



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

ALBERTO RUGGIERO

**A UNIDADE MARIA PRETA: GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE
DE ROCHAS VULCÂNICAS E SUB-VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS A
FÉLSICAS NO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU, BAHIA**

Dissertação apresentada ao Instituto
de Geociências, como parte dos
requisitos para a obtenção do título
de Mestre em Geociências – Área de
Geologia e Recursos Naturais.

Dissertação de Mestrado

Orientador: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Campinas, São Paulo
Agosto de 2008

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

R846u Ruggiero, Alberto.
A unidade Maria Preta: geologia, geoquímica e petrogênese de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas intermediárias a félsicas no greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia / Alberto Ruggiero -- Campinas, SP.: [s.n.], 2008.

Orientador: Élon Paiva de Oliveira.
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geoquímica – Itapicuru, Rio (BA). 2. Petrogenese.
3. Greenstone belt. I. Oliveira, Élon Paiva. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.

Título em inglês: The Maria Preta unit: geology, geochemistry and petrogenesis of volcanic and sub-volcanic intermediate to felsic rocks in the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia.

Keywords: - Geochemistry – Itapicuru, Rio (BA) ;
- Petrogenesis;
- Greenstone belt.

Área de concentração: Geologia e recursos naturais.

Titulação: Mestre em geociências

Banca examinadora: - Élon Oliveira Paiva;
- Leila Soares Marques;
- Ticiano José Saraiva dos Santos

Data Defesa: 22/08/2008.

Programa de pós-graduação em Geociências.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: ALBERTO RUGGIERO

A UNIDADE MARIA PRETA: GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE DE
ROCHAS VULCÂNICAS E SUB-VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS A FÉLSICAS
NO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU, BAHIA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

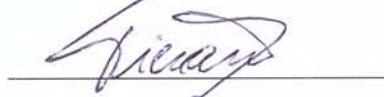
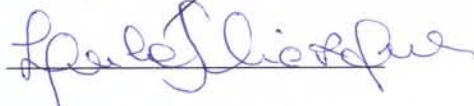
Aprovada em ____/____/____

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Profa. Dra. Leila Soares Marques

 - Presidente



Campinas, 22 de agosto de 2008

AOS MEUS PAIS, CONSTANTES INSPIRAÇÕES.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, principalmente, por todo apoio e inspiração.

Ao meu irmão pela amizade e pelas discussões, sempre construtivas e também a toda minha família.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pela concessão da bolsa de estudos e a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo auxílio aos trabalhos de campo e análises.

A Yamana Gold Inc. pelo apoio de campo e acesso aos testemunhos de sondagem.

Ao Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira pelos ensinamentos, inspirações e exemplo. Obrigado pela experiência de aprender e gostar de fazer-lo.

Aos amigos, que fizeram parte da minha vida e que sempre estarão comigo: Felipe Grandjean da Costa, Carlos Eduardo Ganade Araújo, Ignacio Torresi, Wagner Amaral, José Paulo Donatti Filho e Juliana Finotto Bueno.

Aos professores Ticiano José Saraiva dos Santos, Asit Choudhuri, Giorgio Basilici, Celso Dal Ré Carneiro, Wanilson Luis Silva e Lena Virgínia Soares Monteiro, pela amizade, apoio e ensinamentos.

As pessoas que, direta ou indiretamente, ajudaram muito no desenvolvimento dessa dissertação: Edinalva de Novaes Schultz, Valdirene Pinoti, Cristiano, Lucia Helena dos Santos Carvalho, Maria Aparecida Vendemiato, Dailto Silva.

E aos companheiros da jornada geológica: Samuca, Manicômio, Telúrio (Sultão), Joaquina, Paty Piaia, Grisólia e Antônio Conselheiro. E aos demais que me esqueci.

Por fim a todo o pessoal de Santa Luz, e ao Misso, pela refrescânica pós-campo.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1

1- Introdução.....	1
---------------------------	----------

2- Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências: Caracterização de Vulcânicas Adakíticas e Cálcio-Alcalinas no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia, e implicações geodinâmicas

Abstract	4
Resumo.....	4
Introdução	5
Contexto Geológico Regional.....	5
Mineralizações Auríferas	6
Modelos Geotectônicos.....	7
Granitogênese.....	9
Evolução Geocronológica	9
Estudos Geoquímicos Prévios.....	10

RESULTADOS 10

Características de campo e petrografia	11
<i>Rochas meta-vulcânicas</i>	11
Geoquímica.....	14
Elementos Maiores e Traço	18
Isótopos de Sm-Nd.....	22

DISCUSSÃO.....	23
-----------------------	-----------

CONCLUSÕES.....	26
------------------------	-----------

<i>Agradecimentos</i>.....	26
-----------------------------------	-----------

CAPÍTULO 2

1- INTRODUÇÃO	28
2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	28
2.1 O Embasamento do Cráton	29
2.2 O Embasamento Gnáissico-Migmatítico do GBRI	30
2.3 Suítes Graníticas no Núcleo Serrinha.....	30
3-DESCRIÇÃO DOS LITOTIPOS – MACRO E MICROSCÓPICA.....	32
3.1 Rochas Meta-vulcânicas.....	32
3.2 Corpos Subvulcânicas.....	37
3.3 Rochas Meta-Sedimentares.....	39
3.4 Rochas Vulcanoclásticas.....	44
3.5 Corpos Ultramáficos.....	46
4- GEOCRONOLOGIA.....	47
4.1 Procedimentos Analíticos.....	47
4.2 Resultados.....	47
5-MODELAGENS GEOQUÍMICAS.....	49
5.1 Modelagem Geoquímica: Cristalização Fracionada	49
5.2 Modelagem Geoquímica: Modelos de fusão parcial.....	50
6- DISCUSSÃO.....	51
6.1 Os Adakitos.....	56
6.2 Mecanismos Alternativos na formação de Adakitos	58
6.3 Magmatismo tipo Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito vs Adakítico.....	57
7- CONCLUSÕES.....	62

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1: Localização do Bloco Serrinha no nordeste do Cráton do São Francisco. Adaptado de Oliveira et al. (2004a).

FIGURA 1.2: Mapa geológico do Greenstone Belt do Rio Itapicuru e adjacências. A mina localizada na porção sul é a de Fazenda Brasileiro, no centro norte é a Fazenda Maria Preta. Modificado de Rocha Neto (1994).

FIGURA 1.3: Mapa geológico da Unidade Maria Preta, com localização de amostras consideradas na seção de geoquímica. Modificado de CPRM (1976) e Silva et al. (2001).

FIGURA 1.4: Aspectos macroscópicos das vulcânicas da Unidade Maria Preta, A- Afloramento de dacito maciço afanítico, B- Afloramento de andesito afanítico, C- Andesito porfirítico com fenocristais de plagioclásio (Cálcio-Alcalino), D- Andesito porfirítico com fenocristais aleatórios de hornblenda (Adakítico).

FIGURA 1.5: Fotomicrografias das rochas vulcânicas da Unidade Maria Preta. A e C com nicóis descruzados. A- Fenocristal idiomórfico de hornblenda com zonamento e inclusões de opacos e quartzo; B- Amígdala de calcita em andesito; C- Quartzo com embaçamento por corrosão magmática. D- Fenocristais de plagioclásio parcialmente alterados.

FIGURA 1.6: Diagramas de classificação. Triângulos=cálcio alcalinas (CA), losangos=adakitos (Adk). A) diagrama total álcalis vs sílica (Cox et al.1979) e B) Diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd 1977).

FIGURA 1.7: Diagramas de variação de sílica e número de magnésio (em proporções moleculares) versus diversos elementos e razões. Diagrama K_2O com campos de Le Maitre (1978).

FIGURA 1.8: Diagramas de multi-elementos normalizados ao manto primitivo (valores normativos de McDonough et al. 1992). Notar valores de Rb, Ba, K e Sr maiores nos adakitos e razão $(\text{Ti/Y})_n < 1$ na suíte cálcio-alcalina e > 1 na suíte adakítica.

FIGURA 1.9: Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Taylor e McLennan, 1995). Notar anomalias negativas de Eu para a suíte cálcio-alcalina e anomalia levemente positiva de Eu para a suíte adakítica.

FIGURA 1.10: Diagramas Sr/Y vs. Y (A) e Ti/Y vs. Zr (B) com vetores de cristalização fracionada em equilíbrio de plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio e combinações dos dois primeiros. Comprimento dos vetores equivale a 70% de fracionamento.

FIGURA 1.11: Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para as rochas vulcânicas da Unidade Maria Preta. Notar razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd(i)}$ praticamente constantes para a suíte cálcio-alcalina e variada para a suíte adakítica.

FIGURA 1.12: Diagrama geoquímico classificatório de ambientes tectônicos, segundo Pearce & Peate (1995). Detalhes no texto. Os campos preenchidos são das suítes do GBRI. GAV – Granito de arco vulcânico, GIP- Granitos intra-placa, GSC – granitos sin-colisionais, GOR – Granitos de dorsais oceânicas e GPC – Granitos pós-colisionais.

FIGURA 1.13: Diagrama de fugacidade de oxigênio (ordenada à direita) e V/Sc vs MgO, com campo para rochas adakíticas e cálcio-alcálicas de arco (segundo Lee et al. 2005). FMQ-índice de fugacidade em relação ao tampão Faialita-Magnetita-Quartzo. As curvas com setas (da direita para a esquerda) correspondem à evolução de magmas de arco quando interagem com crosta continental superior, média e inferior (Rudnick & Fontain 1995). O campo dos adakitos modernos é de Defant & Drummond (1994) e o de adakitos gerados pela fusão de crosta inferior (underplating) é de Zhao et al. (2005). F=10% de fusão parcial do manto.

FIGURA 1.1: Mapa geológico da Unidade Maria Preta. Modificado de Rocha Neto (1979).

FIGURA 2.2: Aspectos macroscópicos das vulcânicas da Unidade Maria Preta, A- Dacito maciço afanítico, B- Andesito porfirítico com fenocristais aleatórios de hornblenda, C- Andesito afanítico datado em 2.081 ± 9 Ma (SHRIMP) D- Andesito porfirítico com fenocristais de plagioclásio.

FIGURA 2.3: Aspectos microscópicos das lavas. Fotos com nicóis cruzados, exceto em B e D. A- Fenocristal idiomórfico de hornblenda com zonamento e inclusões de opacos e quartzo. B- hornblenda idiomórfica com cor de interferência muito baixa. C- Hornblenda com geminação, nicóis descruzados. E- Quartzo com embaçamento ígneo por corrosão magmática. F- Amígdala de calcita em andesito. G- e H- Fenocristais de plagioclásio parcialmente alterados.

FIGURA 2.4: Feições microscópicas das subvulcânicas. A- detalhe da ocorrência de plagioclásio com crescimento radial. B- Rocha subvulcânica de composição gabróica. Plagioclásio, hornblenda e tremolita. C - Corpo do C1, extrema alteração hidrotermal a clorita, sericita e epidoto. D- Ultramáfica com textura cumulática de olivina alterada para serpentina. E- Pseudomorfo euédrico de olivina. F- Ocorrência de clinopiroxênio intercumulus, envolvendo cristais de olivina, em continuidade cristalográfica.

FIGURA 2.5: Rochas meta-sedimentares na cava M11, A- Ritmitos no topo do perfil, B- Arenito fino a médio com sets de 4 cm, C- argilitos que ocorrem intercalados no pacote de conglomerados, D- Conglomerados polimíticos, com clastos estirados de andesitos, argilitos e quartzo preto.

FIGURA 2.6: Filito carbonoso. A) Contato entre filito carbonoso e metapelito na cava C1. B) Aspecto do filito carbonoso em testemunho de sondagem (Furo MP26, Yamana Gold Inc).

FIGURA 2.7: Aspectos microscópicos dos sedimentos e piroclásticas. A- Detalhe de grão de quartzo em arenito preservado da deformação, B- arenito deformado com palhetas de biotita orientadas segundo a foliação, C- Filito com porfiroblastos de granada, D- Matéria carbonosa (material preto) em filito grafitoso, E- Aglomerados de sericita resultado de alteração de púmice em tufo fino, F- Grão de plagioclásio em matriz de tufo de cristal, G- Orientação de plagioclásio em lapilli tufo, H- Clasto de chert em conglomerado.

FIGURA 2.8: Perfis estratigráficos da cava M11, o da direita representa a porção sul da cava e o outro a porção norte. Maiores descrições no texto.

FIGURA 2.9: A) Clastos de andesito em ignimbrito deformado. B) Clasto de dacito de 22 cm em ignimbrito. C) Matriz de rocha piroclástica exibindo fenocristais euédricos de plagioclásio. D) Fragmento de andesito (3) e andesito porfirítico (4). E) Amostra de ignimbrito com fragmento lítico de meta-pelito (1), clasto de dacito (2) e clasto de andesito com bordas de esfriamento (3). F) Clasto de andesito porfirítico em matriz porfirítica em autobrecha de fluxo.

FIGURA 2.10:2 - Diagramas concórdia para zircões de andesito na UMP. Amostra AM-34c localizada no mapa na Figura 2.1. Em A) Todos os zircões datados. Notar os zircões herdados em 3.400 3.300 Ma. Em B) Detalhe dos zircões atribuídos a cristalização ígnea.

FIGURA 2.31: Vetores de cristalização fracionada de plagioclásio, hornblenda, orto e clinopiroxênio para verificar a variação dos dados de Zr, Ti, Y e Sr.

FIGURA 2.12: Modelos de fusão parcial em equilíbrio para as suítes Cálcio Alcalina e Adakítica. A) O campo cinza indica os valores encontrados na suíte cálcio-alcalina, junto com curvas de valores de fusão parcial (1, 10, 50 e 70%) de uma fonte peridotítica. A fonte utilizada é o peridotito encontrado na Unidade Maria Preta, que foi analisado pelo autor. Em B e C - campos das análises de adakitos em conjunto com as curvas de fusão parcial em equilíbrio de uma fonte basáltica. Em B, a fonte testada foi amostra de tholeiíto I da Unidade Vulcânica Máfica (Donatti Filho, 2007) e em C, amostra de tholeiíto II da mesma unidade supracitada. O diagrama está normalizado aos valores do manto primitivo segundo McDonough et al. (1992).

FIGURA 2.13: Diagramas de variação de sílica para a suíte ADK. Os campos indicam média de 344 análises de HSA (azul) e de LSA (cinza) extraídos de Martin et al. (2005).

FIGURA 2.14: Diagrama de multielementos com os principais granitóides da porção centro-norte do GBRI. (Eficéias, Boa Vista, Fazenda Gavião, Nordestina, Alvo 36 – Rios, 2002; Costa, 2005 e Costa, in prep., Trilhado – Grisólia e Oliveira, 2007)

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1.1: Compilação das principais idades de rochas do GBRI.

TABELA 1.2: Resultados das análises de elementos maiores e traços para a Unidade Maria Preta. WSE e RGM1 são valores de referencia internacionais fornecidos pelo Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da UNICAMP.

TABELA 1.3: Resultados das análises de elementos terras raras para a Unidade Maria Preta.

TABELA 1.4: Resultados das análises de Sm-Nd para a Unidade Maria Preta.

TABELA 2.1: Dados isotópicos de zircão para andesitos adakíticos da Unidade Maria Preta, (Amostra AM-34C). Dados omitidos do cálculo devido a: # concordância < 95% ou > 105%; e * possíveis grãos herdados. Precisão na razão U/Pb padrão = 2.20% (2 σ , n = 11). Idade do magmatismo: 2081 $\pm$ 9 Ma (2 σ , MSWD = 1.16, n = 6). Conc. = concordância.

TABELA 2.2: Dados referentes à modelagem de fusão parcial para a suíte cálcio-alcalina da Unidade Maria Preta. Coeficientes de partição extraídos de Rollinson (1983) e <http://earthref.sdsc.edu>. Maiores explicações no texto.

TABELA 2.3: Dados referentes à modelagem de fusão parcial para a suíte adakítica da Unidade Maria Preta. Coeficientes de partição extraídos de Rollinson (1983) e <http://earthref.sdsc.edu>. Maiores explicações no texto.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

**A UNIDADE MARIA PRETA: GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE
DE ROCHAS VULCÂNICAS E SUB-VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS A
FÉLSICAS NO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU, BAHIA**

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ALBERTO RUGGIERO

Novos dados geoquímicos nas rochas vulcânicas andesíticas e dacíticas da Unidade Maria Preta (UMP), *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, revelaram a presença de dois grupos geoquímicos distintos: um de rochas com afinidade adakítica e outro com caráter cálcio-alcálico.

A suíte adakítica (ADK), localizada nas porções oeste da UMP, é caracterizada pelos altos valores de Sr/Y (Sr ~900 ppm, Y~5ppm); Na₂O ~ 4,5ppm (K₂O/Na₂O ~ 0,3). É caracterizada também pelo enriquecimento de LILE (elementos litófilos de alto raio iônico) relativos aos HFSE (elementos de elevado potencial iônico) e também pelo moderado fracionamento dos elementos terras-raras (La/Yb ~ 12).

A suíte cálcio-alcálica (CA) apresenta baixas razões Sr/Y (Sr ~ 170 ppm, Y~ 22 ppm), menor fracionamento de elementos terras-raras (La/Yb ~8) e anomalias negativas de Eu. No entanto apresenta maiores concentrações de elementos incompatíveis (Y ~22ppm, Zr ~142ppm, Th ~6ppm) e também Cr e Ni. Foi revelado, através de modelagem geoquímica que as duas suítes não se relacionam por cristalização fracionada. Contudo a suíte Adk apresenta indícios de cristalização fracionada de hornblenda enquanto que na CA a cristalização fracionada de plagioclásio desempenhou papel importante.

O ambiente mais provável para a formação das rochas vulcânicas cálcio-alcálicas é fusão em baixas profundidades da cunha do manto metassomatizado por fluídos liberados a partir de uma crosta oceânica subductada, seguida por fracionamento de plagioclásio. A geoquímica dos adakitos requer fusão de meta-basaltos hidratados em pressões elevadas, onde granada+hornblenda são estáveis e constituem o restito da fusão. Em geral, as rochas adakíticas apresentam indícios de pouca interação do magma original com uma coluna de manto peridotítico, como visto em adakitos atuais, dados os baixos valores de Cr e Ni em relação aos adakitos cenozóicos.

A suíte cálcio-alcálica apresenta menores valores de fugacidade de oxigênio no sítio de extração do magma (entre -3 e -1 FMQ). Ao contrário, os adakitos apresentam maiores valores (entre -1 e +0,5 FMQ), semelhantes aos valores encontrados em adakitos modernos formados por fusão de crosta oceânica subductada.

Dados de isótopos de Sm-Nd forneceram idades modelo T_{DM} para a suíte adakítica de 2.213 a 2.010 Ma, com valores de ε_{NdT} de +3,9 a +1,7. A suíte cálcio-alcálica revelou idades modelo mais antigas, entre 2.330 e 2.279 Ma e menores valores de ε_{NdT} de +0,7 a + 1,3. Estes valores indicam magmatismo juvenil para ambas as suítes, porém com

maior tempo residência crustal para a fonte das rochas cálcio-alcálinas, ou interação do magma com crosta mais antiga.

Datação U-P SHRIMP em andesito adakítico revelou idade de cristalização de 2.081 ± 9 Ma e a presença de zircões herdados arqueanos (3364, 3017, 3064 Ma), evidenciando que o magma gerado em zona de subducção interagiu com crosta arqueana, provavelmente o embasamento do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, sugerindo então um provável arco continental como origem da Unidade Maria Preta.

Esses dados sugerem que o vulcanismo intermediário a félsico do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru foi formado ou teve relação direta com subducção. Esta possivelmente teve uma vergência de leste para oeste, evidenciada pela zonalidade na geoquímica das rochas vulcânicas (adakitos à oeste e cálcio-alcálinas a leste).



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

**A UNIDADE MARIA PRETA: GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE
DE ROCHAS VULCÂNICAS E SUB-VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS A
FÉLSICAS NO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU, BAHIA**

ABSTRACT

MASTER DISSERTATION

ALBERTO RUGGIERO

New geochemical data on andesites and dacites of the Maria Preta Unit, Rio Itapicuru Greenstone Belt, revealed two distinct geochemical groups: one of adakitic affinity and another of typical calc-alkaline. The adakitic suite, localized west in the unit, is characterized by high values of Sr/Y and Ti/YN >1. It shows enrichment in LFSE (Low Field Strength Elements) relative to HFSE (High Field Strength Elements) and a moderate rare earth element fractionation. The calc-alkaline suite (CA) shows low Sr/Y ratios, less rare earth elements fractionation and negative Eu anomalies. On the other hand it shows higher incompatible elements abundances (Y, Zr, Th) and high Cr and Ni concentrations.

The two suites cannot be linked by fractional crystallization and are derived from different sources (distinct initial Nd ratios). The most probable setting for the formation of CA is partial melting of mantle peridotite modified by hydrous fluids released from a subducting slab, followed by low pressure plagioclase fractionation. The adakite geochemical features require partial melting of hydrous metabasalts at depths high enough to stabilize garnet+hornblende as the residual phase. This suite does not reveal significant interactions with the mantle, as shown by its lower Cr and Ni values than Cenozoic adakites.

For an assumed 2170 Ma age, the Sm-Nd isotope data show higher $\epsilon_{Nd}(t)$ for the adakites (+4,8 to +2,5) than for the calc-alkaline suite (+1,9 to +1,4). These data indicate a juvenile source for the UMP volcanic rocks.

U-Pb SHRIMP dating indicates a crystallization age of $2,081 \pm 9$ Ma for the adakitic volcanic. Inherited Archean zircons (3364, 3017, 3064 Ma) evidence a magma generated at a subduction zone followed by interaction with Archean lithosphere, probably the basement of the Rio Itapicuru Greenstone Belt.

The calc-alkaline suite shows low oxygen fugacities at the magma extraction site (between -3 e -1 FMQ). On the other side, the adakites shows higher values (between -1 e +0,5 FMQ), similar to modern adakites formed by a subducting slab melt.

This results suggests that the UMP volcanism was formed or was directly connected to a subduction. The geographic position of the two suites, i.e. adakites to the west of the calc-alkaline volcanics, suggests subduction of an oceanic plate to the west.

CAPÍTULO 1

1- Introdução Geral

2- Artigo Submetido à Revista Brasileira de Geociências

1 – INTRODUÇÃO GERAL

Esta dissertação está configurada em duas partes principais. A primeira é composta por um artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências, onde são expostos parte dos principais resultados obtidos. Nela encontra-se uma compilação dos dados geoquímicos referentes às rochas vulcânicas e parte dos resultados de isótopos de Sm-Nd.

Na segunda parte da dissertação são apresentados os resultados que não foram incluídos no artigo. São capítulos com a descrição detalhada da geologia local, com descrições macro e microscópicas e perfis estratigráficos. Também nesta segunda parte são apresentados os resultados das análises geocronológicas, das modelagens geoquímicas de cristalização fracionada e fusão parcial, bem como um capítulo de discussão geral seguido da conclusão final da dissertação.

A área de estudo está inserida no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI), localizado na porção central da Bahia. Trata-se de uma entidade litotectônica muito abordada na literatura devido aos depósitos auríferos presentes no *greenstone*. Este cinturão de rochas supracrustais, metamorfizadas na fácies xisto verde a anfibolito (Silva, 1992), é intrudido por diversas gerações de granitóides. Na base é composto por rochas vulcânicas máficas, sobrepostas por vulcânicas intermediárias a félsicas, e no topo é constituído por rochas sedimentares (Kishida, 1979).

Em general, existem dois grandes distritos auríferos: um ao sul, denominado Faixa Weber (Teixeira, 1985), cuja mineralização se hospeda principalmente em gabros associados ao vulcanismo máfico basal; e o outro, mais ao norte, que ocorre intimamente associado ao vulcanismo félsico a intermediário. Estas rochas fazem parte da Unidade Maria Preta (Silva *et al.*, 2002) que é a unidade-alvo deste trabalho. Esta unidade é composta por derrames andesíticos a dacíticos subordinadamente riolíticos, rochas vulcanoclásticas compostas por tufos cineríticos, tufos de cristais e lapilli tufos, rochas subvulcânicas dioríticas a tonalíticas e sedimentos pelíticos (Kishida, 1979; Davison *et al.* 1988; Silva, 1991).

Após a caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Unidade Maria Preta foi possível a individualização de duas suítes vulcânicas distintas: uma de afinidade adakítica (Adk) e outra de afinidade cálcio-alcalina típica (CA).

Adakitos são rochas com características geoquímicas específicas (altos valores de Sr/Y, La/Yb e de elementos litófilos de grandes íons LILE relativo aos de elevado potencial iônico (HFSE, Martin *et al.*, 2005). Foram primeiramente descritos por Defant e Drummond (1990) para designar andesitos e dacitos de alto MgO. Ao contrário da maioria dos magmas cálcio-alcalinos de arco (Basaltos, Andesitos, Dacitos e Riolitos-BADR) formado pela fusão de manto peridotítico metassomatizado por fluídos (Gill, 1980), os magmas adakíticos são formados pela fusão de basaltos hidratados em pressões altas o suficiente para estabilizar granada+anfibólio no restito e fundir plagioclásio (Rapp e Watson, 1995).

Alguns autores afirmam que as condições atuais para formar adakitos é a fusão de crosta oceânica mais jovem que 30 milhões de anos, ou seja, fusão de crosta recém formada, que geralmente ocorre quando dorsais meso-oceânicas estão próximas à zonas de subducção ou sendo consumidas nestas (Martin, 1999). Nesta situação, a crosta oceânica encontra-se quente o suficiente para atingir o campo de fusão, que ocorre em pressões acima de 6 Kbar e temperaturas superiores a 800° C (Rapp *et al.*, 1991).

Se nas condições geotérmicas atuais os adakitos são raros, no Arqueano e no Paleoproterozóico, quando o gradiente geotérmico da Terra era mais acentuado, as condições necessárias para a geração de adakitos eram mais comuns. Alguns autores

afirmam que as séries de TTGs (tonalito, trondhjemito e granodiorito) de alto Al_2O_3 são os equivalentes arqueanos dos adakitos modernos, e que a mudança na composição deste magma ao longo do Arqueano é evidência direta do esfriamento da Terra (Martin e Moyen, 2002).

No Brasil, somente foi relatada somente uma ocorrência de rochas vulcânicas adakíticas no *greenstone belt* Rio das Velhas (Silva *et al.*, 2000). Também foram descritos, assim como no GBRI, outras ocorrências de adakitos porém associados com rochas cálcio-alcalinas (Morris e Witt, 1997; Samsonov *et al.*, 2005). A presença de dois tipos de magmatismo, com geoquímica distintas e próximos entre si, sugere diferentes condições geodinâmicas para a formação desses magmas. Nesta dissertação foram obtidos dados U-Pb SHRIMP em zircões, isótopos de Nd e Sr, assim como elementos maiores, traço e terras raras para tentar entender os processos que geraram as duas suítes vulcânicas da Unidade Maria Preta e o significado geotectônico dessas rochas no contexto no *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

2- ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS

Caracterização de Vulcânicas Adakíticas e Cálcio-Alcalinas no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia, e implicações geodinâmicas

Alberto Ruggiero¹ & Elson Paiva Oliveira²

¹Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Estadual de Campinas

alberto.ruggiero@hotmail.com

²Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas

elson@ige.unicamp.br

Abstract

New geochemical data on andesites and dacites of the Maria Preta Unit, Rio Itapicuru Greenstone Belt, revealed two distinct geochemical groups: one of adakitic affinity and another of typical calc-alkaline. The adakitic suite, localized west in the unit, is characterized by its high values of Sr/Y and $Ti/Y_N > 1$. It shows a enrichment in LFSE (Low Field Strength Elements) relative to HFSE (High Field Strength Elements) and a moderate rare earth element fractionation. The calc-alkaline suite (CA) shows low Sr/Y ratios, less rare earth elements fractionation and negative Eu anomalies. On the other hand it shows higher incompatible elements (Y, Zr, Th) and high Cr and Ni concentrations. The two suites cannot be linked by fractional crystallization and are derived from different sources (distinct initial Nd ratios). The most probable setting for the formation of CA is partial melt of mantle peridotite modified by hydrous fluids released from a subducting slab, followed by low pressure plagioclase fractionation. The adakite geochemical features require partial melt of hydrous metabasalts at depths high enough to stabilize garnet+hornblende as the residual phase. This suite does not reveal significant interaction with the mantle, as shown by its lower Cr and Ni values than Cenozoic adakites. For an assumed 2170 Ma age, Sm-Nd isotope data show higher $\epsilon_{Nd(T)}$ for the adakites (+4,8 to +2,5) than the calc-alkaline suite (+1,9 to +1,4). These data indicates a juvenile source for the UMP volcanic rocks. The geographic position of the two suits suites, i.e. adakites to the west of the calc-alkaline volcanics, suggests subduction of an oceanic plate to the west.

Keywords: *Felsic volcanics, Adakites, Calc-alkaline, Geochemistry, Rio Itapicuru greenstone belt*

Resumo

Novos dados geoquímicos para as rochas vulcânicas da Unidade Maria Preta, *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, revelaram a presença de dois grupos distintos: um de rochas com afinidade adakítica e outro cálcio-alcalina. A suíte adakítica ocorre na porção oeste da Unidade Maria Preta e é caracterizada por altos valores de Sr/Y , $Ti/Y_N > 1$ e pelo enriquecimento em elementos de baixo potencial iônico (LFSE) em relação aos de elevado potencial iônico (HFSE) e também pelo moderado fracionamento dos elementos terras raras. A suíte cálcio-alcalina, que aflora na porção leste, apresenta baixas razões Sr/Y , $Ti/Y_N < 1$, menor fracionamento de elementos terras raras e anomalias negativas de Eu. Dados de isótopos de Sm-Nd, recalculados para (2170 Ma) forneceram valores de ϵ_{Nd} de +4,78 a +2,55 para a suíte adakítica e de +1,37 a +1,90 para a suíte cálcio-alcalina, sugerindo que as duas suítes podem ter sido geradas em contexto de zona de subducção. Os dois grupos vulcânicos não se relacionam por cristalização fracionada e provavelmente foram derivados de fontes distintas (diferentes razões iniciais Nd). A geoquímica das vulcânicas cálcio-alcalinas foi atribuída a fusão da cunha do manto metassomatizado por fluídos liberados a partir de uma crosta oceânica subductada, seguido por fracionamento de plagioclásio no magma. Por outro lado, a geoquímica dos adakitos requer fusão de metabasaltos hidratados com granada e/ou hornblenda residual. Esta suíte não apresenta indícios de interação significativa com a cunha do manto, como em adakitos atuais, face aos baixos valores de Cr e Ni. A distribuição geográfica das duas suítes sugere subducção de crosta oceânica para oeste.

