



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS -GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE
METALOGÊNESE**

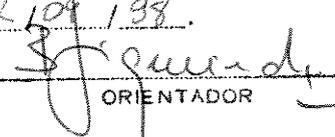
FLÁVIO HENRIQUE DE TOLEDO

**O DEPÓSITO DE OURO DO CABAÇAL, MATO GROSSO: ESTUDOS ISOTÓPICOS
APLICADOS À MINERALIZAÇÃO**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em
Metalogênese

Orientador: Professor Doutor Bernardino Ribeiro de Figueiredo

Este exemplar corresponde a
redação final da tese defendida
por Flávio Henrique de Toledo
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 02/04/1998.


ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

MARÇO - 1998

T575d

35196/BC



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE
METALOGÊNESE**

FLÁVIO HENRIQUE DE TOLEDO

**O DEPÓSITO DE OURO DO CABAÇAL, MATO GROSSO: ESTUDOS ISOTÓPICOS
APLICADOS À MINERALIZAÇÃO**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como requisito
parcial para obtenção do título de Mestre em Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo – IG-UNICAMP

Co-Orientador: Prof. Dr. Colombo C. G. Tassinari – IG-USP

CAMPINAS - SÃO PAULO

MARÇO - 1998

9820239



UNIDADE	80
N.º CHAMADA:	T/UNICAMP
	T575d
V.	EA
TEMPO BC/	35/196
PRUC.	395/98
C	<input type="checkbox"/>
D	<input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	R\$ 11,00
DATA	30/09/98
N.º CPD	

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA do I.G. - UNICAMP**

CM-00117598-B

Toledo, Flávio Henrique
T575d O depósito de ouro do Cabaçal, Mato Grosso: estudos isotópicos aplicados à mineralização . / Flávio Henrique de Toledo - Campinas, SP.: [s.n.], 1998.

Orientador: Bernardino Ribeiro de Figueiredo
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências

1. Ouro - Cabaçal - Araputanga - Mato Grosso. 2 Geologia isotopica. I. Figueiredo, Bernardino Ribeiro de. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. IV. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**POS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE
METALOGÊNESE**

AUTOR: Flávio Henrique de Toledo

**TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: O DEPÓSITO DE OURO DO CABAÇAL, MATO GROSSO:
ESTUDOS ISOTÓPICOS DE MINERALIZAÇÃO E DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Colombo C. G. Tassinari

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Bernardino Ribeiro de Figueiredo

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo

- Presidente

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Prof. Dr. Jaime A. D. Leite

Campinas, de de 1998

... a fé é a certeza das coisas que se esperam,
e a prova das coisas que não se vêem.

(Hb. 11:1)

Ao meu DEUS e à minha querida esposa Dora.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente dedico agradecimentos especiais aos professores e funcionários do IG-Unicamp, que colaboraram direta ou indiretamente com este trabalho e muito especiais à Bernardino Figueiredo, pela orientação e amizade que me dispensou, e à Valdirene que sempre esteve pronta a ajudar. Agradecimentos são igualmente devidos aos professores Hans Ebert, Roberto Xavier, Carlos Roberto, Robert Foster e Francisco Pinho, pelas frutíferas discussões de diferentes partes deste trabalho.

Esta pesquisa foi realizada sob os auspícios da FAPESP, através do auxílio à pesquisa pelo Proc. no. 93/2147-3, e do CNPq através da concessão de bolsa. Agradeço ainda o apoio recebido dos laboratórios de geologia isotópica da USP e do DRM-UFMT nas atividades de campo e descrição de testemunhos de sondagens. Esta pesquisa também é uma contribuição ao projeto IGCP 342.

SUMÁRIO

Epígrafe	i
Dedicatória	ii
Agradecimentos	iii
Resumo	viii
Abstract	x
1 Introdução	1
1.1 Considerações Preliminares	1
1.2 Objetivos da Presente Pesquisa	4
1.3 Geologia Regional	5
1.4 Geologia do Depósito do Cabaçal	15
2 Materiais e Métodos	24
2.1 Reconhecimento Geológico no Campo	24
2.2 Coleta de Amostras em Testemunho de Sondagem	25
2.3 Preparação das Amostras para Estudos Petrográficos	26
2.4 Preparação das Amostras para Geoquímica	26
2.5 Preparação das Amostras para Geologia Isotópica	26
2.6 Procedimentos Laboratoriais	28
2.7 Métodos	29
2.7.1 Rb-Sr	30
2.7.2 Sm-Nd	31
2.7.3 U-Pb	33
2.7.4 K-Ar	34
2.7.5 Sr-Sr	35
2.7.6 Pb-Pb	36

3 Contribuição à Geologia do Alto Jauru	37
3.1 Estudos Petrográficos e Litogeoquímicos	37
3.1.1 Metavulcânicas Básicas	37
3.1.2 Metavulcânicas Félsicas	38
3.1.3 Intrusiva Máfico-Ultramáfico	38
3.1.4 Tonalito Cabaçal	39
3.1.5 Granito Alvorada	39
3.2 Estudos Litogeoquímicos	40
3.3 Estudos Geocronológicos	51
3.3.1 Gabro-Norito Indiavaí	51
3.3.2 Tonalito Cabaçal	53
3.3.3 Granito Alvorada	54
3.3.4 Metavulcânicas Básicas da Formação Mata Preta	56
4 Contribuição ao Estudo da Gênese do Depósito do Cabaçal	60
4.1 Idade da Mineralização e da Alteração Hidrotermal	60
4.2 Fontes da Mineralização	65
5 Discussões e Conclusões	69
Referências bibliográficas	76
Apêndice I	87

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 Resultados analíticos do padrão La Jolla.	33
Tabela 2.2 Constante de decaimento, meia vida e abundância dos principais isótopos de U e Th.	34
Tabela 3.1 Análises químicas de rochas vulcânicas do Alto Jauru.	41
Tabela 3.2 Análises químicas das rochas intrusivas da região do Alto Jauru.	49
Tabela 3.3 Resultados Sm-Nd para o gabro-norito de Indiavaí.	51
Tabela 3.4 Dados analíticos U-Pb.	53
Tabela 3.5 Resultados analítico Rb-Sr do granito Alvorada.	54
Tabela 3.6 Resultados analíticos Sm-Nd para basaltos.	56
Tabela 4.1 Razões Pb/Pb e idades modelo (Stacey e Kramers, 1975) para galena do Depósito Cabaçal. Análises CPGeo-USP.	61
Tabela 4.2 Resultados isotópicos K-Ar obtidos em sericita.	62
Tabela 4.3 Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para carbonatos de veios.	63
Tabela 4.4 Resultados Rb-Sr convencional em rocha total de uma amostra alterada hidrotermalmente.	64
Tabela 4.5 Idades Rb-Sr e razões iniciais para alguns tipos de rochas da região do Alto Jauru.	68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de Localização e Acesso.	2
Figura 1.2 Mapa Geológico.	3
Figura 3.1 Classificação das rochas vulcânicas da região do Alto Jauru com base nas composições químicas e diagrama proposto por Le Maitre (1989).	42
Figura 3.2 Classificação das rochas vulcânicas da região do Alto Jauru com base nas composições químicas (Winchester & Floyd, 1977).	43
Figura 3.3 Classificação das rochas vulcânicas da região do Alto Jauru com base nas composições químicas (Irvine & Baragar, 1971).	44
Figura 3.4 Classificação das rochas vulcânicas da região do Alto Jauru com base nas composições químicas (Jensen, 1976).	45
Figura 3.5 Diagrama de ETR das metabásicas da Formação Mata Preta.	47
Figura 3.6 Classificação das rochas plutônicas da região do Alto Jauru com base nas composições químicas (Middlemost, 1985).	50
Figura 3.7 Classificação das rochas plutônicas da região do Alto Jauru com base nas composições químicas (Pearce et al., 1984)	50
Figura 3.8 Errócrona Sm-Nd para o gabro-norito de Indiavaí.	52
Figura 3.9 Isócrona Rb-Sr para o granito Alvorada, Faixa Cabaçal.	55
Figura 3.10 Errócrona Sm-Nd para as vulcânicas básicas da Formação Mata Preta, Faixa Jauru.	57
Figura 4.1 Razões Pb/Pb para galenas do depósito do Cabaçal em relação à curva de duplo estágio.	61
Figura 4.2 Diagrama uranogênico de Zartman & Doe (1981).	66
Figura 4.3 Diagrama toriogênico, de Zartman & Doe (1981).	66



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE
METALOGÊNESE**

**O DEPÓSITO DE OURO DO CABAÇAL, MATO GROSSO: ESTUDOS
ISOTÓPICOS DE MINERALIZAÇÃO E DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL**

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Flávio Henrique de Toledo

O depósito de ouro do Cabaçal está localizado na porção SW do Cráton Amazônico, município de Araputanga, Estado do Mato Grosso. Está inserido na Faixa Cabaçal do *greenstone belt* do Alto Jauru, associado a uma zona de cisalhamento de direção N20-40W/SW, resultante de uma tectônica de cavalgamento com movimento de SW para NE.

Rochas intrusivas na sequência vulcano-sedimentar, tais como, o gabro-norito Indiavaí (1688 \pm 45 Ma, Sm-Nd), o tonalito Cabaçal (1636 Ma, U-Pb) e o granito Alvorada (1523 \pm 278 Ma, Rb-Sr), conferem ao *greenstone belt* do Alto Jauru uma idade mínima referida ao Proterozóico Inferior.

O minério polimetálico do Cabaçal está hospedado em rochas félsicas vulcânicas e vulcanoclásticas e ocorre em bandas concordantes com a foliação milonítica das rochas hospedeiras e ainda como brecha e em veios de quartzo e carbonato. A mineralização principal consiste de calcopirita, pirita, marcassita, pirrotita, esfalerita, galena, ouro, bismuto, selenetos e teluretos, associados principalmente a quartzo, clorita, carbonato, sericita e biotita subordinada.

A idade da mineralização foi determinada em torno de 1700 Ma (Pb-Pb em galena) e a idade da alteração hidrotermal associada, em 1645 \pm 78 - 1615 \pm 65 Ma (K-Ar em sericita) e 1638 \pm 48 Ma (Rb-Sr convencional em rocha total). Essas idades são muito próximas da obtida para o tonalito Cabaçal, o qual apresenta feições de um plutonismo sin a tardi tectônico.

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em carbonato de veios variam de 0,7029 a 0,7144, sendo as razões mais baixas obtidas em veios concordantes com a foliação milonítica e as mais altas, em carbonatos de veios tardios, claramente discordantes e brechados. As razões mais baixas foram relacionadas a fluidos derivados de fontes profundas, como o embasamento gnáissico e magma tonalítico, e as razões mais elevadas, a soluções hidrotermais posteriores que se reequilibraram com as rochas supracrustais. As razões Pb/Pb obtidas em galena também indicam proveniência de

fluidos e metais a partir de fontes localizadas na Crosta Inferior e Crosta Superior.

Os resultados obtidos nestes estudos isotópicos, aliados às demais evidências mineralógicas e químicas da mineralização, permitem caracterizar o depósito aurífero do Cabaçal como um depósito mesotermal epigenético, associado a zona de cisalhamento, com forte influência do plutonismo tonalítico contemporâneo à sua formação.

O greenstone belt do Alto Jauru foi palco de um evento tectônico importante por volta de 1,7 Ga, o qual envolveu uma multiplicidade de processos como metamorfismo, plutonismo, deformação, hidrotermalismo e a formação do depósito mesotermal de ouro e metais base do Cabaçal.



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE
METALOGÊNESE**

**O DEPÓSITO DE OURO DO CABAÇAL, MATO GROSSO: ESTUDOS
ISOTÓPICOS DE MINERALIZAÇÃO E DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL**

ABSTRACT

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Flávio Henrique de Toledo

The Cabaçal gold deposit is located at the southwestern portion of the Amazon Craton, State of Mato Grosso, Brazil, along the Cabaçal tract of the Alto Jaru greenstone belt. This deposit is structurally-controlled by a WSW dipping, N20-40W ductile shear zone formed during a regional event of NE-directed tectonic overthrusting.

The Alto Jaru greenstone belt is intruded by a multitude of rocks, such as the Indiavaí noritic gabbro, the Cabaçal tonalite and the Alvorada granite, which yielded Sm-Nd, U-Pb and Rb-Sr ages around 1688 \pm 45 Ma, 1636 Ma, 1523 \pm 278 Ma, respectively. These indicate an age of greenstone belt emplacement framed within the Early Proterozoic.

The Cabaçal mineralization is hosted in felsic volcanic and volcanoclastic rock and occurs as (i) flat bands concordant to the mylonitic foliation, (ii) breccias, as well as (iii) quartz-carbonate veins. The ore is polymetallic and consists of chalcopyrite, pyrite, marcasite, pyrrhotite, sphalerite, galena, gold, bismuth and minor selenides and tellurides. These are commonly associated with quartz, chlorite, carbonate, sericite and minor biotite.

The mineralization is related to hydrothermal alteration processes. Whole-rock Rb-Sr and single mineral (sericite) K-Ar radiometric determinations provide ages of 1638 \pm 48 Ma and 1645 \pm 78 - 1615 \pm 65 Ma, respectively, for the

hydrothermal episode. Pb-Pb radiometric dating of galena yields an age around 1700 Ma for ore emplacement. These ages are similar to those obtained for the syn- to late-tectonic Cabaçal tonalite.

Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in carbonates from mineralized veins range from 0.7029 to 0.7144. The lower ratios are found in veins parallel to the mylonitic foliation. These ratios were interpreted as associated to fluids evolved from deep sources such as the gneissic basement and tonalitic magma chambers. Higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are usually akin to carbonates from late, discordant and brecciated mineralized veins, suggesting that these precipitated from the reaction between late hydrothermal fluids and the supracrustal rocks. The Pb/Pb ratios in galena from the polymetallic ore also indicate fluids and metal contributions from primitive reservoirs both in the lower and Upper Crust.

Mineralogical, chemical and isotopic data support an epigenetic origin for the Cabaçal deposit, which is depicted here as a shear zone-hosted, mesothermal base-metal gold mineralization developed contemporaneously to surrounding tonalitic plutonism.

This study reveals evidences that the Alto Jaru greenstone belt underwent an important tectonic event at around 1.7 Ga, comprising a complex assembly of metamorphism, plutonism, deformation and hydrothermalism processes, which lead to the formation of the Cabaçal gold deposit.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

O depósito de ouro do Cabaçal está hospedado em uma seqüência vulcano-sedimentar considerada de tipo *greenstone belt* e denominada de Alto Jauru por Monteiro et al. (1986), na porção SW do Cráton Amazônico, no Estado de Mato Grosso. Trata-se de uma área potencial para a mineração de ouro e metais base, porém ainda pouco estudada.

O depósito de Cabaçal (localmente denominado jazida Cabaçal-I) situa-se entre a Serra de Monte Cristo e o Rio Cabaçal, entre as coordenadas 58° 12' 22" W e 15° 20' 29" S e 58° 11' 58" W e 15° 20' 45" S (Fig. 1.1).

O acesso à área, a partir de Cuiabá, se dá pelas rodovias BR-364 e MT-175, até a cidade de Araputanga, e daí pela rodovia MT-339 e estradas secundárias por aproximadamente 30 km até a Fazenda São Paulo, Município de Araputanga-MT.

Segundo Barreira (1989), o depósito do Cabaçal foi descoberto em 1983, durante levantamento de geofísica terrestre (IP).

Trata-se de um depósito mineralizado a Cu-Au-Ag, com reserva medida de aproximadamente um milhão de toneladas e teores de 1,05 % Cu, 15,43 g/t Au e 4,3 g/t Ag (Mineração Santa Martha S.A., 1987).

A mina do Cabaçal foi lavrada no período de 1987 a 1991, quando devem ter sido produzidas, aproximadamente, 8.000 t Cu, 5 t Au e 3 t Ag.

As litologias que compõem o *greenstone belt* do Alto Jauru encontram-se distribuídas em três faixas de direção geral N20-40W denominadas por Monteiro et al. (1986), de leste para oeste, Cabaçal, Araputanga e Jauru (Fig. 1.2). Elas estão separadas por terrenos granito-

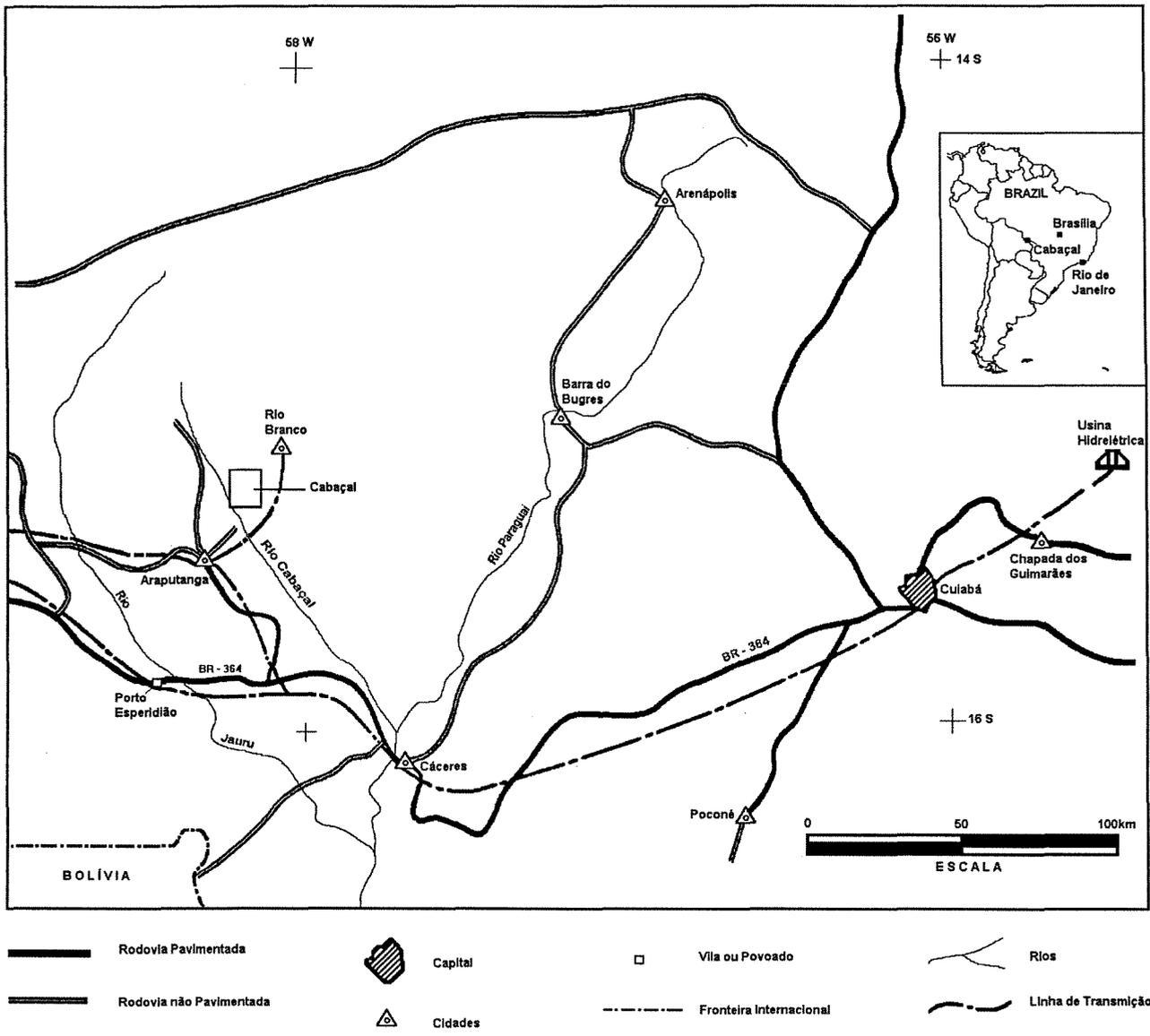
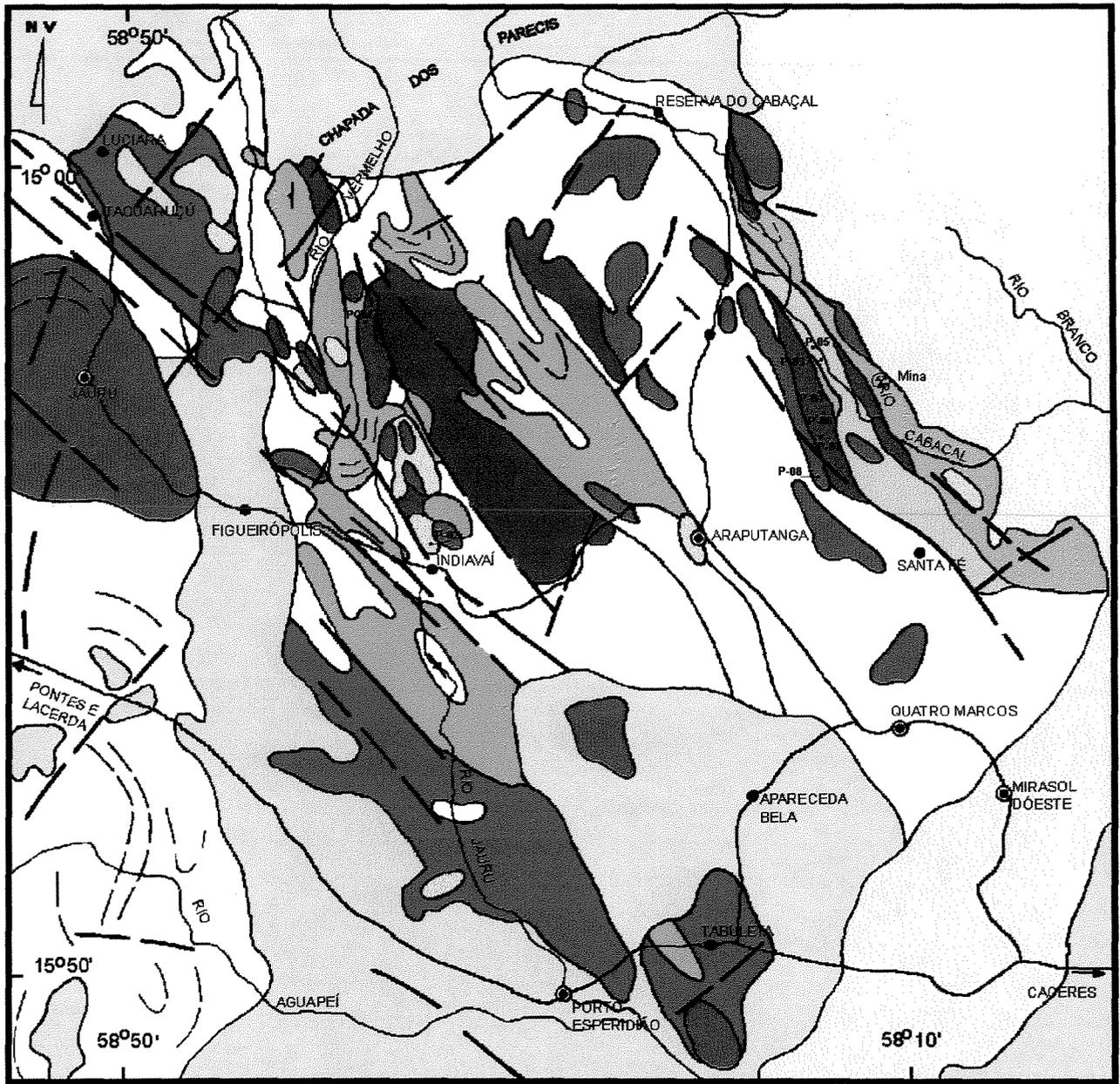


Figura 1.1 - Mapa de Localização e Acesso.



