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,37   | 3,74  | 4,39   | 3,92  | 4,64  | 4,24  | 4,68  | 4,40   | 4,44  | 4,43   | 2,12  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,02   | 0,05  | 0,07   | 0,16  | 0,07  | 0,13  | 0,15  | 0,13   | 0,13  | 0,13   | 0,07  |
| %PF                            | 0,18   | 0,29  | 0,34   | 0,46  | 0,21  | 0,36  | 0,51  | 0,56   | 0,32  | 0,34   | 0,24  |
| Soma                           | 100,42 | 98,48 | 100,87 | 99,51 | 99,57 | 99,78 | 99,89 | 100,48 | 99,86 | 100,36 | 99,39 |
| isa                            | 1,57   | 1,98  | 1,57   | 1,53  | 1,54  | 1,51  | 1,50  | 1,49   | 1,49  | 1,41   | 1,76  |
| Ba                             | 441    | 493   | 927    | 2032  | 1556  | 1142  | 1275  | 1084   | 1069  | 969    | 908   |
| Co                             | 4      | 4     | 9      | 7     | 7     | 15    | 7     | 7      | 11    | 13     | 11    |
| Cr                             | 16     | 13    | 14     | 31    | 24    | 27    | 20    | 25     | 22    | 23     | 18    |
| Cu                             | 2      | 1     | 1      | 14    | 2     | 2     | 6     | 2      | 19    | 20     | 1     |
| Nb                             | <LD    | 18    | 14     | 10    | 5     | 14    | <LD   | 12     | 9     | 9      | 8     |
| Ni                             | <LD    | <LD   | <LD    | 12    | <LD   | 13    | 9     | 12     | 12    | <LD    | 13    |
| Rb                             | 179    | 188   | 206    | 169   | 143   | 186   | 214   | 182    | 237   | 240    | 76    |
| Sr                             | 151    | 155   | 227    | 408   | 344   | 276   | 243   | 250    | 236   | 239    | 605   |
| V                              | <LD    | <LD   | <LD    | 31    | <LD   | <LD   | <LD   | <LD    | 31    | <LD    | <LD   |
| Y                              | 6      | 42    | 25     | 34    | 7     | 61    | 5     | 31     | 10    | 10     | 29    |
| Zn                             | 28     | 41    | 59     | 86    | 55    | 81    | 53    | 64     | 64    | 64     | 83    |
| Zr                             | 61     | 93    | 137    | 350   | 135   | 192   | 184   | 187    | 177   | 179    | 160   |

TABELA 9.1.: Resultados analíticos correspondente aos litotipos aflorantes no Domo de Ambrósio, GN=GT Gnaiss granítico, GN-GD = Gnaiss granodiorítico, GD-M Granodiorito médio, Gd-P Granodiorito porfirítico, LC-GT = Leucogranito, G-MG = Gnaiss migmatítico, DQ-GT = Dique granítico, GD-I granodiorito Isotrópico, GD-F granodiorito com Fenocristais, GD-Gn = Granodiorito gnaissico, AG-GD = *Augen gnaiss* granodiorítico.