Palavras Chave: *Vulcânicas félsicas, Adakitos, Cálcio-alcalinas, Geoquímica, Greenstone belt do Rio Itapicuru.*

INTRODUÇÃO

Neste trabalho, é descrita pela primeira vez a ocorrência de duas suítes vulcânicas distintas no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI), no nordeste do Cráton São Francisco: uma de afinidade adakítica e outra cálcio-alcálica. Essas rochas ocorrem na região central do referido greenstone belt e foram reunidas na Unidade Maria Preta. No Brasil, apenas no *Greenstone Belt* Rio das Velhas já foi reportada a ocorrência de rochas vulcânicas adakíticas (Silva *et al.* 2000).

Adakitos são rochas ígneas com elevados valores de Sr/Y, La/Yb e elementos de baixo potencial iônico relativamente aos elementos de elevado potencial iônico (Martin *et al.* 2005). Foram primeiramente descritos por Defant & Drummond (1990) para designar andesitos e dacitos de alto MgO. Ao contrário da maioria dos magmas cálcio-alcálicos de arco (basaltos, andesitos, dacitos e riolitos), formados pela fusão de manto peridotítico metassomatizado por fluídos (Gill 1981), os magmas adakíticos são formados pela fusão de basaltos hidratados em pressões suficientemente altas para estabilizar granada+anfibólio no restito e fundir plagioclásio (Rapp & Watson 1995). Alguns autores afirmam que as condições atuais para formar adakitos é a fusão de crosta oceânica mais jovem que 30 milhões de anos, ou seja, fusão de crosta recém-formada, processo este que ocorre geralmente quando uma dorsal meso-oceânica é consumida em uma zona de subducção (Martin 1999). Nesta situação, a crosta oceânica encontra-se quente o suficiente para atingir o campo de fusão, que ocorre em pressões acima de 6 kbar e temperaturas superiores a 800° C (Rapp *et al.* 1991).

Se nas condições geotérmicas atuais os adakitos são raros, no Arqueano e no Paleoproterozóico, quando o gradiente geotérmico da Terra era mais acentuado, as condições necessárias para a geração de adakitos eram mais comuns. Alguns autores afirmam que as séries TTGs (tonalito, trondhjemito e granodiorito) de alto Al₂O₃ são os equivalentes arqueanos dos adakitos, e que a mudança na composição deste magma ao longo do Arqueano é evidência direta do esfriamento da Terra (Martin & Moyen 2002).

Assim como no GBRI, em outros continentes existem vulcânicas adakíticas associadas com vulcânicas cálcio-alcálicas (e.g. Morris & Witt 1997, Samsonov *et al.* 2005). A presença de dois tipos de magmas geoquimicamente distintos e próximos entre si sugere condições geodinâmicas distintas para a formação desses magmas.

Com o objetivo de avaliar os mecanismos e as fontes de geração destas duas suítes vulcânicas no GBRI são discutidos neste trabalho novos dados de elementos maiores, traço e terras raras, e de isótopos de Nd.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru é uma unidade litotectônica do Bloco Serrinha, localizado na porção nordeste do Cráton do São Francisco (Figura 1). De acordo com Mascarenhas (1979), Kishida (1979), Kishida & Riccio (1980), Davison *et al.* (1988), Silva (1992), o GBRI é compartimentado da base para o topo em três principais unidades litoestratigráficas:

- Unidade Vulcânica Máfica (UVM): Ocorre por todo o *greenstone* e é composta por derrames basálticos maciços a almofadados intercalados com rochas sedimentares pelíticas e químicas.
- Unidade Vulcânica Félsica (UVF): derrames andesíticos a dacíticos intercalados com pelitos, ritmitos, arenitos, arenitos arcossianos e conglomerados. Encontram-se também rochas piroclásticas representadas por brechas, aglomerados, ignimbritos e tufos.

- Unidade Sedimentar Vulcanoclástica (USV): composta por seqüências turbidíticas intercaladas com sedimentos químicos e rochas epiclásticas.

Essa seqüência vulcano-sedimentar foi metamorvisada na fácies xisto-verde, porém na borda de domos granito-gnáissicos atingiu a fácies anfibolito (Silva 1992). Estruturalmente está organizada em uma sucessão de sinclinais e anticlinais limitados por zonas de cisalhamento regionais, as quais têm cinemática sinistral e orientação N-S na porção centro-norte e E-W na porção sul do GBRI. Dois eventos deformacionais principais afetaram a seqüência (Silva 1987, Alves da Silva 1991, Chauvet *et al.* 1997): D1 – caracterizado por cavalgamentos para SE, preservado na porção sul do GBRI, e D2- resultado da progressão de D1 para uma tectônica transcorrente que gera as grandes zonas de cisalhamento N-S sinistrais, as quais são um pouco posteriores ao alojamento de domos granito-gnáissicos sintectônicos.

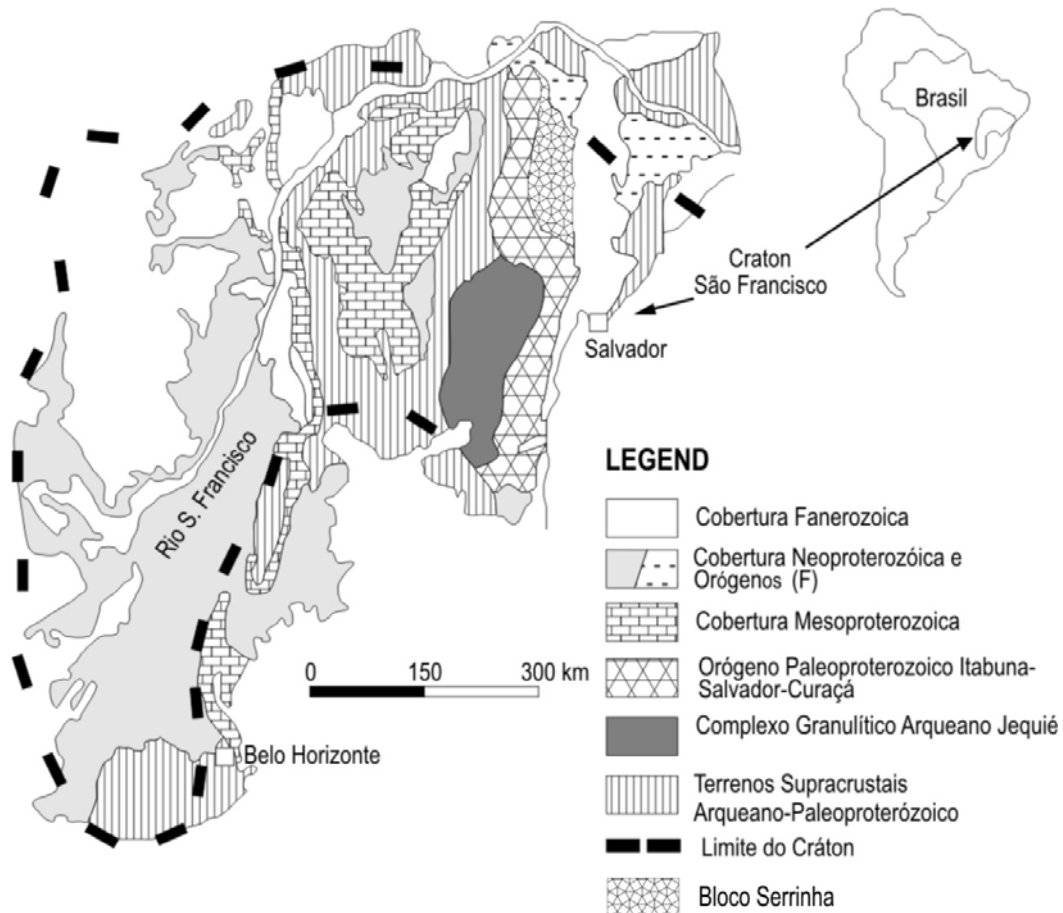


Figura 1.1 Localização do Bloco Serrinha no nordeste do Cráton do São Francisco. Adaptado de Oliveira et al. (2004a).

Mineralizações Auríferas

O GBRI é bastante conhecido por suas mineralizações auríferas (e.g. Xavier & Foster 1999, Silva *et al.* 2001, Mello *et al.* 2006). Os depósitos de ouro no GBRI são do tipo *lode* orogenético e ocorrem em zonas de cisalhamento de pequeno a médio porte, nas porções sul (Distrito da Fazenda Brasileiro) e norte (Distrito da Fazenda Maria Preta). No primeiro distrito (Figura 2), as mineralizações estão associadas a diversas gerações de veios de quartzo, em brechas hospedadas nos basaltos tholeiíticos e em gabros da UVM, e em menor quantidade nas vulcânicas intermediárias a ácidas da UVF e nos depósitos turbidíticos. No distrito da Fazenda Maria Preta (Figura 2), os depósitos auríferos também estão associados a veios de quartzo e brechas que se hospedam nas lavas andesíticas e dacíticas da Unidade Maria Preta, bem como em seus equivalentes subvulcânicos. As paragêneses hidrotermais são carbonato, clorita, ankerita, pirita e arsenopirita (Rocha Neto 1994, Silva 2001, Mello 2006, Yamana Gold Inc., 2007 com. verb.).

Modelos Geotectônicos

Duas propostas foram sugeridas para o contexto geotectônico do GBRI. Segundo Silva (1991, 1992) e Silva *et al.* (2001), a unidade máfica do GBRI pode ter-se formado em uma bacia de *back-arc* desenvolvida sobre uma crosta continental arqueana; em seguida um arco continental, instalado a leste, seria o gerador do magmatismo intermediário a félsico bem como provedor dos sedimentos. Neste modelo, o Complexo Granulítico Caraíba (e.g. Figueiredo 1982), localizado a oeste do GBRI, no orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, seria o arco relacionado à bacia de *back-arc*. Entretanto, com o avanço dos dados geocronológicos, esta hipótese não é mais sustentável porque os gnaisses granulíticos do Complexo Caraíba têm idade entre 2695 Ma e 2634 Ma (Silva *et al.* 1997), ou um pouco mais novos na região da mina de Caraíba (2570 Ma cf. Oliveira & Armstrong, inédito), enquanto aos basaltos do GBRI é atribuída idade de 2209 Ma (Silva 1996).

Por outro lado, Alves da Silva (1994) sugere que os basaltos do GBRI foram gerados em uma bacia do tipo marginal. Mais recentemente, Donatti Filho & Oliveira (2007) e Oliveira *et al.* (2007) levantam a possibilidade de parte dos basaltos do GBRI ter origem em um rifte intracontinental, sucedido por abertura de crosta oceânica. Oliveira *et al.* (2004a) e Barrueto (1997) propõem a existência de um arco intra-oceânico entre 2130 e 2127 Ma (batólitos de Barrocas e Teofilândia, Mello *et al.* 2006), seguido de colisão continental há cerca 2109 Ma (Carvalho & Oliveira 2003) que pode ter continuado até cerca de 2076-2072 Ma, quando o metamorfismo regional atingiu o seu clímax (Silva *et al.* 1997, Oliveira *et al.* 2004b, Mello *et al.* 2006). As mineralizações auríferas, ao menos na Fazenda Brasileiro, formaram-se entre 2054-2049 Ma (Vasconcelos & Becker 1992, Mello *et al.* 2006).

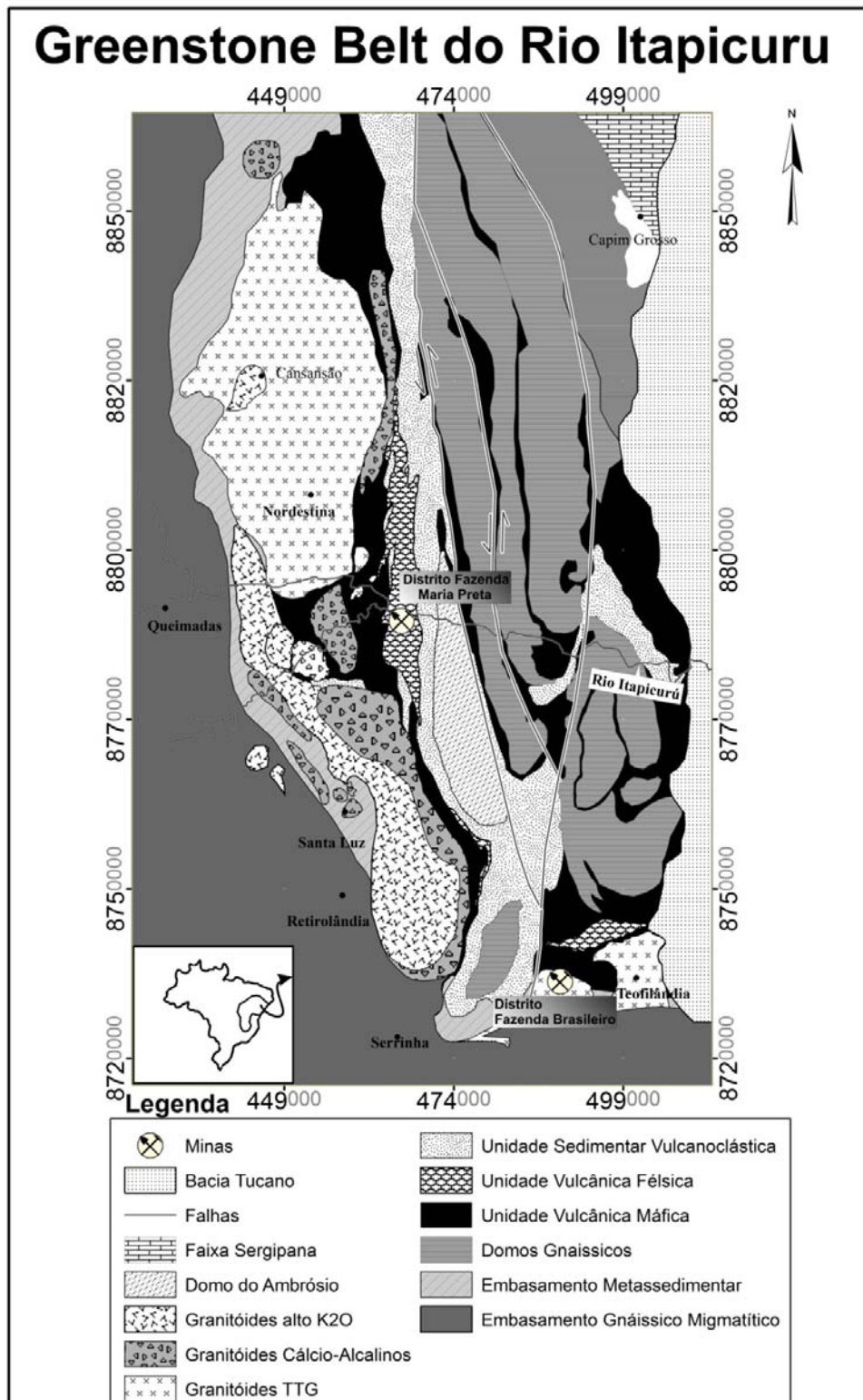


Figura 1.2: Mapa geológico do Greenstone Belt do Rio Itapicuru e adjacências. A mina localizada na porção sul é a de Fazenda Brasileiro, no centro norte é a Fazenda Maria Preta. Modificado de Rocha Neto (1994).

Granitogênese

Granitóides estão presentes em grande parte do GBRI (Figura 2). Ocorrem intrusivos na maioria das litofácies e possuem natureza ácida a intermediária (Rios *et al.* 1998). Cruz Filho *et al.* (2005) propuseram uma classificação dos granitóides em corpos: i) tonalítico-trondhjemitico-granodioríticos, ii) cálcio-alcalinos, iii) alcalinos e/ou ultrapotássicos e iv) domos gnáissico-migmatíticos.

Os tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (TTGs) são representados pelos plútons Nordestina, Trilhado, Barrocas e Teofilândia. O domo de Nordestina ocorre no limite noroeste do GBRI e é o maior corpo granítico do GBRI (Cruz Filho *et al.* 2003). Sua geoquímica pode ser atribuída à fusão de crosta oceânica subductada ou fusão de crosta máfica inferior espessada magmaticamente (Cruz Filho *et al.* 2005). O granitóide Trilhado localiza-se 2 km a oeste da Unidade Maria Preta e trata-se de um pequeno corpo granodiorítico com formato losangular intrudido nos metabasaltos da Unidade Vulcânica Máfica. Os domos de Barrocas e Teofilândia localizam-se na porção sul do GBRI, e atualmente são interpretados como registros de um arco intra-oceânico (Barrueto 2002, Oliveira *et al.* 2004a).

Os granitóides cálcio-alcalinos são representados pelos maciços de Eficéias, Quijingue, Cipó e Morro do Lopes. Exibem maiores valores de Al_2O_3 e de elementos compatíveis, bem como razão $Sr/Y < 40$ quando comparadas com os TTGs.

Os granitóides alcalinos ultra-potássicos ocorrem no limite oeste do GBRI e no embasamento, e são representados pelos corpos de Cansanção, Morro do Afonso, Agulhas, Pintado e Bananas. Geralmente não estão deformados e apresentam formatos circulares. Possuem afinidades shoshoníticas (Cansanção) e alcalino-potássica (Morro do Afonso, Agulhas, Bananas e Pintado). O grupo é composto por rochas sieníticas, monzoníticas e monzodioríticas (Rios 2002).

Os domos gnáissico-migmatíticos são geralmente alongados na direção norte-sul e possuem formas elipsoidais. São representados pelos domos de Ambrósio, Pedra Alta, Salgadália e Poço Grande (Rios *et al.* 1998).

Evolução Geocronológica

Os trabalhos mais recentes sobre a geocronologia das rochas do GBRI são os de Silva (1996), Rios (2002), Silva *et al.* (2001), Oliveira *et al.* (2004a) e Mello *et al.* (2006). Uma síntese desses dados é apresentada na Tabela 1.

2.209 ± 60Ma	UVM - Vulcânicas máficas (Isócrona Pb-Pb em rocha total – Silva 1996)
2.170 ± 60 Ma	UVF- Vulcânicas Félsicas – (Isócrona Pb-Pb em rocha total – Silva 1996)
2.178 ± 10 Ma	UVF- Vulcânicas félsicas – (U-Pb – Gaál <i>et al.</i> 1987 inédito)
2.163 ± 5 Ma	Granitóide Eficéias (U-Pb diluição isotópica em zircões – Rios 2002)
2.155 ± 9 Ma	Granitóide Nordestina (Pb-Pb evaporação em zircões – Cruz Filho <i>et al.</i> 2003)
2.155 ± 3 Ma	Granitóide Quijingue (U-Pb diluição isotópica em zircões – Rios <i>et al.</i> 2002)
2.152 ± 6 Ma	Granitóide Trilhado (U-Pb SHRIMP em monazita – Mello <i>et al.</i> 2000)
2.142 ± 47 Ma	Intrusão Gabróica da Fazenda Brasileiro (isócrona Sm-Nd em rocha total – Pimentel & Silva 2003)
2.130 ± 7 Ma	Granitóide Teofilândia (U-Pb SHRIMP em zircões – Mello <i>et al.</i> 2000)

2.127 ± 5 Ma	Granitóide Barrocas (evaporação de Pb em zircões – Chauvet <i>et al.</i> 1997)
2.110 ± 2 Ma	Sienito Morro do Afonso. (U-Pb SHRIMP em zircões – Rios <i>et al.</i> 2007)
2.109 ± 5 Ma	Tonalito Itareru (U-Pb SHRIMP em zircões – Carvalho & Oliveira 2003)
2.080-2.076 Ma	Pico do metamorfismo regional (Ar-Ar em hornblenda – Mello <i>et al.</i> 2006, U-Pb SHRIMP em zircões – Oliveira <i>et al.</i> 2002)
2.080 ± 2 Ma	Domo Gnáissico Ambrósio (U-Pb SHRIMP em xenotima – Mello <i>et al.</i> 1999)
2.072 ± 1 Ma	Intrusões graníticas tardi-tectônicas tipo Morro do Lopes (U-Pb diluição isotópica em zircões – Rios <i>et al.</i> 2002)
2.054–2.049 Ma	Mineralização aurífera (Ar-Ar muscovita – Vasconcelos & Becker 1992, Mello <i>et al.</i> 2006)

Tabela 1.1- Compilação das principais idades de rochas do GBRI.

Os dados geocronológicos referentes à UVF foram primeiramente obtidos por Brito Neves *et al.* (1980) em isócrona de referência Rb-Sr de 2.080 Ma ± 90 Ma. Posteriormente, Gaál *et al.* (1987 inédito) apresentaram idade U-Pb 2.178 ± 12 Ma. Silva (1992), utilizando isócrona Pb-Pb em rocha total gerou idade semelhante 2.170 ± 60 Ma.

Estudos Geoquímicos Prévios

A Unidade Vulcânica Félsica já foi investigada geoquimicamente. Alguns autores identificaram o caráter cálcio-alcalino para as vulcânicas, baseados no enriquecimento em sílica, típico de séries cálcio-alcalinas de arco magmático (Kishida 1979, Silva 1992, Barrueto 1997). Kishida (1979) notou uma lacuna nos valores de sílica entre as duas unidades vulcânicas do GBRI: os basaltos têm valores médios de 50 % de SiO₂ e os andesitos e dacitos valores superiores a 60% de SiO₂, e propôs petrogêneses diferentes para as duas unidades.

Segundo Silva (1983, 1992), as elevadas razões La/Yb dessas rochas são indicativas de magmatismo cálcio-alcalino de arco de margem continental do tipo andina. Em modelagens geoquímicas, esta mesma autora sugeriu origem do magmatismo intermediário a félsico a partir de fusão parcial da unidade vulcânica máfica.

Os litotipos vulcânicos e subvulcânicos félsicos também foram caracterizados geoquimicamente por Barrueto (1997), porém as amostras coletadas nas cavas apresentaram caráter alcalino, enriquecidas em Na₂O.

RESULTADOS

Características de campo e petrografia

A Unidade Maria Preta (UMP) foi cunhada por Silva *et al.* (2001) para reunir as rochas vulcânicas intermediárias a félsicas, subvulcânicas e piroclásticas (Figura 3). Aqui, nós redefinimos a unidade, incluindo também rochas sedimentares associadas. Ela possui aproximadamente 122 km² e forma alongada na direção NNW-SSE, com 48 km de comprimento e 5,2 km de largura. O Rio Itapicuru cruza a porção centro-sul da unidade. O limite ocidental da UMP é com basaltos da Unidade Vulcânica Máfica e o oriental é com rochas metassedimentares da Unidade Sedimentar Vulcanoclástica (Figura 3).

ROCHAS META-VULCÂNICAS

O conjunto de rochas vulcânicas é representado por andesito basáltico, andesito e dacito. Essas rochas ocorrem na forma de derrames maciços (Figura 4A e B) e geralmente sem deformação penetrativa. Quando deformados, o caimento da foliação é acentuado para oeste (em média 60°).

No entroncamento do Rio do Peixe com o Rio Itapicuru, também próximo ao contato da UMP com a UVM, a unidade possui, em sua base, derrames dacíticos cinza a cinza claro. Os dacitos são porfíricos, com fenocristais de plagioclásio e quartzo, com média de 0,3 mm de diâmetro (Figura 4C), imersos em matriz cinza afírica. Intercalados com os dacitos, ocorrem andesitos afaníticos, cinza escuro. Eles apresentam grande resistência ante a deformação e são intrudidos por um corpo subvulcânico diorítico (C1).

Ao noroeste do acampamento base da empresa Yamana Gold Inc., próximo ao contato com os basaltos basais, os derrames dacíticos são porfíricos, bege a cinza escuro, com fenocristais de hornblenda imersos em matriz microcristalina de plagioclásio e quartzo. Os grãos de hornblenda são idiomórficos e podem atingir até 1 cm (Figura 4D e 5A).

Grãos de plagioclásio ocorrem na matriz de algumas lavas, compostas por pequenos cristais orientados segundo o fluxo magmático, conferindo textura traquítica. Na maioria das lavas, o plagioclásio é representado por albita a oligoclásio. Feldspatos potássicos são escassos. Ocorrem também andesitos vesiculares, cujas vesículas podem estar preenchidas com calcita secundária (Figura 5B).

Em algumas amostras de andesito, o quartzo apresenta cavidades em suas bordas, formando baías atribuídas à corrosão magmática (Figura 5C).

Em alguns locais, os derrames foram muito alterados por soluções hidrotermais e mostram matriz composta por epidoto, clorita e sericita. Ocorrem fenocristais de quartzo euédrico límpido, monocristalino e sem extinção ondulante e inclusões. Os feldspatos, de maneira geral, apresentam-se repletos de inclusões de sericita e epidoto (Figura 5D).

Unidade Maria Preta Greenstone Belt do Rio Itapicuru

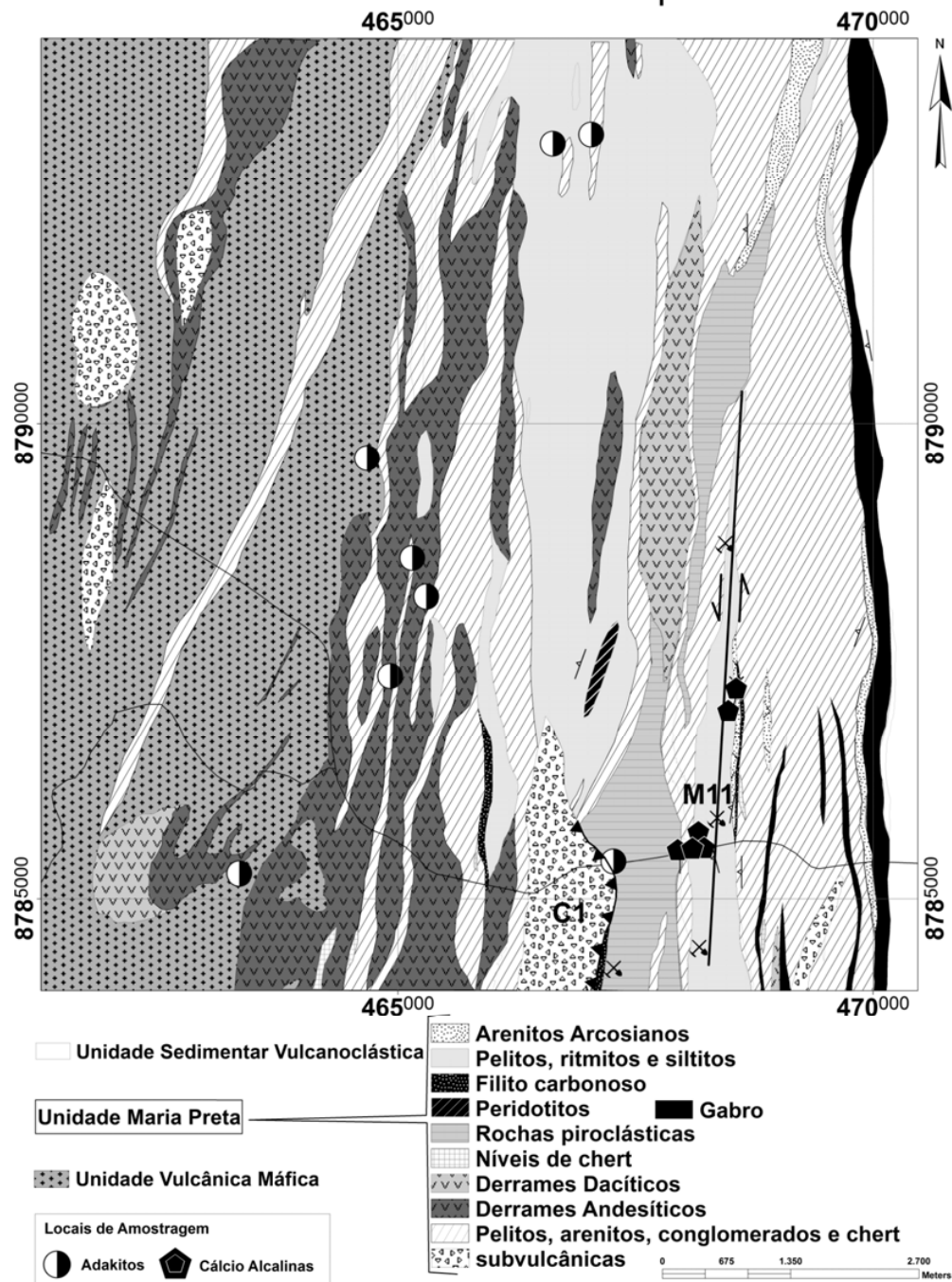


Figura 1.3: Mapa geológico da Unidade Maria Preta, com localização de amostras consideradas na seção de geoquímica. Modificado de Rocha Neto (1904) e Silva et al. (2001).

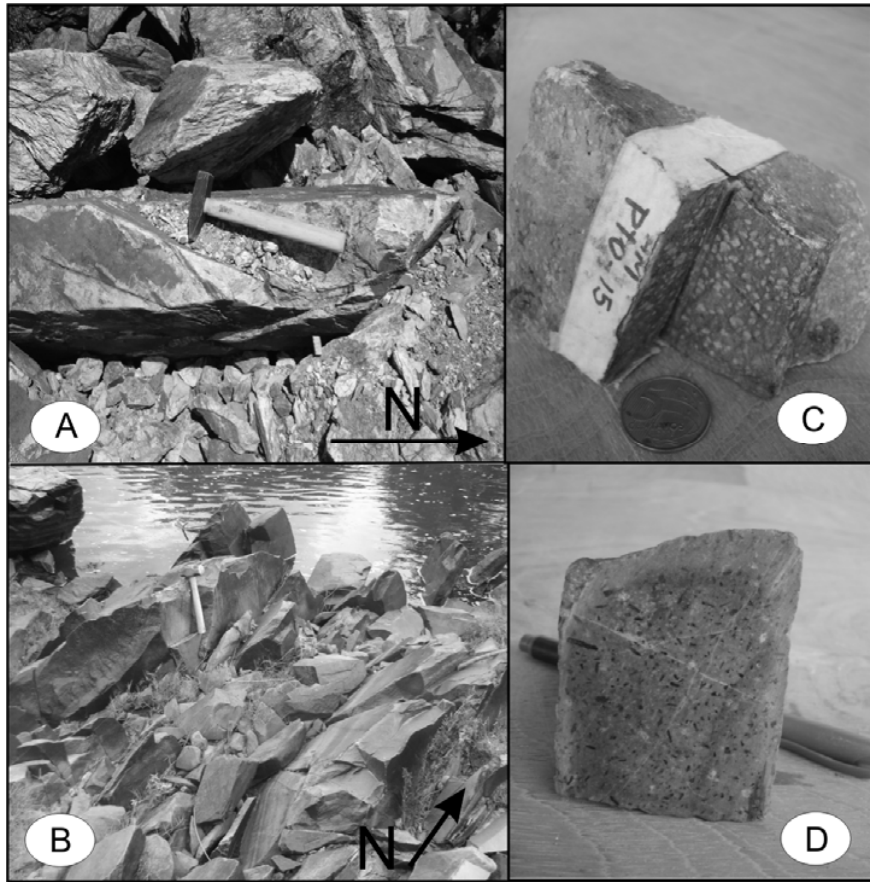


Figura 1.4: Aspectos macroscópicos das vulcânicas da Unidade Maria Preta, A- Afloramento de dacito maciço afanítico, como foliação pouco penetrativa caindo para oeste, B- Afloramento de andesito afanítico, C- Andesito porfirítico com fenocristais de plagioclásio (Cálcio-Alcalino), D- Andesito porfirítico com fenocristais aleatórios de hornblenda (Adakítico).