Modificado de Monteiro et al. (1988)

LEGENDA

"GREENSTONE BELT" DO ALTO JAURU

- | | | | |
|---|--------------------------------------|---|---|
|  | Fm. JAURU, Gr. PARECIS, Fm. PANTANAL |  | Fm. RANCHO GRANDE |
|  | Gr. ALTO PARAGUAI E Gr. AGUAPEÍ |  | Fm. MANUEL LEME |
|  | GRANITO ALVORADA |  | Fm. MATA PRETA |
|  | SUITE INTRUSIVA RIO ALEGRE |  | SEQUENCIA VULCANO SEDIMENTAR INDIFERENCIADA |
|  | GRANODIORITO ÁGUA CLARA |  | COMPLEXO BASAL |
|  | TONALITO CABAÇAL |  | CONTATO GEOLÓGICO |
| | |  | FALHA DEFINIDA |
| | |  | LINEAMENTO ESTRUTURAL |
| | |  | MINA |

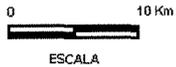


Figura 1.2 - Mapa geológico da região do Alto Jauru

gnáissicos e migmatíticos do complexo basal, inicialmente correlacionado por Barros et al. (1982) ao Complexo Xingu, de Silva et al. (1974).

As três faixas compreendem, segundo Monteiro et al. (1988), rochas vulcânicas básicas toleíticas, com intercalações subordinadas de rochas komatiíticas, vulcânicas ácidas e intermediárias, sedimentos detríticos e químicos, metamorfasadas ao fácies xisto verde e anfibolito.

Vários corpos de composição gabróica, tonalítica, granítica e granodiorítica intrudem a seqüência, tendo sido um deles, o Gabro de Indiavaí, usado para datar a seqüência, conferindo a esta, a idade mínima de 2.8 Ga pelo método K-Ar em plagioclásio (Monteiro et al., 1986).

O depósito de Cabaçal ocorre na Faixa Cabaçal, associado às rochas vulcânicas ácidas e vulcanoclásticas da porção intermediária da seqüência, as quais foram submetidas a cisalhamento e alteração hidrotermal.

1.2- OBJETIVOS DA PRESENTE PESQUISA

A presente pesquisa foi realizada tendo em vista o preenchimento de várias lacunas do conhecimento geológico da área e a abordagem de várias questões ainda em aberto sobre a gênese do depósito aurífero do Cabaçal.

Pretendeu-se contribuir para a caracterização da mineralização aurífera e da alteração hidrotermal do depósito do Cabaçal, através, principalmente, da aplicação de estudos isotópicos.

Inicialmente, a idade Arqueana para o *greenstone belt* do Alto Jauru, baseada em um número insuficiente de datações, não podia ser considerada definitiva. Seqüências vulcano-sedimentares semelhantes, em outras regiões do país e da plataforma sul-americana, têm sido datadas como do Proterozóico Inferior. Também precisavam ser confirmadas as assinaturas geoquímicas das rochas vulcânicas e

intrusivas, uma vez que dados litogeoquímicos eram escassos. As idades e a caracterização das associações de rochas têm implicações importantes no que se refere ao potencial metalogenético para ouro e metais base desses terrenos.

A mineralização contendo uma paragênese complexa à base de ouro e metais base encontra-se hoje melhor estudada. Também parece haver um melhor entendimento da relação do depósito com um provável controle estrutural e hidrotermalismo. Porém, no âmbito dessa hipótese hidrotermal, uma provável influência do plutonismo, presente na Faixa Cabaçal, na formação do depósito precisava ser melhor avaliada.

Por outro lado, subsiste a controvérsia entre os que postulam que o depósito do Cabaçal é um depósito mesotermal em zona de cisalhamento e aqueles que o consideram como vulcanogênico, singenético, afetado por um evento deformacional posterior.

Esta pesquisa foi então orientada no sentido de complementar e discutir o contexto geológico no qual o depósito do Cabaçal se formou, e reunir dados de geologia isotópica, principalmente, que possam contribuir para um aperfeiçoamento do modelo genético desse depósito.

1.3 – GEOLOGIA REGIONAL

A região estudada situa-se na porção SW do Cráton Amazônico, no âmbito do cinturão móvel Rio Negro-Juruena (Teixeira et al., 1989). É constituída de um embasamento (Complexo Xingu), uma seqüência de rochas vulcânicas e sedimentares que constituiu o *greenstone belt* e rochas intrusivas: tonalitos, gabros, granodioritos e granitos (Monteiro et al. 1986) (Figura 1.2).

A história das pesquisas geológicas da região do *greenstone belt* do Alto Jauru tem início com as incursões de Castelnau (1951, apud Sousa, 1991), descrevendo as rochas aflorantes às margens do Rio Jauru como

sendo de composição granítica. Na década de 60, Almeida (1964) descreve o que chamou de Complexo Cristalino Brasileiro, posteriormente denominado Complexo Brasileiro por Vieira (1965), composto por gnaisses e mica-xistos, de provável idade arqueana. Este complexo foi dividido por Figueiredo (1974) em Complexo Basal, de idade pré-cambriana inferior, contendo principalmente gnaisses à biotita e hornblenda, intrusivas básicas e ultrabásicas, e rochas graníticas.

Apenas no início da década de 80 ocorreram mudanças significativas na interpretação geológica da área, quando foram produzidos estudos geológicos em diferentes escalas para a região, levando à caracterização do *greenstone belt* do Alto Jauru e à descoberta da jazida do Cabaçal.

O Complexo Xingu, definido por Silva et al. (1974) inicialmente para a Amazônia Central, foi correlacionado por Barros et al. (1982) ao embasamento cristalino da região, o qual seria composto predominantemente por biotita gnaisses, anfíbolitos, migmatitos e granitóides de anatexia. Este complexo encontra-se exposto nas regiões de Quatro Marcos, Araputanga, Indiavaí e a oeste da Faixa Cabaçal (Figura 1.2).

Saes et al. (1984), dividiram o Complexo Xingu, na região do *greenstone belt* do Alto Jauru, em 3 sub-unidades: 1- Associação gnáissico migmatítica Brigadeirinho, 2- Granito Santa Helena e 3- Granodiorito Água Clara. Este último foi posteriormente separado do Complexo Xingu por Monteiro et al. (1986), que restringiram a denominação de Complexo Xingu ao conjunto de rochas gnáissicas e migmatíticas.

Leite (1989), interpretou o Complexo Gnáissico Rio Vermelho, que ocorre a norte da Faixa Jauru, como sendo formado pelas rochas mais antigas da área do *greenstone belt* do Alto Jauru, com base no tipo e sequência de deformações ali presentes.

Ainda fazendo parte do embasamento, os gnaisses São José dos Quatro Marcos, descritos por Carneiro et al. (1992), foram entendidos como derivados de tonalitos do Proterozóico Inferior, deformados em ~2,0 Ga, na fácies anfibolito, e afetados por um evento magmático-termal, marcado por intrusões de granitóides de ~1,5Ga (Rb-Sr).

O GREENSTONE BELT DO ALTO JAURU

As rochas meta-vulcânicas e meta-sedimentares da região do Alto Jauru-Araputanga já foram objeto de vários estudos.

Saes et al. (1984) denominaram de Seqüência Vulcano-Sedimentar (SVS) Quatro Meninas o conjunto de rochas básicas e ultrabásicas, vulcânicas e plutônicas, metamorfisadas na fácies xisto-verde, associadas a restos de metassedimentos terrígenos e químicos, que ocorrem na fazenda homônima, às margens do rio Jauru.

Estes autores denominaram também de Suíte Intrusiva Figueira Branca o conjunto de rochas básicas e ultrabásicas não metamorfisadas, que ali ocorrem.

Para Moreton et al. (1985 apud Sousa 1991), já no Arqueano havia, na região, uma crosta siálica sujeita a um intenso tectonismo, que provocaria o aparecimento de *rifts* com sulcos alongados, segundo a direção geral NW, preenchidos por rochas vulcânicas associadas à sedimentos pelíticos imaturos e químicos, constituindo as 3 faixas que formam o *greenstone belt* do Alto Jauru.

Leite et al. (1986a) fizeram um breve resumo da geologia da região sudoeste do Mato Grosso, nas bacias dos rios Guaporé, Jauru e Cabaçal, descrevendo faixas irregulares e descontínuas, alongadas segundo NW-SE, separadas por blocos gnáissico-migmatíticos. Denominaram estas faixas de Quatro Meninas, Araputanga e Cabaçal, respectivamente de

oeste para leste, e relacionaram a geologia da região aos *greenstone belts* arqueanos, de outras partes do mundo.

Leite, et al. (1986b), estudaram a Seqüência Quatro Meninas e a consideraram como representada por uma calha vulcano-sedimentar alongada com *trend* N-NW, à margem esquerda do Rio Jauru no município de Araputanga-MT. Identificam 4 fácies sub-aquosas na unidade máfica, da base para o topo: lavas maciças, lavas almofadadas, lavas de brechas de almofadas e hialoclastitos.

O *greenstone belt* do Alto Jauru, nome proposto por Monteiro et al. (1986), possui três faixas com direção geral N20-40W, denominadas de leste para oeste de Cabaçal, Araputanga e Jauru, esta última correspondendo à Seqüência Vulcano Sedimentar Quatro meninas, definida por Saes et al. (1984). De acordo com Monteiro et al. (1996) o *greenstone belt* compreende da base para o topo as seguintes unidades (Figura 1.2):

(a) Formação Mata Preta - unidade basal da pilha vulcano-sedimentar, metamorfisada na fácies xisto verde a anfibolito baixo. Compreende derrames básicos de caráter toleítico contendo, na porção média-superior, vulcanismo intermediário a ácido e subordinadamente níveis de sedimentos terrígenos e/ou químicos. Possui uma espessura de aproximadamente 800 m e a sua seção tipo está na fazenda Mata Preta.

Essa formação está presente nas três faixas. Na Faixa Cabaçal está representada por lavas e tufos andesíticos, dacíticos e riodacíticos metamorfisados. Pinho (1996) obteve dados geoquímicos de rochas desta unidade, na Faixa Cabaçal, e concluiu que são basaltos de arco de ilha.

Na Faixa Araputanga essa formação está presente como metabasaltos transformados, compostos por hornblenda e plagioclásio.

Na Faixa Jauru é constituída de metabasaltos com *pillow lavas* e *flow breccias* à base de actinolita, epidoto e albita, rochas ultramáficas de

aspecto brechóide e fragmentos orientados. A ocorrência de bandas de olivina alternadas com outras de tremolita, lembrariam para esses autores, a textura *spinifex* do tipo paralela, característica de rocha ultramáfica da série komatiítica.

Outros pesquisadores estudaram estas rocha visando a obtenção de dados litogeoquímicos. Estes estudos foram realizados com amostras coletadas sempre na Faixa Jauru, onde há a melhor exposição da Formação Mata Preta.

Leite (1989), com base na análise química de 15 amostras de rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas da Faixa Jauru, notou que 5 amostras se situaram no campo dos ferro-toleióitos, 5 no campo dos toleióitos normais e 5 no dos komatióitos, quando representadas em diagrama do tipo Al_2O_3 -FeO/(FeO+MgO).

Esses resultados, associados ao contexto geológico e texturas descritas pelo autor, indicariam que estas rochas são similares às dos *greenstone belt* arqueanos que ocorrem em outras partes do mundo.

Pinho & Fyfe (1994), apresentaram dados químicos de 9 amostras de vulcânicas máficas e ultramáficas da Formação Mata Preta, que quando representadas no diagrama triangular Fe+Ti - Al - Mg (Jensen, 1976), indicam uma predominância de basaltos toleióíticos de alto ferro. Os *spider* diagramas de Sr, K, Rb, Ba, Th, Nb, Ce, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, para esses toleióitos, mostraram um padrão típico de basaltos formados em arcos de ilha e/ou bacias de *back-arc*.

De acordo com Pinho et al. (1995), as rochas vulcânicas básica-ultrabásicas do *greenstone belt* do Alto Jauru possuem baixo TiO_2 e as razões TiO_2/MgO não são características de suítes cogenéticas. Os toleióitos ricos em ferro representam o tipo predominante. Pinho (1996) interpretou estas rochas, provenientes da Faixa Jauru, como basaltos de fundo oceânico.

(b) Formação Manuel Leme - representada por um conjunto de rochas vulcânicas (lavas e tufos) dacíticas, riolíticas e sedimentos terrígenos e químicos, metamorfisadas na fácies xisto verde a anfíbolito. Encontra-se parcialmente exposta às margens do córrego Manuel Leme e seus afluentes, possuindo uma espessura entre 500 e 1000 m (Monteiro et al., 1986).

Na Faixa Cabaçal está representada por estreitas faixas que recobrem as metavulcânicas básicas da Formação Mata Preta. É composta de metavulcânicas ácidas (lavas dacíticas e riolíticas), metatufos ácidos xistosos, intercalados por metacherts e metassedimentos pelíticos (xistos a clorita, sericita e biotita).

Na Faixa Jauru há metacherts e metatufos ácidos, sobrepostos às vulcânicas básicas da Formação Mata Preta e sotopostos aos meta sedimentos da Formação Rancho Grande.

Na Faixa Araputanga está representada por silimanita-muscovita-quartzo xistos sobrepostos às metavulcânicas básicas da Formação Mata Preta.

As rochas vulcânicas desta unidade foram interpretadas como provenientes de arco magmático (Pinho, 1996).

(c) Formação Rancho Grande - representa o topo da seqüência vulcano-sedimentar do *greenstone belt* do Alto Jauru e é constituída predominantemente por sedimentos detríticos e químicos. Localmente compreende vulcanismo básico na parte inferior. Possui espessura de 600 a 800 m e a localidade tipo está situada na fazenda Rancho Grande.

Na Faixa Araputanga inclui anfíbolitos na base, metassedimentos aluminosos e sedimentos químicos chertosos.

Na Faixa Jauru é caracterizada por muscovita-quartzo-xisto e muscovita-quartzito, localmente granatífero. Ocorre ainda como sericita-

clorita-quartzo-xisto, sericita-quartzo-xisto e metachert enriquecido em magnetita.

Ruiz (1992), usa a denominação de Grupo Jauru para a seqüência vulcano-sedimentar que ocorre a norte do depósito do Cabaçal, continuidade da Faixa Cabaçal. Este Grupo seria formado por rochas vulcânicas e sub-vulcânicas (ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas) e sedimentares (clásticas e químicas), polideformadas e com metamorfismo variando de fácies xisto verde a anfibolito. O Grupo Jauru seria correlato às rochas que formam o *greenstone belt* do Alto Jauru de Monteiro et al. (1986).

Em termos tectônicos, Monteiro et al. (1986) atribuíram às Faixas um comportamento sinforme apertado e vergência geral para sudoeste tendo sido afetadas por no mínimo 3 fases deformacionais. Colocaram o metamorfismo como variando da fácies xisto-verde à anfibolito.

Hans Ebert (1995, pers.com.), em estudos preliminares, caracterizou o *trend* de direção NNW-SSE, bem marcado nos mapas geológicos pelas faixas que compõem o *greenstone belt*, como uma alternância de dois domínios estruturais principais: (1) domínios direcionais, marcados por zonas de cisalhamento transcorrentes com feições indicativas de rejeito dextral e indicações de deformação heterogênea e (2) domínios tangenciais, marcados por uma foliação penetrativa de baixo a médio ângulo, afetada ou não por dobramentos.

Nos domínios direcionais, as zonas de cisalhamento transcorrentes apresentam direção NNW-SSE, rejeito dextral, mergulhos de médio a alto ângulo, preferencialmente para WSW, e lineação de estiramento subhorizontais ou com baixo mergulho para NNW ou SSE. A zona de falha, denominada por Oliveira et al. (1983, apud Saes et al., 1984) de cinturão de cisalhamento Indiavaí-Lucialva, na porção oriental do

greenstone belt do Alto Jauru (Fig. 1.2), pertence a estes domínios direcionais.

Nos domínios tangenciais a foliação metamórfica é subparalela ao bandamento composicional das rochas, com mergulho médio a suave para WSW, assumindo caráter milonítico em zonas de alta taxa de deformação, com lineações de estiramento *down-dip*, dobras intrafoliais com eixo subparalelo e a presença de foliações S-C indicando zona de cisalhamento dúctil e cavalgamento frontal a fracamente oblíquo de SW para NE.

ROCHAS INTRUSIVAS

A região do *greenstone belt* do Alto Jauru foi afetada pela intrusão de vários corpos de gabros, tonalitos, granodioritos e granitos. O corpo intrusivo denominado de gabro Indiavaí, representante da suite intrusiva Rio Alegre (Monteiro et al. 1996), foi descrito como cortando toda a seqüência vulcano-sedimentar.

Monteiro et al. (1986) denominaram de tonalito Cabaçal o corpo de caráter tonalítico intrusivo na Faixa Cabaçal. Colocaram o granodiorito Água Clara como uma entidade separada do Complexo Xingu, contrariamente a Saes et al. (1984), e restringiram ainda o nome Suíte Intrusiva Rio Alegre (Barros et al. 1982) aos corpos básicos e básico-ultrabásicos, intrusivos no *greenstone belt* e no Complexo Xingu. Denominaram de Alvorada os granitos, com idade mínima de 1.400 Ma (Rb/Sr), intrudidos em rochas arqueanas regionais. Estes granitos foram chamados de Suíte Intrusiva Alvorada, por Ruiz (1992).

GEOCRONOLOGIA

Os dados geocronológicos disponíveis para a região do Alto Jauru não são abundantes.

Com uma isócrona de referência para granitos e gnaisses, Barros et al. (1982) obtiveram idade de 1430 ± 69 Ma, considerada como idade mínima para as rochas do Complexo Xingu. Estas mesmas rochas foram analisadas pelo método K-Ar, definindo dois grupos: um com idade entre 1200 e 900 Ma, correspondente a um evento pré-Brasiliano e outro, com idade entre 1881 ± 26 e 1805 ± 26 Ma, que corresponderia, para os autores, ao evento Transamazônico.

Os granitóides que afloram a sul da Faixa Cabaçal, no Município de São José dos Quatro Marcos, foram datados por Carneiro (1985), que obteve uma isócrona de referência em 1.505 ± 20 Ma e $Ri = 0,7029$. Outra isócrona de referência foi obtida para os granitos, da região fornecendo a idade de 1.472 ± 19 Ma e $Ri = 0,7034$. Obteve ainda uma terceira isócrona de referência para os tonalitos, representando idade de 1.734 ± 226 Ma e $Ri = 0,7019$.

Ruiz (1992) apresentou resultados geocronológicos inéditos de Saes & Leite (em prep.), que atribuíram ao tonalito Cabaçal uma idade Rb/Sr em rocha total de ~ 1800 Ma.

Carneiro et al. (1992) obtiveram uma isócrona Rb-Sr, de 1.971 ± 70 Ma para os gnaisses São José dos Quatro Marcos e outra de 1472 ± 19 , Rb-Sr para os granitóides da região.

Pinho, (1996), atribuiu às vulcânicas ácidas da formação Manuel Leme a idade de 1.769 ± 29 (U/Pb) em zircões e à alteração hidrotermal/mineralização, na mesma formação, a idade de 1.724 ± 30 (U/Pb) em zircão.