|                                | C9B    | C231A | C14    | C279  | C262   | C215A | C217B  | C212   | C212M  | C263   | C192   | C208   |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | DQ-GT  | GD-M  | DQ-GT  | GD-I  | LC-GT  | LC-GT | GD-M   | GD-I   | GD-F   | LC-GT  | GD-GN  | GD-F   |
| SiO <sub>2</sub>               | 72,54  | 72,34 | 74,25  | 73,25 | 72,96  | 70,47 | 73,79  | 73,77  | 74,07  | 71,99  | 70,79  | 71,89  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,16   | 0,20  | 0,14   | 0,12  | 0,29   | 0,31  | 0,12   | 0,11   | 0,10   | 0,28   | 0,29   | 0,24   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,23  | 15,25 | 14,47  | 15,13 | 15,04  | 15,07 | 14,82  | 14,32  | 14,23  | 15,21  | 15,96  | 15,47  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,26   | 1,57  | 1,31   | 1,19  | 1,71   | 1,91  | 1,64   | 1,54   | 1,43   | 1,79   | 2,51   | 1,75   |
| MnO                            | 0,02   | 0,03  | 0,02   | 0,01  | 0,02   | 0,04  | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,05   | 0,01   |
| MgO                            | 0,30   | 0,35  | 0,22   | 0,26  | 0,41   | 0,49  | 0,26   | 0,22   | 0,19   | 0,42   | 0,68   | 0,53   |
| CaO                            | 1,37   | 1,32  | 1,29   | 1,30  | 1,39   | 1,55  | 1,77   | 1,19   | 1,10   | 1,46   | 2,49   | 1,59   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,28   | 3,85  | 3,75   | 3,39  | 4,19   | 4,89  | 4,22   | 3,69   | 3,93   | 4,53   | 5,71   | 3,90   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,48   | 4,38  | 4,29   | 4,53  | 4,43   | 4,23  | 3,45   | 4,81   | 4,97   | 4,42   | 1,19   | 4,42   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09   | 0,11  | 0,06   | 0,08  | 0,14   | 0,14  | 0,05   | 0,05   | 0,04   | 0,11   | 0,13   | 0,13   |
| %PF                            | 0,36   | 0,28  | 0,40   | 0,34  | 0,27   | 0,41  | 0,21   | 0,36   | 0,34   | 0,29   | 0,39   | 0,39   |
| Soma                           | 100,09 | 99,67 | 100,21 | 99,60 | 100,83 | 99,51 | 100,35 | 100,09 | 100,41 | 100,52 | 100,19 | 100,33 |
| isa                            | 1,50   | 1,60  | 1,55   | 1,64  | 1,50   | 1,41  | 1,57   | 1,48   | 1,42   | 1,46   | 1,70   | 1,56   |
| Ba                             | 1083   | 1044  | 808    | 870   | 1031   | 1070  | 2134   | 1247   | 1127   | 1339   | 195    | 1558   |
| Co                             | 12     | 9     | 7      | 9     | 17     | 26    | 9      | 9      | 13     | 15     | 13     | 9      |
| Cr                             | 27     | 25    | 12     | 15    | 24     | 22    | 23     | 72     | 24     | 22     | 27     | 48     |
| Cu                             | 1      | 2     | 3      | 5     | 4      | 26    | 11     | 3      | 2      | 7      | 2      | 6      |
| Nb                             | <LD    | 10    | 10     | 4     | 6      | 14    | 4      | 9      | 15     | 7      | <LD    | 4      |
| Ni                             | <LD    | <LD   | 9      | <LD   | 13     | <LD   | <LD    | 8      | 7      | 8      | 2      | 9      |
| Rb                             | 136    | 183   | 135    | 261   | 268    | 199   | 87     | 162    | 162    | 246    | 103    | 166    |
| Sr                             | 367    | 274   | 204    | 187   | 210    | 255   | 615    | 285    | 272    | 232    | 361    | 300    |
| V                              | <LD    | <LD   | <LD    | <LD   | <LD    | 26    | <LD    | <LD    | <LD    | <LD    | <LD    | <LD    |
| Y                              | 8      | 20    | 23     | 10    | 13     | 26    | 11     | 44     | 50     | 9      | 23     | 8      |
| Zn                             | 56     | 74    | 51     | 52    | 66     | 83    | 45     | 54     | 51     | 63     | 102    | 48     |
| Zr                             | 137    | 158   | 127    | 121   | 213    | 220   | 144    | 188    | 175    | 228    | 6      | 201    |

TABELA 9.1. (Continuação): Resultados analíticos correspondente aos litotipos aflorantes no Domo de Ambrósio. GN=GT Gnaiss granítico, GN-GD = Gnaiss granodiorítico, GD-M Granodiorito médio, Gd-P Granodiorito porfirítico, LC-GT = Leucogranito, G-MG = Gnaiss migmatítico, DQ-GT = Dique granítico, GD-I granodiorito Isotrópico, GD-F granodiorito com Fenocristais, GD-Gn = Granodiorito gnaissico, AG-GD = *Augen gnaiss* granodiorítico