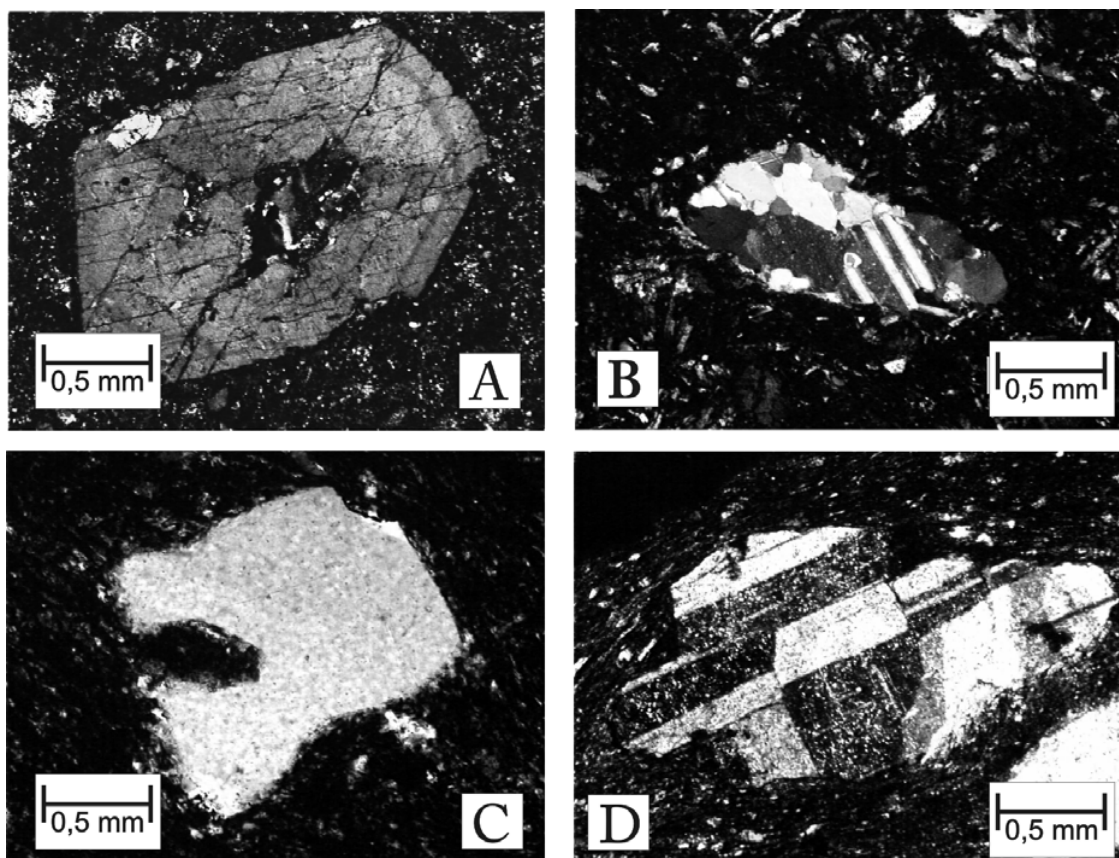


Figura 1.5 – Fotomicrografias das rochas vulcânicas da Unidade Maria Preta. A e C com nicóis descruzados. A- Fenocristal idiomórfico de hornblenda com zonamento e inclusões de opacos e quartzo; B- Amígdala de calcita em andesito; C- Quartzo com embaçamento por corrosão magmática. D- Fenocristais de plagioclásio parcialmente alterados.

Geoquímica

Foram realizadas análises para elementos maiores e traço utilizando o espectrômetro de Fluorescência de Raios X (Philips, PW 2404), do Laboratório de Geoquímica Analítica no Instituto de Geociências da UNICAMP. As amostras foram pulverizadas em moinho de ágata e analisadas através de pastilhas de vidro (elementos maiores) e pastilhas prensadas (elementos traço). Algumas amostras foram selecionadas também para análise dos elementos terras raras e outros elementos traço, cujos dados foram obtidos no ICP-MS do Instituto de Geociências da USP, segundo os procedimentos analíticos de Navarro (2004).

A seleção das amostras para geoquímica foi feita dando preferência às amostras frescas. Apesar da deformação regional que afetou as rochas do GBRI, há porções de baixa deformação onde as rochas encontram-se preservadas. Desta forma as amostras selecionadas para as análises são maciças, livres de veios e venulações. Os resultados analíticos são apresentados nas Tabelas 2 e 3 onde as rochas vulcânicas foram separadas em cálcio-alcalinas e adakíticas com base na razão Sr/Y.

	Adakitos											
	AM35	AM98	AM99	AM93	AM34B	AM16	AMJP1	AM133	AM4	AM18	AM34A	AM90
SiO ₂	58.1	60.58	60.67	62.13	63.16	63.66	64.15	64.82	66.99	64.92	70.99	75.33
TiO ₂	0.389	0.455	0.389	0.38	0.301	0.318	0.33	0.265	0.36	0.296	0.365	0.133
Al ₂ O ₃	18.77	17.61	18.27	17.6	18.5	18.04	17.79	18.01	16.87	17.79	12.39	12.58
Fe ₂ O ₃	6.65	5.16	5.04	4.57	3.72	3.76	3.27	2.83	1.92	2.56	5.09	1.69
MnO	0.081	0.066	0.057	0.068	0.09	0.073	0.072	0.07	0.04	0.023	0.029	0.015
MgO	1.44	1.9	2.2	1.62	1.2	1.32	1.33	0.98	1.68	0.98	0.71	0.11
CaO	7.12	4.65	5.37	4.86	6.24	5.5	4.66	4.96	5.07	2.28	3.1	0.37
Na ₂ O	2.73	5.12	4.34	4.5	3.45	4.3	4.14	4.3	5.76	5.53	4.74	2.84
K ₂ O	1.68	2.3	1.89	2.57	1.56	1	1.01	1.36	0.15	1.93	0.18	5.69
P ₂ O ₅	0.173	0.231	0.115	0.185	0.122	0.121	0.11	0.094	0.081	0.095	0.485	0.037
P.F.(1000 oC)	2.39	1.72	1.57	1.83	1.64	2.88	2.24	1.64	1.36	1.82	0.75	6
Soma	99.5	99.7	100	99.8	100.2	99.8	99.1	99.3	99.7	99.3	99.9	100.2
Ba	1296.4	1031	892	1271	939.7	488.5	666	500	116.1	677.9	992	827
Ce	24.5	20	11	13	11.8	11.2	13	11	3.4	6.4	6.8	17
Cr	14.8	44	39	25	15.8	24	21.6	27.6	36.1	13.7	16.8	41
Cu	14.3	20.9	7.2	23.6	4.4	2.7	23	4.5	1.4	2.9	2.2	23.1
Ga	23.8	19.3	20.6	20.2	19.5	21.1	21.2	20.5	23	20.6	20	20.6
Nb	2.2	2.7	1.7	2.1	2.1	2.3	2.7	2.4	2.2	2.6	2.2	2.2
Nd	16	13	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Pb	<1	2.6	2.2	2.4	5.6	8.9	7	2.9	1	1	4.8	3.5
Rb	27.9	32	32	35	30.7	32	36	38	3.1	45.8	26.7	37
Sc	8.3	9	9	9	6.1	7.8	6	5	9.2	6.4	6.9	7
Sr	830.6	786	966	1315	922.8	933.3	959	879	479.6	540.1	1105	1318
Th	<1,5	2.3	1.5	1.5	1.5	1.5	<1,5	1.5	3.8	1.5	1.5	1.5
U	3.4	2	2	2	1.8	1.5	5	2	2	2	1.7	2
V	63.7	89	63	69	51.2	63	53	33	57.2	40.7	44.9	66
Y	6.9	9.9	5.6	7.6	5	5.9	5.1	3.8	4.9	3.8	4.6	7.4
Zn	31.4	44	18.2	28.3	27.6	44.4	48	36	31.7	16.7	23.4	28.6
Zr	76.9	89	67	86	79.2	106.3	68	106	80.7	100.2	80.6	86
#MgO	32.74	45.29	49.53	44.35	42.04	44.11	47.76	43.77	66.30	46.25	23.87	12.77
Sr/Y	120.37681	79.39394	172.5	173.026	184.56	158.186	188.03922	231.316	97.8776	142.132	240.217	178.1081

Tabela 1.2- Resultados das análises de elementos maiores e traços para a Unidade Maria Preta .WSE e RGM1 são valores de referência internacionais fornecidos pelo Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da UNICAMP.

Cálculo Alcalinas														WSE				RGM-1	
	AM46A	AM15	AMUP3	AM37A	AM37B	AM46B	AM19B	AMUP4	AM37C	AM19A	AM02	(obtido)	(rec+ 1sd)	(obtido)	(rec+ 1sd)				
	SiO ₂	52.56	56.15	61.29	63.31	65.62	66.47	66.95	67.74	70.66	72.58	50.78	50.7+ 0.58	72.75	73.4+ 0.53				
	TiO ₂	0.305	1.125	0.534	0.306	0.477	0.411	0.376	0.232	0.373	0.311	0.368	2.467	2.40+ 0.08	0.28				
	Al ₂ O ₃	17.88	19.93	14.92	18.73	15.38	15.17	15.06	15.32	15.38	13.28	13.75	14.08	13.78+ 0.28	13.92				
	Fe ₂ O ₃	6.27	6.76	7.07	3.5	5.16	5.12	4.6	2.29	4.65	4.52	4.49	12.86	13.15+ 0.37	1.78				
	MnO	0.095	0.107	0.449	0.083	0.051	0.072	0.047	0.072	0.028	0.062	0.017	0.176	0.17+ 0.01	0.036				
	MgO	2.29	2.48	2.99	1.23	1.13	1.41	1.42	1.28	0.92	1.62	1.53	5.51	5.55+ 0.21	0.29				
	CaO	5.7	3.7	2.82	6.17	6.88	4.87	2.57	2.65	4.78	2.28	0.25	8.92	8.95+ 0.25	1.17				
	Na ₂ O	7.68	6.06	3.08	4.22	3.37	3.39	5.66	2.13	3.96	4.31	4.29	2.4	2.47+ 0.14	4.01				
	K ₂ O	0.07	0.79	1.04	1.36	0.13	0.66	0.65	2.69	0.56	0.36	0.84	0.99	1.00+ 0.06	4.31				
	P ₂ O ₅	0.091	0.166	0.068	0.122	0.114	0.076	0.07	0.037	0.068	0.066	0.06	0.301	0.30+ 0.04	0.05				
	P.F.(1000 °C)	2.22	5.15	5.6	1.57	1.76	1.12	2.46	5.56	2.66	2.38	1.76							
	Soma	99.2	99.5	99.9	100.2	99.5	99.3	99.6	99.2	100	99.9	99.9							

Ba	182.7	374	519	289.6	93.8	345	303.5	1641	239.3	265.4	369.7	348	338+ 27.5	809	810+ 46
Ce	27	16.8	41	27.3	23.5	23.5	24.1	28	20.2	24.8	21.8	59	61+ 5.9	49	47+ 4
Cr	43.9	33.3	62	29.3	68	29.2	23.1	8	32.3	60.5	40.1	99	99+ 9.9	5.7	3.7
Cu	1.2	36.1	63	36.2	40.3	17.2	1.8	8.5	8.1	14.6	9.9	64	65+ 10.8	12.2	12+ 1.4
Ga	17.4	22.6	26.2	8.7	17.1	17.5	14	12.6	16.6	17.1	17.5	21.5	23+ 2.4	17.3	15+ 2
Nb	8.1	7.6	7.7	4.1	6	5.7	5.7	6.7	5.4	5.3	5.2	16.8	18+ 2.5	9.4	8.9+ 0.6
Nd	10	8	9	12	11	8	8	8	8	8	8	59	55+ 7.5	3.3	4.4
Pb	9.9	5.6	4	7.8	11.3	13.1	8	12.6	13.2	12	4.8	11.8	13.8+ 2.3	22.2	24+ 3
Rb	1.9	33.6	24.7	8.2	6.4	24.3	23.4	74	25	17.3	34.2	29.1	25+ 4.9	150	149+ 8
Sc	15.7	16	16	9.8	9.9	9.3	12.8	<5	9.3	8.1	10.6	29	28+ 3.3	<5	4.4+ 0.3
Sr	165.8	336.1	328	90	281.1	144.9	73.5	306	147.5	109.9	78.5	407	410+ 25.6	104	110+ 10
Th	10.1	5	17.9	3.1	5.2	6.2	6.2	15.8	6.4	7.7	6.6	3.6	3+ 0.8	17.2	15.1+ 1.3
U	1.6	1.6	5	2	1.6	2.4	2	3	1.7	2	1.5	2	0.65+ 0.26	5	5.8+ 0.5
V	52.7	87.5	231	30.7	52.6	43.4	26.2	23	35.4	32.2	49.7	329	340+ 31.8	13.2	13+ 2
Y	22.8	21.1	23.7	37.2	22.7	22.5	18	12.1	17.8	17.3	15.6	31	30.4+ 3.6	23.1	25
Zn	93.5	91.3	89	46.4	56.2	65	50.3	22	49.6	50.2	49.5	113	117+ 0.2	36	32
Zr	182.6	129.4	198	115.9	161.7	143	139.5	180	145.3	136.3	126.8	197	195+ 10.9	224	220+ 20
#MgO	45.09	45.20	48.74	44.14	32.99	38.24	40.97	55.69	30.79	44.62	43.377				
Sr/Y	7.27193	15.9289	13.8397	2.41935	12.3833	6.44	4.08333	25.2893	8.28652	6.3526	5.0321				

Tabela 1.2- Cont..

	Suíte Adakítica				Suíte Cálcio Alcalina					
	AM-35	AM-18	AM-34A	AMJP1	AM-52A	AM-37A	AM-14	AMJP3	AMJP4	AM22
La	14,0	2,50	7,14	7,54	17,7	18,2	17,4	19	12,5	11,5
Ce	29,4	6,93	16,3	14,1	36,9	36,5	33,2	40,8	32	25,2
Pr	3,53	0,84	2,07	2,14	4,48	4,20	4,18	5,03	4,03	3,24
Nd	13,9	4,03	8,15	8,84	18,0	17,1	17,3	19,1	15	14,0
Sm	2,57	0,99	1,72	1,77	3,57	4,10	3,93	4,01	3,08	3,70
Eu	0,77	0,31	0,60	0,53	0,91	0,98	1,24	0,74	0,52	1,19
Gd	1,99	1,01	1,47	1,42	2,95	4,81	3,73	3,57	2,62	3,98
Tb	0,28	0,17	0,22	0,18	0,42	0,85	0,60	0,53	0,38	0,70
Dy	1,53	1,02	1,19	1,14	2,24	5,35	3,53	3,2	2,35	4,18
Ho	0,32	0,23	0,25	0,22	0,48	1,30	0,79	0,7	0,52	0,97
Er	0,78	0,58	0,62	0,66	1,23	3,57	2,07	1,99	1,58	2,56
Tm	0,11	0,09	0,09	0,08	0,18	0,52	0,30	0,3	0,25	0,37
Yb	0,73	0,64	0,59	0,61	1,22	3,65	2,00	1,96	1,69	2,55
Lu	0,10	0,09	0,08	0,08	0,17	0,56	0,29	0,31	0,27	0,38
Ta	0,25	0,24	0,23	0,14	0,29	0,23	1,22	0,43	0,32	0,47
Pb	2,17	1,57	0,98	4,63	7,91	3,72	10,5	4,84	10,6	2,24
Th	0,63	0,43	0,51	0,62	3,79	2,13	4,28	15,1	13,5	1,78
U	0,36	0,20	0,25	0,35	1,16	0,28	1,35	4,03	4	0,95
Hf	3,434	3,666	2,542	2,630	1,704	1,659	3,189	5,650	4,950	2,418

Tabela 1.3-Continuação Resultados das análises de elementos terras raras e outros traços por ICP-MS para a Unidade Maria Preta.

Elementos Maiores e Traço

Em diagramas que empregam elementos maiores, como o de álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) em relação à sílica (Figura 1.6A), a variação demonstra que a maioria das rochas vulcânicas pertence à série cálcio-alcálica e posiciona-se nos campos de andesito e dacito. Apenas uma amostra situa-se no campo de basalto-traquiandesítico; ela é cálcio-alcálica e com o maior teor de Na_2O .

Usando-se o diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Figura 6B), que utiliza elementos mais imóveis, quase todas amostras se posicionaram no campo de andesito e dacito, sendo que apenas uma amostra situa-se no campo de rochas alcalinas. Esta amostra é a mesma cálcio-alcálica com elevado Na_2O , como comentado acima. O primeiro diagrama utiliza elementos que podem se remobilizar em processos pós-magmáticos, como alteração hidrotermal e metamorfismo, e consequentemente podem conduzir a uma classificação duvidosa. Em lâminas delgadas, a amostra destoante das demais apresenta plagioclásio quase inteiramente substituído por filossilicatos e epidoto, provavelmente por ação de fluidos hidrotermais, e por este motivo a consideramos não apropriada para os estudos petrogenéticos.

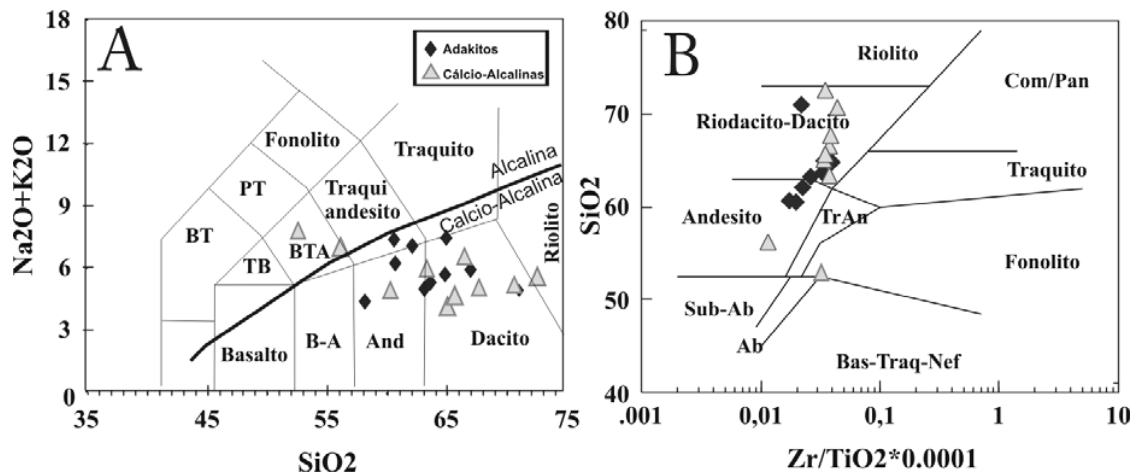


Figura 1.6: Diagramas de classificação. Triângulos=cálcio alcalinas (CA), losangos=adakitos (Adk). A) diagrama total álcalis vs sílica de Cox et al.(1979) e linha divisória de Alcalina/Cálcio Alcalina de Corriveau, L. & Gorton M.P. (1993); B) Diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd 1977).

As lavas da Unidade Maria Preta formam dois grupos geoquímicos distintos a partir das diferentes concentrações dos elementos SiO_2 , Na_2O , K_2O , #mg ($\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}_T$ molecular), Sr, Y, Zr, Ti, Ni, Rb, V, Cr e Ni: um com assinatura adakítica (Adk) e outro cálcio-alcálica (CA).

Os diagramas de variação de sílica (Figura 7) exibem o comportamento distinto entre as duas suítes. Segundo o diagrama K_2O vs SiO_2 (Figura 7A), todas as vulcânicas são de caráter cálcio-alcálico (Corriveau & Gorton 1993), porém, segundo os campos de Le Maitre et al. (1989), a suíte cálcio-alcálica é de baixo potássio e a adakítica de médio potássio. Nos diagramas das figuras 7B, 7C e 7D nota-se decréscimo de Al_2O_3 , TiO_2 e MgO com aumento de SiO_2 nas duas suítes, embora as elas apresentem linhas de tendência evolutiva distintas entre si. Esses alinhamentos são associados à evolução dos magmas por cristalização fracionada; as inclinações distintas entre as duas suítes indicam que os dois magmas evoluíram de maneira distinta.

Os diagramas de variação de óxidos contra o número de magnésio nas abscissas (#mg) também exibem agrupamentos distintos entre as duas suítes (Figuras 7E, 7F, 7G e 7H).

Os adakitos apresentam valores de SiO_2 no intervalo de 58 a 71% e, em relação à suíte cálcio-alkalina, valores superiores de K_2O , Al_2O_3 , Sr/Y e Cr/Ni (Figura 7).

A suíte cálcio-alkalina possui valores mais variados de SiO_2 (~52 a 71 %) e valores elevados de elementos de alto potencial iônico, tais como Zr (~142 ppm), Y (~22 ppm) e Nb (~5,9 ppm), além de teores mais elevados de Ni e Cr do que as rochas adakíticas.

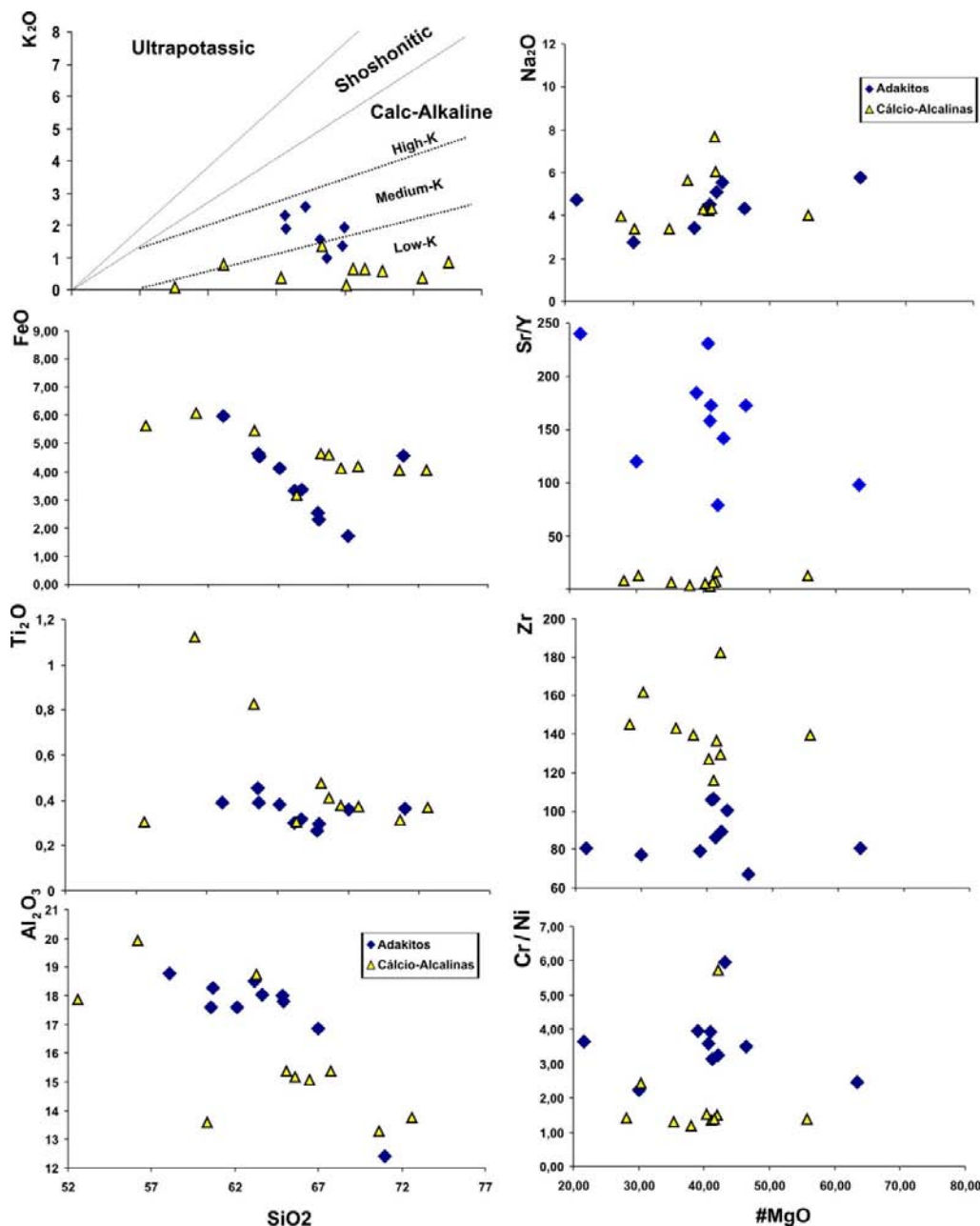


Figura 1.7: Diagramas de variação de sílica e número de magnésio (em proporções moleculares) versus diversos elementos e razões. Diagrama K_2O com campos de Le Maitre (1978).

As duas suítes vulcânicas apresentam características distintas quando lançadas em diagrama de multi-elementos normalizados ao manto primitivo (Figura 8). Nesses diagramas, as rochas adakíticas mostram enriquecimento em Ba, Rb, K e Sr relativamente à suíte cálcio-alkalina. A anomalia negativa de Nb é muito mais pronunciada nos adakitos e uma clara anomalia positiva de Sr é observada nesta

suíte (Figura 8A). A suíte cálcio-alcálica apresenta anomalia negativa discreta de Nb e Sr e pronunciada de Ti. Os valores de Ti e Zr pouco diferem nas duas suítes, porém os valores de Y são bem menores na suíte adakítica, o que resulta em razões Ti/Y normalizadas distintas nas duas suítes. De fato, os adakitos possuem razão $(Ti/Y)_n > 1$ (Figura 8A), enquanto nas vulcânicas cálcio-alcálicas essa razão é inferior à unidade (Figura 8B).

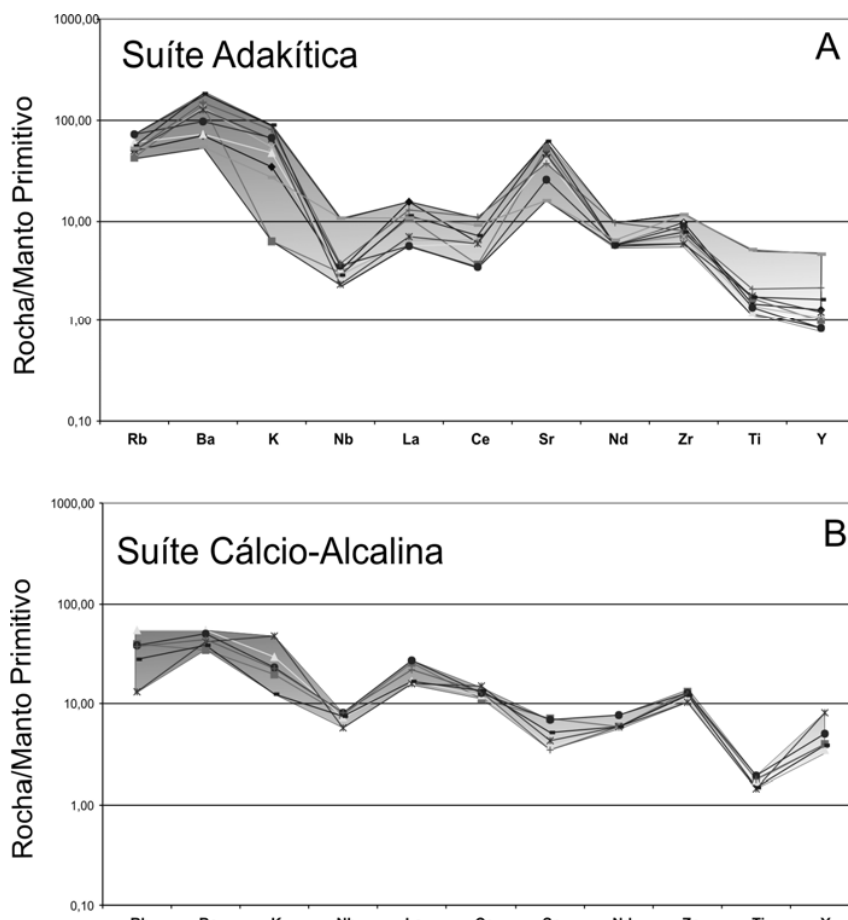


Figura 1.8: Diagramas de multi-elementos normalizados ao manto primitivo (valores normativos de McDonough et al. 1992). Notar valores de Rb, Ba, K e Sr maiores nos adakitos e razão $(Ti/Y)_n < 1$ na suíte cálcio-alcálica e > 1 na suíte adakítica.

No diagrama de elementos terras raras normalizadas ao condrito é também possível notar diferenças entre as duas suítes (Figura 9). A suíte cálcio-alcálica apresenta menor grau de fracionamento, expresso pela razão $(La/Yb)_n$, com padrão mais aplainado $((La/Yb)_n = 4,7)$ do que os adakitos $((La/Yb)_n = 8,30)$. As anomalias de Eu também são diferentes nas duas suítes.

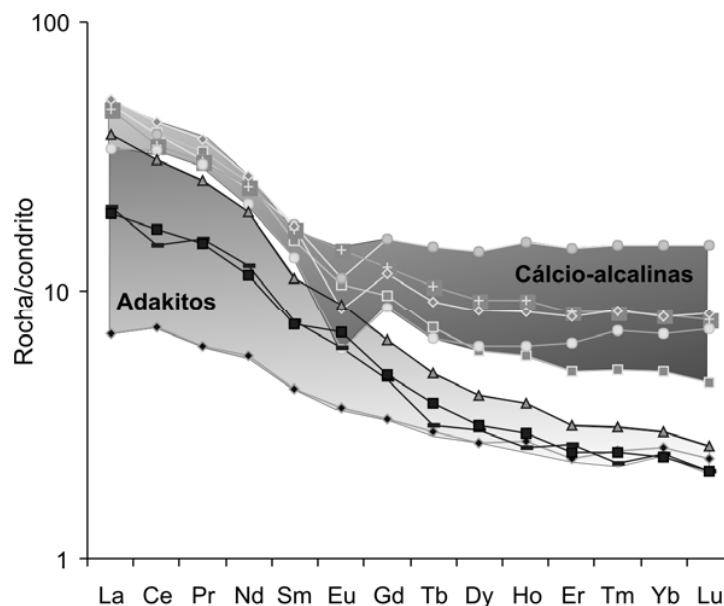


Figura 1.9: Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Taylor e McLennan, 1995). Notar anomalias negativas de Eu para a suíte cálcio-alcáalina e anomalia levemente positiva de Eu para a suíte adakítica.