Datações realizadas por Monteiro et al. (1986), pelo método K/Ar, indicaram idade de 2.800 Ma para o gabro Indiavaí, pertencente à Suíte

Intrusiva Rio Alegre. Estes autores também apresentaram dados geocronológicos para o granito Alvorada, que é tido como intrudido no Complexo Xingu. Estes dados foram obtidos pelo método Rb-Sr em rocha total, com uma isócrona de referência de 1.440 +/- 80 Ma [(Ri) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705$].

Além desses estudos, outros autores desenvolveram trabalhos sistemáticos com o intuito de definir a natureza e idade dos vários eventos que atingiram as rochas da região.

Amaral, (1974) defendeu a existência de 3 eventos tectono-metamórficos ocorridos no Pré-Cambriano entre 1900 +/- 100 Ma e 570 +/- 15 Ma:

Evento Paraense - 1600 +/-100 Ma - formação de associações vulcano-sedimentares.

Evento Madeirense - 1300 +/-100 Ma - gerador de magmatismo granítico e deformação nas coberturas vulcano-sedimentares.

Evento Rondoniense - 1000 +/- 50 Ma - aparecimento de corpos graníticos circunscritos.

Cordani et al. (1979) apresentaram a primeira interpretação que identifica os cinturões móveis Maroni-Itacaiunas com 2.200 – 1.800 Ma, Rio Negro - Juruena com 1.750 – 1.400 Ma e Rondoniano com 1.400 – 1.100 Ma, os quais teriam se desenvolvido durante ciclos geodinâmicos diferentes.

Tassinari (1981) deteve-se no estudo detalhado da província Rio Negro - Juruena, estabelecendo sua idade entre 1750 e 1400 Ma. A província teria sido formada por um evento geodinâmico que teve início com a formação de rochas granito-gnáissicas durante uma fase sintectônica. As seqüências supracrustais relativas a este evento teriam idade em torno de 1550 Ma. Rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e granitos associados, com 1.650 e 1.600 Ma, seriam representantes do vulcanismo e plutonismo. Para o autor, a província teve uma evolução

geotectônica do tipo cinturão móvel, explicada através da tectônica de placas, onde a subducção de uma crosta oceânica propiciou a formação de um sistema de arcos magmáticos.

Teixeira et al. (1989) postularam que o Cráton Amazônico possui a seguinte divisão:

- (1) Província Amazônica Central (PAC) - núcleo cratônico >2,5 Ga;
- (2) Cinturão Móvel Maroni-Itacaiunas (CMM-I) - 2,25-1,9 Ga a norte da PAC;
- (3) Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena (CMRNJ) - 1,75-1,5 Ga a sul do CMM-I e PAC;
- (4) Cinturão Móvel Rondoniano (CMR) - (1,45-1,25 Ga) a sul do CMRNJ; e
- (5) Cinturão Móvel Sunsás (CMS) - (1,1-0,9 Ga) à sul do CMR.

Tassinari et al. (1997) modificaram a denominação Cinturão Móvel para Província (P), sugerindo existência da Província Ventuari-Tapajos (PVT) (2,0-1,8 Ga), como também alteraram alguns intervalos relacionados à subdivisão de Teixeira et al. (1989): (PAC)- > 2,3 Ga, (PMI)- 2,25-1,95 Ga, (PVT)- 2,0-1,8 Ga, (PRNJ)- 1,75-1,55 Ga e (PS)- 1,3-1,0 Ga.

O CMRNJ, de Teixeira et al. (1989) ou PRNJ de Tassinari et al. (1997), seria composto principalmente de gnaisses, migmatitos, granodioritos e tonalitos, todos apresentando o que os autores denominam de estrutura gnaissóide (Teixeira et al., 1989).

1.4- GEOLOGIA DO DEPÓSITO DO CABAÇAL

Convém observar inicialmente que vários autores realizaram estudos regionais, enfocando o *greenstone belt*, porém, poucos foram os que se detiveram nos estudos do depósito do Cabaçal, propriamente dito.

Em termos genéricos, o depósito do Cabaçal compreende uma mineralização de ouro e metais base hospedada em rochas vulcânicas félsicas e vulcanoclásticas da Formação Manuel Leme.

Souza (1988) realizou uma revisão dos dados geológicos existentes sobre a área do depósito Cabaçal, em grande parte concordando com as denominações e conclusões de Monteiro et al. (1986), porém deixando clara a localização estratigráfica da mineralização, que ficaria na porção média da pilha vulcano-sedimentar do *greenstone belt* do Alto Jauru, na Formação Manuel Leme.

O depósito de Cabaçal apresenta-se, segundo Monteiro et al. (1988), como um homoclinal ondulado, de direção N35-45W e mergulho suave para SW 15-20°, com caimento dos eixos para S-SE com ângulo da ordem de 15-20°, com o flanco SW alongado com mergulho de 40-50° e o flanco NE com mergulho em torno de 65-75°.

Esses autores identificaram 3 fases de deformação (D_{1-3}) que teriam afetado as rochas da região e 4 estruturas planares (S_{0-3}). A superfície S_1 é evidenciada pela presença de níveis quartzosos alternados com outros micáceos, apresentando freqüentemente figuras de transposição em "S" ou "Z". Assim sendo, D_1 que é geradora de S_1 , teria ocasionado dobramentos fechados do tipo isoclinal. S_2 , corta S_1 , apresentando-se como clivagem de crenulação e/ou de plano axial, gerada por D_2 e, finalmente, a S_3 é também clivagem de plano axial gerada por D_3 , que resultou em *kinkbands* e crenulações. A superfície S_1 assume importância no depósito de Cabaçal, na medida que existe grande afinidade entre esta e a mineralização dos tipos bandado, disseminado e brechóide.

Posteriormente (Hans Ebert, 1995, pers. com.), foi realizado um perfil na faixa do Cabaçal, tendo sido observado que a foliação metamórfica regional S_n (xistosidade) é subparalela ao bandamento composicional de rochas metavulcano-sedimentares e apresenta

mergulhos médios a suaves para WSW. Em zonas de alta taxa de deformação, a foliação assume forte caráter milonítico, marcado por forte *fabric* planar, por cominuição mineral, bem como por reações retrometamórficas que promoveram segregação entre lâminas ricas em clorita e lâminas constituídas por quartzo recristalizado. Estas feições são particularmente bem registradas em amostras coletadas nas vizinhanças da mina do Cabaçal.

Associada à foliação, ocorre uma lineação de estiramento *down-dip* de direção em torno de WSW-ENE, em geral mergulhando para WSW ($\pm 240/35$). Localmente ocorrem dobras isoclinais intrafoliais de dimensões sub-milimétricas, com eixos subparalelos à lineação de estiramento (em parte do tipo bainha).

O baixo mergulho da foliação, localmente de caráter milonítico, as lineações de estiramento *down-dip* e as dobras intrafoliais com eixos subparalelos, bem como a presença de indicadores cinemáticos (foliação S-C) indicam zonas de cisalhamento dúctil e cavalgamentos frontais a fracamente oblíquos de SW para NE.

Localmente, as estruturas planares apresentam-se verticalizadas ou afetadas por dobras suaves a fechadas, centimétricas a métricas, assimétricas, com planos axiais empinados e eixos subhorizontais de direção NW-SE, fracamente oblíquos à direção da foliação. Seu caráter assimétrico em planta, com padrão escalonado (em *chevron*), corresponde a uma tectônica transpressiva dextral, provavelmente associada às zonas de cisalhamento transcorrentes regionais de direção NNW-SSW.

Paralelos à foliação principal ocorrem lentes de espessuras centimétricas de quartzo remobilizado, que estão associados às mineralizações da área. Fracas lineações e estrias paralelas às lineações de cavalgamento registram de forma suave a mesma deformação. As deformações posteriores (dobramentos), bem desenvolvidas nas encaixantes, também afetam estes veios, de forma que é possível

posicioná-los nos pulsos finais do cisalhamento dúctil, já passando a dúctil-rúptil.

Todas essas observações apontam para a existência de uma zona de cisalhamento, com um forte componente de cavalgamento, com movimento de SW para NE, à qual estaria associado o depósito do Cabaçal.

Monteiro et al. (1988), sugeriram que a deposição do Au está associada aos processos de alteração hidrotermal (cloritização, sericitização e silicificação) e à deposição dos sulfetos. Estudos de seções polidas, selecionadas de testemunhos de furos de sonda, permitiram a identificação de calcopirita, pirita e pirrotita como principais sulfetos no depósito Cabaçal. Marcassita é o sulfeto secundário que apareceria substituindo pirita ou pirrotita. Os sulfetos acessórios mais comuns seriam esfalerita, molibdenita, cubanita e galena.

Os principais óxidos acessórios identificados foram a ilmenita e rutilo. Outros minerais foram identificados como acessórios, como por exemplo, selenetos de Bi-Pb, bismuto nativo e esporadicamente maldonita (Au_2Bi). Foi observado que o ouro ocorre freqüentemente associado a esse grupo de minerais.

A mineralização ocorreria, para Monteiro et al. (1988), em 5 zonas principais, denominadas de A, B, C, D e E, distribuídas em uma área de 160.000 m², e definidas espacialmente a partir de um *marker* biotítico abaixo destas zonas. A zona de minério A é semelhante à zona B em termos de ocorrência de calcopirita em pequena quantidade, porém contém teores de ouro bem menores do que na zona B. A zona de minério B parece estar relacionada ao 1º evento de deformação da mineralização aurífera, sendo uma característica desta zona a alta proporção de selenetos e bismuto e a pobreza em calcopirita, quando comparada com outras zonas. As zonas de minério C, D e E são similares mineralogicamente, caracterizadas pelo alto conteúdo em calcopirita,

abundância de ouro fino, geralmente contido na estrutura da calcopirita, assim como ausência de ouro livre.

Os modos de ocorrência da mineralização encontrados na área foram identificados por Monteiro et al.(1988) como sendo os seguintes:

Disseminado - pontuações e/ou agregados de cristais de sulfetos(calcopirita, pirita e pirrotita, principalmente), ao longo da xistosidade S_1 , com 0,5-5,0% de sulfeto disseminado.

Bandado - bandas ou níveis milimétricos ou sub-milimétricos de sulfeto (calcopirita, pirita e pirrotita, principalmente), paralelos à xistosidade (S_1), com 5,0-10% de sulfeto em relação à rocha, localmente 30%.

Venulado - vênulas sub-milimétricas de quartzo e/ou sulfetos (calcopirita, pirita e pirrotita, principalmente), concordantes ou não à xistosidade principal (S_1), representando a porção inferior dos tufos chertosos e zonas cloritizadas com menores teores.

Brechóide - agregados ou massas de sulfetos (calcopirita, pirita e pirrotita, principalmente), associados a vênulas e veios milimétricos de quartzo leitoso, concordantes com a xistosidade principal ao longo das zonas axiais das dobras relacionadas à deformação D_2 . Está presente nas unidades de *cherts*, tufos chertosos e zona cloritizada. Este tipo de minério está sempre associado à presença constante de massas de clorita e/ou sericita, sendo que à primeira associa-se o enriquecimento em Au, Cu e Ag e elementos como Zn, Pb, As, Mo, Bi e Se.

Marchetto (1989), listou algumas características adicionais da ocorrência do ouro no minério do Cabaçal, que normalmente estaria intercrescido com selenetos, bismuto nativo e localmente com maldonita, associada à calcopirita. O ouro nativo ocorreria como grãos livres ou incluso em pirita, pirrotita e calcopirita. Os grãos de ouro foram encontrados 42,9%, em silicatos, 31,8% em calcopirita, 9,1% como inclusões em pirita, 8,7% como inclusões em pirrotita, 1,2% em esfalerita e 6,3% nos contatos de grãos de silicatos e sulfetos. A prata apresenta-se

como liga com o ouro, traços em sulfetos, livre e como traços em selenetos.

Estudos detalhados da mineralização aurífera do Cabaçal foram executados por este autor e colaboradores, e encontram-se resumidos em outras publicações (Pinho et al., 1994; Toledo et al., 1998, in prep.). Nestes estudos, o depósito do Cabaçal é descrito como hospedado em lavas ácidas e tufos bandados, que apresentam deformação progressiva em direção à mineralização, coerente com a presença de uma zona de cisalhamento que estaria controlando a mineralização aurífera. Estas rochas encontram-se sericitizadas nas vizinhanças do depósito, havendo também biotita de alteração. O minério maciço tem uma paragênese metálica complexa, associada à clorita e quartzo. Os sulfetos estão paralelizados às bandas de cisalhamento ou apresentando estrutura brechosa, contendo fragmentos de quartzo sub-arredondados, em uma massa de clorita e sulfetos, estes últimos podendo constituir até 70% do volume da rocha.

A mineralização principal do depósito incluiria os sulfetos calcopirita, esfalerita, pirita e pirrotita. O ouro, muito rico em prata, ocorre associado principalmente a galena argentífera, bismuto metálico, soluções sólidas de galena e clausthalita, em proporções variáveis, e telureto de bismuto. A presença de marcassita, que ocorre associada a pirita e quartzo, estaria sugerindo a ocorrência de um primeiro estágio de mineralização a partir de soluções moderadamente ácidas e temperaturas inferiores a 240°C (baseado em Murowchick, 1992). Posteriormente teria se formado a mineralização principal do depósito constituída de calcopirita, esfalerita, pirita, pirrotita, galena, quartzo, clorita, bismuto nativo, selenetos, telureto, com remobilização e reconcentração do ouro (Figueiredo et al., 1995; Toledo et al., 1998, in prep.).

Segundo dados relatados em Pinho et al (1994), a composição química das cloritas, associadas à mineralização principal do Cabaçal,

indicaria temperaturas entre 355° e 405°C, segundo o geotermômetro de Cathelineau (1988). A associação provável de maldonita com ouro e bismuto, indicando temperaturas no intervalo 371-116°C (Okamoto & Massalski, 1983), e a presença de outras soluções sólidas, como selenetos e teluretos (Liu & Chang, 1994), estáveis a baixas temperaturas, constituiriam indícios do resfriamento ulterior do depósito do Cabaçal. A deformação e a ação de fluidos teria persistido após a deposição da paragênese principal, e isto seria evidenciado pela deformação dúctil-rúptil dos sulfetos e pela formação das vênulas tardias contendo sulfetos da paragênese principal.

Ainda como parte dos estudos realizados pelo autor e colaboradores, e relatados em outra publicação (Toledo et al., 1998, in prep.), foram identificados preliminarmente os fluidos mineralizantes que teriam participado da formação do depósito aurífero do Cabaçal.

Esses estudos de inclusões fluidas apontaram a existência de um primeiro regime de fluidos no qual predominaram soluções aquo-carbônicas, contendo outras fases voláteis subordinadas (p.e. CH₄, N₂), freqüentemente descritas em mineralizações do tipo *Iode* em terrenos granito-greenstone (Phillips, 1993). Simultâneo à evolução da deformação, de um regime mais dúctil para um regime mais rúptil, os fluidos passaram a ser eminentemente aquosos. A composição destes fluidos também variou, inicialmente apresentando salinidade mais altas (< 25% NaCl equivalente), e posteriormente, salinidades mais baixas, estes últimos comumente encontrados em inclusões de veios não mineralizados e grãos de quartzo recristalizados. Ocorreu ainda a circulação tardia de fluidos aquo-carbônicos, sem indícios de outras fases voláteis. Este tipo de fluido não apresenta relação com a deposição do minério, mas deve ter remobilizado o mesmo e contribuído para a formação de veios e vênulas tardias de carbonato, podendo conter sulfetos. (Toledo et al., 1998 in prep.)

O ouro e metais associados devem ter sido introduzidos inicialmente no sistema como tio-complexos transportados pelos fluidos aquo-carbônicos, provavelmente originados do metamorfismo do embasamento. A precipitação do ouro e sulfetos deve ter estado associada à processo de oxidação induzido por imiscibilidade de fluidos. Silicificação, sericitização e carbonatação das rochas encaixantes acompanharam este estágio inicial da formação do minério. Apesar de não terem sido observados fluidos do tipo salmouras, a presença de fluidos com salinidades moderadamente altas (6 - 25% NaCl equivalente) deve ter estado relacionada à ocorrência de um segundo e mais importante estágio de mineralização no qual os metais base foram introduzidos na forma de complexos do cloro e o ouro foi remobilizado. Esta nova geração de minério foi acompanhada de cloritização e remobilização de quartzo e carbonato (Toledo et al., 1998, in prep.).

Através do estudo de inclusões fluidas em quartzo, Pinho (1996) identificou fluidos aquosos em inclusões primárias, com salinidade entre 1,31 e 5,0 % NaCl equivalente, e temperaturas de homogeneização total entre 240° e 340° C. Pinho (1996) considerou este fluido semelhante aos de fundo oceânico moderno. Este autor obteve os seguintes resultados isotópicos para oxigênio, $\delta^{18}\text{O}$ de 7,87 a 10,3 ‰ em veios de quartzo e $\delta^{18}\text{O}$ de -2,85 a +2,3 ‰ calculado para os fluidos.

Apesar de ressaltar a dificuldade de se estabelecer uma fonte para fluido hidrotermal proveniente de mistura, o que teria dificultado suas conclusões sobre a origem desta mineralização, Pinho (1996) comparou os fluidos de Cabaçal aos de descargas fumarólicas de Esan-Japão onde os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são de -2,5 a +2,5.

Finalmente, Pinho (1996) definiu três modos de ocorrência para a calcita, (1) carbonato em veio com $\delta^{13}\text{C}$ de -4,38 a -5,77 e $\delta^{18}\text{O}$ de 7,62 a 8,91 (origem ígnea); (2) carbonato em veio com $\delta^{13}\text{C}$ de -3,02 a -10,78 e $\delta^{18}\text{O}$ de 8,2 a 18,03 (fluidos meteóricos como origem) e (3) carbonato em veio

de quartzo com $\delta^{13}\text{C}$ de $-5,24$ a $-5,94$ e $\delta^{18}\text{O}$ de $8,06$ a $16,79$ (origem ígnea). Sugeriu então que os grupos (1) e(3) estariam relacionados à mesma atividade ígnea que criou a seqüência vulcânica do Alto Jauru e o grupo (2) a fraturas de extensão (pós-tectônicas) por onde percolaram fluidos meteóricos.

Os dados apresentados por Pinho (1996), são indicativos de de um modelo VMS para o depósito, como ressalta o autor, porém fluidos de salinidade moderadamente alta, presença de fluido aquo-carbônico, paragênese metálica rica em selenetos, teluretos e bismutetos, e o fato do depósito estar associado a zona de cisalhamento (Figueiredo et al., 1995; Toledo et al., 1998 in prep.; Hans Ebert, 1995, pers. com.) não são indicativos deste modelo.

Isto levanta uma discussão controversa entre os possíveis modelos aplicáveis ao depósito do Cabaçal, se VMS ou mesotermal associado a uma zona de cisalhamento.

CAPÍTULO – 2

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a utilização de técnicas de geologia isotópica, como Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, K-Ar, Sr-Sr e Pb-Pb, bem como na obtenção de dados litogeoquímicos, se faz necessário o uso de critérios rigorosos e específicos, em alguns casos. A começar pela amostragem, onde já se deve ter objetivos bem claros a fim de se coletar o tipo, quantidade e volume de amostras necessárias e suficientes à pesquisa que se deseja desenvolver.

Por outro lado deve-se estar atento para os possíveis e eventuais dificuldades, que venham a exigir o uso de metodologias/técnicas alternativas. Considerou-se, portanto, que o uso de técnicas isotópicas múltiplas, na elaboração do plano de ação desta pesquisa, poderia diminuir a incerteza na interpretação dos resultados.

Os cuidados tomados e algumas das dificuldades técnicas encontradas no decorrer desta pesquisa estão relatados a seguir. Foram utilizadas as técnicas isotópicas e analíticas disponíveis no Brasil.

Uma relação das amostras coletadas na área bem como a utilização dada a estas amostras (petrografia, análise química e isotópicas) é apresentada no Apêndice 1.

2.1 - RECONHECIMENTO GEOLÓGICO NO CAMPO

A presente pesquisa contemplou duas etapas de campo que foram precedidas de uma extensa revisão bibliográfica sobre a geologia da área.

Na primeira etapa de campo foram amostradas as rochas aflorantes na região do depósito, gabro de Indavaí, vulcânicas básicas e intermediárias da Formação Mata Preta (base do *greenstone belt*), tonalito Cabaçal e granito Alvorada.

A coleta de amostras foi orientada, principalmente, de acordo com o programa de análises isotópicas que seriam realizadas no IG-USP. Isto posto, considerou-se algumas condições específicas para a coleta das mesmas, tais como a certeza de se tratar de um mesmo litotipo mesmo quando as amostras eram coletadas em pontos diferentes.

A segunda etapa de campo foi motivada por uma checagem dos dados de campo obtidos na etapa anterior. Nesta foram realizados perfis transversais à Faixa Cabaçal do *greenstone belt*, com o objetivo de esclarecer algumas dúvidas existentes quanto ao modelo tectônico anteriormente proposto por Monteiro et al. (1986), sendo coletadas amostras de afloramentos, incluindo-se aí a reamostragem de todas as unidades litológicas.

2.2 – COLETA DE AMOSTRAS EM TESTEMUNHOS DE SONDA

Quando da desativação da mina, vários testemunhos de sondagem foram doados ao Departamento de Recursos Minerais da UFMT, que os disponibilizou para a elaboração desta pesquisa, sendo a descrição destes testemunhos realizada em duas etapas.

Aproveitando a ida a Cuiabá para realização da primeira etapa de campo, foram descritos testemunhos de três furos de sonda que cortaram a mineralização e encaixantes (29 amostras coletadas).