|                                | C183  | C194   | C332  | C406A | C217  | C266   | C117B | C212  | C278   | C280   | C118A | C235  |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
|                                | LC-GT | GD-I   | GD-M  | GD-F  | GD-I  | AG-GD  | GD-P  | GD-I  | LC-GT  | GD-M   | GD-P  | GD-I  |
| SiO <sub>2</sub>               | 71,32 | 68,41  | 72,59 | 70,22 | 72,96 | 71,80  | 69,88 | 72,37 | 72,38  | 73,22  | 68,86 | 71,73 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,42  | 0,48   | 0,14  | 0,33  | 0,15  | 0,23   | 0,40  | 0,22  | 0,26   | 0,04   | 0,59  | 0,26  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,54 | 16,92  | 15,05 | 15,14 | 15,21 | 15,16  | 15,32 | 14,90 | 15,15  | 14,99  | 15,49 | 14,92 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,97  | 3,34   | 1,29  | 1,95  | 1,21  | 2,12   | 2,42  | 1,60  | 1,53   | 0,81   | 2,90  | 1,67  |
| MnO                            | 0,01  | 0,04   | 0,02  | 0,02  | 0,01  | 0,04   | 0,04  | 0,01  | 0,01   | 0,02   | 0,02  | 0,04  |
| MgO                            | 0,48  | 1,00   | 0,32  | 0,67  | 0,12  | 1,37   | 0,62  | 0,35  | 0,40   | 0,33   | 0,96  | 0,43  |
| CaO                            | 1,49  | 3,09   | 1,29  | 1,53  | 1,28  | 1,77   | 2,00  | 1,37  | 1,35   | 0,87   | 2,00  | 1,36  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,13  | 5,02   | 4,21  | 4,74  | 3,41  | 4,41   | 3,75  | 3,08  | 4,26   | 4,41   | 4,72  | 3,70  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,33  | 1,34   | 4,47  | 4,56  | 4,50  | 3,25   | 3,47  | 4,74  | 4,41   | 5,62   | 3,70  | 4,61  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,13  | 0,18   | 0,09  | 0,19  | 0,09  | 0,09   | 0,13  | 0,11  | 0,12   | 0,05   | 0,18  | 0,11  |
| %PF                            | 0,38  | 0,33   | 0,30  | 0,30  | 0,37  | 0,33   | 0,27  | 0,44  | 0,38   | 0,43   | 0,29  | 0,34  |
| Soma                           | 99,21 | 100,15 | 99,76 | 99,65 | 99,31 | 100,58 | 98,31 | 99,20 | 100,27 | 100,78 | 99,72 | 99,16 |
| isa                            | 1,73  | 1,79   | 1,51  | 1,40  | 1,66  | 1,61   | 1,66  | 1,62  | 1,51   | 1,38   | 1,49  | 1,54  |
| Ba                             | 1584  | 379    | 850   | 1285  | 386   | 1306   | 1478  | 1233  | 854    | 680    | 1840  | 1070  |
| Co                             | 9     | 10     | 8     | 19    | 6     | 11     | 13    | 9     | 12     | 12     | 16    | 11    |
| Cr                             | 10    | 12     | 18    | 31    | 16    | 23     | 36    | 22    | 12     | 22     | 25    | 17    |
| Cu                             | 15    | 40     | 11    | 1     | 11    | 11     | 3     | 5     | 8      | 8      | 4     | 11    |
| Nb                             | <LD   | 16     | 6     | 5     | 11    | 19     | 15    | <LD   | 8      | 5      | 4     | 16    |
| Ni                             | <LD   | <LD    | <LD   | 9     | 9     | 9      | 13    | <LD   | 12     | 9      | 11    | 11    |
| Rb                             | 153   | 132    | 256   | 174   | 295   | 148    | 140   | 203   | 270    | 261    | 202   | 204   |
| Sr                             | 334   | 617    | 187   | 280   | 120   | 386    | 407   | 208   | 218    | 188    | 402   | 229   |
| V                              | 28    | 40     | <LD   | 29    | <LD   | 29     | 28    | 28    | 32     | <LD    | 46    | <LD   |
| Y                              | 5     | 54     | 10    | 7     | 20    | 25     | 32    | 6     | 6      | 9      | 15    | 29    |
| Zn                             | 58    | 90     | 59    | 70    | 51    | 65     | 78    | 57    | 61     | 54     | 86    | 71    |
| Zr                             | 265   | 174    | 136   | 228   | 51    | 162    | 276   | 213   | 186    | 129    | 4     | 189   |

TABELA 9.1. (continuação): Resultados analíticos correspondente aos litotipos aflorantes no Domo de Ambrósio. GN=GT Gnaiss granítico, GN-GD = Gnaiss granodiorítico, GD-M Granodiorito médio, GD-P Granodiorito porfiritico, LC-GT = Leucogranito, G-MG = Gnaiss migmatítico, DQ-GT = Dique granítico, GD-I granodiorito Isotrópico, GD-F granodiorito com Fenocristais, GD-Gn = Granodiorito gnaissico, AG-GD = *Augen* gnaiss granodiorítico