Os valores de Eu são geralmente afetados por cristalização fracionada de plagioclásio, que possui o maior coeficiente de partição para este elemento. Utilizando a expressão $Eu/Eu^* = (2Eu_n / (Sm_n + Gd_n))$, que pode medir o grau de extração de plagioclásio ($Eu/Eu^* < 1$) ou acumulação deste mineral ($Eu/Eu^* > 1$) em um magma, nota-se que os adakitos apresentam valores de $Eu/Eu^* \sim 1,03$ e as vulcânicas cálcio-alcálinas de aproximadamente 0,76. Esses números indicam que deve ter ocorrido extração de plagioclásio durante o esfriamento do magma cálcio-alcáalino, ou que este mineral era pouco abundante na fonte ou ficou como resíduo nela durante a fusão parcial.

Na tentativa de entender melhor as relações petrogenéticas entre as duas suítes vulcânicas, na Figura 10 são apresentados diagramas Sr/Y vs. Y e Ti/Y vs. Zr e vetores de cristalização fracionada. Nesses diagramas aparecem hiatos expressivos nas razões acima, com as rochas adakíticas mostrando razões Sr/Y e Ti/Y mais elevadas do que as cálcio-alcálinas. As variações observadas em cada uma das suítes podem ser atribuídas à cristalização fracionada simultânea de hornblenda e plagioclásio, porém é pouco provável que as duas suítes sejam derivadas do mesmo magma. Esta hipótese pode ser avaliada pelas razões iniciais de isótopos de Nd, apresentadas a seguir.

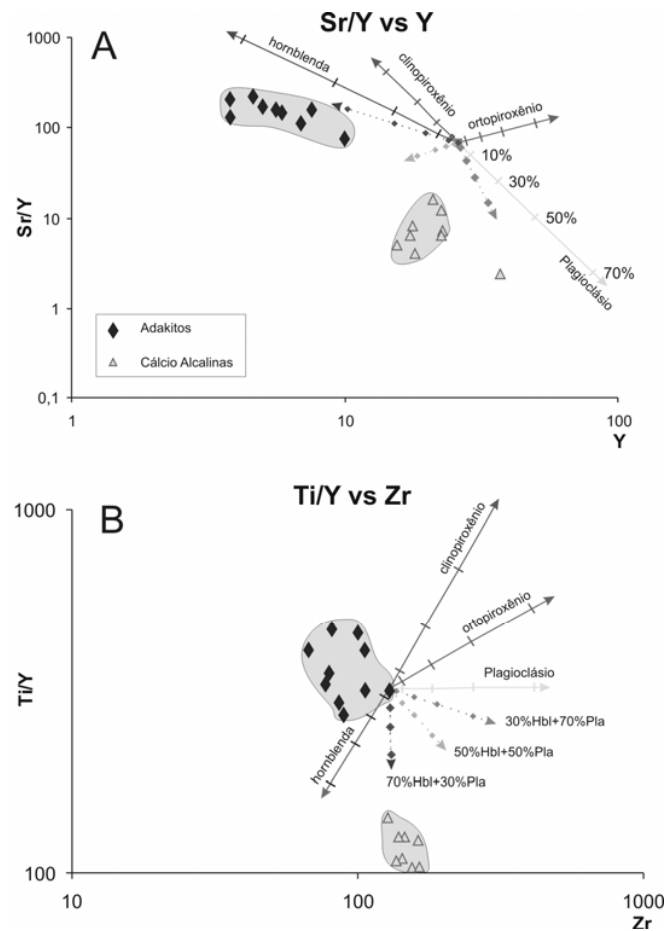


Figura 1.10: Diagramas Sr/Y vs. Y (A) e Ti/Y vs. Zr (B) com vetores de cristalização fracionada em equilíbrio de plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio e combinações dos dois primeiros. Comprimento dos vetores equivale a 70% de fracionamento.

Isótopos de Sm-Nd

Foram feitas seis análises de isótopos de Sm-Nd na Unidade Maria Preta, dentre elas três da suíte cálcio-alcalina e três da suíte adakítica. As análises foram feitas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, segundo os protocolos analíticos apresentados em Gioia & Pimentel (2000). Os resultados são apresentados na Tabela 4. As amostras analisadas para estes isótopos também foram analisadas por fluorescência de raios-X e estão representadas na tabela 2.

Amostra	Geoquímica	Pb-Pb	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (+1 s)	T_{DM} Ma	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
AM 14	Cálcio Alcalina	2,17	3,574	16,106	0,1342	0,51182	2330	-15,96	1,37
AM 15	Cálcio Alcalina	2,17	3,898	16,167	0,1458	0,512012	2300	-12,21	1,90
AM 19 A	Cálcio Alcalina	2,17	2,847	14,141	0,1217	0,511667	2279	-18,94	1,85
GBRI-10	Adakito	2,17	1,805	8,974	0,12158	0,511747	2134	-17,38	3,45
GBRI-11	Adakito	2,17	2,882	14,041	0,12405	0,511736	2213	-17,60	2,55
AM 99	Adakito	2,17	1,575	7,774	0,1225	0,511829	2010	-15,78	4,79

Tabela 1.4- Resultados das análises de Sm-Nd para a Unidade Maria Preta.

Na Figura 11 são apresentados os resultados de isótopos de Nd para as amostras de vulcânicas da Unidade Maria Preta. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medidas foram recalculadas para a idade de 2170 Ma, proposta por Silva (1996), conforme apresentado na Tabela 1.4. Nota-se que as rochas vulcânicas cálcio-alcálicas apresentam razões iniciais praticamente iguais (Figura 1.11), indicando que devem ter originado de um ou mais magmas com características isotópicas semelhantes. Por outro lado, o mesmo não pode ser assegurado para as rochas vulcânicas adakíticas, que apresentam razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciais variadas. Esta característica pode ser atribuída à heterogeneidade na fonte que gerou o(s) magma(s) adakítico(s) ou contaminação deste(s) com material crustal durante ascensão na litosfera.

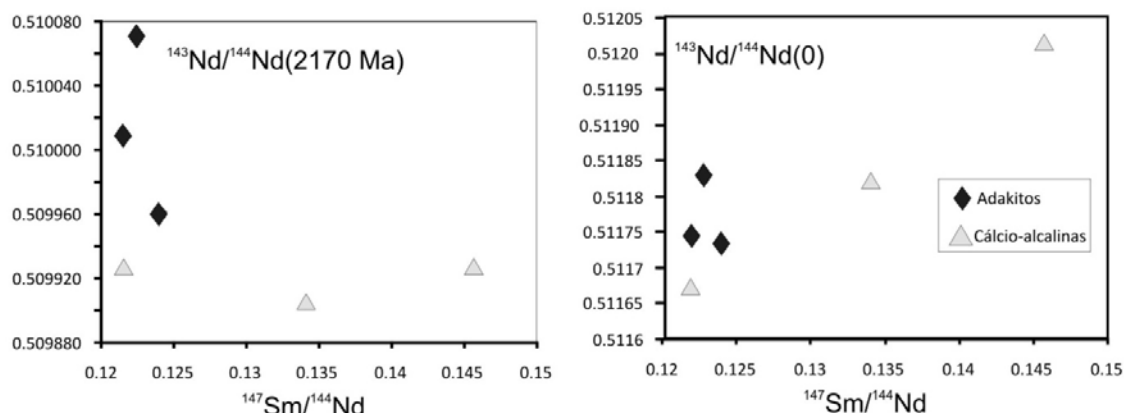


Figura 1.11: Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para as rochas vulcânicas da Unidade Maria Preta. Notar razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$ praticamente constantes para a suíte cálcio-alcálica e variada para a suíte adakítica.

DISCUSSÃO

Neste trabalho são descritos, pela primeira vez na região central do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, andesitos e dacitos com características geoquímicas de suítes vulcânicas adakíticas e cálcio-alcálicas.

Qualquer discussão sobre a origem dessas suítes deve necessariamente considerar que as rochas (i) foram metamorfisadas em fácies xistos verdes e consequentemente alguns elementos químicos (ex. Na_2O , Rb e K) podem ter sido remobilizados, (ii) derivaram de magmas distintos, conforme indicado pelas razões iniciais de isótopos de Nd, (iii) a variação química em cada uma das suítes pode ser atribuída à cristalização fracionada de plagioclásio e anfibólio, e (iv) as rochas adakíticas ocorrem a oeste, próximas ao contato com a unidade basal de basaltos, e as cálcio-alcálicas mais a leste.

Apesar do metamorfismo de baixo grau, apenas uma amostra analisada contém valor relativamente mais alto de Na_2O , enquanto que todas as demais apresentaram variações de elementos mais móveis, ou imóveis, compatíveis com processos de cristalização fracionada a partir de mais de

um tipo de magma, isto é, adakítico e cálcio-alcálico. A questão a ser discutida agora é em qual contexto tectônico essas duas suítes podem ter-se originado.

Suítes vulcânicas semelhantes ocorrem em ambientes de arcos vulcânicos intra-oceânicos (e.g. Kay 1978, Yamamoto 2007, König 2007) e de margem continental (e.g. Matteini et al. 2002, Calmus et al. 2006, Hidalgo 2007), e em ambiente pós-colisão continental (Hou et al. 2004, Wang et al. 2005, 2006).

Com o objetivo de avaliar o possível contexto tectônico das suítes vulcânicas do GBRI, as análises químicas foram plotadas no diagrama Rb vs. Y+Nb (Pearce & Peate 1995), Figura 12, juntamente com análises representativas de suítes vulcânicas adakíticas e cálcio-alcálicas de arcos e de ambiente pós-colisional. Nota-se que as rochas vulcânicas de contextos tectônicos conhecidos situam-se nos campos esperados e aquelas do GBRI posicionam-se no campo de rochas de arco magmático.

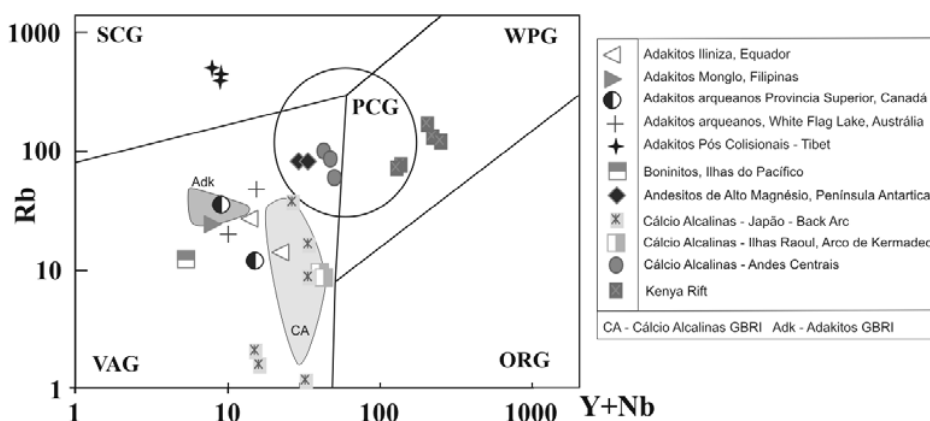


Figura 1.12: Diagrama geoquímico classificatório de ambientes tectônicos, segundo Pearce & Peate (1995). Detalhes no texto. Os campos preenchidos são das suítes do GBRI. VAG – Granito de arco vulcânico, WPG- Granitos intra-placa, SCG – granitos sin-colisionais, ORG – Granitos de dorsais oceânicas e PCG – Granitos pós-colisionais.

Adakitos são formados pela fusão de basaltos hidratados em pressões suficientemente altas para estabilizar granada+anfibólio no restito e fundir plagioclásio (Rapp & Watson 1995). Isto pode ocorrer tanto em um ambiente de subducção de crosta oceânica quanto em outros ambientes nos quais seja possível a fusão de crosta máfica hidratada, como, por exemplo, em crosta continental espessada (ex Tibet, Zhao et al. 2007).

Lee et al. (2005) estabeleceram um método para estimar a fugacidade de oxigênio (fO_2) no sítio de geração de magmas, que também pode ser utilizado para avaliar se as rochas adakíticas do GBRI formaram por fusão de crosta máfica em ambiente de arco ou de crosta continental espessada. Esses autores utilizaram a razão V/Sc que permite identificar os valores de fO_2 independente dos processos pelos quais o magma passou (ex. cristalização fracionada, assimilação crustal, etc). Deste modo (Figura 13), para a suíte cálcio-alcálica do GBRI, os valores de fO_2 variam entre aproximadamente -1 e -3 FMQ (tampão Faialita-Magnetita-Quartzo), e na suíte adakítica entre -1 e +0,5 FMQ. Além disso, as suítes vulcânicas do GBRI situam-se no campo das rochas de arco, porém em dois grupos distintos. Isto provavelmente se deve ao fato de as duas suítes terem-se originado de fontes com razões V/Sc diferentes, e conseqüentemente com fO_2 também distintas, à semelhança do que foi demonstrado pelas razões iniciais de isótopos de Nd. Adakitos gerados em ambiente de fusão de crosta inferior (*underplating*) possuem maiores valores de V/Sc (maiores valores de fO_2) do que aqueles gerados pela fusão de crosta oceânica (Figura 13). Os adakitos da Unidade Maria Preta situam-se próximos à média dos adakitos de arco cenozóico (Defant & Drummond 1990), sugerindo que este também possa ser o contexto tectônico dos adakitos do GBRI.

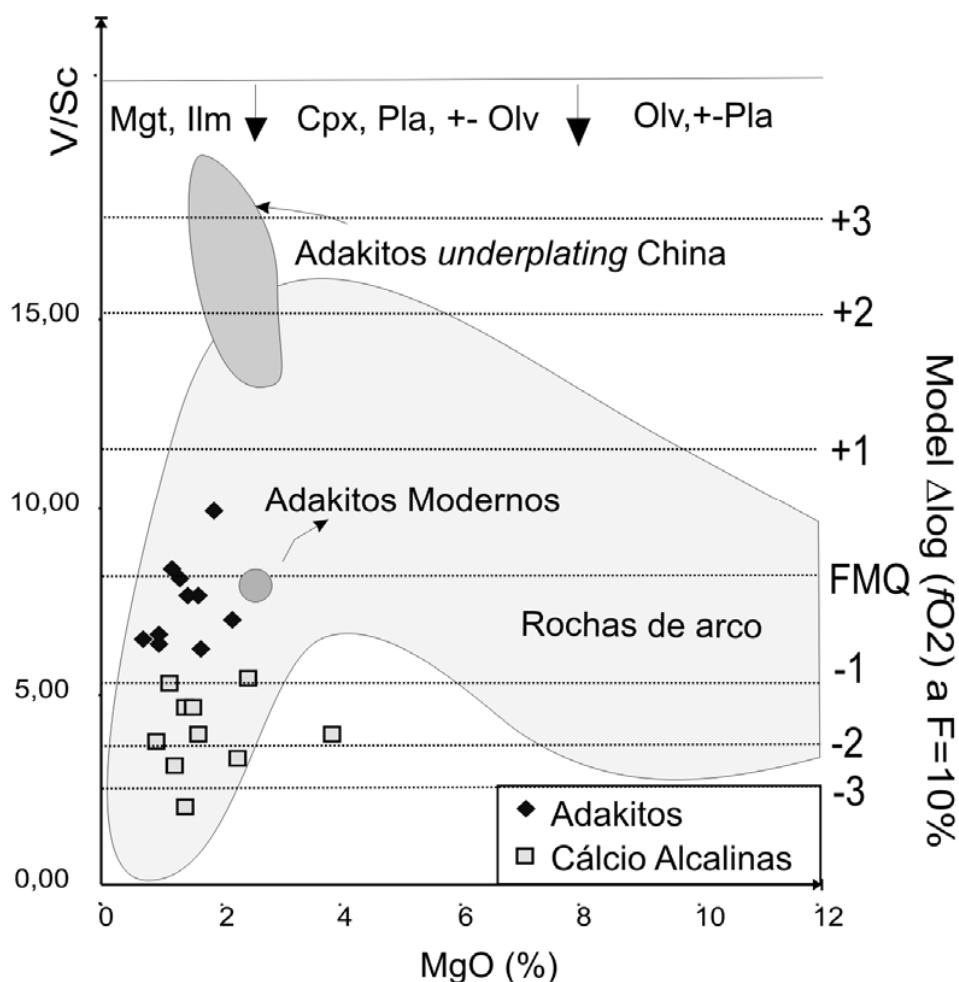


Figura 1.13: Diagrama de fugacidade de oxigênio (ordenada à direita) e V/Sc vs MgO, com campo para rochas adakíticas e cálcio-alcalinas de arco (segundo Lee et al. 2005). FMQ- índice de fugacidade em relação ao tampão Faialita-Magnetita-Quartzo. As curvas com setas (da direita para a esquerda) correspondem à evolução de magmas de arco quando interagem com crosta continental superior, média e inferior (Rudnick & Fontain 1995). O campo dos adakitos modernos é de Defant & Drummond (1994) e o de adakitos gerados pela fusão de crosta inferior (underplating) é de Zhao et al. (2005). F=10% de fusão parcial do manto.

Experimentos de fusão de meta-basalto hidratado (granada anfibolito ou eclogito) produzem composições muito semelhantes aos adakitos, porém em condições muito específicas: 10 a 40% de fusão entre 10 e 12 kbar, onde a granada fica estável (Rapp et al. 1991, Rapp & Watson 1995). Entretanto, tais experimentos produziram magmas de composição adakítica com Cr e Ni inferiores aos valores encontrados em adakitos atuais. Para Martin (1999) e Martin et al. (2005), os altos valores de Cr e Ni em adakitos atuais sugerem interação entre o magma adakítico e o manto. Esta sugestão é razoável, visto que inclusões de fundido (*melt inclusions*) em grãos de olivina de xenólitos mantélicos ultramáficos, encontrados em vulcões nas Ilhas Batan e no arco de Kamchatka (Kepezhinskas et al. 1995, 1996), possuem caráter adakítico, sugerindo que os magmas interagiram significativamente com o manto. A suíte adakítica da Unidade Maria Preta apresenta valores baixos de Cr e Ni em comparação com os adakitos atuais, possivelmente indicando pouca interação do magma adakítico com o manto.

Finalmente, a distribuição das rochas adakíticas e cálcio-alcalinas, na região central do GBRI, pode ser utilizada para especular sobre sentido de subducção de placa oceânica. As

vulcânicas adakíticas ocorrem a oeste, próximas ao contato com a unidade máfica basal, e as cálcio-alcalinas mais a leste. Se esta informação for combinada com as profundidades normalmente admitidas para a geração de magmas cálcio-alcalinos e adakíticos em arcos, isto é, os primeiros gerados em profundidades mais rasas do que os últimos, então sugerimos que foi para oeste a subducção da placa oceânica que originou as vulcânicas investigadas. Os valores mais baixos de Cr e Ni nos adakitos do GBRI, do que em rochas similares cenozóicas, provavelmente indicam que o magma progenitor dessas rochas percorreu uma pequena coluna de manto, ou que a cunha de manto litosférico acima da crosta oceânica subductada era originalmente pequena.

CONCLUSÕES

A caracterização geoquímica revelou a existência de dois grupos distintos de lavas intermediárias da Unidade Maria Preta do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Um deles com características semelhantes aos adakitos modernos e outro cálcio-alcalino típico de margens ativa. A geoquímica de elementos traço e os $\epsilon_{Nd(T)}$ positivos para as lavas sugerem ambiente de subducção para a formação do magmatismo intermediário a félsico da UMP.

A origem da suíte adakítica é atribuída à fusão parcial de crosta oceânica (metabasalto hidratado) em pressões altas o suficiente para estabilizar granada $\pm$ anfibólito residuais (baixos valores de Y), e fundir plagioclásio (altos valores de Sr). A origem do segundo é atribuída à fusão parcial de peridotito mantélico metassomatizado por fluídos liberados a partir da desidratação de crosta oceânica.

A distribuição regional das rochas vulcânicas adakíticas e cálcio-alcalinas sugere subducção de crosta oceânica de leste para oeste.

Agradecimentos

Yamana Gold Inc. pelo acesso aos testemunhos de sondagem e pelo apoio financeiro na fase inicial deste projeto. Ao CNPq por bolsa de estudo de Mestrado a AR¹ e de produtividade em pesquisa a EPO² e FAPESP (proc. 2006/06222-1) forneceu os recursos necessários à finalização desta pesquisa. Os autores agradecem à Maria Aparecida Vendemiato e Lúcia Helena dos Santos Carvalho pelas análises químicas na Fluorescência de Raios-X do IG-Unicamp. Ao DMG-IGc-USP pelas análises realizadas no Laboratório de Química e ICP e à Juliana Finotto Bueno e Bárbara Alcântara pelas análises no Laboratório de Geocronologia da UNB.

II PARTE

- 1- Introdução*
- 2- Geologia Regional*
- 3- Descrições Macro e Microscópicas dos Litotipos*
- 4- Geocronologia*
- 5- Modelagens Geoquímicas*
- 6- Discussão e Conclusão*

1 – INTRODUÇÃO

A unidade em estudo foi primeiramente descrita por Kishida, 1979 como Unidade Vulcânica Félsica. Esta unidade englobava todas as rochas vulcânicas e subvulcânicas intermediárias a félsicas que ocorrem por todo o *greenstone*. Posteriormente Silva *et al.*, (2002) utilizou a denominação Unidade Maria Preta restringir as rochas intermediárias a félsicas que ocorrem nas proximidades da Fazenda Maria Preta, na porção centro-norte do GBRI. Esta mesma autora denominou Unidade Rebolo para os basaltos (correspondentes à UVM) e Unidade Riacho do Saco para os sedimentos (correspondente a USV).

A Unidade Maria Preta corresponde a um conjunto de rochas vulcânicas intermediárias a félsicas, intercaladas com sedimentos pelíticos a areníticos, intrudidos por alguns corpos subvulcânicos dioríticos. É disposta segundo uma faixa de aproximadamente 122 km² de área, sendo 48 Km de comprimento e 5,2 km de largura, alongada na direção NNW-SSE. O Rio Itapicuru cruza a porção centro-sul da unidade. Seu limite oeste é marcado pelo contato com os basaltos da Unidade Vulcânica Máfica nas proximidades da confluência do Rio do Peixe com o Rio Itapicuru e seu limite leste ocorre no contato com metassedimentos da Unidade Sedimentar Vulcanoclástica (Figura 2.1).

As próximas seções são referentes a uma breve apresentação sobre a geologia regional complementar à apresentada no artigo; descrições macro e microscópica das rochas que compõem a unidade em estudo; em seguida são apresentados os resultados da datação U-Pb SHRIMP em um andesito, seguidos de duas seções sobre modelagem geoquímica, realizada nos derrames andesíticos e dacíticos presentes na unidade, e por fim uma discussão acerca dos aspectos petrogenéticos junto com a conclusão final da dissertação.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Greenstone Belt do Rio Itapicuru é uma faixa de rochas supracrustais vulcano-sedimentares intrudidas por granitóides alongados na direção norte-sul. Possui cerca de 15 km de largura por 100 km de comprimento. É delimitado a leste pela bacia sedimentar do Tucano, e a oeste pelo embasamento do Núcleo Serrinha, o qual, junto com os Blocos Gavião, Jequié e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá compõem o embasamento da porção nordeste do Cráton São Francisco (Alckmin, 2001).

O GBRI foi primeiramente descrito por Mascarenhas (1979) como *greenstone belt* Serrinha, e em seguida Kishida (1979), Kishida & Riccio (1980), Silva (1987) e Davison *et al.*, (1988) dividiram, da base para o topo, em três unidades litoestratigráficas, apresentadas abaixo:

Unidade vulcânica máfica (UVM) – Unidade composta por derrames basálticos maciços e almofadados intercalados com *cherts*, formações ferríferas bandadas e folhelhos carbonosos. Os derrames apresentam texturas que variam de afaníticas, porfíricas, vesiculares e amigdaloidais.

Unidade vulcânica félsica (UVF) – Representa a unidade alvo deste trabalho, onde ocorrem derrames andesíticos a dacíticos subordinadamente riolíticos, intercalados com rochas vulcanoclásticas como tufos cineríticos, tufos de cristais e lapilli tufos. Existe grande ocorrência de sedimentos pelíticos, areníticos e conglomeráticos.

Todas as rochas da unidades são intrudidas por corpos subvulcânicos dioríticos a tonalíticos

Unidade sedimentar vulcano-clástica (USV) – Arenitos, siltitos e argilitos com intercalações subordinadas de *cherts*, formações ferríferas bandadas e manganesíferas. São, em geral, depósitos turbidíticos com grandes contribuições de material vulcânico.

Todas as unidades foram metamorfisadas predominantemente em fácies xisto verde, e localmente fácies anfibolito baixo, em dois episódios tectono-termais. O primeiro trata-se de um metamorfismo de fundo oceânico, que promoveu espilitização principalmente nos basaltos da Unidade Vulcânica Máfica (basal). Um segundo evento dinamo-terma afetou as três unidades em fácies xisto verde. Nas proximidades de grandes domos, ocorre metamorfismo em fácies anfibolito (Silva 1983).

Do ponto de vista estrutural, o GBRI apresenta orientação preferencial N-S nas porções setentrional e central, porém na porção meridional exibe orientação E-W. Exibe uma sucessão de antiformes e sinformes com eixos orientados segundo tais direções. Zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento (S_0) e à foliação regional (S_1) são comuns nas três porções. Segundo Alves da Silva (1994), a deformação no GBRI é resultado de dois principais eventos estruturais progressivos (D_1 e D_2), ambos ocorrendo sob condições metamórficas de *fácies* xisto-verde/anfibolito. O evento D_1 está preservado na porção sul do GBRI e é caracterizado por foliação de baixo ângulo mergulhando para SE, associada à cavalgamentos com vergência para NW. A esse evento associa-se a colocação de granitóides sin-tectônicos como o de Barrocas (Alves da Silva, 1994). O evento D_2 é mais intensamente marcado na região e pode ser dividido em duas fases: F1 de fechamento da bacia vulcano-sedimentar, quando foram desenvolvidos empurrões para SE; e F2 de natureza transcorrente, caracterizado por cisalhamento dúctil sinistral ao longo de zonas de cisalhamento verticais de direção aproximadamente N-S. A este evento estão relacionadas intrusões paleoproterozóicas como do tipo domo do Ambrósio (Alves da Silva, 1994).

As ocorrências de depósitos de ouro no GBRI são do tipo *lode* (orogénico) e ocorrem em zonas de cisalhamento de pequeno a médio porte, nas porções sul (Faixa Weber) e norte (Distrito da Fazenda Maria Preta, Mello *et al.*, 2006). No distrito aurífero da Fazenda Brasileiro (Figura 1.2), as mineralizações estão associadas a diversas gerações de veios de quartzo, brechas que se hospedam nos basaltos tholeiíticos e gabros da UVM, e também em menor quantidade nas vulcânicas intermediárias a ácidas da UVF e nos depósitos turbidíticos. No distrito da Fazenda Maria Preta (área de estudo), os depósitos auríferos também estão associados a veios de quartzo e brechas que se hospedam em alguns corpos subvulcânicos da Unidade Maria Preta, bem como em seus equivalentes nas vulcânicos. Ocorrem na forma de *stockworks*, brechas e também de forma disseminadas. As paragéneses hidrotermais são carbonato, clorita, ankerita, pirita e arsenopirita (Rocha Neto, 1994; Silva, 2001; Mello, 2006 e Yamana, 2007 com. verb).

2.1 O Embasamento do Cráton

Existem dois compartimentos tectônicos que compõem o embasamento do CSF. Fazem parte de um orógeno paleoproterozóico (rhyaciano/orosiriano, transamazônico) e seu respectivo antepaís. Este orógeno está presente apenas de forma fragmentária no interior do cráton. Uma pequena porção do seu cinturão externo encontra-se preservada

e aflora somente no extremo sul do cráton e é representada pelas rochas do Quadrilátero Ferrífero e adjacentes, inseridas no Cinturão Mineiro; e na porção norte do cráton representado pelos blocos arqueanos Gavião, Jequié e Serrinha e também pelo Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura 1.1; Barbosa e Sabaté, 2002; Oliveira *et al.* 2004b).

As exposições da plataforma de antepaís do orógeno, embora bastante reduzidas, se restringem a porções no interior do cráton, a noroeste do Quadrilátero Ferrífero, e outra entre a Bacia do São Francisco e o Aulacógeno do Paramirim.

Segundo Almeida (1977), o embasamento do cráton adquiriu estabilidade no final do Evento Transamazônico. Este mesmo autor propõe um ancestral para o CSF denominado Cráton do Paramirim, estabilizado após o Evento Jequié, (2,9 a 2,7 Ga), o qual teria suas margens retrabalhadas durante o Evento Transamazônico e também Brasileiro, e o que restara deste cráton seria hoje o CSF.

A porção nordeste do Cráton do São Francisco é representada por quatro componentes litotectônicos denominados Bloco Gavião, Bloco Serrinha, Bloco Jequié e Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, sendo que o GBRI assenta-se estruturalmente no Núcleo Serrinha. O limite leste do *greenstone* é também o limite do Núcleo Serrinha e está em contato com a bacia sedimentar do Tucano. A oeste encontra-se em contato com seu embasamento gnáissico-migmatítico (Bloco Serrinha) que está descrito abaixo.

2.1.1 O Embasamento Gnáissico-Migmatítico do GBRI

Existe um grande conjunto de rochas gnáissico-migmatíticas arqueanas metamorfisadas em fácies anfibolito, que definem o embasamento do Núcleo Serrinha. São individualizadas a sul como Complexo Santa Luz (Pereira, 1992) e a norte como Complexo Metamórfico Uauá (Barbosa, 1970). São rochas descritas como metatexitos, diatexitos, biotita-hornblenda gnaisses, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, gnaisses quartzo-feldspáticos e anfibolitos, com plutons máfico-ultramáficos associados a rochas químico-sedimentares cálcio-silicáticas.

Melo (1991) promoveu uma subdivisão para o Complexo Santa Luz em duas unidades litológicas: (i) gnaisses bandados, caracterizados pela alternância entre gnaisses cinzas (compostos por biotita, hornblenda, microclina, plagioclásio e quartzo) e bandas anfibolíticas com ou sem granada e (ii) ortognaisses granodioríticos a tonalíticos, com estruturas migmatíticas.

As idades referentes ao Complexo Santa Luz foram obtidas pelo método U-Pb (SHRIMP) e forneceram idades entre 2983 Ma e 3152 Ma (Oliveira *et al.* 2004a). Idades ^{40}K - ^{40}Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em anfibólios e biotitas resultaram em 1,8-2,2 Ga (Bastos Leal, 1996) o que sugere um episódio tectono-metamórfico regional neste período (Rios, 2002).

2.2 Suítes Graníticas no Núcleo Serrinha

Granitóides estão presentes em grande parte do Núcleo Serrinha, intrudindo na maioria das litofácies (embasamento, *greenstone belt* e rochas supracrustais, Figura 1.2) e possuem natureza ácida, intermediária e ultrapotássica (Rios *et al.*, 1998).