A segunda etapa foi empregada somente na descrição do restante dos testemunhos de sondagem, perfazendo um total de 25 furos, com aproximadamente 3.000 metros de testemunhos no total. Na ocasião foram coletadas 63 amostras da mineralização e encaixante, incluindo amostras de galena para análise da razão Pb/Pb, carbonatos para análise da razão Sr/Sr, sericita para análise da razão K/Ar e uma quantidade suplementar de amostras da encaixante para análise de Rb/Sr.

2.3 – PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ESTUDOS PETROGRÁFICOS

As amostras coletadas foram utilizadas para a confecção de lâminas delgadas (LD), delgadas-polidas (DP) e seções polidas (P), para o estudo das encaixantes, intrusivas e da mineralização. Também serviram para a realização de análises geoquímicas e isotópicas.

2.4 - PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA GEOQUÍMICA

As amostras destinadas à geoquímica passaram por procedimentos de preparação mecânica, como britagem em britador de mandíbula e pulverização em moinho planetário de ágata, sendo quarteadas e enviadas ao laboratório. Os resultados analíticos utilizados nesta pesquisa, foram obtidos no laboratório da Geosol, Belo Horizonte, pelos métodos FRX e ICP-AES.

2.5 - PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA GEOLOGIA ISOTÓPICA

As amostras usadas em geologia isotópica foram analisadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP e na sua maioria, passaram pelos mesmos procedimentos de preparação mecânica que as usadas para a geoquímica, com utilização de britador de mandíbula e pulverização em moinho planetário de ágata, sendo quarteadas e enviadas para o laboratório.

As amostras monominerálicas foram separadas por catação, processos gravimétricos em mesa vibratória, por líquidos densos e separação isodinâmica, ou ainda pela combinação destas técnicas.

Os minerais foram separados como segue:

As amostras de calcita foram selecionadas visualmente, para garantir a pureza e depois pulverizadas em almofariz de ágata;

A galena, a exemplo da calcita foi selecionada visualmente, com o auxílio de lupa, e então pulverizada em almofariz de ágata;

A separação do zircão foi mais complexa e delicada, na medida em que a amostra foi passada em britador de mandíbula e então pulverizada em moinho de disco. A cada intervalo de britagem e moagem, a amostra foi passada em peneira de 100 *mesh*.

A fração retida na peneira retornou ao moinho até que todo o material houvesse passado pela peneira (o material passante deve ter a granulometria mais próxima possível de 100 *mesh*, para melhor aproveitamento dos grãos).

O material obtido foi levado à mesa vibratória para a concentração dos pesados, que em seguida foram secos e tratados com ímã de mão para a retirada do material muito magnético. A fração restante sofreu separação isodinâmica (Frantz) para a retirada de uma fração ainda muito magnética e não desejada.

Estas amostras foram então separadas por meio de líquidos densos, utilizando-se bromofórmio e em seguida iodeto de metileno, para se obter um concentrado de zircões. O concentrado foi limpo com HNO_3 e os zircões foram catados para se obter um concentrado somente com zircões. Esses foram pesados e enviados para o laboratório.

O plagioclásio, o piroxênio e a sericita, tiveram a mesma preparação que as amostras de zircões. As amostras foram britadas e moídas, sendo passadas por um jogo de peneiras com 35 e 60 *mesh*.

A fração desejada foi a que ficou retida entre as duas peneiras, que foi lavada em água corrente, secada e destituída do material muito magnético com um ímã de mão.

Os minerais foram concentrados com o auxílio do separador Frantz, para serem enviados para o laboratório.

2.6 - PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS

As amostras usadas para determinação de Rb/Sr em rocha total (RT) e Sr em calcita passaram por análises semi-quantitativas de $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ (razão Rb e Sr total na amostra) em Fluorescência de Raios X (FRX) com um gerador Philips de 2 kw e tubo de molibdênio com 50 kv e 32 mA de corrente.

A principal amostra de referência utilizada foi o granodiorito (GSP-1), sendo usada ainda a amostra PCC-1, fornecida pelo United States Geological Survey, cujos dados analíticos foram compilados por Flanagan (1969 apud Kawashita, 1972).

O objetivo destas análises foi o de obter as amostras com razões totais mais dispersas, o que possibilitaria uma isócrona de melhor qualidade.

As análises quantitativas de Rb e Sr também foram realizadas em FRX, para valores situados entre 50 e 500 ppm, com erro estimado em 2%. As amostras que ficaram fora destes valores foram analisadas por diluição isotópica (Di), segundo proposto por Kawashita (1972).

A partir deste ponto as amostras selecionadas foram enviadas ao laboratório para abertura química. Todas as demais amostras foram enviadas diretamente aos laboratórios químicos sendo submetidas às técnicas específicas de cada método.

Para as análises isotópicas de Rb-Sr em RT e Sr-Sr em calcita foram seguidos os procedimentos de abertura química das amostras como descritos em Petronilio (1994 pers.com.) e Sm-Nd em Sato et al. (1995). As amostras destinadas à separação destes isótopos, após atacadas e dissolvidas, foram passadas em colunas de troca catiônica (resina catiônica do tipo AG 50W X8 - 200- 400 *mesh*) para separação cromatográfica. As amostras destinadas à extração de Sm e Nd ainda passaram por colunas de pó de teflon (200 *mesh*) .

Na preparação das amostras de galena para as dosagens isotópicas de Pb, o ataque químico foi realizado com HCl concentrado a quente até completa dissolução.

Os zircões foram submetidos a ataque químico para a extração de U e Pb, com dissolução em HF, em bomba de teflon mantida em jaquetas de aço, durante oito dias, a 180°C. Após a dissolução completa dos minerais, o HF foi evaporado e o resíduo atacado com 0,5 ml de HCl 6N em bomba, a 180°C, durante 12 horas.

Após a abertura das bombas, 0,2 ml da solução foram analisados por diluição isotópica (DI), para a determinação do conteúdo dos isótopos de chumbo e urânio, utilizando *spike* (USP-1A) para ^{208}Pb . Os 0,3 ml restantes foram utilizados para medir a composição isotópica do chumbo (CI).

O U e o Pb foram separados, passando as soluções de HCl em coluna contendo resina de troca catiônica AG-1-X-8 (200-400 mesh).

Após a preparação química, as amostras foram dosadas isotopicamente em espectrômetro de massa do tipo VG 354 MICROMASS, automatizado, com multicoletores.

No caso do K-Ar, o K foi determinado em fotômetro de chama (MICRONAL B-262), com padrão interno de lítio. O Ar foi coletado em uma linha de extração de gás a ultra-vácuo e pressões inferiores a 6×10^{-8} mm Hg. Ao gás foi adicionado o traçador ^{38}Ar *spike*, com purificação com fornos de titânio e cobre. A amostra foi então lida em espectrômetro de massa de fonte gasosa NUCLIDE tipo Reynolds MS-1, como foi descrito por Amaral (1966). Atualmente as leituras do espectrômetro no CPGeo têm sido feitas em microcomputador *on line*, descrito em Kawashita et al. (1983).

2.7- MÉTODOS

Os métodos aqui utilizados são consagrados em todo o mundo, como demonstrado pelas várias publicações nos diversos periódicos

especializados. No IG- USP, exetutando-se o U-Pb, , todos os demais métodos estão em rotina há vários anos, com seus resultados publicados em vários periódicos nacionais e internacionais.

2.7.1- Rb-Sr

Este método, a princípio, deveria ser aplicado a todas as rochas intrusivas amostradas, mas a baixa dispersão das razões totais de Rb/Sr em alguns dos litotipos, restringiu a sua aplicação às rochas graníticas do tipo Alvorada e à rocha alterada hidrotermalmente que hospeda a mineralização.

O Rb possui dois isótopos, ^{85}Rb (estável) e ^{87}Rb (radioativo), o Sr possui quatro, ^{84}Sr ^{86}Sr , ^{87}Sr (radiogênico) e ^{88}Sr .

As constantes utilizadas nos cálculos das idades Rb/Sr, foram recomendadas por Steiger & Jaeger (1977) e aceitas pela *Subcomission on Geochronology of the International Union of Geological Siences* (Faure, 1986), sendo as seguintes:

$$\lambda \text{ Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_{\text{N}} = 2.6039 \pm 0.0047$$

$$(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_{\text{S}} = 0.01861 \pm 0.00003$$

$$q_{\text{S}^{87}} = 0.03198 \pm 0.00004 \mu \text{ moles/g}$$

Foi utilizado nos diagramas isocrônicos o cálculo da variância média quadrática ponderada (MSWD - *Mean Squares of Weighted Deviates*) que fornece o grau de colinearidade das amostras analisadas. Valores de MSWD maiores que 2.5, são considerados na obtenção de errócronas, de acordo com Brooks et al. (1972). Os erros foram calculados levando-se em consideração o desvio dos pontos em relação à melhor reta encontrada.

Os programas utilizados foram do grupo PISOG-isócronas do CPGeo, IG-USP de 1990, seguindo o modelo proposto por Williamson (1968). Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são normalizados para um valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ igual a 0.1194.

O método de datação através de isócronas Rb-Sr está descrito em Faure (1986). A boa utilização deste método implica em que todas amostras devam ter a mesma idade e se originado a partir de um mesmo magma, portanto, possuírem a mesma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial. Deve-se estar seguro de que o sistema esteve sempre fechado, não havendo outra alteração do sistema que o decaimento de ^{87}Rb para ^{87}Sr , (Dodson, 1982).

Os valores do branco para o Sr no CPGeo-USP, durante as análises foi de 0.004 ng.

2.7.2- Sm-Nd

Esta sistemática pode ser aplicada tanto à rocha total como para minerais na obtenção de isócrona interna e de idades modelo, além de servir como importante instrumento para estudos de evolução crustal.

Sato et al. (1995), consideraram este método complementar ao Rb-Sr, possuindo um significado similar, em termos de idade isocrônica em rocha total, isto é, indicando a idade de cristalização da rocha.

A exemplo das idades em rocha total, as isócronas minerais, também possuem significado similar ao do Rb-Sr, indicando a idade de cristalização da paragênese mineral.

Outra utilização dada aos dados de razões isotópicas Sm/Nd é o cálculo de idades modelo. Estas podem ser obtidas, segundo DePaolo (1988), porque a principal mudança que ocorreria nas razões Sm/Nd seria a diferenciação manto-crosta. A partir de então esta razão só se modificaria por decaimento radioativo, exceto em poucos casos, onde ocorre o fracionamento da razão Sm/Nd ao longo do processo de cristalização magmática. Segundo Corey & Chatterjee (1990), fluidos ricos em cloro podem remobilizar o Sm e Nd e outros ETR leves.

Dois modelos de evolução isotópica do Nd são mais usados para o cálculo das idades modelo, CHUR (*Condrict Uniform Reservoir*) e DM (*Depleted Mantle*). Os cálculos são baseados na equação:

$$t_{(x)} = \frac{1}{\lambda} \log \left[1 + \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_x - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{am}}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_x - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{am}}} \right]$$

onde, x pode ser CHUR ou DM; am = amostra; t = tempo e λ = constante de decaimento.

Este método está baseado na desintegração de ^{147}Sm em ^{144}Nd , por emissão espontânea de partículas α . Além destes isótopos, Sm e Nd possuem outros 6 cada um, respectivamente (144,148,149,150,152 e 154) e (142,143,145,146,148 e 150). Sm e Nd pertencem ao grupo dos Elementos Terras Raras (ETR), com raio iônico muito próximos, tornando-os praticamente isoquímicos com alta densidade de carga e número atômico elevado, resultando em pouca mobilidade destes elementos em rocha total.

Os resultados analíticos deste método foram calculados pelo programa Pisog, desenvolvido no CPGeo. Os cálculos de idades modelo e parâmetros isotópicos foram calculados pelo programa Epsilon-Nancy, no CPGeo.

As constantes utilizadas foram:

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{146}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{p/norm} &= 0.7219 & \lambda_{\text{Sm}} &= 0.654 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1} \\ \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}} \text{ hoje} &= 0.512638 & \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}} \text{ hoje} &= 0.1967 \\ \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}} \text{ hoje} &= 0.513114 & \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}} \text{ hoje} &= 0.222 \end{aligned}$$

Os padrões utilizados estão descritos na tabela 2.1.

Tabela 2.1 - Resultados analíticos do padrão La Jolla (Sato et al., 1995).

Padrões	Sistemas de Medida	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro(1 sigma)
La Jolla	multicoletor (óxido)-din./est.	0.511857 +/-	23×10^{-6}
La Jolla	multicoletor (metal)- estático	0.511847 +/-	22×10^{-6}

O branco total dos laboratórios do CPGeo - IG-USP para o método Sm-Nd foi de 31 pcg (picogramas) ($1 \text{ pcg} = 10^{-12}\text{g}$), na época das análises.

2.7.3 - U-Pb

A sistemática U-Pb em zircões tem se apresentado nos últimos anos como a mais eficaz e segura na obtenção de idades de rochas. Isto se deve à excepcional resistência do retículo cristalino dos zircões com relação a modificações posteriores à sua formação.

Apesar de já existirem técnicas monominerálicas, como a técnica que faz uso de sonda iônica ou evaporação de zircões, o Centro de Pesquisas Geocronológicas - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo implementou, com sucesso uma técnica, não menos conhecida e provada, que faz uso de populações de zircões.

Os resultados das análises desses vários grupos configurariam uma reta que intercepta a curva conhecida como concórdia, que por interpolação fornece a idade.

Esta técnica faz uso de três isótopos radioativos de U e Th, os quais decaem como segue:



As respectivas constantes de decaimento, incluindo o ^{238}U , são apresentadas na Tabela 2.2. Além destes há o chumbo comum ^{204}Pb .

O branco total dos laboratórios de geocronologia do IG-USP para o Pb foi 140 pcg ($1,4 \times 10^{-10}\text{g}$) de Pb, à época das análises.

Tabela 2.2 - Constantes de decaimento, meia vida e abundância dos principais isótopos de U e Th que ocorrem naturalmente. 1 - Steiger e Jäger (1977), 2 - Lederer et al. (1967, apud Faure 1986).

Isótopo	Abundância %	Meia-vida (anos)	Constante de decaimento ano ⁻¹	Referências
^{238}U	99.2743	4.468×10^9	1.55125×10^{-10}	1
^{235}U	0.7200	0.7038×10^9	9.8485×10^{-10}	1
^{234}U	0.0057	2.47×10^5	2.806×10^{-6}	2
^{232}Th	100.00	14.010×10^9	4.9475×10^{-11}	1

2.7.4 - K-Ar

Esta sistemática tem sido utilizada em minerais para a obtenção das idades de fechamento do sistema durante a cristalização. Respeitando os intervalos de temperatura de estabilidade de alguns minerais, como sericita, biotita, etc., o método K-Ar têm oferecido bons resultados na obtenção de idades de processos de alteração hidrotermal.

As constantes utilizadas na datação foram as seguintes:

$$\lambda^{40}\text{K} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$^{40}\text{K} = 0.5 \times 10^{-10}$$

$$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} (\text{atm}) = 299.5$$

$$^{40}\text{K} = 0.1167 \% \text{ total}$$

2.7.5- Sr-Sr

Este método tem sido usado principalmente para a caracterização da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de rochas e minerais, (calcita, fluorita e rodocrosita) com elevados teores de Sr e baixos de Rb.

O caminho ou origem de um fluido mineralizante pode ser elucidado quando comparadas as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de minerais pertencentes à ganga dos minérios, com as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas encaixantes e próximas à mineralização.

Alguns autores que usaram com sucesso esta técnica para descobrir a origem do minério foram Duane et al.(1991), que utilizaram estes dados para auxiliar na montagem de modelo genético para os depósitos de Pb-Zn, F, e Au da seqüência Transvaal, África do Sul.

Kessen et al. (1981), estudando as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de minerais de ganga de mineralizações tipo Mississippi-Valley, em várias regiões dos Estados Unidos, obtiveram excelente resultado na distinção de suas origens e interação com as encaixantes, quando comparadas as razões do minério com as das rochas encaixantes.

King & Kerrich (1989) estudaram os depósitos de ouro arqueanos do *greenstone belt* Abitibi, com base na composição isotópica do Sr em turmalinas da mineralização, as quais teriam tido diferentes origens identificadas com o auxílio destes isótopos.

Ruiz et al. (1984) mostraram que se pode obter a idade de eventos de alteração hidrotermal pelo método Rb-Sr convencional se for conhecida previamente a razão inicial Sr/Sr, o que para eles, poderia ser obtido através das razões Sr/Sr dos minerais hidrotermalmente formados e que possuam concentrações de Rb insignificantes.

Estes autores consideraram que a razão Sr/Sr dos fluidos hidrotermais representa a média das razões das rochas por eles

percoladas e que minerais de ganga (calcita, fluorita, etc.) que não possuem Rb, possuiriam a mesma razão Sr/Sr do fluido que lhes teria dado origem, ou seja a razão inicial das rochas alteradas hidrotermalmente.

Este método de datação da alteração hidrotermal também foi utilizado, com sucesso por autores, como Tassinari et al. (1993), que estudaram o depósito de Mantos Blancos, Chile.

2.7.6 - Pb-Pb

Este método foi aplicado em amostras de galena obtidas do minério. Os resultados obtidos foram lançados sobre a curva do modelo de duplo estágio proposto por Stacey & Kramers (1975), que partiram do pressuposto que a Terra teria sofrido uma grande diferenciação geoquímica no sistema manto/crosta entre 4,3 e 3,7 Ga., reequilibrando-se isotopicamente a seguir.

Estas amostras também foram estudadas com o auxílio de diagramas Uranogênico e Toriogênico (Plumbotectônica), proposto por Zartman & Doe (1981). Estes autores demonstraram que a Terra possui diferentes reservatórios geoquímicos e que estes podem ser modelados matematicamente.

Juntamente com as amostras também foram analisados os padrões internacionais NBS-981 e 982.

O branco do HCl utilizado no ataque químico das amostras de galena foi de 0.22 ng (1 ng = 10^{-9} g) de Pb.

CAPÍTULO 3

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DO ALTO JAURU

No presente capítulo são apresentados os resultados dos estudos petrográficos e litogeoquímicos de vários litotipos aflorantes no *greenstone belt* do Alto Jauru. Em seguida são apresentados os resultados obtidos nas datações radiométricas de algumas unidades geológicas enfocadas nesta pesquisa. O objetivo destes estudos foi o de verificar se as rochas a serem datadas conferiam com os tipos litológicos descritos na literatura. Por outro lado, tanto os estudos petrográficos como os geocronológicos foram orientados a testar a idade mínima do *greenstone belt*, até então atribuída ao Arqueano, uma vez que essa informação possui implicações metalogenéticas importantes, como será discutido mais adiante.

3.1 - ESTUDOS PETROGRÁFICOS E LITOGEOQUÍMICOS

Os principais litotipos constituintes do *greenstone belt* Alto Jauru que foram objeto de estudos petrográficos e químicos são apresentados a seguir.

3.1.1 - METAVULCÂNICAS BÁSICAS

Estas rochas apresentam em geral uma coloração cinza esverdeada e granulometria fina, textura afanítica e eventualmente sub-afírica. Elas são constituídas fundamentalmente de anfibólio e quartzo. Subordinadamente, podem ocorrer óxidos, plagioclásios e biotita. A presença de actinolita é freqüente. Minerais de alteração como quartzo, clorita, carbonato e epidoto podem também ser observados. A foliação é visível nessas rochas podendo apresentar-se também finamente bandadas (quartzo e anfibólios) e ainda conter vênulas de quartzo.

Associada à pilha vulcânica foi também estudada uma rocha claramente sub-vulcânica (no. 70, PQM-10), com granulação mais grosseira e foliação muito incipiente, constituída de hornblenda, plagioclásio, óxidos e quartzo.

Litologias correspondentes aos termos mais ultrabásicos (komatiíticos), anteriormente relatados na área, não foram identificados na presente pesquisa e presume-se que devam estar pobremente representadas no *greenstone belt* Alto Jauru.

3.1.2 - METAVULCÂNICAS FÉLSICAS

São rochas claras com tons acinzentados a levemente esverdeadas devido à alteração. Apresentam granulação fina, foliação marcante ou bandamento fino que indicam terem sido fortemente deformadas nas proximidades do depósito (amostras coletadas em testemunhos de sondagens).

As amostras analisadas são fundamentalmente constituídas de quartzo e muscovita, podendo ou não apresentar biotita, clorita, opacos e raro feldspato. Em geral, as biotitas cortam a foliação, podendo apresentar-se parcialmente alteradas à clorita. Veios e vênulas de quartzo são comuns. Os minerais de alteração, à parte a biotita, são quartzo, sericita, clorita e carbonatos.

3.1.3 –INTRUSIVAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS

São rochas cinza esverdeadas de granulação média. Foram amostradas nas proximidades do depósito (afloramento e testemunho de sondagem), com foliação incipiente, constituídas basicamente de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio, biotita e óxidos. Uma outra variedade, de coloração mais clara, apresenta mineralogia algo distinta, com olivina e pouquíssimo anfibólio (Amostra nº. 39).

Nessas rochas, os plagioclásios podem estar parcialmente sericitizados e os piroxênios parcialmente transformados a anfibólios nas bordas.

O corpo intrusivo de Indiavaí é uma rocha mais clara que as anteriores e apresenta uma composição bem distinta. Os plagioclásios são dominantes na rocha, seguidos de olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e alguma biotita e óxidos. Textura de coronas são formadas por olivinas com bordas de ortopiroxênio. Os plagioclásios podem apresentar-se parcialmente alterados à sericita. Vênulas de quartzo e carbonato podem ser freqüentes. A textura dessa rocha é gabróide sem foliação.