|                                | C318  | C251A | C320A  | C195A  | C236   | C90B  | C147   | BAC   |        | WS-E       |             |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|------------|-------------|
|                                | GD-M  | GD-I  | LC-GT  | GD-F   | GD-F   | GD-B  | LC-GT  | RC    | OB     | RC         | OB          |
| SiO <sub>2</sub>               | 72,75 | 71,08 | 72,66  | 71,75  | 73,54  | 70,48 | 72,18  | 52,25 | 52,076 | 50,70+0,58 | 51,35+0,09  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,17  | 0,25  | 0,27   | 0,31   | 0,23   | 0,44  | 0,19   | 3,5   | 3,652  | 2,40+0,08  | 2,47+0,01   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,05 | 14,93 | 15,53  | 15,24  | 14,85  | 15,44 | 15,47  | 13,43 | 13,637 | 13,78+0,28 | 13,80+0,1   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,18  | 1,68  | 1,64   | 1,74   | 1,43   | 2,24  | 1,37   | 12,12 | 12,674 | 13,15+0,37 | 13,39+0,04  |
| MnO                            | 0,01  | 0,03  | 0,02   | 0,03   | 0,02   | 0,02  | 0,02   | 0,16  | 0,171  | 0,17+0,01  | 0,178+0,002 |
| MgO                            | 0,34  | 0,49  | 0,48   | 0,53   | 0,38   | 0,61  | 0,55   | 4,25  |        | 1,72       | 1,6         |
| CaO                            | 1,40  | 1,45  | 1,35   | 1,62   | 1,55   | 1,97  | 1,60   | 7,87  | 7,950  | 8,95+0,25  | 9,24+0,04   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,57  | 4,28  | 3,97   | 4,71   | 4,47   | 4,78  | 4,18   | 2,63  |        | 3,86       | 3,53        |
| K <sub>2</sub> O               | 4,09  | 4,65  | 4,34   | 3,96   | 3,85   | 3,12  | 4,85   | 2,39  | 2,263  | 1,00+0,01  | 1,00+0,01   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09  | 0,14  | 0,14   | 0,14   | 0,09   | 0,16  | 0,10   | 0,49  | 0,532  | 0,30+0,04  | 0,307+0,04  |
| %PF                            | 0,28  | 0,50  | 0,29   | 0,35   | 0,34   | 0,25  | 0,30   | 0,59  | 0,750  |            |             |
| Soma                           | 99,92 | 99,48 | 100,68 | 100,37 | 100,75 | 99,51 | 100,80 |       |        |            |             |
| isa                            | 1.50  | 1.44  | 1.48   | 1.61   | 1.50   | 1.56  | 1.46   |       |        |            |             |
| Ba                             | 653   | 1028  | 940    | 1059   | 984    | 1475  | 1638   |       |        |            |             |
| Co                             | 10    | 7     | 14     | 7      | 6      | 10    | 10     |       |        |            |             |
| Cr                             | 22    | 19    | 31     | 30     | 21     | 18    | 21     |       |        |            |             |
| Cu                             | 1     | 2     | 12     |        | 1      | 11    | 1      |       |        |            |             |
| Nb                             | 6     | 14    | <LD    | 9      | 9      | <LD   | <LD    |       |        |            |             |
| Ni                             | <LD   | 9     | <LD    | 9      | <LD    | <LD   | <LD    |       |        |            |             |
| Rb                             | 228   | 193   | 267    | 165    | 149    | 138   | 157    |       |        |            |             |
| Sr                             | 199   | 266   | 223    | 284    | 276    | 443   | 402    |       |        |            |             |
| V                              | <LD   | 32    | 31     | 56     | 37     | 24    | 24     |       |        |            |             |
| Y                              | 7     | 29    | 8      | 31     | 37     | 7     | 11     |       |        |            |             |
| Zn                             | 52    | 73    | 63     | 66     | 56     | 71    | 44     |       |        |            |             |
| Zr                             | 120   | 186   | 183    | 206    | 176    | 216   | 193    |       |        |            |             |

TABELA 9.1. (Continuação): Resultados analíticos correspondente aos litotipos aflorantes no Domo de Ambrósio. GN=GT Gnaiss granítico, GN-GD = Gnaiss granodiorítico, GD-M Granodiorito médio, Gd-P Granodiorito porfirítico, LC-GT = Leucogranito, G-MG = Gnaiss migmatítico, DQ-GT = Dique granítico, GD-I granodiorito Isotrópico, GD-F granodiorito com Fenocristais, GD-Gn = Granodiorito gnaissico, AG-GD = Augen gnaiss granodiorítico RC = Valor recomendado, OB = Valor obtido.