Cruz e Filho *et al.*, (2005) propuseram uma nova classificação dos granitóides, e esta será usada aqui, pois as antigas classificações baseadas em dados geocronológicos não é precisa, uma vez que novos dados estão sendo publicados substituindo dados antigos. Desta forma, os granitóides que se intrudem no GRBI e em parte do embasamento serão subdivididos em: i) tonalítico-trondhjemíticos ii) cálcio-alcalinos; iii) alcalinos e/ou ultrapotássicos e iv) domos gnáissico-migmatíticos.

i) Tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (TTGs) são representados pelos plútons Nordestina, Trilhado, Barrocas e Teofilândia. O domo de nordestina fica localizado no limite noroeste do GBRI, ao redor da cidade homônima e é o maior corpo de granitóide do GBRI, a idade deste corpo é de $2,155 \pm 9\text{Ma}$ (Cruz e Filho *et al.*, 2003; Mello *et al.*, 2000). Apresenta bordas com dobras transpostas que sugerem colocação plástica num regime de transcorrência sinistral. Sua geoquímica pode ser atribuída a fusão de crosta oceânica subductada ou fusão de crosta máfica inferior espessada magmaticamente (Cruz e Filho *et al.*, 2005). O granitóide Trilhado localiza-se a 2 km da UMP trata-se de um pequeno corpo granodiorítico com formato losangular intrudido nos metabasaltos da Unidade Vulcânica Máfica. Sua idade é de $2,152 \pm 6\text{ Ma}$ (Mello *et al.*, 2006). Os domos de Barrocas e Teofilândia localizam-se na porção sul do GBRI, e atualmente são atribuídos a um possível arco intra-oceânico (Barrueto, 2002). A geoquímica destes plútons é semelhante à dos adakitos da Unidade Maria Preta (melhor discutidos a frente).

ii) Granitóides cálcio-alcálicos: são representados pelos maciços de Eficéias, Quijingue, Cipó e Morro do Lopes. Exibem geoquímica típica de rochas cálcio-alcálicas com extração de plagioclásio. Exibem maiores valores de Al_2O_3 , elementos compatíveis e $\text{Sr/Y} < 40$ quando comparadas com os TTGs. Esses plútons exibem características semelhantes às rochas vulcânicas cálcio-alcálicas da Unidade Maria Preta e este tema será melhor detalhado a frente.

iii) Granitóides alcalinos ultra-potássicos: ocorrem no limite oeste do GBRI e no embasamento, representados pelos corpos de Cansansão, Morro do Afonso, Agulhas e Bananas. Exibem altos valores de K_2O e LILE. Geralmente não estão deformados e possuem formatos circulares. Possuem afinidades shoshoníticas (Cansanção) e alcalino-potássica (Morro do Afonso, Serra das Agulhas-Bananas e Serra do Pintado). O grupo é composto por rochas sieníticas, monzoníticas e monzodioríticas. Apresentam fortes foliações magmáticas, marcadas por leitos compostos por diopsídio-hornblenda e pela orientação dos autólitos máficos, que apresentam composições similares às dos leitos (Rios, 2002).

iv) Os domos gnáissico migmatíticos são geralmente alongados no direção norte-sul e possuem formas elipsoidais. São representados pelos domos de Ambrósio, Pedra Alta, Salgadália e Poço Grande. São separados por faixas NS de metassedimentos e metabasaltos em fácies anfibolito. Possuem foliação concêntrica e margens fortemente gnaissificadas. Dados geoquímicos apontam para uma afinidade cálcio-alcálica de ambiente colisional e também são característicos de fusão de crosta continental arqueana (Rios *et al.*, 1998).

3- DESCRIÇÃO DOS LITOTIPOS – MACRO E MICROSCÓPICA

Nesta seção são apresentadas as descrições macro e microscópicas dos litotipos da unidade estudada. O mapa apresentado é uma compilação modificada de mapas fornecidos pela Yamana Gold. Inc., confeccionados pela CBPM e CVRD quando estas explotavam Au na região.

A unidade é composta basicamente por três grupos principais: um de rochas ígneas vulcânicas intermediárias, subordinadamente félsicas; outro grupo formado por litotipos sedimentares pelíticos, subordinadamente psamíticos a vulcanoclásticos e um terceiro grupo de rochas subvulcânicas intrusivas de composição máfica a félsica.

Litotipos vulcânicos intermediários a félsicos ocorrem por todo o *greenstone* (Figura 1), inclusive na Faixa Weber, na região da Fazenda Brasileiro (Mello *et al.*, 2006), porém são mais abundantes na região da Fazenda Maria Preta, onde a unidade está bem exposta.

Na área ocorrem três falhas principais de característica transcorrente sinistral. Possuem em geral direção NS e mergulham 60° para oeste. Fazem parte de um sistema de falhas sinistrais NS que ocorre por todo o GBRI. Intensa venulação de quartzo ocorre nas falhas e está associado a mineralização de Au.

3.1 Rochas meta-vulcânicas

O conjunto de rochas vulcânicas é representado por basaltos andesíticos, andesitos e dacitos. Ocorrem na forma de derrames maciços de coloração cinza claro a escuro. Geralmente não absorvem a deformação regional, porém em alguns locais apresentam foliações mergulhando em média 60° para oeste (Figura 2.2-A). Quando cisalhados, os derrames apresentam aspecto placóide muito semelhante as rochas metassedimentares. Em alguns afloramentos apresentam machas escuras compostas por agregados de clorita.

A noroeste do acampamento base da Yamana, próximo ao contato com os basaltos basais, em localidade denominada Vereda Grande (Yamana Gold INC, 2007 *comunicação verbal*), os derrames dacíticos são porfiríticos, bege a cinza escuro contém fenocristais de hornblenda imersos em matriz microcristalina de plagioclásio e quartzo. Os cristais de hornblenda são idiomórficos e podem atingir até 1 cm (Figura 2.2-B).

No entroncamento do Rio do Peixe com o Rio Itapicuru, no contato da UMP com os basaltos da UVM, a unidade possui, em sua base, derrames dacíticos que variam de cinza a cinza claro. Os dacitos são porfiríticos com fenocristais de plagioclásio e quartzo, com média de 0,3 mm de diâmetro (Figura 2.2-D), imersos em matriz cinza afírica. Intercalados com estes, ocorrem andesitos afaníticos cinza escuro que foram datados pelo método U-Pb neste trabalho. Eles apresentam grande resistência ante a deformação e são intrudidos por um corpo subvulcânico diorítico.

Unidade Maria Preta Greenstone Belt do Rio Itapicuru

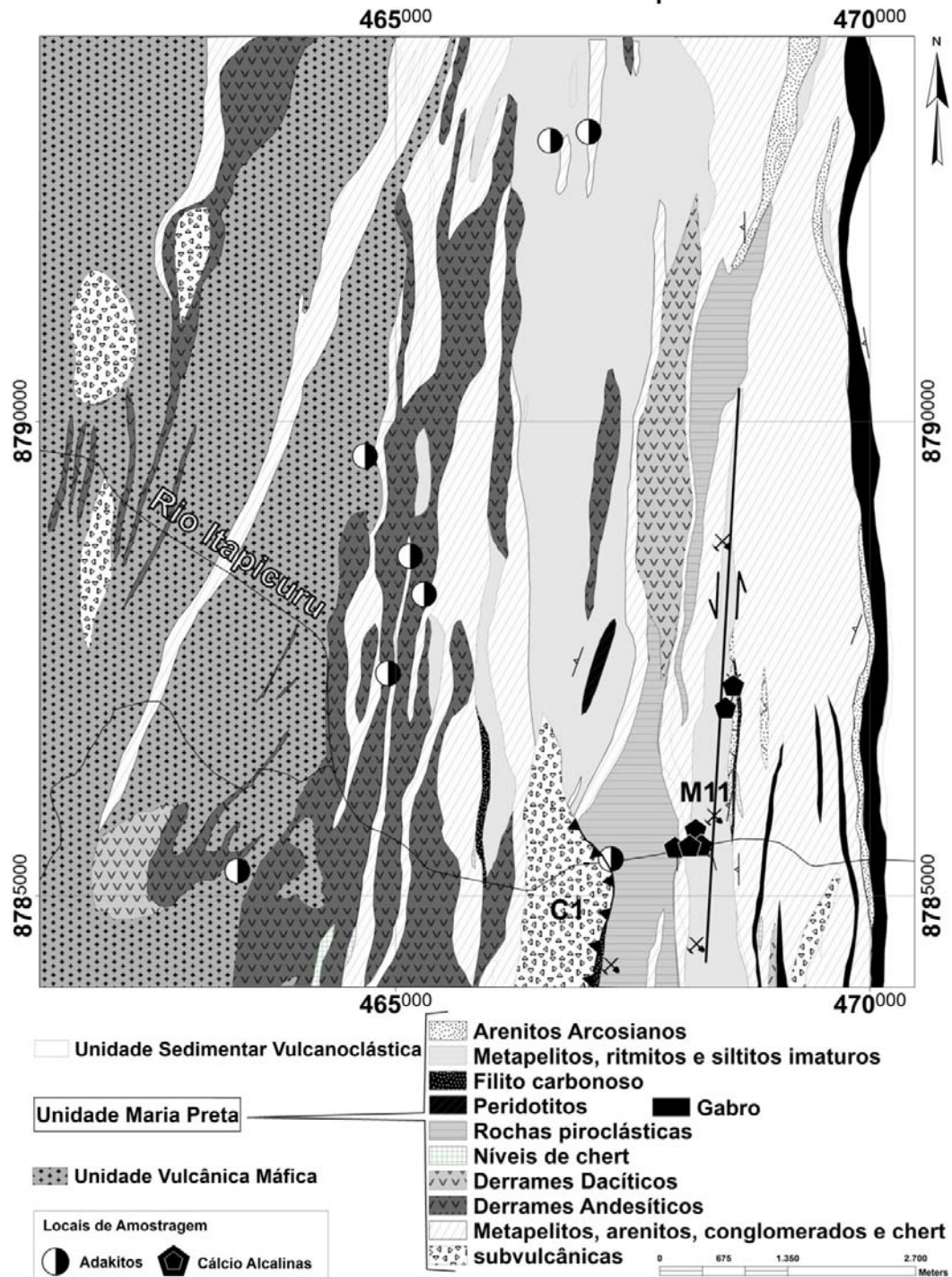


Figura 2.1: Mapa geológico da Unidade Maria Preta. Modificado de Rocha Neto (1979).

- Petrografia

Os andesitos porfiríticos possuem fenocristais de hornblenda idiomórfica de até 1 cm, de coloração verde claro e estão, em parte, substituídos por clorita férrica. Por vezes apresentam zonamento (Figura 2.3-A a D), indicando possível variação na estabilidade do mineral com o magma ao longo de sua cristalização (Best and Christiansen, 2000). Alguns fenocristais apresentam inclusões de plagioclásio, clorita e opacos (Figura 2.3-A). Estes andesitos estão pouco deformados e o quartzo apresenta extinção não ondulante. De menor tamanho, porém ainda como fenocristais, ocorrem ripas aleatórias de plagioclásio com geminação tipo carlsbad e albita.

Plagioclásio ocorre também na matriz de algumas lavas, compostas por pequenos cristais orientados segundo o fluxo magmático, conferindo textura traquítica. Na maioria das lavas, o plagioclásio é composto por albita a oligoclásio. Feldspatos potássios são escassos. O feldspato, de maneira geral, apresenta-se repleto de inclusões de sericita e epidoto (Figura 2.3G e H).

Em alguns locais os derrames estão muito hidrotermalizados, com matriz de epidoto, clorita e sericita. Ocorrem fenocristais de quartzo euédrico límpido, monocristalino, sem extinção ondulante e sem inclusões.

Ocorrem também andesitos vesiculares, com cavidades geradas pela degasificação do magma. Estas cavidades podem estar preenchidas com calcita secundária (Figura 2.3- F).

Em algumas amostras, quartzo apresenta cavidades em suas bordas, formando baías atribuídas à corrosão magmática (Figura 2.3 - E).

Biotita ocorre em algumas amostras, com bordas corroídas e serrilhadas, com inclusões de sericita e epidoto.

Os minerais acessórios são representados por apatita, zircão, rutilo, sulfetos (arsenopirita, pirita e pirrotita). Em algumas amostras apatita pode atingir concentrações de até 10%.



Figura 2.2 : Aspectos macroscópicos das rochas vulcânicas da Unidade Maria Preta, A- Dacito maciço afanítico, B- Andesito porfirítico com fenocristais aleatórios de hornblenda, C- Andesito afanítico datado em 2.081 ± 9 Ma (SHRIMP) D- Andesito porfirítico com fenocristais de plagioclásio.

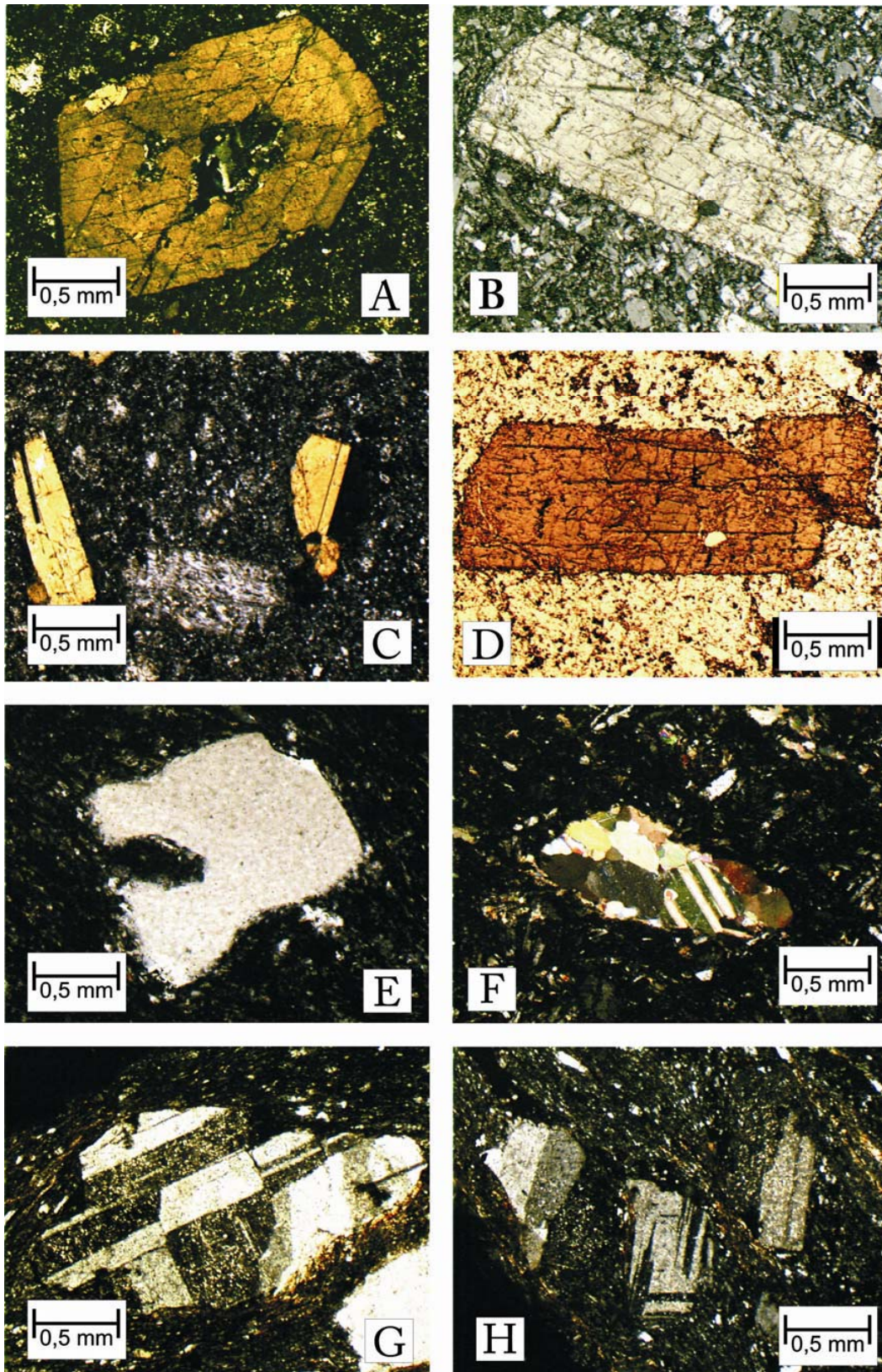


Figura 2.3 - Aspectos microscópicos das lavas. Fotos com nicóis cruzados, exceto em B e D. A- Fenocristal idiomórfico de hornblenda com zonamento e inclusões de opacos e quartzo. B- hornblenda idiomórfica com cor de interferência muito baixa. C- Hornblenda

com geminação, nicóis descruzados. D- Hornblenda idiomórfica fraturada com coloração marrom avermelhada. E- Quartzo com embaçamento ígneo por corrosão magmática. F- Amígdala de calcita em andesito. G- e H- Fenocristais de plagioclásio parcialmente alterados.

3.2 Rochas Subvulcânicas

Inseridos na UMP ocorrem diversos corpos subvulcânicos de dimensões reduzidas, que não ultrapassam 2,5 km² de área, como o corpo diorito C1, hospedeiro do maior depósito aurífero da UMP (Yamana Gold INC, 2007 *comunicação verbal*).

São corpos dioríticos a granodioríticos com plagioclásio, K-feldspato e quartzo, como os minerais principais. Geralmente estes corpos estão afetados por alteração hidrotermal à clorita, sericita, pirita e arsenopirita, porém arsenopirita pode estar disseminada em alguns corpos.

Próximo ao contato com a Unidade Sedimentar, aflora um corpo gabróico segundo uma faixa de 10 km, alongado norte-sul. Esse litotipo subvulcânico máfico aparentemente está imbricado entre a Unidade Maria Preta e a Unidade Sedimentar Vulcanoclástica. Este possui coloração verde escuro, e é composto por hornblenda arredondada e plagioclásio.

- *Corpo C1*

O corpo C1 corresponde a uma rocha subvulcânica de aproximadamente 2,5 km², de contatos discordantes com os demais litotipos. Apresenta diversos xenólitos angulares de litotipos vulcânicos e sedimentares e possui bordas afaníticas de esfriamento (Yamana, 2006 *comunicação verbal*). Sua classificação ainda é incerta. Devido à intensa alteração hidrotermal a qual foi exposto (geração de albita, sulfetos e sericita), possui assinatura química de origem duvidosa. Ele já foi anteriormente descrito como dacito silicificado, microgabro ou diorito (Rocha Neto, 1994; Yamana Gold INC, 2006 *comunicação verbal*) e álcali feldspato sienito (Barrueto, 1997).

- Petrografia

Alguns corpos são de composição gabróica, compostos por hornblenda, tremolita, antofilita e plagioclásio (Figura 2.4-B). Hornblenda na maioria das vezes encontra-se fragmentada e alterada para biotita e clorita. Tremolita foi identificada em uma das amostras, com cristais bem formados e com pouca alteração. Antofilita foi identificada em outra amostra, com aspecto radiado e bem formada também. Clorita magnésiana ocorre de forma dispersa na matriz, fibro-radiada.

O Corpo C1 encontra-se extremamente hidrotermalizado, de forma que maioria das feições primárias da rocha foi obliterada (Figura 2.4 - C). O feldspato foi quase inteiramente substituído por epidoto e sericita, de forma que restou, em algumas amostras, somente o formato do mineral.

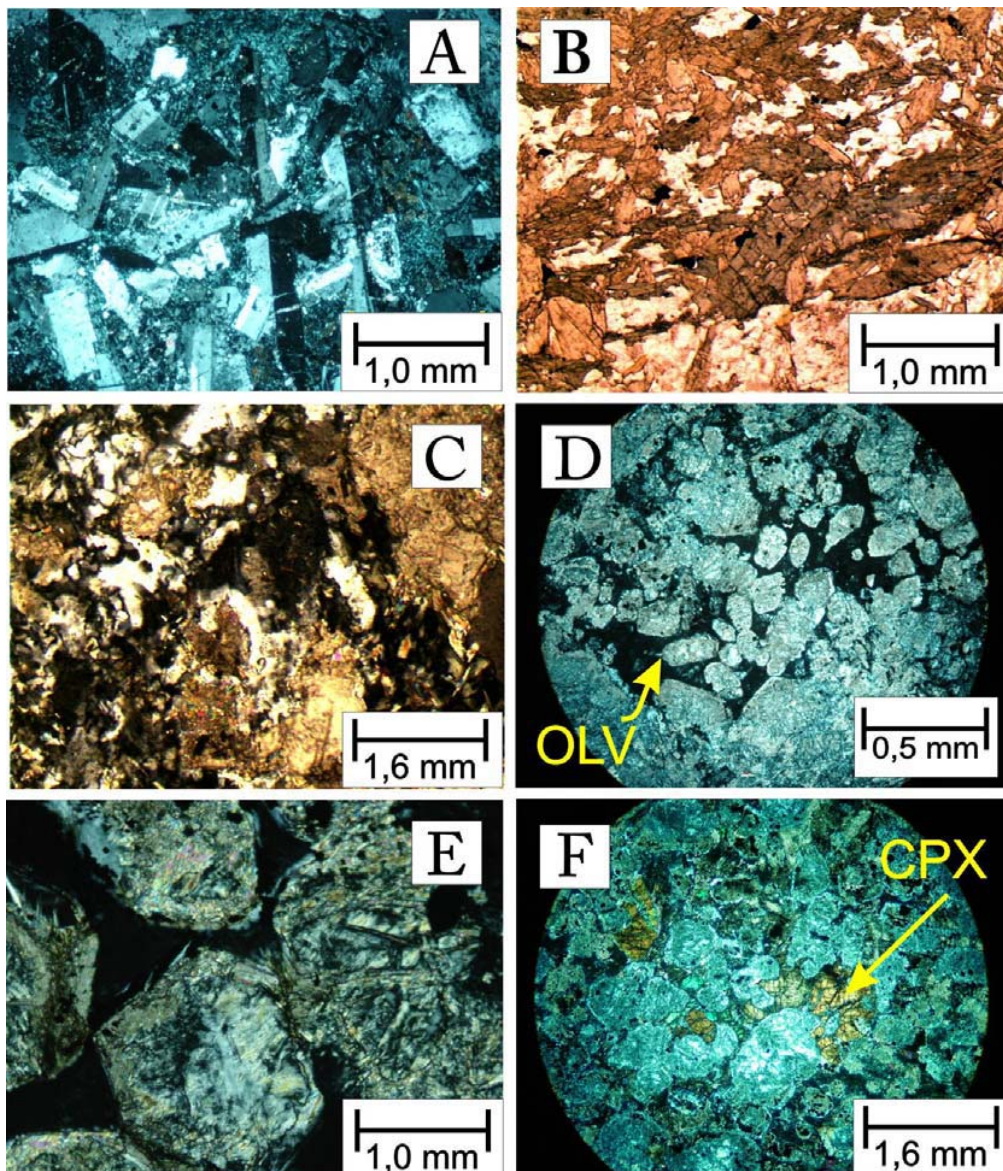


Figura 2.4 - Feições microscópica das subvulcânicas. A- detalhe da ocorrência de plagioclásio com crescimento radial. B- Rocha subvulcânica de composição gabróica. Plagioclásio, hornblenda e tremolita. C - Corpo do C1, extrema alteração hidrotermal a clorita, sericita e epidoto. D- Ultramáfica com textura cumulática de olivina alterada para serpentina. E- Pseudomorfo euédrico de olivina. F- Ocorrência de clinopiroxênio intercumulus, envolvendo cristais de olivina, em continuidade cristalográfica.

3.3 Rochas Metassedimentares

Em linhas gerais, as rochas metassedimentares na UVF são na maioria de origem pelítica. Arenitos e conglomerados ocorrem isoladamente. Como se pode observar no mapa (Figura 2.1), estas rochas ocorrem em toda a unidade. Por serem mais facilmente intemperizadas, as melhores exposições dessas rochas são cavas abertas e garimpos.

A antiga cava M11 possui excelente exposição dessas rochas. A seqüência se inicia com pelito marrom escuro com “*boudins*” de caulim puro, possivelmente halos de alteração hidrotermal. Em contato gradacional, a próxima seqüência (abaixo) é composta por ritmitos que exibem alternância de pequenas camadas de 5 cm em média, de coloração bege, com camadas de igual espessura, porém de coloração marrom (Figura 2.5-A). Essa camada de ritmito possui cerca de 14m de espessura e grada para um pacote de arenitos finos a médios (Figura 2.5-B). Os clastos são totalmente constituídos por quartzo fumê e possuem baixa esfericidade, são pouco a mediamente arredondados e bem selecionados. Estão intensamente invadidos por pequenas venulações de quartzo fumê muito semelhante aos clastos. Intercalados nesta seqüência ocorrem pequenas camadas (10 cm) de arenito grosso, onde os clastos de quartzo atingem 0,8 cm. A camada de arenitos possui 8 metros de espessura e está em contato gradacional com conglomerados. Próximo ao contato, em meio ao arenito médio ocorrem clastos de argilito achatados com até 6 cm, com aumento de concentração próxima ao contato, de forma que grada para um conglomerado polimítico, clasto suportado, de matriz cinza escuro (Figura 2.5-D). Os clastos são compostos por *chert*, andesitos, pelitos, quartzo fumê e arenitos. Intercalados aos conglomerados ocorrem novamente ritmitos, porém de coloração cinza escuro intercalado com cinza claro. O perfil termina em uma provável falha que posicionou diorito ao lado destas rochas metassedimentares.

Os conglomerados acima descritos foram inicialmente classificados como de origem piroclástica (Docegeo e Yamana, comunicação verbal). Os clastos são de quartzo fumê e *chert* bem arredondados, pelitos achatados que são de coloração verde musgo a cinza muito semelhantes aos ritmitos que ocorrem abaixo dos conglomerados, caracterizando-se como possíveis intraclastos formacionais. O *chert* ocorre também em níveis retos no conglomerado, porém a deposição de sílica amorfa requer ambiente calmo, ao contrário do ambiente de formação de conglomerados. Desta forma é possível que não se tratem de *chert* e sim alguma remobilização posterior.

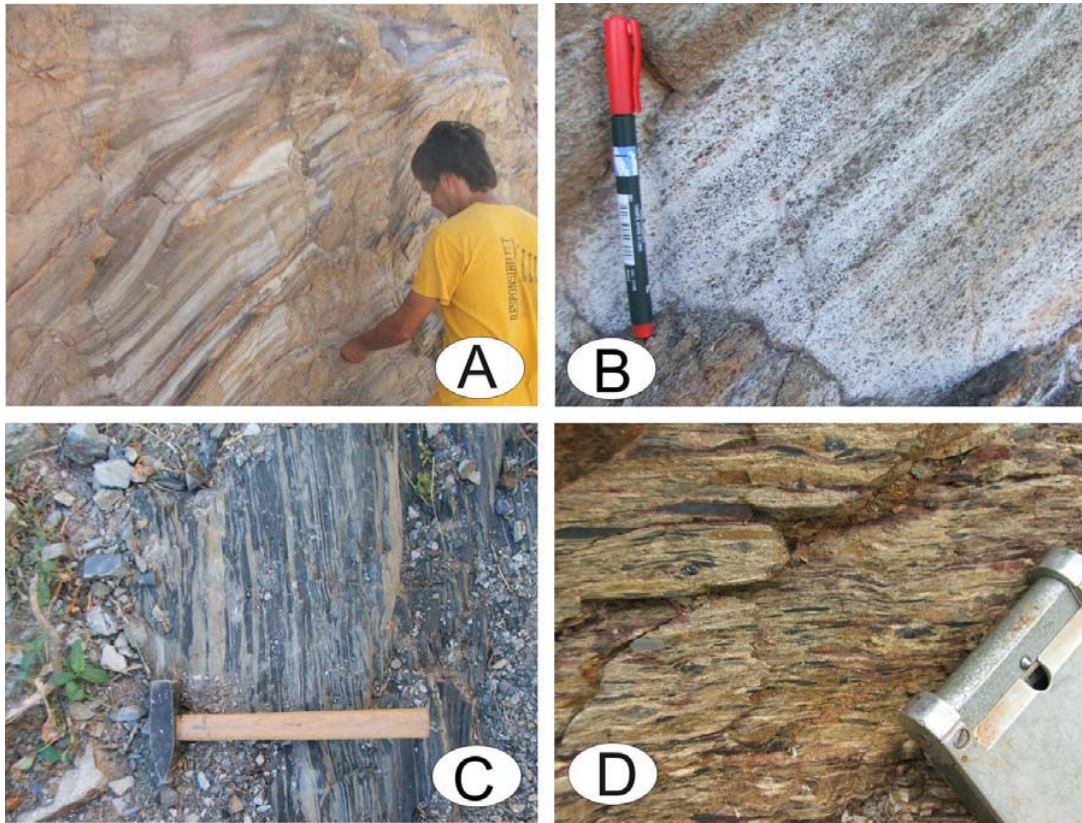


Figura 2.5 - Rochas meta-sedimentares na cava M11, A- Ritmos no topo do perfil, B- Arenito fino a médio com sets de 4 cm, C- argilitos que ocorrem intercalados no pacote de conglomerados, D- Conglomerados polimíticos, com clastos estirados de andesitos, argilitos e quartzo preto.

Os arenitos também foram classificados como de origem piroclásticas, denominados como tufos de cristal (Docegeo e Yamana, 2007 *comunicação verbal*), porém na literatura são escassas ou possivelmente nulas as ocorrências de depósitos piroclásticos formados unicamente por fragmentos de quartzo. Tufos de cristais geralmente depositam cristais formados no conduto vulcânico ou na câmara magmática, por exemplo, plagioclásio, anfíbólio, piroxênio etc. Petrograficamente identifica-se um arenito com clastos subarredondados de quartzo, sendo rara a ocorrência de clastos de plagioclásio.

Os pelitos, anteriormente classificados como tufos cineríticos (Figura 2.5-A e C), possuem padrão rítmico de alternância de camadas, o que é típico de alternâncias de energia, sugerindo uma origem em fluxos densos turbidíticos. Outro tipo de depósito de baixa energia são os filitos carbonosos, ou grafitosos (Figura 2.6A e B). Ocorrem em pequenas camadas imbricadas na UMP. Possuem granulometria na fração argila e podem conter sericita. Estão geralmente associados às mineralizações por caracterizar uma barreira geoquímica onde a estabilidade do ouro nos fluidos hidrotermais é reduzida (devido à redução brusca da fugacidade de oxigênio) permitindo sua precipitação (Teixeira *et al.* 1990; Silva, 1998).