3.1.4 - TONALITO CABAÇAL

Trata-se de uma rocha de coloração cinza escuro a médio, granulação média, levemente foliada. É constituída de quartzo, biotita, plagioclásio, anfibólio e óxidos, contendo carbonato. Nota-se que as biotitas podem estar parcialmente alteradas à actinolita, e os feldspatos parcialmente substituídos por carbonatos. Estas rochas sofreram deformação indicada pela extinção ondulante observável nos grãos de quartzo.

3.1.5 - GRANITO ALVORADA

As amostras analisadas provêm de rocha cinza com tons rosados, granulação média à grossa, isótropa, não foliada, e constituída de quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita. Os acessórios são fluorita, apatita, opacos e zircão.

3.2 – ESTUDOS LITOGEOQUÍMICOS

Amostras representativas dos tipos litológicos anteriormente descritos foram analisadas quimicamente para elementos maiores e traços, num total de 28 parâmetros determinados, com o propósito de classificação litológica e caracterização de ambientes geológicos. A exatidão e reprodutibilidade das análises foi testada através da inclusão no grupo de duas amostras extras, uma de composição conhecida e outra repetida, obtendo-se resultados bastante satisfatórios.

As composições químicas das rochas vulcânicas félsicas, intermediárias e básicas das Faixas Cabaçal e Jauru são mostradas na Tabela 3.1.

Segundo a classificação de Le Maitre (1989), baseada na relação $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$, as vulcânicas félsicas pertencem à classe dos dacitos de alto K (Figura 3.1). São rochas que apresentam enriquecimento em sílica e potássio devido à superimposição de alteração hidrotermal sericítica nessas rochas, o que é indicado, também, pelos altos valores de PF (Tabela 3.1).

Fazendo uso de elementos considerados menos móveis (Zr, Ti, Mb e Y) conforme a classificação proposta por Winchester & Floyd 1977, as vulcânicas félsicas se situaram no campo dos dacitos e riodacitos (Figura 3.2). Estas amostras se situam como membros da série calcio-alcálica, segundo diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971), na Figura 3.3.

Por outro lado quando lançadas no diagrama proposto por Jensen (1976), as vulcânicas ácidas, na realidade se situaram nos campos dos andesitos (amostra 31), mostrando haver pouca diferença entre elas e as vulcânicas intermediárias. A composição química da amostra 38 que aparece no campo dos basaltos calcio-alcálicos deve ser vista com reservas, podendo significar erro analítico.

Tabela 3.1 - Análises químicas de rochas vulcânicas do Alto Jauru: vulcânicas félsicas (38 e 31), vulcânicas intermediárias (18 e 19) e metabásicas da Formação Mata Preta (13 e 17) da Faixa Cabaçal e metabásicas da Formação Mata Preta (66, 71 e 68) da Faixa Jauru. Análises Geolab.

wt%	38	31	18	19	13	17	66	71	68
SiO ₂	65.6	68.7	60.2	61.7	51.1	41.9	55.4	46.9	49.4
Al ₂ O ₃	13.8	14.0	15.3	16.0	16.8	15.3	12.6	14.6	15.0
Fe ₂ O ₃	2.4	2.4	3.0	2.9	4.9	9.8	5.3	5.0	3.7
FeO	1.7	4.2	3.8	2.1	6.3	7.7	8.1	9.8	6.6
CaO	0.17	0.35	5.2	4.6	7.1	15.5	9.2	11.2	13.3
MgO	8.0	2.7	2.5	0.70	5.7	5.3	3.2	6.3	6.1
TiO ₂	0.40	0.34	0.70	0.75	0.65	0.61	1.5	1.4	1.1
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.47	0.46	0.16	0.19	0.35	0.12	0.099
Na ₂ O	0.09	0.14	7.7	9.0	5.2	0.45	2.2	2.1	2.6
K ₂ O	3.3	3.6	0.18	0.14	0.17	0.23	0.42	0.23	0.10
MnO	0.08	0.14	0.07	0.06	0.34	0.47	0.20	0.21	0.19
Cr ₂ O ₃	<0.003	0.004	0.003	<0.003	0.010	0.010	0.007	0.017	0.037
NiO	<0.002	<0.003	<0.003	<0.003	0.005	<0.003	<0.003	0.004	0.008
F	0.16	0.17	0.045	0.039	0.079	0.086	0.052	0.021	0.022
Cl	<0.002	0.003	<0.002	<0.002	0.004	0.008	0.047	0.009	0.089
PF	3.97	2.98	0.43	0.39	1.15	1.47	0.47	0.51	0.59
Total	99.80	99.82	99.60	99.94	99.27	99.02	99.15	98.52	98.94
ppm									
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ba	538	469	79	79	77	62	189	37	53
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Nb	11	7	8	7	7	13	14	9	6
Cs	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	10	<5
U	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	71	76	7	8	8	12	16	10	6
Hf	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Sr	17	20	201	286	233	460	95	77	122
Y	21	26	25	30	4	6	21	21	17
Zr	174	180	108	119	46	52	157	90	79

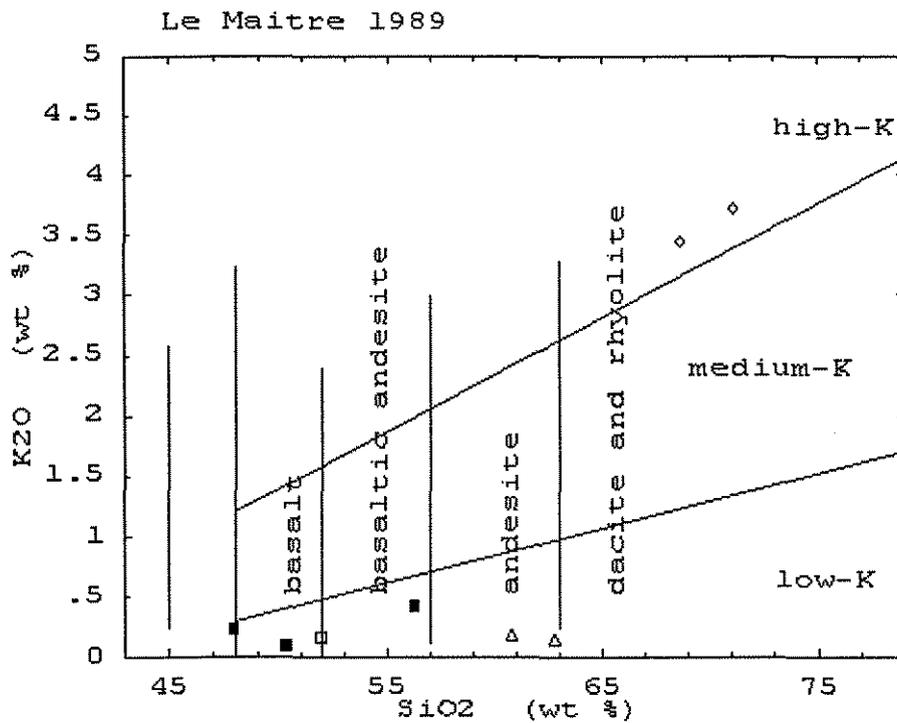


Figura 3.1 - Classificação das rochas vulcânicas da região do Alto Jauru com base nas composições químicas e diagrama proposto por Le Maitre (1989) : vulcânicas félsicas (diamante), vulcânicas intermediárias (triângulos), metabásicas da Faixa Cabaçal (quadrados vazios) e metabásicas da Faixa Jauru (quadrados cheios).

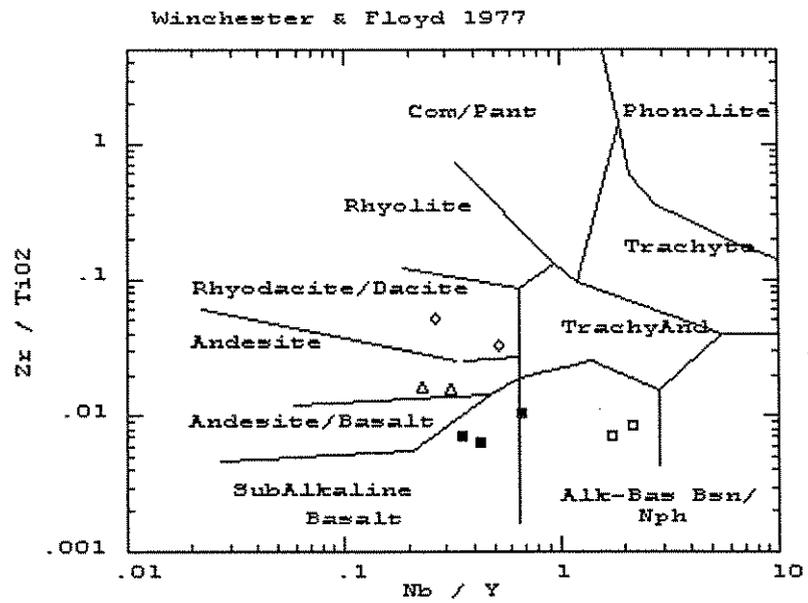


Figura 3.2 - Classificação das rochas vulcânicas da região do Alto Juru com base nas composições químicas e diagrama proposto por Winchester & Floyd (1977).

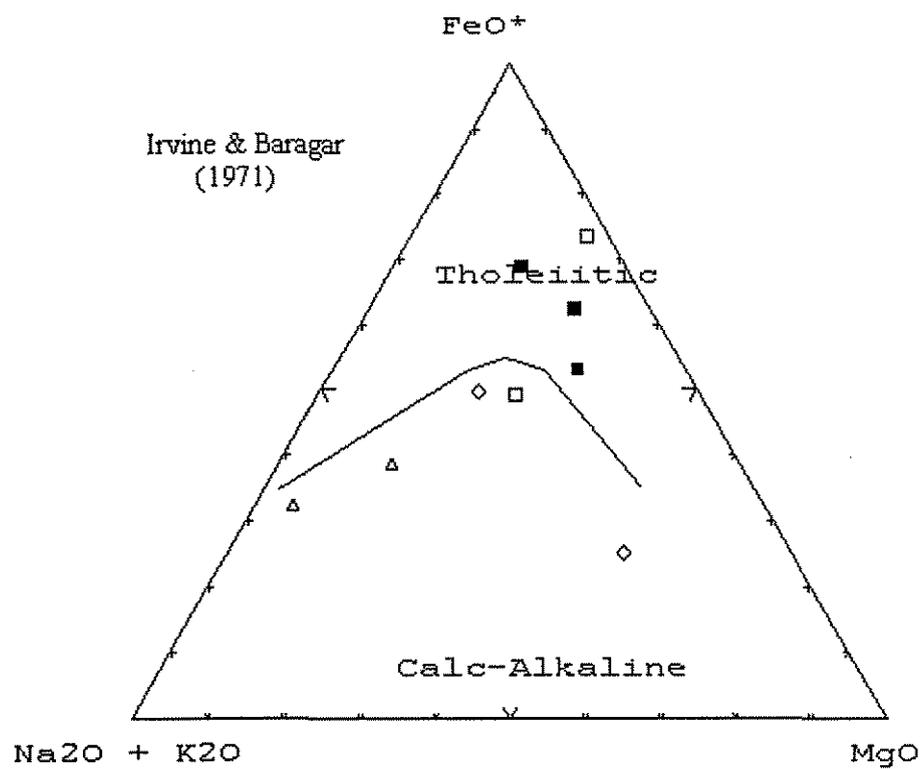


Figura 3.3 - Classificação das rochas vulcânicas da região do Alto Juru com base nas composições químicas e diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971).

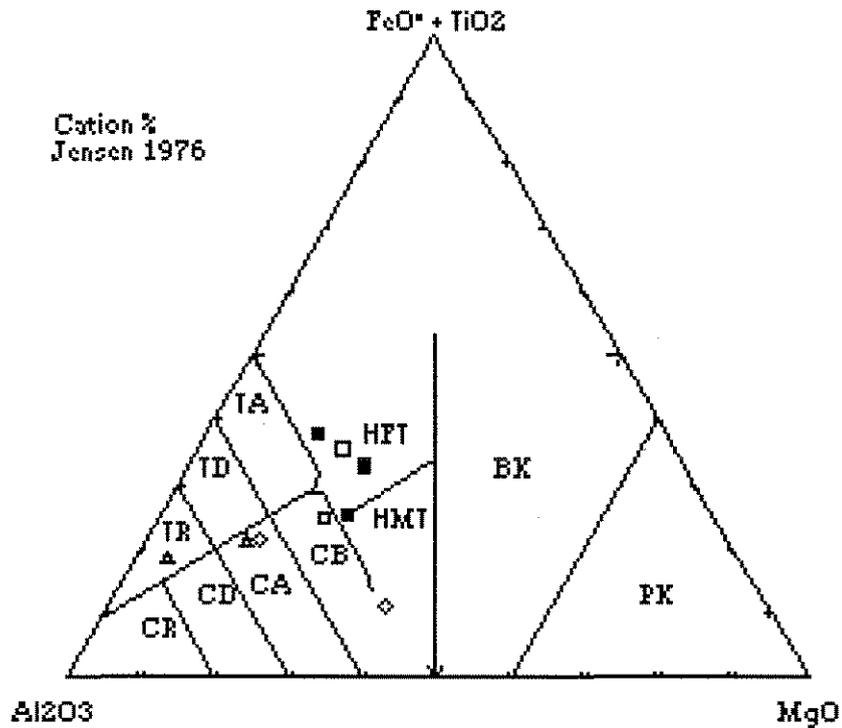


Figura 3.4 - Classificação das rochas vulcânicas da região do Alto Jauru com base nas composições químicas e diagrama proposto por Jensen (1976): TR, TD, TA, HFT e HMT assinalam os campos da série toleítica (riolitos, dacitos, andesitos, basaltos de alto Fe e alto Mg, respectivamente); CR, CD, CA e CB são os campos da série calcio-alcalina; BK e PK são os campos dos basaltos e peridotitos komatiliticos. Vulcânicas félsicas (diamante), vulcânicas intermediárias (triângulos), metabásicas da Faixa Cabaçal (quadrados vazios) e metabásicas da Faixa Jauru (quadrados cheios).

As vulcânicas intermediárias da Faixa Cabaçal pertencem à classe dos andesitos (Figura 3.1). Uma classificação semelhante foi obtida utilizando-se a classificação proposta por Winchester & Floyd (1977), como indicado na Figuras 3.2. Na Figura 3.3 essas rochas se situaram no campo referente à série calcio-alcalina. Porém, segundo a classificação proposta por Jensen (1976), na Figura 3.4, estas amostras se situaram no campo dos andesitos calcio-alcalinicos e no campo dos riolitos da série toleítica.

As metabásicas pertencem à classe dos basaltos e basaltos andesíticos (Figura 3.1). Conforme a classificação de Winchester & Floyd (1977), na Figura 3.3, essas rochas apresentam semelhança com os basaltos alcalinos e sub-alcalinicos. Utilizando-se a conhecida classificação de Irvine & Baragar (1971), como indicado na Figura 3.3, observa-se que as rochas basálticas, na sua maioria, fazem parte da série toleítica. Na Figura 3.4 de Jensen (1976), essas rochas apresentam-se de forma semelhante, com a maioria das amostras situando-se no campo dos toleítos ricos em ferro.

Os resultados gerados nestes estudos litogeoquímicos revelam que as rochas vulcânicas do *greenstone belt* do Alto Jauru pertencem às séries toleítica e calcio-alcalina, normalmente representadas nessas sequências vulcano-sedimentares em outras regiões do mundo. Termos pertencentes a série komatiítica não foram encontrados. Há porém diferenças composicionais entre as metavulcânicas básicas da Faixa Jauru e da Faixa Cabaçal. Na Fig. 3.5 são mostrados os padrões de ETR obtidos para duas amostras coletadas nessas faixas. A metavulcânica da Faixa Jauru (amostra 68) apresenta um padrão ETR bastante plano, indicando baixo grau de fracionamento e uma tênue anomalia negativa de Eu que pode ser devida à cristalização de plagioclásio a profundidades rasas. Esse padrão achatado já foi caracterizado em outros *greenstone belts* como basalto de fundo oceânico ou toleítos de arco (tipo TH1 de Condie, 1976).

A metavulcânica da Faixa Cabaçal (amostra 13) apresenta um padrão ETR mais inclinado indicando grau mais elevado de

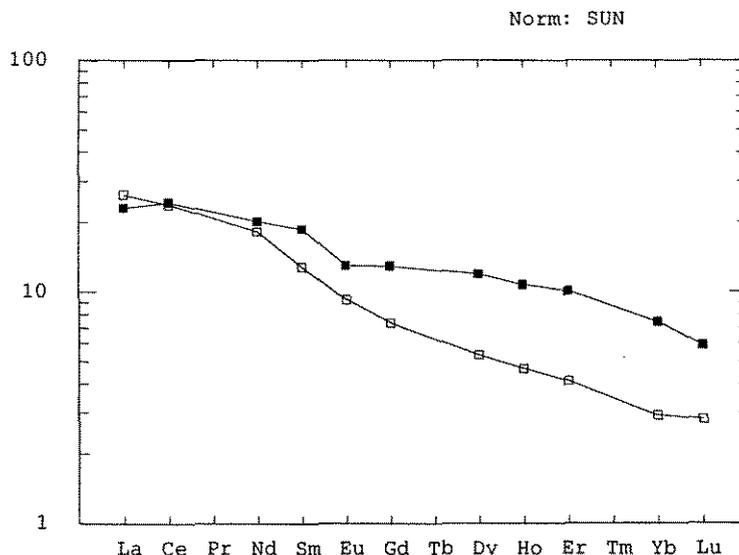


Figura 3.5 – Diagrama de ETR das metabásicas da Formação Mata Preta. (amostras 13 □ e 68 ■).

fracionamento e recordando toleítos calcio-alcálicos pertencentes a níveis estratigráficos superiores dos *greenstone belts* (tipo TH2 de Condie, 1976).

Pinho (1996), baseado em um número maior de análises químicas considerou que os basaltos da Faixa Jauru guardam características de basaltos de fundo oceânico (OFB) e os da Faixa Cabaçal de toleítos mais próximos de zonas de consumo de placa em ambiente de arco de ilha.

As composições químicas das rochas plutônicas, intrusivas na seqüência vulcano-sedimentar, são mostradas na Tabela 3.2. Segundo a classificação de Middlemost (1985), adaptada para rochas plutônicas, as amostras do granito Alvorada caem no campo 15 dos alkali-riolitos, que corresponde aos granitos e granodioritos. As amostras do tonalito Cabaçal se situam no campo 21 dos dacitos, que corresponde aos tonalitos e granodioritos. As amostras de gabro-norito situam-se no

campo 17 e 7 dos basaltos toleíticos e alkali-picritos, que correspondem aos gabros e dioritos (Figura 3.6).

Em termos de ambiente geológico-tectônico, utilizando-se a classificação proposta por Pearce et al. (1984) para rochas granitóides, conforme indicado na Figura 3.7, as rochas plutônicas da região do Alto Juru apresentam assinatura geoquímica compatível com granitóides de arcos vulcânicos.

Tabela 3.2 - Análises químicas de rochas intrusivas da região do Alto Jauru: granito Alvorada (03 e 06), tonalito Cabaçal (12 e 16), gabro-norito Indiavaí (07), gabro-norito da mina (39) e sub-vulcânica da Faixa Jauru (70). Análises Geolab.

wt%	03	06	12	16	07	39	70
SiO ₂	73.2	72.8	63.8	65.1	47.9	44.0	48.4
Al ₂ O ₃	13.9	14.5	14.2	14.0	23.6	16.5	14.1
Fe ₂ O ₃	1.2	1.2	2.3	2.9	2.0	7.0	5.3
FeO	0.56	0.56	3.8	3.2	4.9	9.8	10.0
CaO	1.3	1.3	4.0	3.8	11.7	8.2	9.5
MgO	0.33	0.29	2.9	2.9	5.7	7.0	5.7
TiO ₂	0.17	0.18	0.38	0.39	0.41	2.3	1.6
P ₂ O ₅	0.098	0.057	0.11	0.14	<0.050	0.31	0.13
Na ₂ O	3.8	3.8	4.1	3.8	2.5	2.8	2.7
K ₂ O	4.5	4.5	2.1	2.1	0.13	0.74	0.48
MnO	0.05	0.05	0.10	0.09	0.09	0.19	0.23
Cr ₂ O ₃	<0.003	<0.003	0.019	0.020	0.006	0.012	0.017
NiO	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	0.009	0.011	<0.003
F	0.043	0.056	0.020	0.075	<0.003	0.034	0.021
Cl	0.006	0.007	0.003	0.003	<0.002	0.007	0.010
PF	0.64	0.60	1.56	1.05	0.13	<0.01	0.58
Total	99.80	99.90	99.45	99.57	99.08	98.90	98.77
ppm							
Th	30	25	<5	<5	<5	<5	<5
Ba	1129	1213	1175	871	52	433	90
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Nb	13	22	7	7	6	9	12
Cs	6	<5	6	<5	<5	<5	<5
U	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	155	151	39	33	10	15	18
Hf	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Sr	351	342	443	431	259	440	131
Y	31	34	25	22	4	19	27
Zr	225	220	139	135	40	135	105

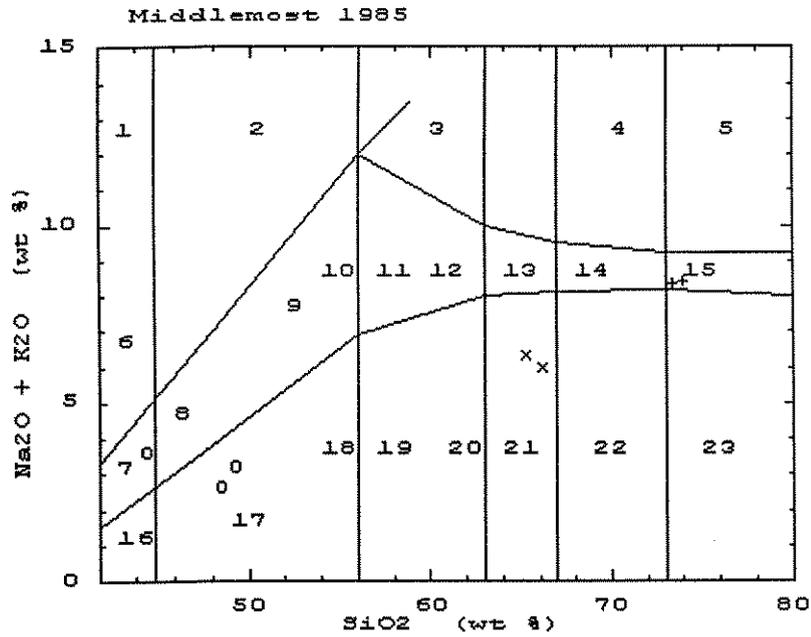


Figura 3.6 - Classificação das rochas plutônicas da região do Alto Juru com base nas composições químicas e diagrama proposto por Middlemost (1985): granito Alvorada (+), tonalito Cabaçal (x) e gabro-norito (o).