| AMOSTRAS | C28    | 28A   | 255    | 247    | 23    | 9A     | 9B    | 183    | 266A  | 001A  | 193E  |
|----------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
| La       | 35     | 13,7  | 38     | 110    | 22,6  | 74     | 27,9  | 73     | 2,47  | 12    | 15,4  |
| Ce       | 70     | 26    | 70     | 180    | 44    | 140    | 49    | 119    | 10,1  | 27,4  | 40,6  |
| Nd       | 23,45  | 12,51 | 20,63  | 55,05  | 14,5  | 51,2   | 15,19 | 36,5   | 2,62  | 14,51 | 28,6  |
| Sm       | 5,05   | 2,59  | 3,62   | 7,15   | 3,04  | 8,9    | 2,68  | 4,3    | 1,11  |       | 8,5   |
| Eu       | 0,8    | 0,7   | 0,78   | 1,61   | 0,82  | 1,41   | 0,62  | 1      | 0,34  | 1,57  | 2,44  |
| Tb       | 0,99   | 0,24  | 0,29   | 0,77   | 0,46  | 1,05   | 0,18  | 0,14   | 0     | 0,83  | 1,82  |
| Yb       | 4,2    | 0,54  | 0,87   | 3,4    | 2,9   | 1,5    | 0,5   | 0,31   | 0,96  | 2,7   | 6     |
| Lu       | 0,54   | 0,06  | 0,14   | 0,3    | 0,35  | 0,31   | 0,09  | 0,04   | 0,15  | 0,33  | 0,89  |
| U        | 7,5    | 5,1   | 2      | 1,7    | 4,7   | 3,2    | 1,9   | 0,83   | ----- | ----- | ----- |
| Th       | 28,6   | 24,6  | 18,2   | 39     | 14    | 8,9    | 12,3  | 26,4   | 0,12  | 1,3   | 2,68  |
| Hf       | 3,1    | 1,66  | 4      | 7,7    | 3,7   | 4,1    | 3,6   | 6,2    | 0,46  | 3,16  | 7,4   |
| Ba       | 584    | 573   | 936    | 1908   | 865   | 847    | 1071  | 1347   | ----- | 515   | 56,5  |
| Cs       | 6,4    | 5,3   | 6,2    | 3,2    | 6     | 1,4    | 2     | 1,3    | ----- | 0,48  | ----- |
| Sc       | 2,27   | 0,71  | 1,95   | 3      | 2,37  | 1,96   | 1,88  | 1,88   | 45    | 40    | 41    |
| Rb       | 164    | 161   | 219    | 150    | 191   | 70     | 130   | 141    | ----- | 9,5   | 10    |
| Ta       | 1,37   | 0,82  | 1,21   | 1,11   | 1,37  | 0,27   | 0,29  | -----  | ----- | 0,6   | 0,97  |
| Co       | 0,93   | 0,48  | 3,2    | 6,25   | 1,84  | 2,63   | 2,16  | 3,89   | 56,4  | 46,8  | 45,8  |
|          |        |       |        |        |       |        |       |        |       |       |       |
|          | 28     | 28A   | 255    | 247    | 23    | 9A     | 9B    | 183    | 266A  | 001A  | 193E  |
| La*      | 100,29 | 39,26 | 108,88 | 315,19 | 64,76 | 212,03 | 79,94 | 209,17 | 7,08  | 34,38 | 44,13 |
| Ce*      | 77,43  | 28,76 | 77,43  | 199,12 | 48,67 | 154,87 | 54,20 | 131,64 | 11,17 | 30,31 | 44,91 |
| Nd*      | 34,79  | 18,56 | 30,61  | 81,68  | 21,51 | 75,96  | 22,54 | 54,15  | 3,89  | 21,53 | 42,43 |
| Sm*      | 23,06  | 11,83 | 16,53  | 32,65  | 13,88 | 40,64  | 12,24 | 19,63  | 5,07  | 0,00  | 38,81 |
| Eu*      | 9,64   | 8,43  | 9,40   | 19,40  | 9,88  | 16,99  | 7,47  | 12,05  | 4,10  | 18,92 | 29,40 |
| Tb*      | 18,68  | 4,53  | 5,47   | 14,53  | 8,68  | 19,81  | 3,40  | 2,64   | 0,00  | 15,66 | 34,34 |
| Yb*      | 17,72  | 2,28  | 3,67   | 14,35  | 12,24 | 6,33   | 2,11  | 1,31   | 4,05  | 11,39 | 25,32 |
| Lu*      | 15,00  | 1,67  | 3,89   | 8,33   | 9,72  | 8,61   | 2,50  | 1,11   | 4,17  | 9,17  | 24,72 |

TABELA 9.2.: Concentrações de REEs, Hf, Th, U para diferentes amostras de granitóides do Domo de Ambrósio. Valores normalizados pelo condrito segundo McDonough *et al.* (1992).