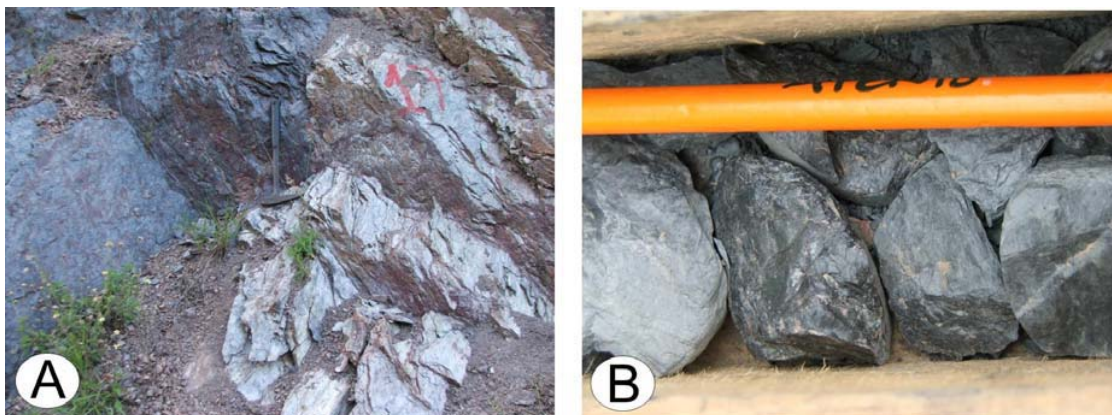


Figura 2.6 – Filito carbonoso. A) Contato entre filito carbonoso e metapelite na cava C1. B) Aspecto do filito carbonoso em testemunho de sondagem (Furo MP26, Yamana Gold Inc).

À norte do domo de Ambrósio, no Rio Água Suja (Figura 1.2) ocorre grande exposição de metassedimentos escuros. São camadas de siltito a arenito fino com 30 cm em média intercalados com camadas de até 5 cm de argilito.

A unidade sedimentar UMS (Kishida, 1979) que ocorre próxima ao domo do Ambrósio é representada por arenitos, siltitos e calcários intercalados. Aparentemente a divisão entre a unidade sedimentar e a Maria Preta é marcada pela presença de um sill gabróico. Em geral, os sedimentos da Unidade Maria Preta são mais finos que os sedimentos da unidade sedimentar e tendem a aumentar a granulometria em direção ao domo do Ambrósio. Chert laminado com arsenopirita ocorre no topo da UMP.

- Petrografia

Apesar da deformação e hidrotermalismo, na cava M11 as rochas metassedimentares encontram-se parcial a totalmente preservadas. O arenito da porção intermediária possui sub-arredondamento dos grãos, em média de 1 mm, representados por quartzo monocristalino com extinção reta (Figura 2.7-A). A matriz é representada por sericita, muscovita e em alguns locais, clorita. Calcita secundária é comum na maioria das amostras.

Na região norte da Unidade Maria Preta ocorrem arenitos arcóseos, com 45% dos clastos compostos por quartzo e o restante de plagioclásio. Os clastos estão estirados, em formato de sigmoides. Intercalados, ocorrem grauvas líticas com clastos de chert e andesitos de até 2 mm.

Em alguns locais onde a deformação esteve mais presente ocorre recristalização dinâmica de quartzo e formação de biotita metamórfica (Figura 2.7-B). Foliações S//C e C' são comuns, sempre de cinemática sinistral. Próximo ao domo do Ambrósio o grau do metamorfismo aumenta, evidenciado pela presença de porfiroblastos de granada em algumas amostras (Figura 2.7-C). Ao norte do domo, os metassedimentos escuros apresentam grande quantidade de hornblenda metamórfica, que ocorrem em níveis que estão intercalados com níveis de quartzo recristalizado.

Em descrições de furos de sondagem foram identificados conglomerados com grânulos de até 4 cm e matriz preta carbonosa (Figura 2.7-D). Os clastos são de material escuro carbonoso, quartzo policristalino, e plagioclásio com mirmequita (que não foi identificada em nenhuma das lavas, somente em uma amostra de subvulcânica).

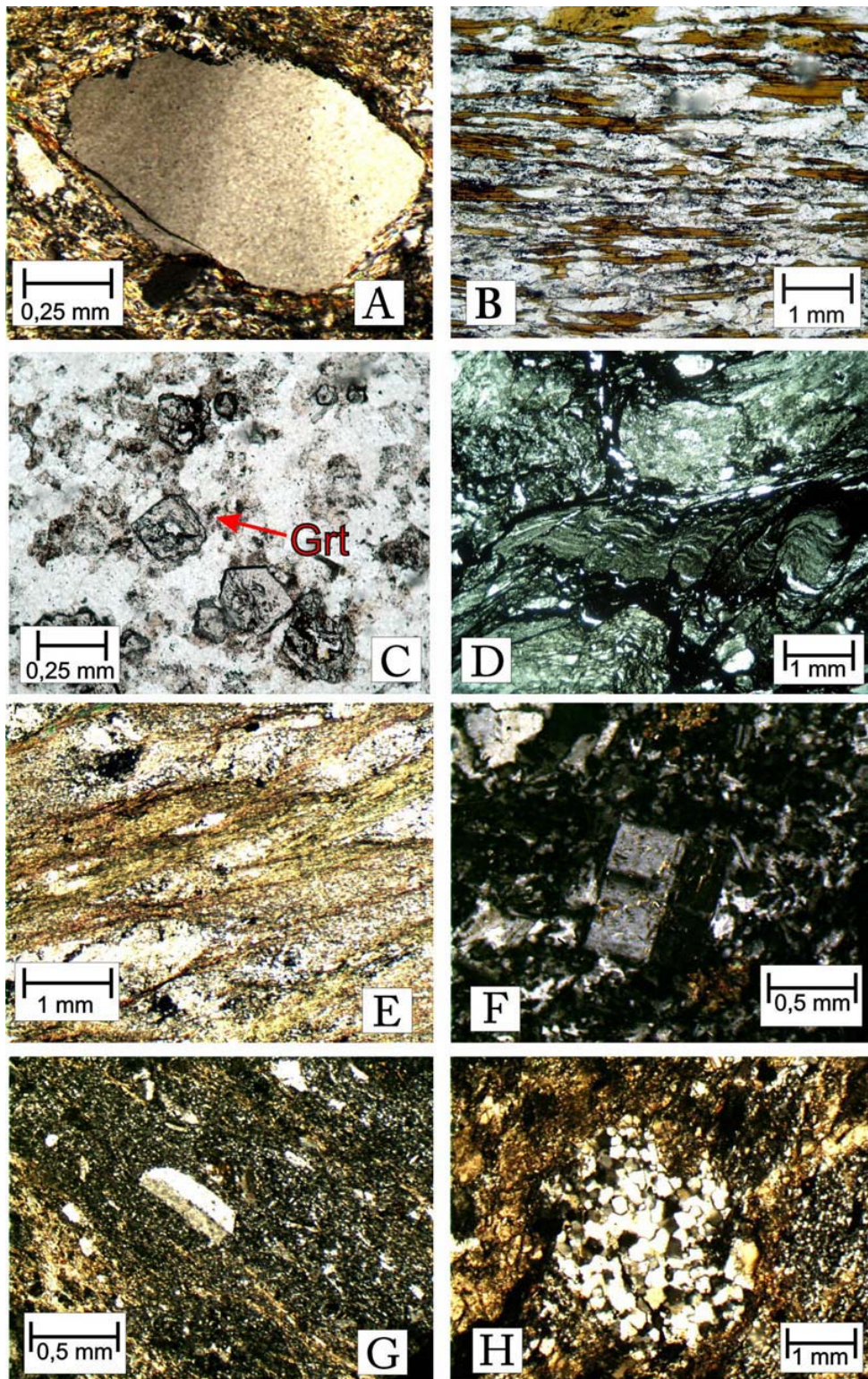


Figura 2.7 - Aspectos microscópicos dos sedimentos e piroclásticas. A- Detalhe de grão de quartzo em arenito preservado da deformação, B- arenito deformado com palhetas de biotita orientadas segundo a foliação, C- Filito com porfiroblastos de granada, D- Matéria carbonosa (material preto) em filito grafitoso, E- Aglomerados de sericita resultado de alteração de púmice em tufo fino, F- Grão de plagioclásio em

matriz de tufo de cristal, G- Orientação de plagioclásio em lapilli tufo, H- Clasto de chert em conglomerado.

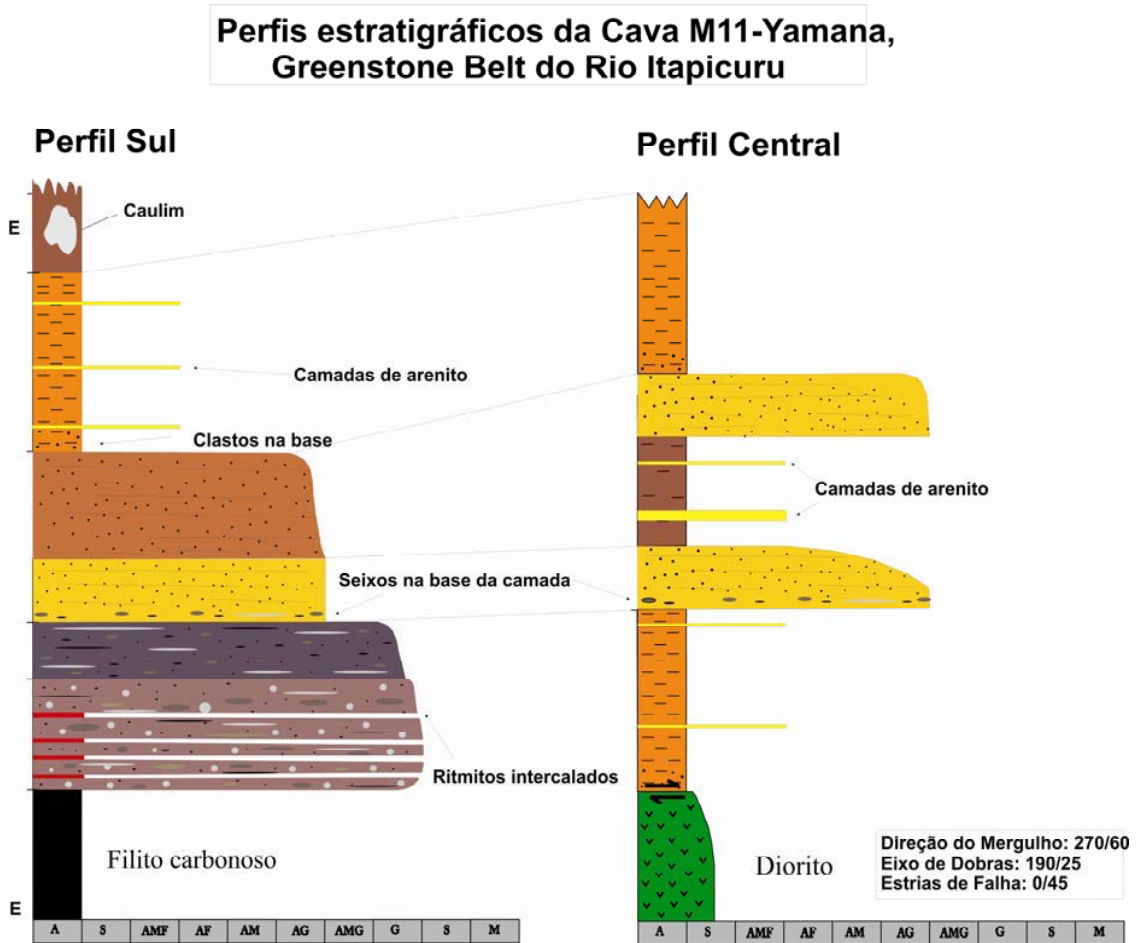


Figura 2.8 - Perfis estratigráficos da cava M11, na direita representa a porção sul da cava e o outro a porção norte. Maiores descrições no texto.

3.4 Rochas Vulcanoclásticas

Rochas de origem vulcanoclástica são extremamente raras em terrenos antigos, por alguns motivos: i- são susceptíveis à deformação, cisalhamento e outros processos que obliteram texturas diagnósticas, ii- por não estarem associadas a bacias sedimentares não são litificadas, desta forma muito susceptíveis à erosão iii- são, na maioria, compostas por vidro, púmice e fragmentos líticos. Vidro e púmice (este último é geralmente formado por vidro vesiculado). Por não possuírem estrutura cristalina definida, são muito instáveis e rapidamente se alteram (Cas e Wright, 2000). Quando metamorfisados podem se alterar para sericita ou clorita que, no contexto geológico do GBRI ocorrem em quase todas as rochas.

Portanto se houve grandes depósitos de rochas piroclásticas, é possível que foram parcialmente erodidos ou totalmente alterados. No entanto, algumas feições típicas foram reconhecidas em alguns afloramentos isolados. Possuem matriz porfirítica com cristais euédricos, clastos com bordas de esfriamento e clastos com formato tipo *shard*, ou côncavo. Ocorrem intercaladas com as rochas vulcânicas andesíticas na porção oeste e nas margens do Rio Itapicuru, próximos a cava M11 (estratigraficamente abaixo, Figura 2.1 e). Nesta segunda localidade ocorre um afloramento de ignimbritos clasto suportado, mal selecionados associados a um possível fluxo piroclástico denso (Figura 2.9 A). Ocorrem bombas que atingem dimensões superiores a 20 cm (Figura 2.9 B).

A matriz destes litotipos frequentemente contém fenocristais euédricos de plagioclásio (Figura 2.9-C). Os clastos são compostos por andesitos porfiríticos, dacitos e andesitos afaníticos (Figuras 2.9 D e E). Os fragmentos líticos são de metassedimentos (Figura 2.9 E). Em algumas amostras foram reconhecidos clastos andesíticos com bordas de esfriamento (Figura 2.9 E).

Estratigraficamente acima dos ignimbritos ocorrem derrames andesíticos com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz microcristalina andesítica. Apresentam fragmentos bem selecionados de andesito fino a porfirítico. Os clastos são muito semelhantes à matriz, sugerindo se tratarem de derrames com auto-brechas magmáticas de fluxo. Este termo se refere aos derrames com teores de sílica relativamente altos que tendem a ser mais viscosos e se fragmentam ao se propagarem (Figura 2.9 F).

- Petrografia

As bombas presentes nos ignimbritos possuem composição que varia de andesítica a dacítica. Algumas apresentam fenocristais de plagioclásio em matriz microcristalina, conferindo uma textura muito semelhante às lavas.

Níveis e agregados de sericita estirados possivelmente representam recristalização de púmice (Figura 2.7-E), que geralmente são muito instáveis e susceptíveis a deformação devido ao alto conteúdo de vazios (Cas e Wright, 2000).

Geralmente a matriz é composta por sericita e clorita micro a criptocristalina, orientada segundo a foliação. Ocorrem cristais idiomórficos imersos na matriz de até 0,5 cm (Figura 2.7-F e G). Outro tipo de clasto encontrado é de quartzo policristalino.

O grau de alteração hidrotermal nesses litotipos é alto, uma vez que a porosidade primária em rochas piroclásticas é alta. Epidoto, clorita, calcita e arsenopirita representam os minerais de alteração.

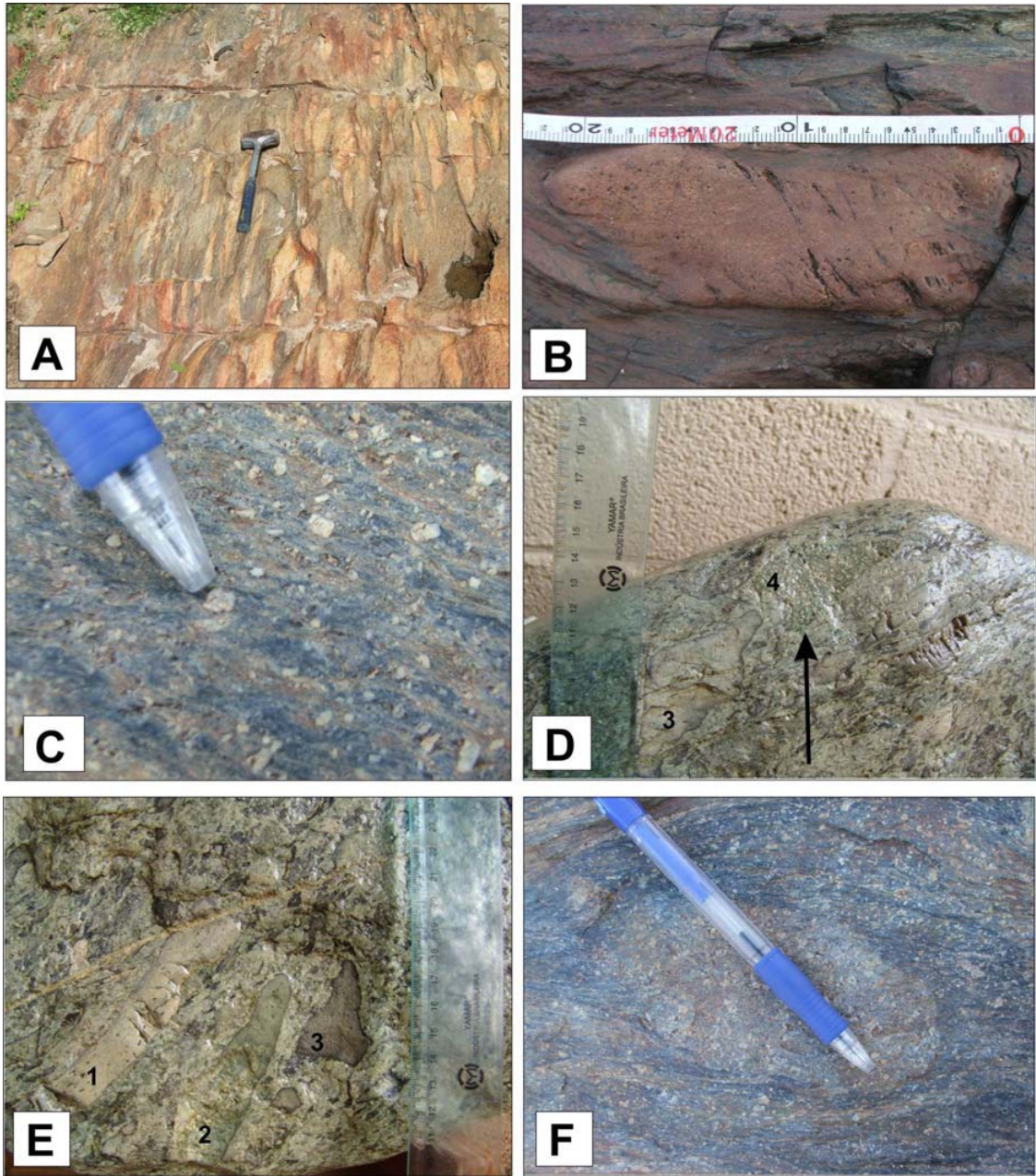


Figura 2.9: A) Clastos de andesito em ignimbrito deformado. B) Clasto de dacito de 22 cm em ignimbrito. C) Matriz de rocha piroclástica exibindo fenocristais euédricos de plagioclásio. D) Fragmento de andesito (3) e andesito porfirítico (4). E) Amostra de ignimbrito com fragmento lítico de meta-pelito (1), clasto de dacito (2) e clasto de andesito com bordas de esfriamento (3). F) Clasto de andesito porfirítico em matriz porfirítica em autobrecha de fluxo.

3.5 Corpos Ultramáficos

A CBPM relatou a ocorrência de 3 corpos ultramáficos inseridos no *greenstone belt*, dois deles situados na borda noroeste do corpo C1 e outro na margem do Rio Itapicuru, 2 km a leste da Fazenda Correnteza (Rocha Neto, 1994). Porém somente foi identificado um desses corpos, ao norte do Rio Itapicuru, que consiste de um corpo de rocha ultramáfica fina, preta, de alta densidade que aparentemente representa uma lente inserida nos andesitos. O corpo encontra-se maciço, livre de deformação.

- Petrografia

A rocha é constituída por cristais de olivina euédrica (Figura 2.4-D), alterada em serpentina (Figura 2.4-E). Entre os cristais de olivina pode ocorrer clinopiroxênio, envolvendo a olivina, em continuidade cristalográfica (Figura 2.4-F). A textura predominante é cumulática.

4- GEOCRONOLOGIA

4.1 Procedimentos Analíticos

Foi coletada uma amostra de andesito afanítico, com 10 kg, que foi pulverizada utilizando-se britador de mandíbulas e moinho de disco de aço. A separação de zircões foi realizada utilizando-se batéia de cobre, seguida de separação magnética com equipamento Frantz. Os zircões diamagnéticos e os demais minerais densos foram imersos em Iodeto de Metileno (densidade $3,0 \text{ g/cm}^3$) onde os demais minerais com densidade inferior flutuam e o restante afunda. A triagem final dos zircões foi feita na lupa. Todas as etapas de separação dos zircões foram realizadas no laboratório de separação de minerais do Instituto de Geociências, UNICAMP. As análises foram feitas pelo laboratório geocronológico da Curtin University of Technology, Austrália, empregando o método SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*).

A amostra datada (AM-34C) localiza-se na margem direita do Rio Itapicuru, próxima ao contato com a Unidade Vulcânica Máfica. A rocha é um andesito afanítico cinza claro pouco deformado, com caráter geoquímico adakítico.

4.2 Resultados

Das 20 análises pontuais, 3 são de idade arqueana (3364, 3017, 3064 Ma) representando possíveis zircões herdados. O restante das idades ficou entre 2163 e 2067 Ma. A idade de cristalização foi calculada em $2081 \pm 9 \text{ Ma}$ (Figura 2.10).

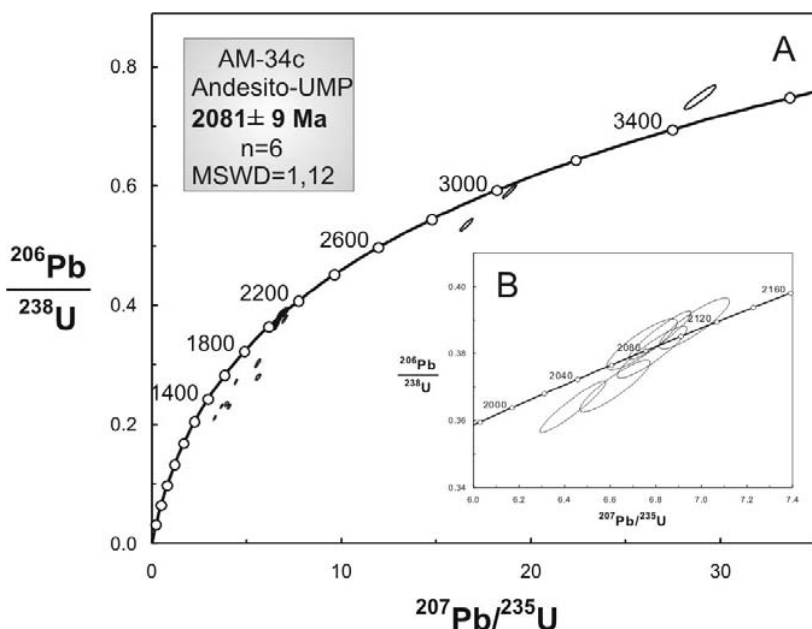


Figura 2.10 - Diagramas concórdia para zircões de andesito na UMP. Amostra AM-34c localizada no mapa na Figura 2.1. A) Todos os zircões datados. Notar os zircões herdados em 3.400 3.300 Ma. B) Detalhe dos zircões atribuídos à cristalização ígnea.

Grain spot	U (pp m)	Th (pp m)	Th/ U	f20 6 (%)	$\frac{207Pb}{206Pb}$	+/- 1 σ	$\frac{207Pb}{235U}$	+/- 1 σ	$\frac{206Pb}{238U}$	+/- 1 σ	$\frac{207Pb}{206Pb}$ Age (Ma)	+/- 1 σ	Con c.
1-1	439	204	0.4 8	0.2 6	.128 2	.000 6	6.44	0.10	.364	.005	2074	9	97
2-1#	623	258	0.4 3	0.1 9	.115 8	.000 6	3.68	0.05	.230	.003	1892	9	71
3-1	163	247	1.5 6	0.1 2	.129 4	.000 8	6.78	0.10	.380	.005	2089	11	99
4-1#	594	539	0.9 4	1.6 0	.122 1	.001 4	3.94	0.07	.234	.003	1987	21	68
5-1#	636	377	0.6 1	0.5 6	.114 2	.000 8	3.31	0.05	.211	.002	1867	12	66
6-1#	719	461	0.6 6	0.3 4	.118 5	.000 6	4.43	0.06	.271	.003	1934	9	80
7-1*	339	132	0.4 0	0.1 8	.130 1	.000 7	6.53	0.09	.364	.004	2099	9	95
8-1*	196	48	0.2 5	0.1 7	.132 0	.000 9	7.07	0.10	.388	.005	2124	11	100
9-1	223	177	0.8 2	0.3 9	.130 0	.000 9	6.97	0.10	.389	.005	2097	12	101
10- 1#	279	137	0.5 1	0.4 7	.133 8	.001 0	5.57	0.09	.302	.005	2148	13	79
11- 1#*	46	57	1.2 7	0.0 3	.280 2	.001 9	28.9 2	0.56	.749	.013	3364	10	107
12-1	203	93	0.4 7	0.2 0	.127 7	.001 0	6.74	0.10	.383	.005	2067	13	101
16-1	325	187	0.6 0	0.0 6	.128 3	.000 6	6.82	0.09	.385	.005	2075	9	101
17- 1#	592	185	0.3 2	0.7 8	.145 7	.001 5	5.61	0.09	.279	.003	2297	18	69
18- 1*	328	329	1.0 4	0.1 0	.130 6	.000 6	6.57	0.09	.365	.005	2106	9	95
19-1	154	243	1.6 3	0.0 2	.129 7	.000 9	6.62	0.10	.370	.005	2094	12	97
20- 1#	622	312	0.5 2	0.2 9	.128 5	.001 0	4.07	0.06	.230	.003	2077	13	64
21- 1*	274	101	0.3 8	0.0 7	.231 7	.000 8	18.8 8	0.25	.591	.008	3064	6	98
22- 1#*	264	10	0.0 4	0.6 7	.225 1	.001 1	16.5 9	0.23	.535	.007	3017	8	92
23- 1*	339	182	0.5 5	0.1 4	.134 9	.000 7	7.01	0.10	.377	.005	2163	9	95

*Tabela 2.1: Dados isotópicos de zircão para andesitos adakíticos da Unidade Maria Preta, (Amostra AM-34C). Dados omitidos do cálculo devido a: # concordância <95% ou >105%; e * possíveis grãos herdados. Precisão na razão U/Pb padrão = 2.20% (2 σ , n = 11). Idade do magmatismo: 2081 +/- 9 Ma (2 σ , MSWD = 1.16, n = 6). Conc. = concordância.*

5 – MODELAGEM GEOQUÍMICAS

Esta seção é um complemento à geoquímica apresentada no artigo do capítulo 1. Ela descreve os procedimentos utilizados nas modelagens de cristalização fracionada e fusão parcial. Foram utilizados coeficientes de partição principalmente obtidos em Rollinson (1983). Foram utilizadas diversas equações extraídas deste mesmo autor. Alguns coeficientes de partição foram obtidos em (GERM - <http://earthref.sdsc.edu>), um banco de dados mundial com a maioria das publicações referentes a coeficientes de partição.

5.1 Cristalização Fracionada

Para conferir se a diferença de alguns elementos entre as duas suítes não foi causada por processos de cristalização fracionada, foram construídos vetores que indicam as tendências para alguns minerais relevantes. Foram testados os minerais presentes nas lâminas (hornblenda e plagioclásio) e também minerais que podem ter cristalizado em estágios iniciais do magmatismo (orto e clinopiroxênio). Utilizando-se a equação de fracionamento de Rayleigh (ex. Rollinson, 1983):

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)} \quad (I)$$

Onde:

C_L = Concentração de um elemento traço no líquido

C_0 = Concentração de um elemento traço no magma parental

F = Fração do fundido remanescente (1 - percentual de cristalização fracionada)

D = Coeficiente de partição para o elemento e o mineral (ou K_d)

Os valores dos coeficientes de partição foram extraídos de Pearce & Norry (1979). Os minerais foram lançados com hipóteses de 10, 30, 50 e 70% de cristalização fracionada.

Conforme ilustrado na Figura 2.11, a variação nos valores de Zr para Adk pode ser atribuída à cristalização fracionada de hornblenda, porém nenhum dos vetores une as duas suítes. Desta forma, só cristalização fracionada de plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio ou ortopiroxênio (ou seja se apenas um mineral fracionar) não pode ter sido responsável pela diferença nos teores de Ti, Zr e Y.

Porém, ao agrupar hornblenda e plagioclásio, que são os minerais encontrados nas amostras, um vetor misto tem a direção necessária para unir as duas suítes. Apesar disso com uma taxa máxima de 70% de cristalização fracionada, não conecta o hiato. Desta forma foi construído um novo gráfico com vetores, porém para os elementos Sr e Y (Figura 2.11 A). Observa-se que Adk apresenta variação nos valores de Sr e Y que se encaixa no vetor de cristalização fracionada de hornblenda. A suíte CA possui espalhamento dos dados segundo o padrão de cristalização fracionada de plagioclásio.

Porém, nesse gráfico, o único modo de unir as duas suítes é misturando a cristalização fracionada de hornblenda e clinopiroxênio, a qual, todavia, não ocorre em nenhuma das amostras.