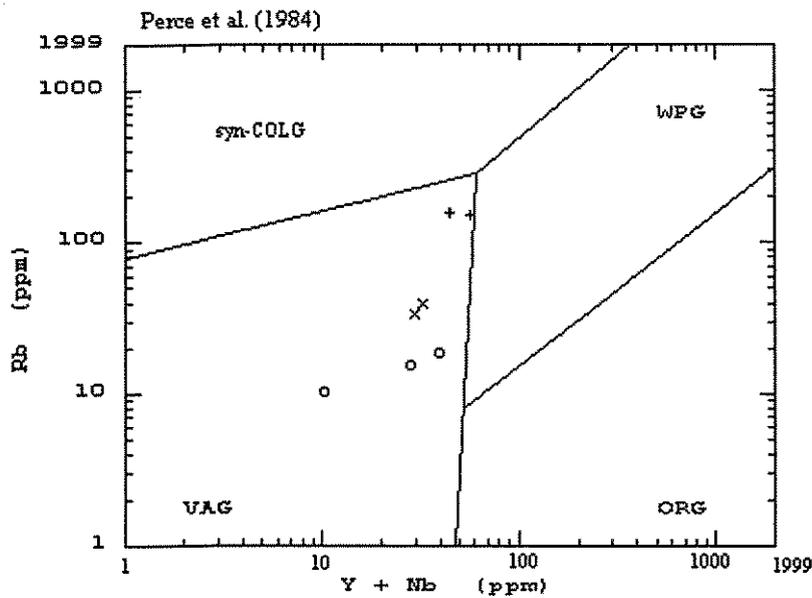


Figura 3.7 - Classificação das rochas plutônicas da região do Alto Juru com base nas composições químicas e diagrama proposto por Pearce et al. (1984).

3.3 – ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS

Estes estudos estiveram condicionados às facilidades analíticas encontradas no laboratório do CPGeo-USP e enfocaram principalmente as rochas intrusivas do greenstone belt Alto Jauru. O gabro-norito Indiavaí anteriormente datado no Arqueano, requereu uma atenção especial nesta pesquisa. Foi realizada uma tentativa de datar as vulcânicas básicas, porém sem sucesso.

3.3.1 – GABRO-NORITO INDIRAÍ

Uma tentativa de datação do gabro-norito Indiavaí foi realizada através do método Sm-Nd.

Os dados analíticos para o gabro-norito Indiavaí estão indicados na Tabela 3.3. As razões isotópicas foram obtidas em rocha total, piroxênio e plagioclásio de uma amostra, previamente selecionada de um conjunto de amostras analisadas.

Tabela 3.3 - Resultados Sm-Nd para o gabro-norito de Indiavaí (épsilon de Nd normalizado para a idade da isócrona que é de 1688(±46) Ma). Análises CPGeo-USP.

No. Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Idade (TDM) Ma
8 Rocha Total	0.710	2.234	0.193470 +/- 0.000119	0.512802 +/- 0.000047	1788 (±252) Épsilon Nd = 3.68
9 Piroxênio	1.483	3.552	0.254039 +/- 0.000138	0.513751 +/- 0.000027	
10 Plagioclásio	0.279	1.561	0.108820 +/- 0.000242	0.512145 +/- 0.000034	

Os três pontos utilizados configuraram uma errócrona (Figura 3.8), onde um ponto, o referente à rocha total, se situou afastado da melhor reta interpolada. Estes dados permitiram delinear uma reta cuja inclinação é relativa à idade de 1688 (±46) Ma, e que poderia ser

interpretada preliminarmente como a idade de cristalização do gabro-norito de Indiavaí.

O épsilon Nd da amostra rocha total, calculado para a idade de cristalização é de +3.2, indicando que o magma seria derivado do manto, já que este valor é positivo. Se fosse retrabalhamento de rocha ultramáfica arqueana, seria de se esperar um épsilon no máximo igual a zero.

Os valores obtidos para esta rocha são confiáveis, já que os valores de épsilon de Nd para a idade TDM (3.69) e para a idade isocrônica (3.68), são coincidentes.

A idade TDM (DePaolo, 1988) de 1788 Ma da amostra 8 é coerente com idade apresentada na Figura 3.8, o que reforça a interpretação.

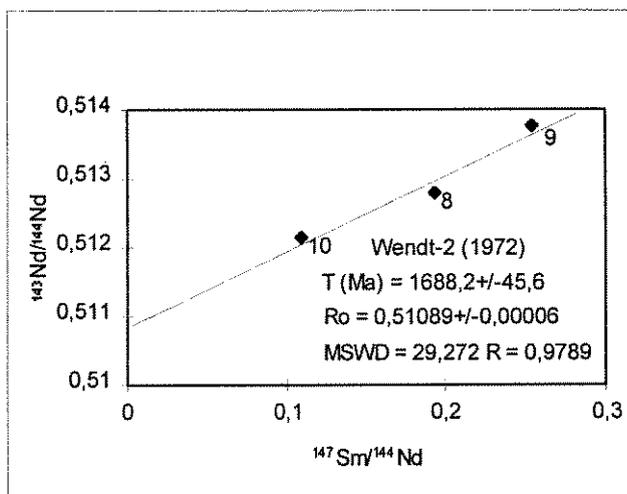


Figura 3.8 - Errôcrona Sm-Nd para o gabro-norito de Indiavaí. 8 - rocha total, 9 - piroxênio e 10 - plagioclásio.

Por outro lado este resultado é muito diferente da idade obtida por Monteiro et al. (1986) para esta rocha, que obtiveram uma idade de 2.800 Ma pelo método K-Ar em plagioclásios. A razão desta discrepância pode ser devida à que o método K-Ar em plagioclásio está sujeito a erro, podendo ter ocorrido adição de Ar (pressão do sistema

menor que a pressão externa) ou ter havido presença de Ar hereditário.

Harper (1970) demonstrou que quando fenômenos de adição de Ar no sistema ou presença de Ar hereditário ocorrem, as idades são deslocadas para valores maiores, como no caso da idade obtida por Monteiro et al. (1986).

3.3.2 - Tonalito Cabaçal

Ao tonalito Cabaçal foi aplicado o método U-Pb em zircões, já que o método Rb-Sr em rocha total não se mostrou adequado pela falta de dispersão dos pontos.

Esta técnica foi aplicada à apenas uma fração de zircões, já que não havia quantidade suficiente (peso da amostra 0.000252 g) para separar-se três frações. Outro problema acarretado pela pequena quantidade de amostra foi a impossibilidade de se abradar a amostra. Apesar de não ser a situação ideal, foi obtido um ponto como indicado na Tabela 3.4. A interseção na curva concórdia foi obtida por uma reta passando pelo ponto com a outra extremidade forçada para zero. A idade obtida foi de aproximadamente 1636 Ma.

Não foi possível, obter o erro desta idade, porém o erro de várias outras amostras analisadas pelo mesmo laboratório, para este método, tem se mantido em algumas dezenas de milhões de anos.

Tabela 3.4 - Dados analíticos U-Pb. Idade isocrônica de 1636 Ma no intercepto superior, o intercepto inferior foi forçado para zero. Di - Diluição isotópica.

Am.	Idades Ma							
	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
16	0,0031909 + 0,176 %	3.4210023 ^{Di} + 0,020 %	0.10231 + 0,1 %	1.42019 + 0,1 %	0.1442408 + 0,009 %	627.24	897.40	1636.70

Essa idade U-Pb para o tonalito Cabaçal está de acordo com os dados de Leite et al. (in prep. apud Ruiz, 1992), que obtiveram uma isócrona Rb-Sr com idade de ~1672 Ma.

3.3.3 - Granito Alvorada

Esta rocha foi datada pelo método Rb-Sr. Os dados obtidos para o granito Alvorada são mostrados na Tabela 5.6. A idade isocrônica Rb-Sr em rocha total obtida foi de 1524 ± 278 Ma (Figura 3.9). O alto erro foi devido à pequena variação da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, o que causou uma má dispersão dos pontos não permitindo a boa fixação da isócrona. A razão inicial de 0.703, apesar de sugerir que esse granito foi cristalizado a partir de magmas derivados do manto superior ou ainda da fusão de rochas da crosta inferior submetidas a perda de Rb (Faure, 1986), não é confiável, porém é compatível com os valores apresentados na literatura (0.705 e 0.7037). (Monteiro et al., 1986 e Carneiro et al., 1992)

Tabela 3.5 - Resultados analíticos Rb-Sr do granito Alvorada com idade isocrônica de 1524(278) Ma e RI 0.70329. Análises CPGeo-USP.

Nº Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
01	156.0	257.9	1.757 \pm 0.050	0.74176 \pm 0.00007
02	150.4	270.2	1.616 \pm 0.046	0.73879 \pm 0.00006
03	138.7	274.5	1.466 \pm 0.041	0.73577 \pm 0.00007
04	145.0	254.3	1.655 \pm 0.047	0.73920 \pm 0.00011
06	138.2	273.1	1.469 \pm 0.041	0.73508 \pm 0.00009

A idade obtida neste estudo é compatível às idades obtidas por Monteiro et al. (1986) de 1440 ± 80 Ma (Rb-Sr, $R_i - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$), ou ainda 1472 ± 19 Ma (Rb-Sr, $R_i - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7037$), obtida por Carneiro (1992).

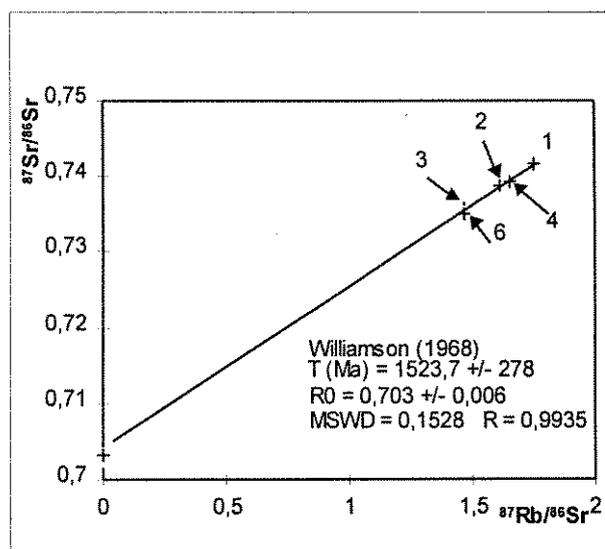


Figura 3.9 - Isócrona Rb-Sr para o granito Alvorada, Faixa Cabaçal. Os números se referem às amostras da Tabela 3.5.

3.3.4 - METAVULCÂNICAS BÁSICAS DA FORMAÇÃO MATA PRETA

Uma tentativa de datar as rochas metavulcânicas básicas do *greenstone belt* foi feita através do método Sm-Nd.

Os dados analíticos relativos às análises isotópicas Sm-Nd em rocha total das vulcânicas básicas constam da Tabela 3.6. Estes dados quando lançados em diagrama isocrônico Sm-Nd, definiram uma reta com inclinação relativa à idade de 1582 +/- 71 Ma, representada na Figura 3.10. Os valores de ϵ_{Nd} positivos, indicados na Tabela 3.6, sugerem, segundo Faure (1986), uma origem no Manto Superior para essas rochas.

Tabela 3.6 - Resultados analíticos Sm-Nd para basaltos do *greenstone belt* do Alto Jauru que definem uma reta de inclinação relativa a 1582(±71) Ma para o vulcanismo. Análises CPGeo-USP.

No. Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd} para a 1.68 Ga
66	4.959	21.393	0.141045 +/- 0.000070	0.512382 +/- 0.000028	6.78
68	2.796	7.948	0.214047 +/- 0.000092	0.513191 +/- 0.000029	6.85
69	3.607	10.652	0.206047 +/- 0.000133	0.513025 +/- 0.000021	8.19
71	3.430	10.111	0.206405 +/- 0.000097	0.513042 +/- 0.000028	5.58

O valor do MSWD foi de 2.8, o que estaria pouco acima do valor máximo que Brooks et al. (1972) atribuiu para as isócronas (2.5). A distribuição dos pontos ao longo da reta foi boa. Estes dois fatores permitiriam considerar que estes dados configuram uma errócrona no sentido proposto por Brooks et al. (1972).

O cálculo de idade modelo resultou entretanto, em valores absurdos, indicando que o sistema Sm-Nd não se comportou de forma tão refrataria às alterações, podendo ter havido fracionamento, ferindo as premissas para o uso das idades modelo.

A idade apresentada na Figura 3.10, mostrou-se geologicamente improvável, porque a idade de cristalização do gabro-norito de Indiavaí que está cortando toda a seqüência vulcano-sedimentar e portanto é mais jovem, foi calculada em aproximadamente 1688 Ma (Figura 3.8).

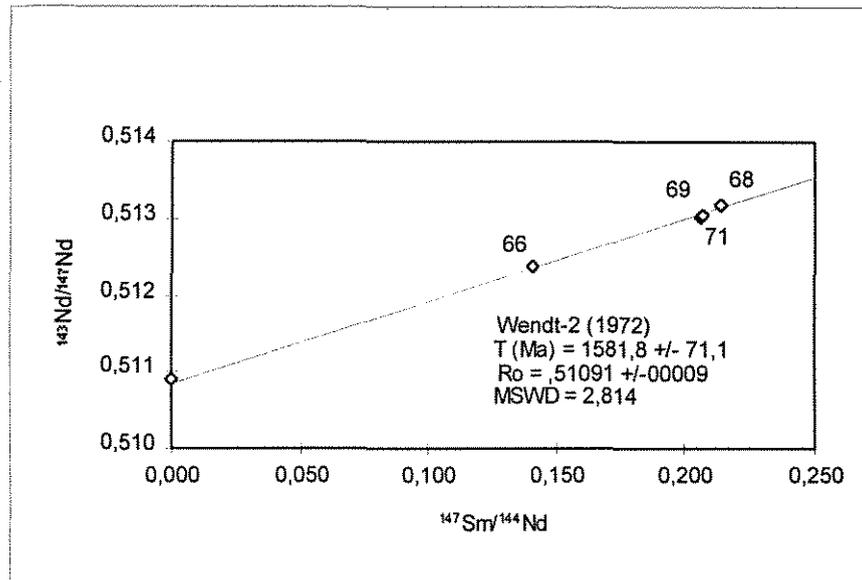


Figura 3.10 - Errócrona Sm-Nd para as vulcânicas básicas da Formação Mata Preta, Faixa Jauru. Os números se referem às amostras na Tabela 3.6.

Essa incompatibilidade poderia ser facilmente explicada se o sistema Sm-Nd se reequilibrasse isotopicamente com a mesma facilidade que o Rb-Sr. Teoricamente isso não seria possível porque os comportamentos geoquímicos do Sm e Nd são muito próximos e uma alteração no sistema não deveria provocar alterações significativas nas razões Sm/Nd.

Por outro lado, eventos magmático-termais posteriores, como o proposto por Carneiro et al. (1992) em torno de 1.500 Ma, poderiam ter fornecido grandes quantidades de fluidos, responsáveis pela alteração das rochas metavulcânicas básicas.

Fluidos ricos em ETR leves, associados a carbonatos, em contato com rochas komatiíticas, na Finlândia, teriam sido a causa das idades Sm/Nd geologicamente mais novas que o esperado (Tourpin et al., 1991).

Poitrasson et al. (1995) mostraram que, em granitos e riolitos da França, a composição isotópica do sistema Sm-Nd foi modificada pela entrada de fluidos contendo diferentes razões $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Para esses autores os ETR's poderiam ser transportados por dezenas de centenas de metros e a presença de veios poderiam servir como canais de condução para os ETR's.

Por outro lado, a pilha vulcânica pode ter se formado por uma sucessão de vários derrames, de idades e fontes magmáticas distintas. Pinho et al. (1995), já demonstrou que estas rochas não possuem características de uma suíte cogenética. A isócrona formada por resultados obtidos a partir de amostras provenientes de uma suíte não cogenética, não poderia ter significado geológico.

Analisando-se conjuntamente os dados geocronológicos gerados nesta pesquisa, conclui-se que a idade arqueana atribuída ao *greenstone belt* do Alto Jauru não foi confirmada.

A idade do gabro-norito Indiavaí situada em 1.688 Ma (Sm-Nd) e , a idade de ~1,638 Ma (U-Pb) para o tonalito Cabaçal, são sugeridas como idades mínimas para o *greenstone belt* do Alto Jauru.

Finalmente há indicações de que por volta de 1.5 Ga (idade do granito Alvorada) ocorreu um evento magmático importante na região do Alto Jauru, de caráter pós-tectônico.

Infelizmente, nesta pesquisa não foi possível datar as rochas vulcânicas, impossibilitando determinar a idade de formação do *greenstone belt*. A aplicação do método Sm-Nd para a datação das vulcânicas básicas não foi bem sucedida.

Outra alternativa teria sido datar as vulcânicas félsicas e intermediárias, porém diante das dificuldades de se obter amostras adequadas para a aplicação dos métodos disponíveis no Brasil, e diante das dificuldades de acesso ao método U-Pb em zircões, esta tentativa não pôde ser feita.

Por outro lado, a não confirmação da idade mínima arqueana proposta para o *greenstone belt* do Alto Jauru, com uma redução de ~1,0 Ga, permitem sugerir que este *greenstone belt* deve ser comparável a outros do Proterozóico Inferior.

CAPÍTULO 4

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA GÊNESE DO DEPÓSITO DO CABAÇAL

Este capítulo contém os resultados obtidos através da aplicação de estudos isotópicos na determinação da idade do depósito aurífero do Cabaçal bem como no rastreamento das principais fontes da mineralização. Um melhor entendimento desses aspectos, idade e fonte da mineralização, são essenciais para o aperfeiçoamento do modelo genético do depósito do Cabaçal.

Para o cálculo da idade da mineralização e da alteração hidrotermal foram aplicados os métodos Pb-Pb em galena do minério, K-Ar em sericita da alteração hidrotermal e Rb-Sr em rocha alterada hidrotermalmente. Para a caracterização isotópica e estudo da fonte da mineralização foram aplicados os métodos, Pb-Pb em galena e Sr-Sr em carbonatos, cujos resultados são apresentados a seguir.

4.1 – IDADE DA MINERALIZAÇÃO E DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A mineralização foi datada através do método Pb/Pb aplicado em galena separada de sete amostras da zona mineralizada (Apêndice I), e os resultados foram organizados na Tabela 4.1.

As idades foram calculadas utilizando-se o modelo de dois estágios de Stacey & Kramers (1975) e ficaram compreendidas no intervalo de 1678 a 1880 Ma. Estas idades devem corresponder à cristalização da galena durante o evento de formação do depósito do Cabaçal.

Os dados analíticos apresentados na Tabela 4.1, mostraram que a maioria dos resultados se agrupam em torno de 1700 Ma. Há porém duas amostras que apresentaram idades mais antigas. Coincidentemente essas amostras (61 e 63) foram as que apresentaram as razões Th/Pb e U/Pb mais elevadas.

Tabela 4.1 - Razões Pb/Pb e idades modelo (Stacey e Kramers, 1975) para galena do depósito Cabaçal. Análises CPGeo-USP.

Nº. Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Idade Modelo Ma
48	15.763	15.324	35.333	1.700
50	15.779	15.318	35.401	1.678
59	15.802	15.334	35.437	1.690
60	16.060	15.600	36.090	1.880
61	15.650	15.340	35.470	1.820
62	15.843	15.376	35.586	1.720
63	15.941	15.527	36.030	1.870

Essas amostras (60 e 63), quando representadas no diagrama de Stacey & Kramers (1975), (Figura 4.1) situaram-se acima da curva de valores médios da Terra, podendo indicar mais de dois estágios de evolução para o Pb, ou que houve adição ou remobilização posterior de chumbo na galena. É possível, portanto, que as idades modelo para estas amostras não sejam confiáveis, por estarem fora do modelo proposto.

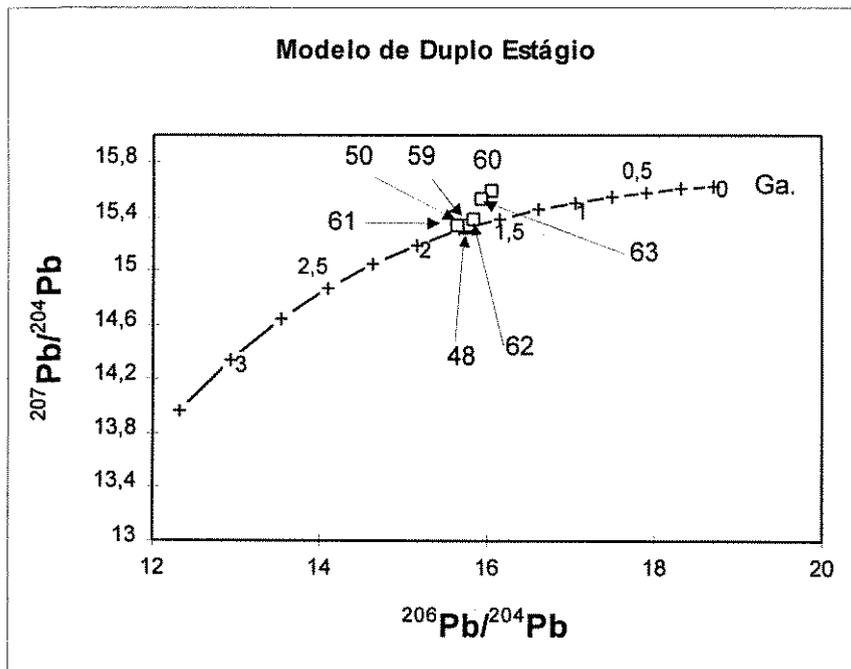


Figura 4.1 - Razões Pb/Pb para galena do depósito do Cabaçal em relação à curva de duplo estágio com valores médios da terra, de Stacey & Kramers (1975).

Idades carecendo de significado geológico, foram obtidas em galena por Tassinari et al. (1990) para depósitos Pb-Zn do Vale do Ribeira e por Wilton (1991) para amostras de mineralizações do cinturão central Labrador no Canadá.

Para as outras amostras, observa-se na Figura 4.1, que estão localizadas sobre a curva, podendo ser interpretadas como representativas da época de formação da mineralização.

A idade da alteração hidrotermal foi obtida pelo método K-Ar. Este método foi aplicado em sericita da assembléia de alteração hidrotermal, com o objetivo de datar o evento de alteração e, indiretamente o evento mineralizante principal do depósito do Cabaçal.

Os resultados obtidos para duas amostras são apresentados na Tabela 4.2. Os valores 1643 \pm 78 e 1615 \pm 65 Ma representariam idades atribuídas ao resfriamento do depósito, relativamente próximas da média de 1700 Ma, obtida através do método Pb-Pb em galena.

A sericita possui temperatura de bloqueio em torno de 250° C, valor inferior à temperatura obtida, para o minério, através do geotermômetro da clorita (355 – 405° C), conforme indicado por Pinho et al. (1994).

Desta forma a idade em torno de 1,700 Ma (Pb-Pb) em galena deve registrar a formação do depósito e a idade 1.615 – 1643 Ma (K-Ar) em sericita deve marcar o resfriamento do depósito.

Tabela 4.2 - Resultados isotópicos K-Ar obtidos em sericita da zona de alteração hidrotermal do depósito do Cabaçal. Análises CPGeo-USP.

No. Amostra	Material	%K	$^{40}\text{Ar}(\text{rad}) \times 10^{-6}$ ccSTP/g	%Ar atm	Idade Ma
72	sericita	3.20	331.93	1.21	1643 (+78)
74	sericita,	2.81	284.04	14.53	1615 (+65)

Para melhorar o nível de informações a respeito da idade de alteração hidrotermal, foi aplicado o método de datação Rb-Sr em rocha alterada hidrotermalmente. Aplicou-se neste caso a metodologia

sugerida por Ruiz et al. (1984). Na aplicação dessa metodologia utilizou-se as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em calcita depositada em veios, durante o evento mineralizante. Como a calcita não possui Rb a sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ deve representar a razão inicial Sr/Sr dos fluidos que deram-lhe origem e conseqüentemente à mineralização.

Foi utilizada apenas uma amostra da rocha encaixante alterada, hidrotermalmente durante o evento mineralizante, para fornecer as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atuais. Supôs-se que o sistema estaria homogeneizado isotopicamente no momento da alteração hidrotermal.

Foram analisadas 9 amostras de calcita em amostras coletadas em diversos testemunhos de sondagem.

Tabela 4.3 - Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para carbonatos de veios do depósito Cabaçal com posição relativa à foliação da hospedeira. Análises CPGeo-USP.

No. Amostra	No. Campo	Relação Estrutural	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Grupos
22	435/113	discordante	0.7124	2
23	435/103	discordante	0.7138	2
24	N135CAM. 1/130	discordante	0.7140	2
41	127/79.90	discordante	0.7144	2
42	114/100	discordante	0.7119	2
43	SUD05/40.75	discordante	0.7075	2
44	TBD02/89.35	discordante	0.7130	2
45	ADD02/38.60	concordante	0.7029	1
46	ADD02/44.0	concordante	0.7029	1

Os resultados obtidos para os carbonatos de preenchimento de veios do minério do Cabaçal estão indicados na Tabela 4.3. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ constituem razões iniciais ao tempo da alteração hidrotermal do depósito e se referem a veios de carbonatos dos tipos concordantes e discordantes em relação à foliação das rochas hospedeiras da mineralização.

As razões obtidas para os veios concordantes, sin a tardi-deformacionais situam-se em 0.7029. Já as razões obtidas para os veios pós-deformacionais, situaram-se no intervalo de 0.7075 a 0.7144, portanto com razões Sr/Sr bem mais altas que as anteriores. Esses últimos valores sugerem ação de fluidos tardios que devem ter interagido com rochas de contribuição crustal mais pronunciada.

Na Tabela 4.4 apresenta-se os resultados de idade convencional (Rb-Sr), obtidos para uma amostra (20) de rocha encaixante da mineralização, alterada hidrotermalmente.

Utilizando-se as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos das amostras 45 e 46, e considerando a hipótese de que estes veios fazem parte do mesmo evento de alteração, obtém-se a idade de 1638 \pm 48 Ma, a qual pode estar representando a idade do evento hidrotermal relacionado à mineralização. Esta idade é coerente com as idades obtidas pelo método K-Ar, apresentadas anteriormente.

Tabela 4.4 - Resultados Rb-Sr convencional em rocha total de uma amostra alterada hidrotermalmente. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial foi calculada a partir da média das razões iniciais obtidas nas amostras 45 e 46. Análises CPGeo-USP.

No. Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	RI	Idade Ma.
20	61.89	13.39	1.02761 \pm 0.00069	13.803 \pm 0.378	0.7029 (\pm 2)	1638 (\pm 48)

Analisando-se os argumentos da idade Pb-Pb em galena em torno de 1.700 Ma, atribuída à mineralização, as idades de 1.643 \pm 78 a 1.615 \pm 65 Ma em sericita que marcam o final do evento termal e a idade Rb/Sr convencional de 1.638 \pm 48 Ma da rocha alterada hidrotermalmente à época da mineralização, conclui-se que deve ter ocorrido um evento importante, em torno de 1.700 Ma, ao qual deve estar associada a formação do depósito do Cabaçal.

Por outro lado este evento a 1.700 Ma também está marcado pela intrusão do gabro-norito Indiavaí que teria se alojado na crosta em torno de 1.688 \pm 45 Ma, e pelo alojamento e deformação do tonalito Cabaçal em torno de 1.636 Ma.

4.2 – FONTES DA MINERALIZAÇÃO

O depósito do Cabaçal contém uma paragênese metálica rica em metais base com ouro e bismuto associados. Este depósito foi tido como associado a uma zona de cisalhamento e ultimamente tem sido relacionado como do tipo VMS. Esses aspectos ressaltam a importância do conhecimento das fontes desta mineralização.

Na presente pesquisa foram aplicadas as técnicas isotópicas de Pb-Pb em galena e Sr-Sr em carbonatos provenientes da mineralização.

O método Pb-Pb pode fornecer excelentes informações a respeito da fonte do fluido e seus contaminantes. Utilizou-se os modelos matemáticos propostos para os reservatórios geoquímicos da Terra (Plumbotectônica), por Zartman & Doe (1981), onde cada reservatório geoquímico é representado por uma curva que retrata a média global das composições isotópicas do chumbo desse reservatório, Crosta Inferior (L), Manto (M), Orógeno (O) e Crosta Superior (C). Estes reservatórios foram modelados tanto para o chumbo uranogênico como o toriogênico.

Observa-se que as amostras que se agruparam em torno de uma idade média de 1.7 Ga situaram-se sobre a Curva do Orógeno ou entre esta curva e a da Crosta Superior (Figura 4.2), enquanto que as amostras de razões isotópicas mais altas (amostras 60 e 63) e idades mais antigas, se agruparam acima da curva da Crosta Superior.

As amostras 61 e 62, que na Figura 4.2, situaram entre as curvas representativas de ambiente orogênico e de Crosta Superior, sugerem que as fontes de chumbo destas amostras foram rochas da Crosta Superior, com alguma contribuição de rochas da Crosta Inferior, o que pode ser observado no diagrama toriogênico (Figura 4.3).

A amostra 61, apesar de possuir razões isotópicas similares à 62 (Tabela 4.1), com um leve enriquecimento tanto no chumbo toriogênico como no uranogênico, possui uma idade muito superior e isto poderia ser atribuído à herança, ou seja, o Pb provavelmente teve uma

residência pre-mineralização em rocha com baixa razão U-Pb, o que poderia ter provocado uma evolução isotópica mais retardada.

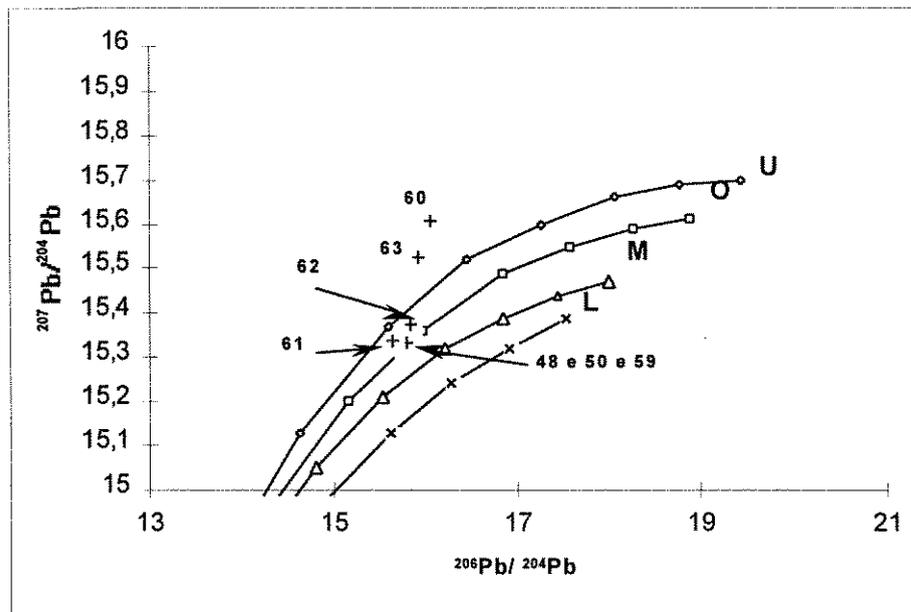


Figura 4.2 - Diagrama uranogênico de Zartman & Doe (1981). As curvas representam a Crosta Inferior (L), o manto (M), o ambiente orogênico (O) e a Crosta Superior (U). Os números indicam as amostras utilizadas.

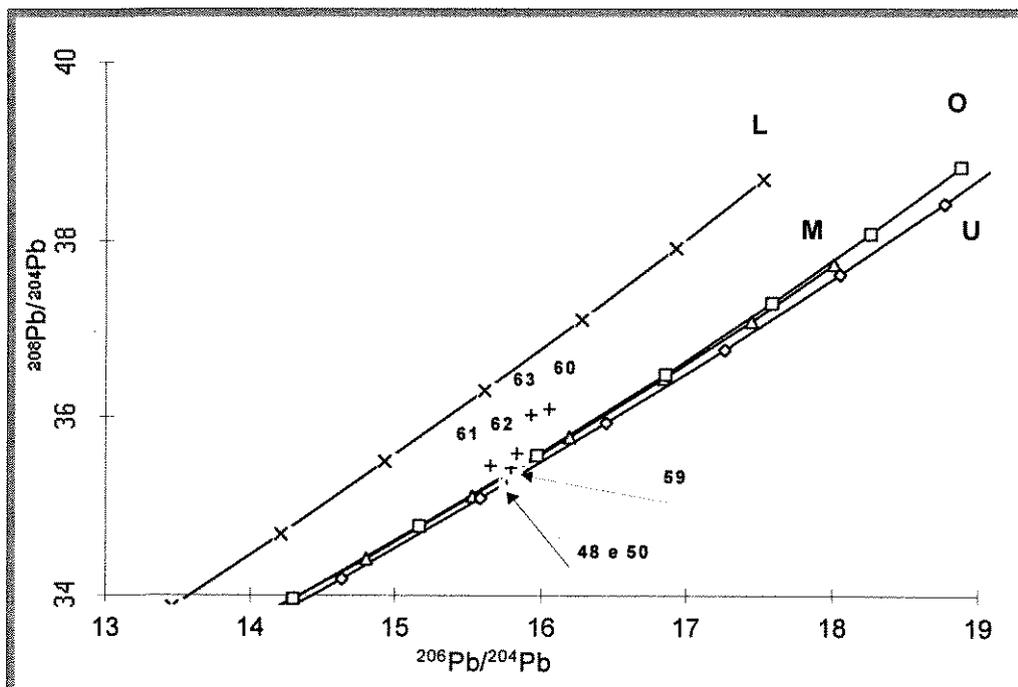


Figura 4.3 - Diagrama toriogênico, de Zartman & Doe (1981), com as mesmas amostras da Figura 4.2.

As amostras 60 e 63, que se situam acima da curva da Crosta Superior no diagrama uranogênico (Figura 4.2), podem ser interpretadas como estando fora modelo proposto, podendo, o chumbo, ter passado por mais de um estágio de residência na crosta antes de se alojar na galena, logo as interpretações a partir destas amostras não seriam coerentes.

O restante das amostras (48, 50 e 59) se agruparam no diagrama uranogênico (Figura 4.2) sobre a curva que representa o ambiente orogênico, o que indicaria uma fonte de mistura para estas amostras. Quando representadas no diagrama toriogênico estas amostras também se situaram muito próximo da curva orogênica, com um leve deslocamento para a curva da Crosta Inferior. A Crosta Inferior teria contribuído levemente mais que os outros reservatórios, para as amostras 48 e 59. A amostra 50 quando lançada no diagrama toriogênico apresenta um leve deslocamento em direção à curva representativa da Crosta Superior, indicando que este ambiente deve ter contribuído mais para a formação desta amostra.

As prováveis fontes da mineralização do Cabaçal foram também estudadas através da determinação das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos relacionados com a mineralização. Na Tabela 4.3 são apresentados os resultados obtidos em 9 amostras de carbonato. Esses resultados formaram dois grupos distintos, (1) com duas amostras e razão inicial de 0,7029 e outro, (2) com o restante das amostras, apresentou intervalo de razões iniciais entre 0,7075 e 0,7144, proveniente de fluidos mais evoluídos.

Os dados de razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de várias rochas da região foram extraídos da literatura e ordenados na Tabela 4.5. Estes dados formam três grupos distintos: (a) rochas com razões iniciais $<0,7029$ e idades entre 1,73-1,97 Ga, (b) rochas com razões iniciais $<0,7029$ e idades entre 1,51-1,67 Ga e (c) rochas com razões iniciais $>0,7029$ e idades entre 1.10-1.44 Ga.

Comparando-se os resultados da Tabela 4.3 com os da Tabela 4.5 observa-se que, à idade da mineralização (1.7 Ga Pb/Pb galena), os grupos (1) da Tabela 4.3 e (a) da Tabela 4.5 podem ser

correlacionados, na medida que a fonte dos fluidos do grupo (1) teria que possuir razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0,7029$ e idade $\geq 1,7\text{Ga}$.

Tabela 4.5 - Idades Rb/Sr e razões iniciais para alguns tipos de rochas da região do Alto Jauru segundo (1) Carneiro et al. (1992), (2) Saes & Leite, in prep., apud Ruiz (1992) e Monteiro et al. (1986), (RI - Razões Iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

Litologias	Localidade	Idade Ma	RI	Grupos	Ref.
Gnaisse	Cabaçal	1971 (70)	0.7017	a	1
Metatonalito	Fazenda 4 Meninas	1852 (75)	0.7021	a	2
Tonalito	Cabaçal	1734 (226)	0.7019	a	1
Metatonalito	Cabaçal	1672 (26)	0.7026	b	2
Migmatito	Faz. Figueira Branca	1514 (30)	0.7020	b	2
Granito	Cabaçal	1472 (19)	0.7037	c	1
Granito	Cabaçal	1440(80)	0.705	c	3
Granodiorito	Fazenda 4 Meninas	1400 (63)	0.7033	c	2
Metadacito	Indiavaí	1101 (19)	0.7385	c	2

A fonte da mineralização pode, então, ser entendida como associada a fluidos relacionados aos gnaisses e/ou tonalitos (Tabela 4.5). Porém não apresentam relação genética com os litotipos mais jovens. Já os fluidos mais tardios, correspondentes a veios pós-tectônicos, grupo (2) da Tabela 4.3, com razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas podem estar representando fluidos associados a tipos litológicos com participação crustal mais importante.

Os dados relativos aos fluidos mineralizantes, razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carbonatos e Pb/Pb em galena, quando comparados, conduzem a uma mesma conclusão. Os dados de Pb-Pb indicam que o fluido mineralizante teve sua origem em um ambiente orogenético, com evidências de contribuição de ambiente de Crosta Inferior e Superior. Os dados Sr-Sr apontam em direção a fluidos com origem em fontes profundas e também em fontes com maior participação crustal.

Os fluidos de origem profunda devem estar relacionados ao metamorfismo do embasamento gnáissico e/ou plutonismo tonalítico e os fluidos mais evoluídos ao reequilíbrio com as rochas supracrustais e/ou ao plutonismo granítico pós-tectônico.

CAPÍTULO 5

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O depósito de ouro do Cabaçal encontra-se alojado no *greenstone belt* do Alto Jauru considerado, por muitos anos, como de idade arqueana (Monteiro et al., 1986). A produção na mina do Cabaçal deve ter atingido cerca de 8.000 t Cu, 5 t Au e 3 t Ag, no período em que a mina funcionou, de 1987 a 1991. Nessa época, foram estimadas reservas totais de 1 milhão de toneladas, com teores de 1,05% Cu, 15,43 g/t Au e 4,3 g/t Ag. Trata-se, portanto, de um depósito de porte médio, onde o ouro ocorre associado a metais base. Mesmo assim, correspondeu à descoberta mineral mais importante na região, até os dias de hoje.

Estabelecer de forma precisa a idade do *greenstone belt* Alto Jauru é importante do ponto de vista econômico. Terrenos vulcano-sedimentares Proterozóicos têm sido considerados como menos favoráveis para mineralizações auríferas do que seus correspondentes de idade Arqueana (Ansdell & Kyser, 1992).

O seguinte questionamento poderia ser feito; será que o *greenstone belt* do Alto Jauru é mesmo de idade Arqueana? Neste trabalho, atenção especial foi dada ao posicionamento temporal do *greenstone belt* do Alto Jauru.

O gabro-norito de Indiavaí foi datado, fornecendo uma idade de 1688 \pm 46 Ma (Sm-Nd) Além deste, outros litotipos intrusivos na sequência vulcano-sedimentar foram datados. O tonalito Cabaçal apresentou uma idade mínima de 1636 Ma (U-Pb), coerente com resultados obtidos por outros autores de 1.67 e 1.73 Ga (Rb-Sr), para este litotipo. O dados obtidos para o granito Alvorada indicam uma idade de 1523 \pm 278 Ma (Rb-Sr), também coerente com as idades obtidas anteriormente por outros autores, (1.44 e 1.47 Ga) pelo mesmo método.

Desta forma, as idades obtidas para as rochas plutônicas intrudidas na sequência vulcano-sedimentar, demonstram que a idade

arqueana não é confirmada, e sugere-se uma diminuição de 1 Ga na idade mínima do *greenstone belt* do Alto Jauru.

Apesar de não ter sido possível datar, na presente pesquisa, as rochas vulcânicas, a comparação dos dados disponíveis permite afirmar que o *greenstone belt* Alto Jauru, deve corresponder à família dos *greenstone belts* do Proterozóico Inferior como é o caso do *greenstone belt* do Rio Itapicurú (2.1 Ga) (Gaal et al., 1987; Silva, 1990; Schrank & Silva, 1993) no Brasil

A mineralização do Cabaçal, a base de calcopirita, esfalerita, pirita, pirrotita, galena, quartzo, clorita, bismuto nativo, selenetos, teluretos e Au, também foi datada obtendo-se idades de ~1.700 Ma (Pb-Pb) em galena. A alteração hidrotermal, contemporânea a esta mineralização, também foi datada, fornecendo idades em torno de 1.615 ± 65 – 1.643 ± 78 Ma (K-Ar) em sericita e 1.638 ± 48 Ma (Rb-Sr, convencional) em rocha encaixante alterada hidrotermalmente.