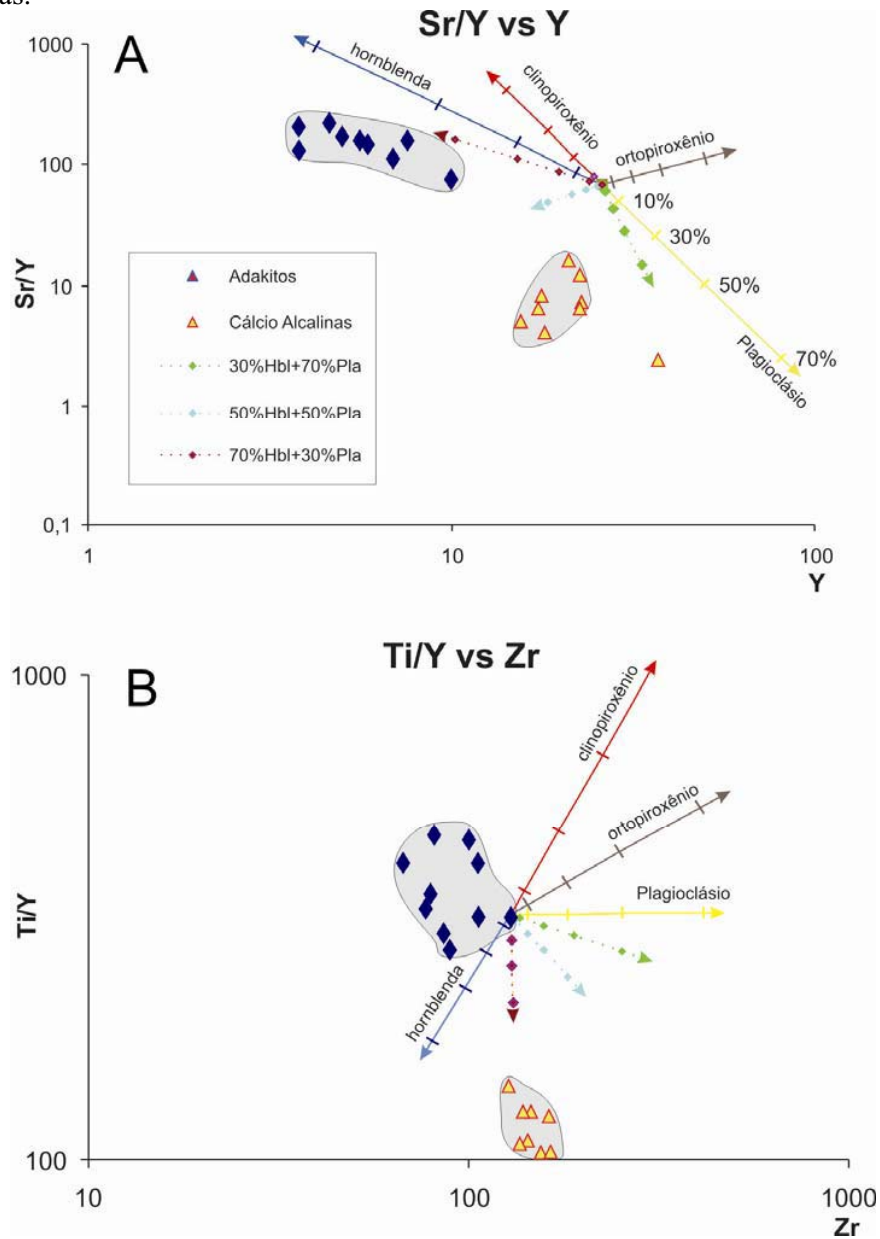


Figura 2.11: Vetores de cristalização fracionada de plagioclásio, hornblenda, orto e clinopiroxênio para verificar a variação dos dados de Zr, Ti, Y e Sr.

5.2 Modelos de fusão parcial

Com o intuito de testar possíveis fontes para as duas suítes magmáticas, foram realizadas modelagens geoquímicas de fusão parcial em equilíbrio (*batch melting*). Trata-se de um modelo onde o fundido, formado pela fusão parcial de uma fonte hipotética, continua em equilíbrio com o resíduo sólido até o momento onde condições mecânicas permitem o escape de fundido, formando uma porção individual de magma.

Outro tipo de fusão parcial (não utilizada) é a fusão fracionada (ou *fractional melting*). Neste tipo, assim que ocorre a fusão, o fundido é extraído imediatamente do sítio de fusão. Magmas basálticos, por possuírem menor viscosidade, têm a habilidade de se mover com facilidade. Portanto o modelo ideal para estes magmas é o de fusão fracionada. Magmas intermediários a ácidos possuem maior viscosidade e se movimentam com maior dificuldade pela coluna de litosfera acima deles. Conseqüentemente foi escolhida a fusão parcial em equilíbrio para testar as fontes das rochas vulcânicas da UMP.

A equação II a seguir, descreve o comportamento dos elementos traço no magma (ex. Rollinson, 1993). É necessário calcular o coeficiente de partição geral, que é uma média ponderada de cada mineral que compõe tanto a fonte (D_0 , tabela 3), bem como os minerais que se fundem (P, tabela 3). Para fins comparativos, foram escolhidos os mesmos elementos usados no diagrama de multi-elementos (Rb, Ba, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Zr, Ti e Y). Os coeficientes de partição utilizados nos cálculos foram extraídos de Rollinson, (1993).

$$C_L/C_0 = 1/[D_0 + F(1-P)] \quad \text{(II)}$$

Onde:

C_L = Concentração do elemento traço no líquido

C_0 = Concentração do elemento traço na fonte não fundida

D_0 = Coeficiente de partição do mineral (média ponderada) na fonte não fundida

F = Percentagem de fusão

P = Coeficiente de partição do mineral (média ponderada) dos minerais que se fundiram

Cálcio-Alcalinas

A origem da maioria das suítes cálcio-alcalinas é atribuída à fusão da cunha do manto, decorrente do abaixamento do ponto de fusão deste, provocado pela liberação de fluídos aquosos provenientes de crosta oceânica subductada (Pearce e Peate, 1995; Hawkesworth *et al.*, 1993). As rochas mantélicas são de natureza peridotítica ultramáfica, e como existem peridotitos no GBRI, foi testada a fusão deste. No seção 3.5 foi sugerido que este peridotito é de origem cumulática, provavelmente resultado da acumulação de minerais densos em uma câmara magmática (algum corpo subvulcânico), porém a assinatura geoquímica assemelha-se aos peridotitos mantélicos. O modelo de fusão parcial, assim como o utilizado nos adakitos, foi de fusão parcial em equilíbrio.

A mineralogia da fonte foi estimada em: 40% olivina, 30% ortopiroxênio, 15 % hornblenda, 10% clinopiroxênio e 5% plagioclásio. Destes minerais, os que fundem para gerar o magmatismo cálcio-alcalino, de acordo com as condições geodinâmicas estimadas foram: 35% hornblenda, 30% clinopiroxênio, 25% ortopiroxênio e 10% olivina.

Os resultados da modelagem geoquímica para as rochas cálcio-alcalinas ficaram dentro do campo de variação da suíte cálcio-alcalina (campo cinza, Figura 2.12 A), exceto para os elementos Ba e Nb, que são ligeiramente inferiores no modelo estimado.

Os valores de Nb em magmas gerados em ambiente de subducção são geralmente baixos devido à baixa solubilidade de Nb em fluídos aquosos (Martin, 1999). O principal mineral que contém Nb nessas rochas é o rutilo, que atua como uma fase residual devido ao seu alto ponto de fusão, então era esperado que a anomalia

negativa de Nb fosse maior. O que pode ter causado essas diferenças podem ser minerais que se fundiram e que possuam coeficiente de partição alto para esses elementos. Como estas rochas se originaram pela fusão de manto metassomatizado, é possível também que estes fluídos tenham concentrações altas de Nb, La, Nd e Rb.

Como a dinâmica em zonas de subducção não é completamente entendida até hoje, é possível que a expressão utilizada tenha desdobramentos a medida que novas descobertas sejam feitas. Sem contar que outros processos podem afetar o cálculo, como processos de assimilação crustal, mistura de magmas entre outros.

Adakitos

Como foi dito anteriormente, a geoquímica da suíte Adk requer uma fonte com granada + hornblenda residuais e fusão de plagioclásio (Rapp *et al.*, 1991, Defant e Drummond, 1990) geralmente fruto da transição do metamorfismo em fácies anfibolito alto para eclogito de basaltos hidratados. As fontes testadas foram dois meta-basaltos da Unidade Vulcânica Máfica (Donatti Filho, 2007), amostra JPMS-23, referente ao grupo tholeiíto 1 e JPMS 125, referente ao grupo tholeiíto 2. A mineralogia atual da rocha é 60% hornblenda, 30% plagioclásio e 10% de minerais acessórios. Estimou-se a mineralogia deste basalto, nas condições de pressão e temperaturas necessárias, em: 35% hornblenda, 25% plagioclásio, 10% granada, 10% magnetita, 10% rutilo e 10% ortopiroxênio. Foram testadas diversas combinações de fusão, e a que mais se aproximou dos valores dos adakitos foi fusão de 80% de plagioclásio e 20% de hornblenda.

No *spidergram* (Figura 2.12-A) foi plotado o campo geoquímico dos adakitos da UMP, juntamente com o basalto testado, em seguida foram plotados 1, 10, 50 e 70% de fusão parcial. Todas as hipóteses aproximam-se das análises de adakitos. Nos LILE os valores obtidos são satisfatórios, os valores de Nb hipotéticos se apresentaram abaixo dos valores reais devido possivelmente a menores quantidades de rutilo na fonte. La, Ce, e Sr apresentaram-se acima dos valores de Adk. Zr, Ti e Y, apesar de serem mais elevados em Adk, apresentaram o padrão semelhante a Adk, e estão dentro do campo de variação desta suíte. As razões teóricas de Ti/Y são menores que 1, igual a Adk. Em suma, as modelagens de fusão parcial de basalto com granada, hornblenda, rutilo e magnetita residuais produziram composições adakíticas, porém os valores de Sr nos adakitos da Unidade Maria Preta são significativamente superiores ao estimado. O que pode ter causado esta alta concentração são sub-estimativas de plagioclásio na fonte, variações no coeficiente de partição ou altos valores de Sr na fonte.

O basalto testado no modelo como fonte para os adakitos pode não expressar as composições reais da fonte da suíte Adk, portanto é pouco provável que os basaltos TH1 (Donatti Filho, 2007) tenham sido a fonte do magmatismo adakítico da UMP.

	am38 g	0,5% FP	1%	10% FP	50%	70%	Resíduo
Ba	13,9	621,0	607,8	439,87	197,44	154,79	0,30
Ce	6	16,4	16,4	16,19	15,33	14,93	2,19
La	6	25,9	25,9	25,30	22,97	21,96	1,39
Nb	0,9	0,2	0,2	0,22	0,22	0,22	3,62
Nd	8	44,3	44,2	42,63	36,85	34,51	1,44
Rb	9,2	305,8	301,0	234,22	117,95	94,49	0,27
Sr	41	119,6	119,5	117,14	107,78	103,64	14,04
Y	5,7	4,8	4,8	4,83	5,00	5,08	6,79
Zr	17,7	25,3	25,3	25,10	24,28	23,88	12,37
Ti	1091,09	500,7	500,8	503,73	517,10	524,06	2378,58
K	664,08	4469,9	4458,8	4268,96	3589,62	3325,06	98,42

P	D ₀	Kd Hbl	0,01	Kd Grt	0	Kd Pla	0,16	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,01	Kd Opx
0,03	0,0219	Kd Hbl	0,6	Kd Grt	0,076	Kd Pla	0,2	Kd Rtl	0,77	Kd Mgt	0,2	Kd Opx
0,48	0,3654	Kd Hbl	0,5	Kd Grt	0,002	Kd Pla	0,019	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,2	Kd Opx
0,4	0,2312	Kd Hbl	1,3	Kd Grt	0,075	Kd Pla	0,025	Kd Rtl	33	Kd Mgt	1	Kd Opx
1,04	4,0275	Kd Hbl	0,33	Kd Grt	0	Kd Pla	0,149	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,25	Kd Opx
0,264	0,1803	Kd Hbl	0,04	Kd Grt	0,01	Kd Pla	0,06	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,01	Kd Opx
0,032	0,0296	Kd Hbl	0,3	Kd Grt	0	Kd Pla	1,6	Kd Rtl	0,518	Kd Mgt	0,01	Kd Opx
0,24	0,3424	Kd Hbl	2,5	Kd Grt	11	Kd Pla	0,06	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,5	Kd Opx
2	1,191	Kd Hbl	0,5	Kd Grt	0,4	Kd Pla	0,01	Kd Rtl	4,76	Kd Mgt	0,2	Kd Opx
0,4	0,6991	Kd Hbl	3	Kd Grt	0,5	Kd Pla	0,05	Kd Rtl	0	Kd Mgt	9	Kd Opx
2,4	2,18	Kd Hbl	0,33	Kd Grt	0,01	Kd Pla	0,11	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,01	Kd Opx
0,264	0,1482	Kd Hbl										

Tabela 2.2 - Dados referentes a modelagem de fusão parcial para a suíte cálcio-alcálica da Unidade Maria Preta. Coeficientes de partição extraídos de Rollinson, 1983 e <http://earthref.sdsc.edu>. Maiores explicações no texto.

	Adk média	JPMs23	0,5% FP	1% FP	10% FP	50%	70%	Resíduo
Ba	820,46	112,00	1859,38	1846,05	1635,04	1084,22	927,92	6,70
Ce	11,91	14,00	42,71	42,67	41,84	38,53	37,06	4,58
La	7,23	5,55	35,72	35,61	33,88	27,86	25,59	0,86
Nb	2,25	3,86	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	14,58
Nd	9,3	12,00	73,68	73,50	70,34	59,06	54,67	1,95
Rb	30,32	2,00	56,07	55,33	44,80	24,27	19,75	0,07
Sr	875,74	125,00	180,82	180,74	179,29	173,13	170,21	86,38
Y	5,8	33,00	17,92	17,92	17,88	17,71	17,62	60,75
Zr	87,19	99,00	148,73	148,63	146,86	139,48	136,06	65,85
Ti	2109,041	9484,00	5442,19	5441,63	5431,53	5387,11	5365,16	16525,87
K	12136,062	1328,00	10639,06	10603,13	9995,48	7966,41	7232,33	165,20

P	Do										Do residual		
0,13	0,06	Kd Hbl	0,01	Kd Grt	0	Kd Pla	0,16	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,01	Kd Opx	0,003
0,28	0,33	Kd Hbl	0,6	Kd Grt	0,076	Kd Pla	0,2	Kd Rtl	0,77	Kd Mgt	0,2	Kd Opx	0,028
0,12	0,15	Kd Hbl	0,5	Kd Grt	0,002	Kd Pla	0,019	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,2	Kd Opx	0,031
0,28	3,78	Kd Hbl	1,3	Kd Grt	0,075	Kd Pla	0,025	Kd Rtl	33	Kd Mgt	1	Kd Opx	0,35
0,19	0,16	Kd Hbl	0,33	Kd Grt	0	Kd Pla	0,149	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,25	Kd Opx	0,028
0,06	0,04	Kd Hbl	0,04	Kd Grt	0,01	Kd Pla	0,06	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,01	Kd Opx	0,022
0,38	0,69	Kd Hbl	0,3	Kd Grt	0	Kd Pla	1,6	Kd Rtl	0,518	Kd Mgt	0,01	Kd Opx	0,032
0,55	1,84	Kd Hbl	2,5	Kd Grt	11	Kd Pla	0,06	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,5	Kd Opx	0,45
0,11	0,67	Kd Hbl	0,5	Kd Grt	0,4	Kd Pla	0,01	Kd Rtl	4,76	Kd Mgt	0,2	Kd Opx	0,007
0,64	1,74	Kd Hbl	3	Kd Grt	0,5	Kd Pla	0,05	Kd Rtl	0	Kd Mgt	9	Kd Opx	0,25
0,15	0,12	Kd Hbl	0,33	Kd Grt	0,01	Kd Pla	0,11	Kd Rtl	0	Kd Mgt	0,01	Kd Opx	0,014

Tabela 2.3 - Dados referentes a modelagem de fusão parcial para a suíte adakítica da Unidade Maria Preta. Coeficientes de partição extraídos de Rollinson, 1983 e <http://earthref.sdsc.edu>. Maiores explicações no texto.

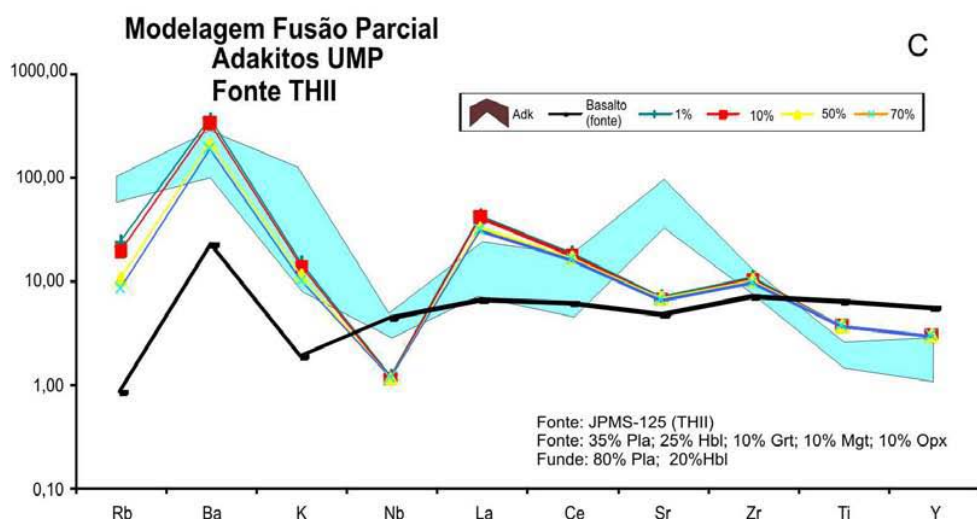
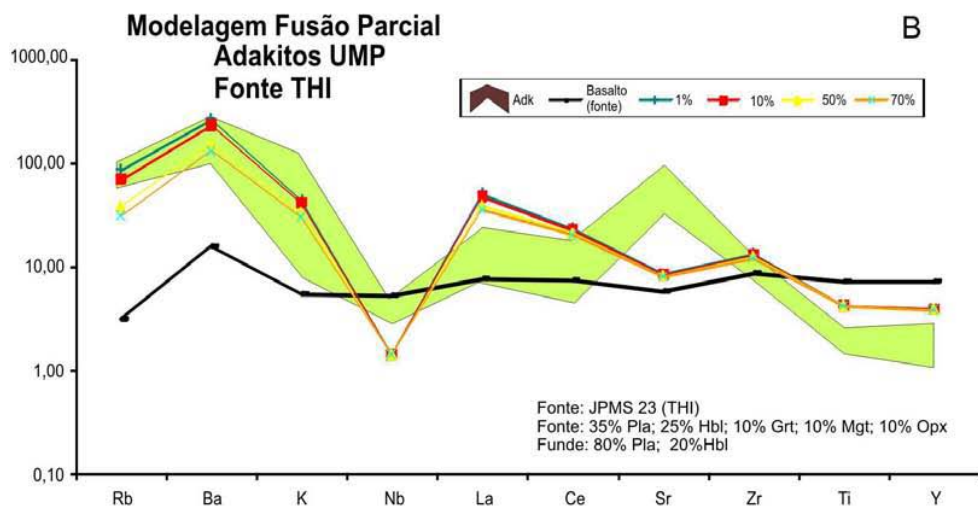
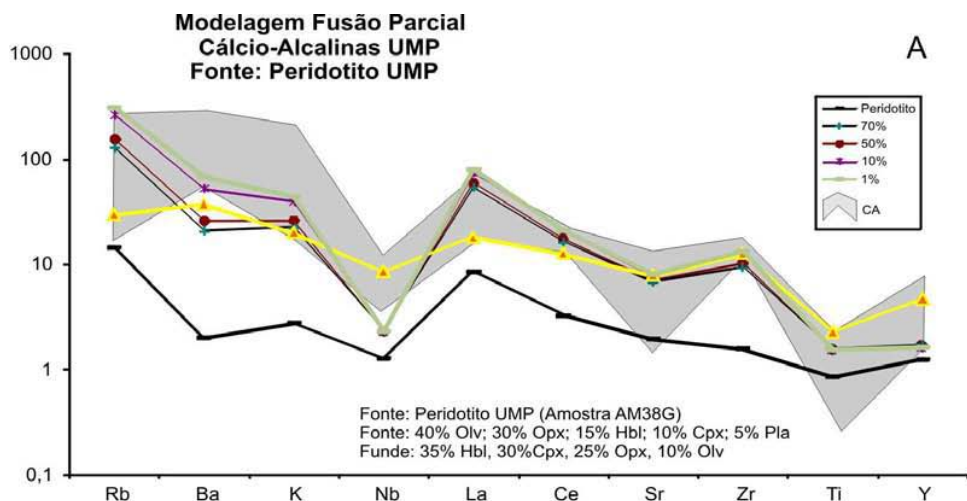


Figura 2.12 : Modelos de fusão parcial em equilíbrio para as suítes Cálcio Alcalina e Adakítica. Em A, o campo cinza indica os valores encontrados na suíte cálcio-alcálica, junto com curvas de valores de fusão parcial (1, 10, 50 e 70%) de uma fonte peridotítica. A fonte utilizada é o peridotito encontrado na Unidade Maria Preta, que foi analisado pelo autor. Em B e C os campos das análises de adakitos em conjunto com as curvas de fusão parcial em equilíbrio de uma fonte basáltica. Em B, a fonte testada foi amostra de tholeiíto I da Unidade Vulcânica Máfica (Donatti Filho, 2007) e em C amostra de tholeiíto II da mesma unidade supracitada. O diagrama está normalizado aos valores do manto primitivo segundo McDonough et al. (1992)

6- DISCUSSÃO

6.1 Os Adakitos

Suítes de rochas adakíticas são geralmente intermediárias a félsicas, com composições que variam entre hornblenda-andesito e riolitos, com a falta de membros basálticos. Os adakitos possuem $\text{SiO}_2 > 56$ wt.%, altos valores de Na_2O ($3,5 < \text{Na}_2\text{O} < 7,5$ wt.%), baixas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0,42$, altos valores de #Mg ($\sim 0,51$), Cr ~ 36 ppm, Ni ~ 24 ppm e Sr > 400 ppm, com concentrações extremas que podem atingir 3000 ppm. Possuem também baixos valores de Y < 18 ppm, Yb $< 1,8$ ppm e anomalias negativas de Nb, Ti e Zr (Defant e Drummond, 1990, Martin, 1999, Martin *et al.* 2005).

Os altos valores de Sr nos adakitos são atribuídos à fusão de plagioclásio ($\text{Kd}_{\text{Pla}} = 1,8$ a $2,82$; Drake e Weill, 1975; Pearce e Norry, 1979 e Gill, 1981), que ocorre em pressões superiores a 15 kbar (Martin, 1999). No caso dos magmas cálcio-alcálicos, o plagioclásio é fracionado no magma, acarretando em anomalias negativas de Eu e Sr (Martin, 1986).

Os valores de HFSE são inferiores na suíte Adk, sugerindo a presença de granada e hornblenda no resíduo da fusão ($\text{Y} - \text{Kd}_{\text{Grt}} = 11$, $\text{Kd}_{\text{Hbl}} = 2,5$; Pearce e Norry, 1979). As duas suítes apresentam pronunciadas anomalias negativas de Nb, o que é atribuído a minerais titaníferos residuais (p.e. rutilo; Smithies e Champion, 2002).

Experimentos de fusão de meta-basalto hidratado (granada anfibolito ou eclogitos) produziram composições muito semelhantes aos adakitos, em condições de 10 a 40% de fusão entre 10 a 12 kbar (onde a granada fica estável, Rapp *et al.*, 1991; Rapp e Watson., 1995). Porém os resultados dos testes produziram magmas de composição adakítica com diferenças nos valores de Cr e Ni, que se apresentaram inferiores aos adakitos atuais. Os altos valores de Cr e Ni dos adakitos atuais são apontados como interação entre o magma adakítico e o manto sublitosférico (Martin, 1999 e Martin *et al.* 2005). De fato, esta interação foi observada em inclusões de fundido (*melt inclusions*) em olivinas de xenólitos mantélicos ultramáficos encontrados nas Ilhas Batan (Filipinas) e em vulcões no arco de Kamchatka, e essas inclusões possuem caráter adakítico, evidenciando que estes magmas interagiram com o manto significativamente, (Yogodzinski *et al.* 1995).

Os valores de Cr e Ni para a suíte Adk da Unidade Maria Preta são ligeiramente inferiores aos adakitos modernos, sugerindo pouca interação do magma adakítico com o manto. Desta forma é possível inferir que o magma adakítico da UMP percorreu uma pequena coluna de manto peridotítico.

Recentemente, Martin *et al.* (2005) sugeriram existência de dois tipos de adakitos, um com altos valores de sílica, ou HSA (High Silica Adakite) e outro de baixos valores, ou LSA (Low Silica Adakite). Estas duas suítes apresentam diferenças

nos valores de SiO₂, MgO, CaO, Na₂O, Sr, Rb e LREE. Os LSA possuem valores extremamente anômalos de Sr (>1000) e valores de MgO entre 4 e 9 wt%. Os LSA têm origem a partir da fusão de cunha do manto fertilizada por fundidos de laje oceânica, semelhante aos plútons do fim do Arqueano, que possuem altos valores de MgO e K₂O, os chamados Sanukitóides (Shirey e Hanson, 1984; Stern, 1989; Moyen *et al.*, 1997). Já os HSA são uma nova denominação aos já referidos adakitos *latu sensu*. Como as amostras se relacionam exclusivamente com HSA, foi usado o termo adakito para simplificar.

Os diagramas apresentados na Figura 2.13 ilustram o comportamento adakítico da suíte em estudo. Os campos foram extraídos de Martin *et al.* (2005) fruto de compilação de 344 análises de HSA (em azul) e LSA (cinza). As análises da suíte ADK encaixam perfeitamente no campo dos HSA para a maioria dos elementos, exceto para K, que pode ter sido remobilizado por fatores metassomáticos bem como hidrotermais (Barrueto, 1997).

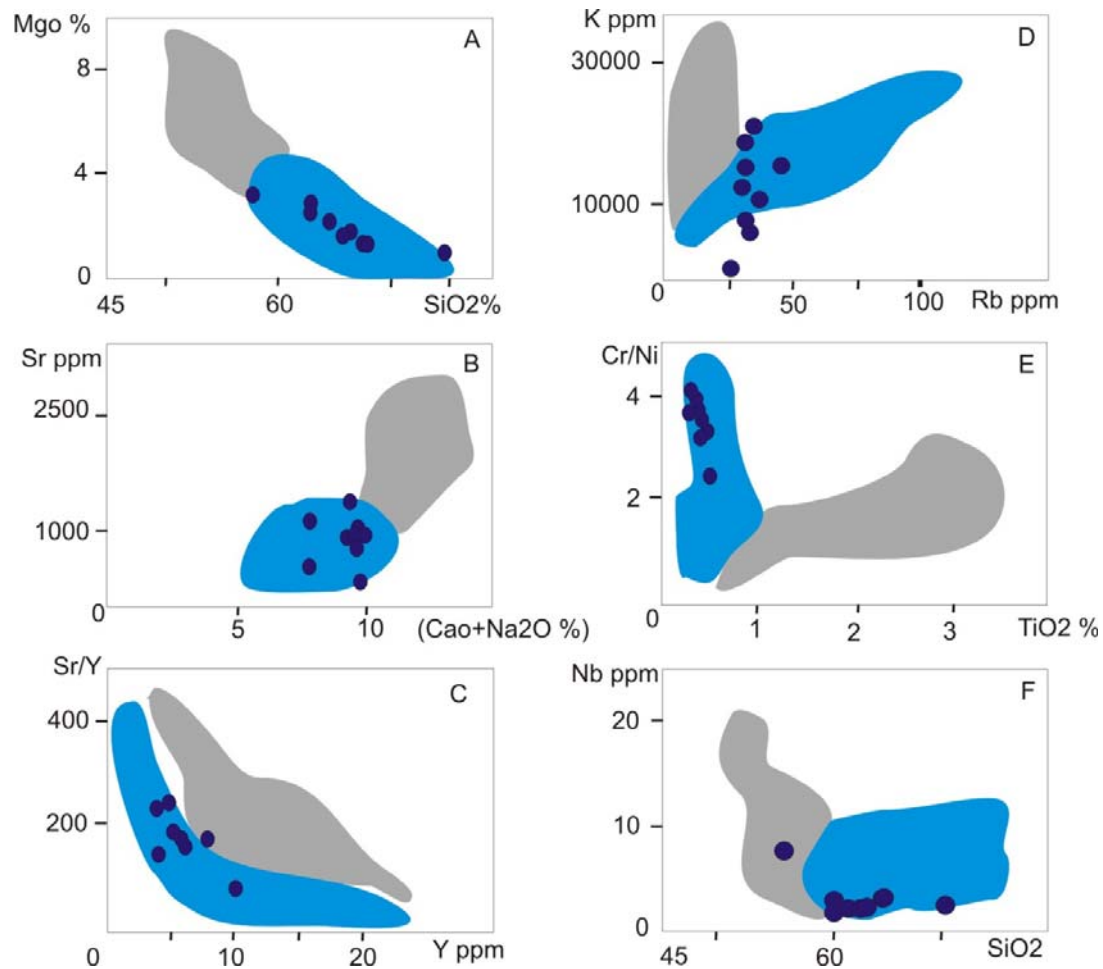


Figura 2.13: Diagramas de variação de sílica para a suíte ADK. Os campos indicam média de 344 análises de HSA (azul) e de LSA (cinza) extraídos de Martin *et al.*, (2005).

6.2 Mecanismos Alternativos na formação de Adakitos

Atualmente, existe grande divergência acerca dos mecanismos de geração de magmas adakíticos (Castillo, 2006). O primeiro mecanismo proposto foi o de fusão parcial de granada-eclogitos ou anfibolitos devido à subducção de crosta oceânica jovem, quente e hidratada (em geral mais jovens que 30 Ma, Martin, 1999). Embora muita atenção foi reservada à gênese de adakitos originados a partir da fusão de crosta oceânica subductada (*slab melt*), diversos autores têm identificado adakitos onde a subducção não age como geradora de magma. Em geral, possuem geoquímica semelhante, porém são adakitos formados por mecanismos alternativos, como espessamento da litosfera, delaminação e *slab break-off*. Hou *et al.* (2004) identificaram litotipos vulcânicos de caráter adakítico oriundo da fusão de crosta máfica inferior espessada (geralmente anfibólio-eclogito e granada anfibolitos hidratados) que sofreram fusão pela adição de novos magmas (*underplating* de magma ultrapotássicos a máficos).

Outro processo responsável pela geração de magma adakítico é conhecido como “delaminação”. Por possuir densidade elevada, a crosta máfica inferior, com caráter residual, tende a afundar no manto convectivo (Gao *et al.* 2004), desta forma sofre fusão parcial e conseqüentemente interage com o manto, gerando magmas adakíticos muito semelhantes àqueles gerados por *slab melt*. Essa recente hipótese explica valores negativos de ϵNd e grande quantidade de zircões herdados em adakitos no interior do cráton chinês (Wang *et al.* 2007).

No norte do cráton chinês, Gao *et al.* (2004) identificaram rochas vulcânicas adakíticas de idade jurássica que contém inúmeros zircões herdados de idade paleoproterozóica. Além dos zircões herdados, elas contém características semelhantes a de rochas da crosta inferior do cráton, como dados de isótopos de Nd e Sr e propôs origem deste magmatismo a partir da delaminação da crosta inferior paleoproterozóica.

Wang *et al.* (2007) também identificaram como origem de três plútons adakíticos no norte do cráton chinês, a crosta inferior. As idades obtidas em zircões herdados nestes plútons coincidem com idades encontradas em granulitos do embasamento e desta forma propõem que os granulitos sejam o restito da fusão parcial que originou o plutonismo adakítico.

Magmas adakíticos podem resultar também da diferenciação de magmas primitivos basálticos originados pela fusão da cunha do manto. Foram identificados andesitos e dacitos com assinatura adakítica intercalados com basaltos e basalto-andesíticos que foram relacionados entre si por modelos de cristalização fracionada de hornblenda e clinopiroxênio que foram misturados com magmas primitivos e periodicamente foram re-injetados na câmara magmática (Castillo, 1999).

O magmatismo adakítico da Unidade Maria Preta possui características de formação por fusão de crosta oceânica em processo de *slab melt*, tais como geoquímica de elementos maiores, traço e terras-raras e ϵNd positivos. Porém conforme novos estudos são realizados em adakitos modernos em zonas de subducção conhecidas, é possível que a hipótese de *slab melt* seja substituída e/ou refinada. Por isso é importante usar o termo “adakito” com uma conotação descritiva, ou seja, um grupo de rochas geoquimicamente distintos das antigas classificações abrangentes de rochas cálcio-alcalinas.

6.3 Magmatismo tipo Tonalito-Trondjemito-Granodiorito vs Adakítico

Fusão de crosta oceânica subductada é também proposta como origem dos magmas arqueanos tipo TTG (Tonalito – Trondjemito – Granodiorito; Brickle *et al.*, 1980; de Wit *et al.*, 1992; Choukroune *et al.*, 1995), porém estas rochas diferem dos adakitos por não possuírem anomalias positivas de Sr, e por possuírem valores relativamente inferiores de #Mg, Ni e Cr (Martin, 1999). Este termo, TTG, vem sendo exaustivamente utilizado em terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, mesmo sem conotações geoquímicas.

Cerca de 90% de crosta juvenil arqueana, gerada entre 4,0 e 2,5 Ga pertencem à suíte TTG (Jahn *et al.*, 1981). São geralmente plútons equigranulares com quartzo+plagioclásio+biotita. São ricos em sílica ~70 %, $3,0 < \text{Na}_2\text{O} < 7,0$ %, pobres em elementos “ferromagnesianos”: $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5$ % (Baker e Arth, 1976 e Martin, 1995). Existem duas classificações maiores para os TTG's (Baker e Arth, 1976): alto e baixo alumínio. Os TTGs de alto Al_2O_3 possuem elevados valores de Sr e Eu e reduzidos Y e Yb. São extremamente fracionados em REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n > 150$) e altos valores de Sr/Y. Os TTG's de baixo Al_2O_3 são empobrecidos em Sr e Eu e pouco fracionados em REE. O grupo de alto alumínio é muito semelhante aos adakitos, desta forma o termo TTG aqui será referido a este grupo.

Experimentos indicam fontes para os TTG's do final do arqueano semelhantes àquelas para os adakitos: baixas a moderadas taxas de fusão parcial de crosta basáltica hidratada, a pressões altas o suficiente para estabilizar granada+anfibólio (Arth e Hanson, 1975; Barker e Arth, 1976; Tarney *et al.*, 1979, Condie, 1981; Rapp, 1991; Rapp e Watson, 1999). Tais condições são mais facilmente atingidas, uma vez no Arqueano o gradiente geotérmico era de 2 a 4 vezes maior que o de hoje (Bickle, 1986). Porém, se subducção fosse invocada para gerar este tipo de magmatismo, nesta configuração geotérmica, a fusão já ocorreria a pressões menos elevadas do que as necessárias para estabilizar granada e anfibólio.

Neste pensamento, Smithies (2000) e Smithies e Champion (2000) propuseram que os TTG's do Arqueano superior são formados a partir da fusão de crosta máfica espessada tectonicamente ou magmaticamente, enquanto aqueles do Arqueano inferior originaram-se em ambiente de subducção, notado pelo relativo aumento no #mg (0,45 em 4,0 Ga para 0,65 em 2,5 Ga). Neste mesmo intervalo, Sr aumentou de ~300 para 1200 ppm. Similarmente, Ba, Ni e Cr também aumentaram. Essa mudança vêm sendo atribuída a uma crescente profundidade na formação desses magmas e sua crescente interação com o manto.

Diversos autores atribuem as mudanças na composição desses magmas a mudanças geodinâmicas significativas que houve na transição do Arqueano para o paleoproterozóico e possivelmente ligadas ao esfriamento da Terra (Martin e Moyen, 2002). As características geoquímicas do magmatismo TTG e Adakítico que houve no GBRI também evidenciam que no paleoproterozóico as condições geodinâmicas de formação desses magmas sejam mais profundas do que aquelas evidenciadas no arqueano.

No GBRI já foram descritos granitóides com afinidade tonalítico-trondjemítica-granodiorítica (Rios, 2002; Cruz e Filho *et al.*, 2003). Em geral esses plútons exibem características geoquímicas muito semelhantes à suíte adakítica. Todos exibem $(\text{Ti}/\text{Y})_n$ acima de 1, anomalias positivas de Sr e altos valores de Sr/Y. O batólito de Nordestina possui afinidade TTG típica de fusão de crosta oceânica subductada (Cruz e Filho *et al.*, 2003). Outro plúton com geoquímica semelhante com os adakitos é o do Trilhado (Grisólia e Oliveira, 2007). Este corpo, além dos elevados valores de Sr/Y e La/Yb e,

assim com os adakitos, possuem razões $(\text{Ti/Y})_n > 1$. Estes corpos plutônicos de alto Sr, LILE e baixo Y e HFSE, quando lançados em um diagrama de multielementos normalizados ao manto primitivo, possuem muitas semelhanças com o vulcanismo adakítico da UMP (Figura 2.14).

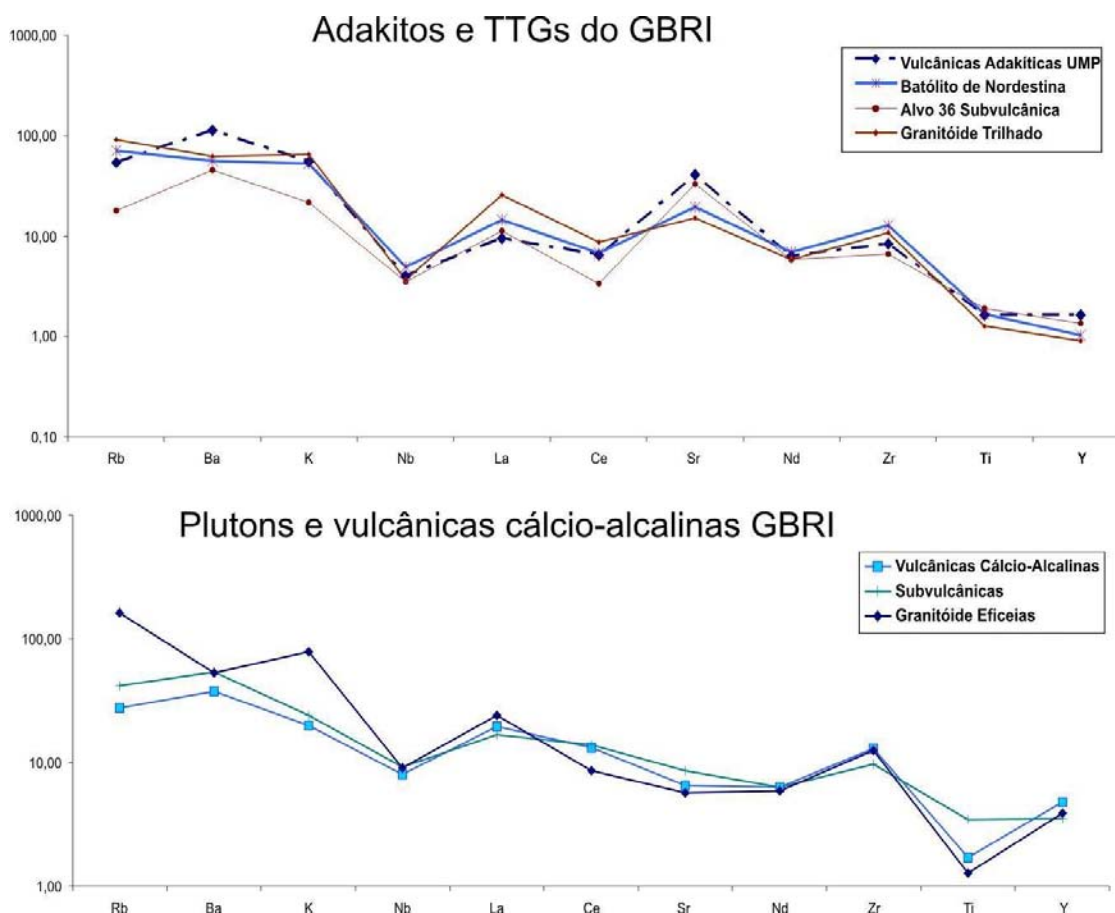


Figura 2.14 : Diagrama de multielementos com os principais granitóides da porção centro-norte do GBRI. (Média dos valores de: Eficéias, Boa Vista, Fazenda Gavião, Nordestina, Alvo 36 – Rios, 2002; Costa, 2005 e Costa, in prep., Trilhado – Grisólia e Oliveira, 2007)

O outro grupo geoquímico dominante no GBRI é o cálcio-alcálico. O granitóide Eficéias, classificado como cálcio-alcálico típico (Rios, 2002), possui diversas semelhanças com a suíte vulcânica e subvulcânica cálcio-alcálica da UMP. Ambas as rochas possuem $(\text{Ti/Y})_n < 1$, embora difiram nos valores de Rb e K que são elementos mais móveis (Figura 2.14-B).

Embora as duas suítes vulcânicas, Adk e CA possuam diversas semelhanças geoquímicas com os plútons intrudidos no GBRI, sugerindo uma possível equivalência genética para estes magmas, a hipótese é refutada pelas diferenças geocronológicas (Tabela 1.1). No entanto, as idades dos plútons foram obtidas com métodos antigos que estão sendo substituídos por idades obtidas através de métodos mais robustos e modernos. Desta forma não se descarta a possibilidade de uma equivalência magmática para as rochas vulcânicas com os plútons do GBRI, como sugerido por Cruz e Filho *et al.* (2003).

Os mecanismos que geraram estes magmas são análogos sugerindo que subducção e fusão da cunha do manto metassomatizado na geração de magmas cálcio alcalinos tenha se iniciado em 2.163 Ma (Granitóide Eficéias, Rios, 2002) atuado por aproximadamente 80 Ma. Com o avanço da subducção, a crosta oceânica subductada atingiu pressões necessárias para estabilizar granada na fonte e promover a fusão de crosta basáltica hidratada para geração dos magmas adakíticos e TTG, que se iniciou com a cristalização do granitóide Trilhado em 2.152 Ma (Mello *et al.* 2000) e tenha durado até o início tectônica de transcorrência que é evidenciada primeiramente com o soerguimento do domo do Ambrósio em 2.080 Ma (Mello *et al.* 2000).

A presença de zircões herdados (3364, 3017, 3064 Ma) nos adakitos da UMP pode sugerir que o vulcanismo intermediário do GBRI tenha como fonte uma crosta arqueana máfica que se fundiu, ou pela entrada de novos magmas (*underplating*) ou devido à um espessamento crustal durante a colisão continental. Porém, a idade modelo T_{DM} Sm-Nd(T) obtida entre 2.212 a 2.130 Ma e os valores positivos de ϵ_{Nd} (+2,17 e +1,82) indicam uma fonte juvenil para este magma. Esta fonte pode ser atribuída à uma crosta oceânica consumida durante uma subducção que originou magmatismo adakítico/trondhjemitico e forneceu fluídos para a geração de magmas cálcio-alcalinos abaixo de uma crosta continental. Durante a ascensão do magma, houve interação com rochas pré-existentes assimilando zircões no magma, apesar da geoquímica das duas suítes indicar pouca contaminação crustal (baixos valores de sílica e relativamente altos valores de #Mg, Cr e Ni).

7- CONCLUSÕES

A caracterização geoquímica revelou a existência de dois grupos geoquimicamente distintos nas lavas intermediárias da Unidade Maria Preta. Um deles com características semelhantes ao adakitos modernos e outro cálcio-alcálico. O primeiro é atribuído a fusão parcial de basalto hidratado em altas pressões, suficientes para: i) estabilizar granada±anfíbólio residuais e ii) fundir plagioclásio. O segundo é atribuído a fusão parcial de peridotito mantélico metassomatizado por fluidos aquosos, a baixas pressões, onde o plagioclásio é fracionado.

Valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ positivos para as lavas e a geoquímica sugerem ambiente de subducção para a formação do magmatismo intermediário a félsico da UMP. Os maiores valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ e as idades modelo mais jovens indicam que a fonte da suíte adakítica é mais juvenil do que a fonte da suíte cálcio-alcálica. As idades T_{DM} nos adakitos são mais jovens do que as obtidas na suíte cálcio-alcálica, esta última com idades em torno de 2.3 Ga, indicando que houve um significativo episódio de geração de crosta continental nessa idade.

Datação U-Pb SHRIMP na suíte adakítica revelou idade de cristalização em 2.081 ± 9 Ma para andesitos afaníticos da base da seqüência. Os zircões herdados apresentaram idades arqueanas de 3364, 3017, 3064 Ma, sugerindo que este magma atravessou crosta arqueana.

Alguns autores atribuem o início da colisão continental em 2.080 Ma (Mello *et. al.*, 2006) que é a idade estabelecida para o domo gnáissico sin-tectônico do Ambrósio. Nesta idade é possível que a subducção que gerou os diversos domos graníticos ainda estava ativa, produzindo magmatismo cálcio alcálico e adakítico sin-colisional. Desta forma, ou subducção de crosta oceânica foi um agente ativo na geração destes magmas ou esteve presente de forma indireta, seja com fusão parcial de crosta oceânica ou liberando fluidos aquosos que provocaram a fusão parcial do manto metassomatizado.

Referências Bibliográficas

- Alckmin, F. F. (2001) O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. pp 1-35.
- Almeida, F. F. M. (1977) O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras.Geoc.* 7, 349–364.
- Alves da Silva, F.C. (1994) *Etude structurale du Greenstone Belt Paleoproterozoïque du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil)*. Orleans. 340p. (Tese de Doutorado, Géosciences, Université d'Orleans).
- Arth, J.G.; Hanson, G.N. (1975) Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta* v.39, p.325–362.
- Barrueto, H. R. (1997) Intrusões sub-vulcânicas alcalinas e lamprófios nas mineralizações auríferas do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia: Petrografia, geoquímica e inclusões fluídas. Instituto de Geociência, Universidade Estadual de Campinas. Dissertação de Mestrado.
- Barrueto, H. R. (2002) Petrogênese das intrusões compostas de Teofilândia e Barrocas, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil. - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado.
- Barker, F.; Arth, J.G. (1976) Generation of trondhjemitic–tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite–basalt suites. *Geology* v.4, p.596– 600.
- Barbosa, J. S. F.; Sabaté, P. (2002) Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, p. 343-359.
- Barbosa, J. S. F. (1970) Geologia de parte da região do médio São Francisco, nordeste do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 1970. 97p. il. (*Boletim*, 140).
- Bastos Leal, L.R.B.; Teixeira, W.; Macambira, M.J.B.; Cordani, U.; Cunha, J.C. (1996) Evolução crustal dos terrenos TTGs arqueanos do Bloco do Gavião, Cráton do São Francisco, Geocronologia U–Pb Shrimp e Pb–Pb em zircões. In: *Cong. Bras. Geol.* 32, Salvador. Soc. Bras. Geol. Abstr. V.6, p.539–541.
- Best, M.G.; Christiansen, E.H. (2001) *Igneous petrology*. Blackwell Science.
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G.; Torquato, J.R.F. (1980) Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos*. Salvador, CPM-SME v.3:p.1–101
- Bickle, M.J. (1986) Implications of melting for stabilisation of lithosphere and heat loss in the Archaean. *Earth Planet. Sci. Lett.* v.80, p.314– 324.
- Calmus, T.; Aguillo'n-Robles, A.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Benoit, M.; Cotton, J.; Bourgois, J.; Michaud, F. (2003) Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos* v. 66, p. 77-105
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. (1988) *Volcanic Successions – Modern and Ancient*. 2° ed. London, UNWIN HYMAN. p.487.
- Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, v.51, p. 257-268.
- Chauvet, A.; Guerrot, C.; Alves da Silva, F.C.; Faure, M. (1997) Géochronologie $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des granites paléoprotérozoïques de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris II*, v.324, p.293-300.
- Choukroune, P. H.; Bouhallier, N.T.; Arndt (1995) Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking, in *Early Precambrian Processes*,

- edited by M.P. Coward and A.C. Ries, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, v.95, p. 67–86, Geological Society of London, London,
- Condie, K.C. (1981) *Archaean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam. 434 p.
- Cox, K. G.; Bell, J. D.; Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. London : Allen & Unwin,. 450 p.
- Corriveau, L. & Gorton M.P. 1993. Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville Province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.113, p.262–279.
- Costa, F. G. (2005) *Geologia e Geoquímica do Granitóide Eficéias, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Instituto de Geociências- Universidade Estadual de Campinas. Trabalho de Conclusão de Curso.*
- Cruz Filho, B.E.; Rosa, M.L.S.; Conceição, H.; Macambira, M.J.B.; Scheller, T.; Rios, D.C.; Marinho, M.M. (2003) New Pb-Pb evaporation age on zircon of Nordestina batholith, northeast of Bahia state, Brazil. IV South American Symposium on Isotope Geology, v.2, p.532-534.
- Cruz Filho, B.E.; Rios, D. C.; Conceição, H., Rosa, M.L.S.;Marinho, M.M. (2005) Litogeoquímica do magmatismo cálcio-alcálico paleoproterozóico na porção centro sul do Núcleo Serrinha (Leste da Bahia). In: III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia.
- Defant, M.J.; Drummond, M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* v.347, p.662–665
- Davison, I.; Teixeira, J.B.G.; Silva, M.G.; Neto, M.B.R.; Matos, F.M.V. (1988) The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Structure and Stratigraphical Outline. *Pre Cambrian Research* v. 42 p.1-17.
- de Wit, M.J. (1998) On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Res.* V.91, p.181– 226.
- Donatti Filho, J.P.; Oliveira, E.P. (2007) Trace element geochemistry of basalts from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, and the tectonic setting revisited. In. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Natal. P. 296.*
- Donatti Filho, J. P. (2007) Reavaliação do contexto tectônico dos metabasaltos do greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia, com base em análises de elementos-traço e geocronologia. Instituto de Geociências – Universidade Estadual de Campinas. Dissertação de Mestrado.
- Drake, M.J. and Weill, D.F. (1975) Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and Other REE between Plagioclase Feldspar and Magmatic Liquid - Experimental Study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* v.39 p.689-712.
- Figueiredo, M. C. H. (1989) Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable Early Proterozoic subductionrelated magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, p.131-145,
- Gao, S. Rudnick; R. L.; Yuan H. L.; Liu, X.M; Liu, Y.S.; Xu, W.L.; Ling, W. L.; Ayers, J. Wang; X. C. & Wang, Q. H. (2004) Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, v.432
- Gaál, G.; Teixeira, J.B.G.; Del Rey Silva, L.J.H; Silva, M. G. (1986) Early Proterozoic crustal Evolution and Metallogenesis in northwestern Bahia, Brazil. In. *International Symp. On Granites and Metallogenesis. Salvador. Conf. não publicada.*
- Gill, J. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin.*

- Gioia, S.M.C.L. & Pimentel M.M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Ciênc.* v.72, p.219-245
- Grisólia, M. F. P.; Oliveira, E. P. (2006) Geoquímica do granodiorito Trilhado, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. *In – XIV Congresso de Iniciação Científica – Universidade Estadual de Campinas.*
- Hawksworth, C. J.; Gallagher, K.; Hergt, J. M. McDermott, F. (1993) Trace Element Fractionation Processes in the generation of island arc basalts. *Philos Trans. R. Soc. London. A.* v.342, p.171-91
- Hidalgo, S.; Monzier, M.; Martin, H.; Chazot, G.; Eissen J.; Cotton, A. (2007) Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.159, p. 366-392
- Hou, Z. Q.; Gao, Y. F.; Qu, X. M.; Rui Z. Y.; and Mo, X. X. (2004) Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* v.220, p.139-155.
- Jahn, B.M.; Glikson, A.Y.; Peucat, J.-J.; Hickman, A.H. (1981) REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* v.45, p.1633– 1652.
- Leat, P. T.; Larter, R. D. (2003) Generation of Silicic Magmas in the South Sandwich Arc. *Geophysical Research Abstracts*, V. 5
- Lee, C. A.; Leeman, W. P.; Canil, D.; Li, Z. X. (2005) Similar V/Sc Systematics in MORB and Arc Basalts: Implications for the Oxygen Fugacities of their Mantle Source Regions. *Journal of Petrology*, v. 46, p. 2313-2336.
- Le Maitre, Batean, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lamiere, J.; Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Woolleu, A. R. & Zanettin, B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Sustematics of Igneous Rocks. Oxford Blackwell Scientific.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian Magnesian Andesites: Melts from subducted Pacific Ocean Crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* v. 4, p.497 – 522.
- Kepezhinskas P.K.; Defant M.J.; Drummond M.S. (1995) Na metasomatism in the island arc mantle by slab melt–peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *J. Petrol.* v.36, p.1505–1527.
- Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S. (1996) Progressive enrichment of island arc mantle by melt–peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* v.60, p.1217– 1229.
- Kishida, A. (1979) Característica geológica e geoquímica da seqüência vulcano-sedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Dissertação de Mestrado, 98 p.
- Kishida, A.; Riccio, L. (1980) Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Prec. Res.* v.11, p.161-178.
- König, S.; Schuth, S.; Münker, C.; Qopoto, C. (2006) Petrogenesis of high-Mg andesites, Simbo Volcano, Solomon Islands: evidence for slab melt contributions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.70, p.329.
- McDonough, W. F.; Sun, S.; Ringwood, A. E.; Jagoutz, E.; Hofman, A. W. K. (1992) Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Oxford, v.56, p.1001-1012,

- Mascarenhas, J.F. (1979). Evolução geotectônica do Pré cambriano do estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (coord.) Geologia e recursos minerais do estado da Bahia, SME/COM, Bahia, Textos Básicos, v.2, p.55-165.
- Martin, H. (1986) Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* v.14, p.753– 756.
- Martin, H.; Smithies, R. H.; Rapp, R. J. F.; Moyen, D.; Champion (2005) An overview over adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, v.79, p.1-24.
- Martin, H.; Moyen, J.F. (2002) Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology* v.30, p.319– 322.
- Martin, H. (1999). The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* v.46, p.411– 429.
- Matteini, M.; Mazzuoli R.; Omarini R.; Cas R.; Maas, R. (2002) Geodynamical evolution of Central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama–Olacapato–El Toro transversal volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.118, p. 205-228
- Mello, E.F.; Xavier, R.P.; McNaughton, N.; Fletcher, I.; Lacerda, C.M.M.; Oliveira, E.P. (2000) Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE Bahia State, Brazil. 31st International Geological Congress, General Symposium 18-4: Stable and radiogenic isotopes in Metallogenesis, CD-ROM, Rio de Janeiro, Brazil, August 6-17, 2000.
- Mello, E.F.; Xavier, R.P.; McNaughton, N.J.; Hagemann, S.G.; Fletcher, I.; Snee, L. (2006) Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralisation in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. *Miner. Deposita*, v.40, p.849-866.
- Melo, R.C. (1991) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Folha Pintadas-SC.24-Y-D-V, 1:100.000, Estado da Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 192p.
- Morris, P. A.; Witt W. K. (1994) Geochemistry and tectonic setting of two contrasting Archaean felsic volcanic associations in the Eastern Goldfields, Western Australia. *Precambrian Research*, v. 83, p.83-107.
- Moyen, J.F. Martin, H. Jayananda, M. (1997) Origine du granite fini-Arche'en de Closepet (Inde du Sud): apports de la modélisation géochimique du comportement des éléments en traces. *C. R. Acad. Sci. Paris* v.325, p.659– 664.
- Navarro, M.S. (2004) A implantação de rotina, e seu refinamento, para a determinação de elementos terras raras em materiais geológicos por ICP-OES e ICP-MS. Aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR). Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 132p.
- Oliveira, E.P.; Carvalho, M.J.; McNaughton, N.J. (2004a) Evolução do segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Geologia USP, Série Científica* v.4 p.41-53.
- Oliveira, E.P.; Windley, B.F.; McNaughton, N.J.; Pimentel, M.; Fletcher, I.R. (2004b) Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Prec. Res.* v.128, p.143-165.
- Oliveira, E. P.; Donatti Filho, J. P.; Ruggiero, A.; Costa, F. G. (2007) The birth of the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia-Brazil, at a palaeoproterozoic magma-poor

- rifted continental margin – a working hypotesys. *In. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Natal. P. 122*
- Pearce, J. A. e Norry, M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.69, p.33-47.
- Pearce, J. A.; Peate, D. W. (1995) Tectonic Implication of the Composition of Volcanic Arc Magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* v.23, p.251-285.
- Pereira, L. H. M. (1992) *Serrinha Folha SC.24- Y-O-VI*; estado da Bahia. Brasília: DNPM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB). Convênio DNPM/CPRM.
- Pimentel, M.M.; Silva, M.G. (2003) Sm-Nd age of the Fazenda Brasileiro gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. *An. Acad. Bras Cienc* v.75, p.383-392.
- Rapp, R.P.; Watson, E.B.; Miller, C.F.; (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res.* v.51, p.1– 25.
- Rapp, R.P.; Watson, E.B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust– mantle recycling. *J. Petrol.* v.36, p. 891–931.
- Rios C.R.; Conceição H.; Macambira J.B. M.; 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, J.H.S. Sá, P. Sabaté (eds.) *Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas. Publicação especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe*, v.5, p.91-113.
- Rios, D.C. (2002) A granitogênese no Núcleo Serrinha. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFBA.
- Rios, D.C.; Conceição, H.; Davis, D. W.; Plá Cid, J.; Rosa, M.L.S.; Macambira, M.J.B.; McReath, I.; Marinho, M.M.; Davis, W.J. (2007) Paleoproterozoic potassic–ultrapotassic magmatism: Morro do Afonso Syenite Pluton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, v. 154, p.1- 30.
- Rocha Neto, M.B.; Pedreira, A.J. (1994) Geologia e recursos minerais do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, Salvador, v.4, p.12.
- Rudnick, R. L. & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* v.33, p.267–309.
- Rollinson, H.R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*: Longman Scientific & Technical Ltd., Harlow, 352 p.
- Samsonov, A. V.; Bogina, M. M.; Bibikova, E.V.; Petrova, A.; Yu, Shchipansky, A. A. (2004) The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield. *Lithos*, v.79, p.83-106.
- Smithies, R.H.; Champion, D.C., (2000). The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. *J. Petrol.* v.41, p.1653– 1671.
- Smithies, R.H. (2000) The Archaean tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Sci. Lett.* v.182, p.115– 125.
- Shirey, S.B.; Hanson, G.N., (1984). Mantle derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* v.310, p.222– 224.

- Silva, M.G.; Coelho, C.E.S.; Teixeira, J.B.G.; Alves da Silva, F.C.; Silva, R.A.; Souza, J.A.B. (2001) The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. *Mineralium Deposita* v.36, p.345-357.
- Silva, M.G. (1983). A Seqüência Vulcano-sedimentar do Médio Rio Itapicuru, Bahia: Caracterização Petrográfica, Considerações petrogenéticas Preliminares e Zoneamento Metamórfico. Salvador. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 88p.
- Silva, M.G. (1987) Geochemie, Petrologie und tektonische Entwicklung eines proterozoischen Grunsteingürtels: Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. Universität Freiburg, Deutschland. Tese de Doutorado, 180 p.
- Silva, M.G. (1992) O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: Uma Bacia Back-Arc Fóssil. *Revista Brasileira de Geociências*. v.22, p.157-166.
- Silva, M.G. (1996) Síntese e interpretação dos dados geocronológicos do terreno granito-greenstone do Rio Itapicuru (BA), vol. 6. *Anais XXXIX Congr. Bras Geo*, SBG, Salvador.
- Silva, G.L.P. (1998) A associação ouro-matéria carbonácea e implicações na gênese de mineralizações auríferas filonianas. Instituto de Geociências-Universidade Estadual de Campinas. Dissertação de Mestrado.
- Silva, L.C.; Noce, M. C.; Lobato, L.M. (2000) Dacitic Volcanism in the course of the Rio das Velhas (2800-2690 Ma) orogeny: a brazilian archaean analogue (TTD) to the modern adakites. *Revista Brasileira de Geociências*. v.30, p.384-387.
- Smith, I.E.M.; Worthington, T.J.; Price, C. R.; Stewart, B. R.; Maas, R. (2006) Petrogenesis of dacite in an oceanic subduction environment: Raoul Island, Kermadec Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, in press.
- Smithies, R.H. (2000) The Archaean tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Sci. Lett.* v.182, p.115– 125.
- Smithies, R.H.; Champion, D.C. (2000) The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatismo and implications for early Archaean crustal growth. *J. Petrol.* v.41, p.1653– 1671.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985) *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific, p. 1–312.
- Tarney, J.; Weaver, B.L.; Drury, S.A. (1979) Geochemistry of Archaean trondhjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and E. Greenland. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, p. 275-299.
- Teixeira, J.B.G.; Kishida, A.; Marimon, M.P.C. (1990) The Fazenda Brasileiro Gold Deposit, Bahia: Geology, hidrothermal alteration and fluid inclusion studies. *Economic Geology*, v.85, p.990-1009.
- Teixeira, J.B.G. (1985) Geologia e controles da mineralização aurífera em Fazenda Brasileiro, Serrinha (BA). In: Sá PVS, Duarte FB (eds) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: Textos básicos*. Salvador, Brasil, Secretaria das Minas e Energia v.6, p.9-49
- Yamamoto, T. (2007) A rhyolite to dacite sequence of volcanism directly from the heated lower crust: Late Pleistocene to Holocene Numazawa volcano, NE Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. v. 167, p.119-133.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M. (1995) Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 107, p. 505– 519.

- Vasconcelos, P.; Becker, T. (1992) A idade da mineralização aurífera no depósito da Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. Workshop em Metalogênese: Pesquisas atuais e novas tendências. UNICAMP, Boletim de Resumos, p 29.
- Xavier, R.P. & Foster R.P. (1999) Fluid evolution and chemical controls in the gold deposit of Fazenda Maria Preta, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Chemical Geology*, v.154, p 133-154.
- Wang, Q.; McDermott, F.; Xu, J. F.; Bellon, H.; Zhu, Y. T. (2005) Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crust melting in an intracontinental setting. *Geology* v.33, p.465–468.
- Wang, Q.; Wyman, D. A.; Xu, J. F.; Zhao, Z. H.; Jian, P.; Xiong, X. L.; Bao, Z. W.; Li, C. F.; Bai, Z. H. (2006) Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): implications for geodynamics and Cu- Au mineralization. *Lithos* v.89, p.424–446.
- Winchester, J.A.; Floyd, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, Amsterdam, v.20, p.325-343.
- Zhao Z.H.; Xiong X.L.; Wang Q.; Wyman D.A.; Bao Z.W.; Bai, Z.H.; Qiao, Y.L. (2007) Underplating-related adakites in Xinjiang Tianshan, China. *Lithos*, *In Press*.