Portanto é razoável afirmar que o depósito teria se formado há aproximadamente 1.7 Ga e que o seu resfriamento teria prosseguido por algumas dezenas de milhões de anos, como indicado pela idade K-Ar em sericita.

Há ainda, uma notável contemporaneidade entre o evento mineralizante hidrotermal e a intrusão e deformação do tonalito Cabaçal aflorante na região do depósito.

Por outro lado resta ainda estabelecer, de forma mais clara, o tipo e as fontes do minério. Inicialmente, o depósito do Cabaçal foi descrito como relacionado a uma zona de cisalhamento, sendo interpretado como um depósito de ouro com metais base associados, com controle eminentemente estrutural (Monteiro et al., 1986). Posteriormente foi reinterpretado, e entendido como um depósito do tipo sulfeto maciço vulcanogênico (VMS) (Mason & Kerr, 1990, apud Pinho, 1996), passando a ser considerado um depósito de metais base com ouro associado. Esta foi a hipótese mais aceita durante os últimos anos, o que significa dizer que o depósito do Cabaçal foi entendido como um depósito concordante e contemporâneo às hospedeiras vulcânicas e sedimentares submarinas, formado a partir de descargas

de soluções hidrotermais no fundo do mar. De acordo com esta teoria, o controle principal da mineralização seria estratigráfico.

Claro que há argumentos que fortalecem esta teoria. Inicialmente, tanto o *greenstone belt* do Alto Jauru como o depósito do Cabaçal foram considerados de idade Arqueana. As rochas vulcanoclásticas ácidas que hospedam o depósito correspondem às fases mais diferenciadas de um magmatismo de natureza cálcio-alcálica a toleítica, como em outras partes do mundo.

O depósito foi descrito como constituído de lentes de sulfeto maciço concordantes, sobrepostas a *stringer zones* constituídas de veios discordantes com sulfetos, apesar de, no caso particular do Cabaçal, essa estrutura apresentar-se invertida, o que seria devido à sua localização no flanco inferior de uma dobra recumbente (Mason & Kerr, 1990, apud Pinho 1996).

A mineralogia do minério e o zoneamento da alteração hidrotermal também foram considerados sugestivos de uma origem vulcanogênica para o depósito do Cabaçal. Pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita e galena, além de quartzo, clorita e carbonato, ocorrem no depósito do Cabaçal e estão também presentes em depósitos do tipo VMS. Além do mais, o zoneamento da alteração hidrotermal no depósito do Cabaçal, com uma zona interna enriquecida em quartzo e clorita, e uma externa enriquecida em sericita, sempre foi considerado como uma feição típica de jazidas minerais vulcanogênicas (Franklin, 1993). Em depósitos do tipo VMS também são descritos a presença de camadas de chert enriquecidas em ferro (BIF) cobrindo os depósitos, o que não foi encontrado no depósito do Cabaçal (Franklin, 1993).

Além disso as razões de teores Au/Ag ppm têm sido usadas para agrupar depósitos de uma mesma tipologia. Depósitos mesotermiais de Au possuem razões $> 1:1$ enquanto os VMS possuem razões $< 0,6:1$ (Hodgson, 1993). O depósito do Cabaçal exibe uma razão Au/Ag $> 3:1$, agrupando-o junto aos depósitos mesotermiais, segundo Hodgson (1993).

Os fluidos do depósito do Cabaçal foram descritos como do tipo H₂O-CO₂ e aquosos com salinidade variando de 6-25% NaCl

equivalente (Toledo et al., 1998 in prep.), ou aquosos com salinidade 1.31-16,46% NaCl (Pinho, 1996). Depósitos VMS possuem fluidos originários da recirculação da água do mar, com salinidade em torno de 6% NaCl equivalente.

Os fluidos do depósito do Cabaçal apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre $-2,85$ e $+2,5$ ‰, o que foi caracterizado como de origem marinha (Pinho, 1996). Na ausência de dados isotópicos para o Deutério os intervalos de variação de salinidade também poderiam ser explicados como mistura de fluidos magmáticos e meteóricos.

Entretanto, como veremos a seguir, os resultados obtidos nesta pesquisa apontam para a possibilidade de se atribuir um modelo genético alternativo ao depósito do Cabaçal.

O depósito do Cabaçal está associado a uma zona de cisalhamento dúctil de direção N20-40W e caimento em torno de 35° SW, resultante de um cavalgamento com movimento de SW para NE (Hans Ebert 1995, pers. com.). Esta zona de cisalhamento apresenta uma extensão de 25 km. Sob a influência desta estrutura regional, as rochas hospedeiras foram milonitizadas e hidrotermalizadas. O fato desta estrutura ter funcionado como conduto preferencial para percolação de fluidos também é demonstrado pela presença de abundantes veios de quartzo e carbonato sintectônicos e de vênulas de carbonato tardi-tectônicas, com ou sem sulfetos.

A presença de fluidos aquo-carbônicos com CH_4 e N_2 , provavelmente originários da devolatização de rochas do embasamento e as baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em carbonatos de alguns veios concordantes, revelam que a zona de cisalhamento atingiu profundidades consideráveis na crosta. Segundo Kerrich (1991) e Phillips (1993), entre outros, fluidos aquo-carbônicos com CH_4 e salinidade baixa como descrito por Toledo et al. (1998 in prep.), são típicos dos depósitos mesotermiais de ouro. Por outro lado, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais altas obtidas em veios tardi-tectônicos, sugerem que pelo menos parte dos fluidos são provenientes de reservatórios geoquímicos da Crosta Superior.

As razões isotópicas de Pb/Pb obtidas em galena do depósito do Cabaçal ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,3-15,6 e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,6-16,0), indicam combinação de reservatórios da Crosta Inferior e Superior. Os principais depósitos VMS arqueanos apresentam razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 14,6$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 13,4$ (Hodgson, 1993), significando, que o chumbo presente nos fluidos geradores do depósito de ouro do Cabaçal não devem se relacionar aos depósitos do tipo VMS.

Por outro lado, os minérios mesotermiais de ouro apresentam composições isotópicas de Pb mais radiogênicas que os depósitos VMS, indicando que o fluido mineralizante interagiu com rochas da Crosta Superior, além da contribuição de reservatórios localizados na Crosta Inferior. Na Província Superior, Canadá, as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variam de 17 a 13,5, e as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variam de 15,5 a 14,5, indicando que o Pb não pode ter sido remobilizado exclusivamente do proto-minério sin-vulcânico (Kerrich, 1991).

A baixa razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do tonalito Cabaçal e de rochas do embasamento (Carneiro et al., 1992) apontam para diferenciação magmática a partir de material mantélico. Desde que baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram obtidas em carbonatos de alguns veios do Cabaçal, deve-se considerar que parte do minério do Cabaçal se originou de fontes muito profundas, talvez das mesmas fontes onde o magma tonalítico se formou.

Fluido aquo-carbônico de salinidade baixa, presença de carbonato, fluido aquoso com alta salinidade e presença de elementos como Au, Ag, Fe, Cu, Pb, Zn, Mo, Se, Bi e Te, sugerem um processo no qual podem ter participado fluidos de origem metamórfica, porém a influencia do plutonismo tonalítico deve ter sido importante para a formação do depósito. Os metais podem ter tido tanto uma fonte profunda com terem sido lixiviados da pilha vulcânica, como indicado pelas razões isotópicas de Pb da galena.

Portanto estes resultados não sustentam a teoria de uma origem vulcanogênica para o depósito do Cabaçal, mesmo considerando a hipótese de uma superposição tardia de processos de cisalhamento

sobre um depósito de tipo VMS preexistente. Favorecem, ao contrário, uma origem mesotermal do tipo lode para o depósito do Cabaçal.

Em síntese, este estudo contribuiu para avanços no conhecimento da gênese do depósito do Cabaçal, com destaque para os seguintes fatores:

1 - O minério do Cabaçal formou-se há aproximadamente 1.7 Ga como indicado pelas idades de cristalização da galena. Idades de resfriamento por volta de 1.65 Ga para o evento de alteração hidrotermal, foram obtidas nas determinações K-Ar em sericita e Rb/Sr em rocha total alterada. Considerando as baixas exatidões dos métodos de datação utilizados, esses dados cronológicos devem referir-se ao mesmo evento hidrotermal e mineralizante por volta de 1.7 Ga.

2 - O sistema hidrotermal e mineralizante deve ter estado ativo durante algumas dezenas de milhões de anos e foi contemporâneo ao plutonismo tonalítico da região do Alto Jauru. Assim, a idade de 1.7 Ga deve referir-se a um evento tectônico importante que incluiu metamorfismo, deformação, alteração hidrotermal, plutonismo e um processo de mineralização. O tempo de duração desse processo em relação aos demais eventos não pôde ser estimado através dos métodos de datação usados neste estudo.

3 - As assinaturas isotópicas de Sr e Pb do minério do Cabaçal apontam para fluidos provenientes de fontes da Crosta Inferior e da Crosta Superior. Durante o tempo de atividade do sistema mineralizante, o fluido esteve refletindo as diferentes contribuições de diversas fontes de metais e fluidos.

4 - A idade Proterozóica Inferior inferida para o *greenstone belt* do Alto Jauru implica que não devem ser esperados na região depósitos de ouro de grandes volumes e altos teores como os encontrados nos terrenos granito-*greenstone* arqueanos. Contudo, depósitos médios importantes têm sido encontrados em outros *greenstone belts* Proterozóicos do país.

5 - A reavaliação das reservas minerais da jazida do Cabaçal e a aplicação de modelos de exploração mineral na região do Alto Jauru devem levar em conta não apenas os controles estratigráficos da mineralização mas também os controles estruturais, além da provável influência do plutonismo nos sistemas de formação de depósitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1964 Geologia do centro-oeste mato-grossense. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, 137 p.(Boletim 215).
- AMARAL, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. 212 p. (Dissertação Tese de Livre Docência em Geologia-Instituto de Geociências, USP).
- AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 30, p: 159-189.
- ANSDELL, K.M.; KYSER, T.K. 1992. Mesothermal gold mineralisation in a Proterozoic greenstone belt: Western Flin Flon Domain, Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, v. 87, p. 1496-1524.
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H. da; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA JUNIOR, J.J. da; LUZ, D.S. da; PALMEIRA, R.C. de B.; TASSINARI, C.C.G. 1982 Levantamento de Recursos Minerais. Projeto, folha SD-21 - Cuiabá -Goiânia. Rio de Janeiro: MME/RADAMBRASIL, v.26. (Levantamento de Recursos Naturais 26).
- BARREIRA, C.F. 1989. Geofísica na mina de ouro Cabaçal I, Mato Grosso *Mineração Metalúrgica*, v. 53(508), p.40.
- BROOKS, C.; HART, S.R.; WENDT, I. 1972. Realistic use of two-error regression treatment as applied to Rb-Sr data. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 10(2), p. 551-577.

- CARNEIRO, M.A. 1985. *Contribuição à Geologia da Região de São José dos Quatro Marcos-MT*. 156p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP).
- CARNEIRO, M.A.; ULBRICH, H.G.J. and KAWASHITA, K. 1992. Proterozoic crustal evolution of the southern margin of the Amazonian Craton in the State of de Mato Grosso, Brazil: evidence from Rb-Sr and K-Ar data. *Precambrian Research*, v. 55, p. 263-282.
- CATHELINEAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. *Clay Minerals*, v. 23, p: 471-485.
- CONDIE, K.C. 1976 Trace-element geochemistry of Archean greenstone belts. *Earth Sci. Rev.*, v.12, p. 393-417
- ~~CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.;~~
 KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2º, Arica-Chile, 1979. p. J-138 - J-148.
- COREY, M.C.; CHATTERJEE, A.K. 1990. Characteristics of REEs and other trace elements en response to sussecive and superimposed metassomatism within a portion of the south Moutain Batholith, Nova Scotia, Canada. *Chemichal Geology*, v. 85, p. 265-285.
- CUMMING, G.L.; RICHARDS, J.R. 1975. Ore lead isotopes rations in a continuously changing earth. *Earth Planet Science Letters*, v. 28, p. 155-171.

DEPAOLO, D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry - an introduction. Springer – Verlag. Mineral and Rocks, v 20, 181 p.

DODSON, M.H. 1982. On spurious correlations in Rb-Sr isochron diagrams. *Lithos*. v. 15, p. 215-219.

DUANE, M.J.; KRUGER, F.J.; ROBERTS, P.J.; SMITH, C.B. 1991. Pb and Sr isotope and origin of Proterozoic base metal (fluorite) and gold deposits, Transvaal Sequence, South Africa. *Economic Geology*, v. 86, p. 1491-1505.

FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York, John Wiley & Sons, 589 p.

FIGUEIREDO et al. 1974. *Projeto Guaporé*. Goiânia, DNPM/CPRM. (Relatório 2323).

FIGUEIREDO, B.R.; TOLEDO, F.H.; TASSINARI, C.C.G.; PINHO, F.E.C. 1995. Changing metal and fluid source in a mesothermal base metal-gold deposit, Alto Jauru greenstone belt, Western Brazil. In: 1995 ANNUAL MEETING OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, Sesson T39 "Andes to Amazonian: Geology and Mineral Wealth of a Continent", New Orleans, EUA, *Abstracts*, p: A 408.

FRANKLIN, J.M. 1993. Volcanic-associated massive sulphide deposit, In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Duke, J.M., eds. Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, *Special Paper* 40, p. 315-334.

GAAL, G.; TEIXEIRA, J.B.G.; DEL REY SILVA, J.L.H.; SILVA, M.G. Early 1987. Proterozoic crustal evolution and metallogensis, northwestern Bahia, Brazil In: INTERN. SYMP. ON GRANITES AND METALLOGENESIS (ISGAM), Salvador, conference, 1987. (unpublished)

HARPER, C.T. 1970. Graphical solution to the problem of radiogenic Argon-40 loss from metamorphic minerals, *Eclogae Geol. Helv.*, v. 63(1), p. 119-140.

HODGSON, C.J. 1993. Mesothermal lode gold deposits, In: KIRKHAM, R.V.; SINCLAIR, W.D.; THORPE, R.I.; DUKE, J.M. eds. *Mineral Deposit Modeling*: Geological Association of Canada, Special Paper 40, p. 635-678

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. Earth Sci.*, v. 8, p: 523-548.

JENSEN, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous Paper, 66, *Min. Nat. Resources*, Ontario, Canada. v. 16, 22p.

KAWASHITA, K. 1972. *O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e do Amazonas.* (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP).

KAWASHITA, K; SATO, K.; SONOKI, I. 1983. Um sistema de aquisição de dados "on-line" em um espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-USP). *Rel. interno*, 14 p.

- KESSEN, K.M.; WOODRUFF, M.S.; GRANT, N.K. 1981. Gangue mineral $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the origin of Mississippi valley-type mineralisation. *Economic Geology*, v.76, p. 913-920.
- KERRICH, R. 1991. Radiogenic isotope systems applied to mineral deposits. In: HEAMAN, L. & LUDDEN, J.N.(eds), *Short Course Handbook on Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*. Mineralogical Association of Canada, p. 365-421.
- KING, R.W.; KERRICH, R.W. 1989. Strontium isotope compositions of tourmaline from lode gold deposits of the Archean Abitibi Greenstone Belt (Ontario – Quebec, Canada): Implications for source reservoirs. *Chemical Geology*, v.79, p. 255-240.
- LEITE, J.A.D. 1989. *Contexto geológico e geoquímico das lavas máficas da seqüência vulcano-sedimentar Quatro Meninas*. 82 p. (Dissertação Mestrado em Geologia-Instituto de geociências, UFRS).
- LEITE, J.A.D.; SAES, G.S.; RUIZ, 1986a. A.S. Anatomia e interpretação das lavas basálticas subaquosas da seqüência vulcano-sedimentar Quatro-Meninas, Araputanga-MT. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, 1986, Goiânia. *Resumos e Breves Comunicações....* Goiânia, SBG, p. 99
- LEITE, J.A.D.; SAES, G.S.; RUIZ, A.S. 1986b. Sequências supracrustais do tipo "greenstone belt" na porção sul do cráton amazônico, Mato Grosso. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, 1986, Goiânia. *Resumos e Breves Comunicações...Goiânia*, SBG, p.98-99.
- Le MAITRE, R.W. 1989 *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford, Blackwell.

- LYU, H.; CHANG, L.L.Y., 1994. Phase relations in the system PbS-PbSe-PbTe. *Mineralogical Magazine*, v.58, p.567-578.
- MARCHETTO, C.M.L. 1989. Petrography of Cabaçal-1 gold deposit, Mato Grosso state, Brazil. *Trans. Instn. Min. Metall. (Section. B: Appl. Earth Science)*, v.98, p.B13-B17.
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1985. *Magmas and Magmatic Rocks, An Introduction to Igneous Petrology*, Longman, 266 p.
- MINERAÇÃO SANTA MARTHA 1987. Cabaçal I extensions. S.l.p.: Mineração Santa Martha, (*relatório interno*). vol. 1.
- MONTEIRO, H., MACEDO, P.M. de, SILVA, M.D. da, MORAES, A.A. de, MARCHETTO, C.M.L. 1986. O "greenstone belt" do Alto Jauru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986, *Anais....*, Goiânia, SBG, v.2, p:630-647.
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P.M. de; MORAES, A.A. de; FANTON, J.J.; MAGALHÃES, C. de C. 1988. Depósito de ouro de Cabaçal-I, Mato Grosso. In: *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília: DNPM, v. 3, P. 535-545.
- MUROWCHICK, J.B. 1992. Marcasite inversion and the petrographic determination of pyrite ancestry. *Econ. Geol.*, v. 87, p. 1141-1152.
- OKAMOTO, H. & MASSALSKI, T.B. 1983. The Au-Bi (gold-bismuth) system. *Bulletin of Alloy Phase Diagrams*, v. 4 (4), p: 401-407.

- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25 (4), p: 956-983.
- PHILLIPS, G.N. 1993. Metamorphic fluids and gold. *Mineralogical Magazine*, v. 57(388), p. 365-374.
- PINHO, F.E.C 1996. *The Origin of the Cabaçal Cu-Au Deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil*. Ontario. 211 p. (Tese de Doutorado, Faculty of Graduate Studies, The University of Western Ontario).
- PINHO, F.E.C.; TOLEDO, F.H.; FIGUEIREDO, B.R.; FYFE, W.S. 1994. A mineralização aurífera do depósito do Cabaçal, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, SBG, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, v. 1, Simpósios, , p: 312-313.
- PINHO, M.A.S.B. & FYFE, W.S. 1994. A evolução do conhecimento geoquímico das vulcânicas máficas-ultramáficas toleíticas da Formação Mata Preta, Greenstone Belt do Alto Jauru-Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, SBG, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, v. 3, Sessões Técnicas, , p: 141-143.
- PINHO, M.A.S.B.; PINHO, F.E.C.; FYFE, W.S.; FIGUEIREDO, B.R.; TOLEDO, F.H. 1995. Some geochemistry aspecty of the Alto Jauru greenstone belt, Southwest of Amazonian Craton, Mato Grosso-Brazil. In: 1995 ANNUAL MEETING OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, Session 150, Latin American Gelogy, New Orleans, EUA, *Abstract*, p. A 427.

- POITRASSON, F.; PIN, C.; DUTHOU, J-L. 1995. Hydrothermal remobilization of rare earth elements and its effect on Nd isotopes in rhyolite and granite. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 130, p. 1-11.
- RUIZ, A.S. 1992. *Contribuição à Geologia da Região do Distrito de Cachoeirinha-MT*. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP).
- RUIZ, J.; JONE, L.M.; KELLY, W.C. 1984. Rubidium-strontium dating of ore deposits hosted by Rb-rich rocks, using calcite and other common Sr-bearing minerals. *Geology*, v.12, p. 259-262.
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D.; WESKA, R.K. 1984. Geologia da folha Jauru (SD-21-Y-C-III): uma síntese dos conhecimentos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG., v. 5, p. 2193-2204.
- SATO, K., TASSINARI, C.C.G., KAWASHITA, K., PETRONILHO, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações. In: *Academia Brasileira de Ciências, Anais...* São Paulo, v.67, nº 3.
- SCHRANK, A.; SILVA, M.G. 1993. Greenstone belts do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO, O CRATON DO SÃO FRANCISCO, II. Salvador. SBG, 1992. Dominguez, J.M.L.; Misi, A. (eds). p.85-118.
- SILVA et al. 1974. *Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins*. In: Projeto RADAN. Rio de Janeiro, MME/DNPM. p. 3-143. (Levantamento de Recursos Naturais 4).

- SILVA, M.G. 1990. O greenstone belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc de idade proterozóica inferior. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, SBG, Natal, 1990. *Boletim de Resumos*, p. 322-323.
- SOUSA, J.F. 1991. Revisão de geologia da porção SW do Estado de Mato Grosso, S do Estado de Rondônia e do leste da Bolívia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, p. 74-81.
- SOUZA, N.B. de 1988. Principais depósitos de ouro do Estado de Mato Grosso. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35., 1988, Belém. *Anais....* Belém: SBG., v. 1, p. 116-119 e 127.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, v. 26, p: 207-221.
- STEIGER, R.H.; JÄEGER, E. 1977 Subcomission on geochronology IUGS on the use of decay constantin geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36(3), p. 359-367.
- TASSINARI, C.C.G. 1981. *Evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruena na região amazônica*. 99 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP).
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C. SATO, K. 1990. Aplicação de isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do vale do Ribeira, SP e PR. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...*, Natal, SBG, v. 3, p. 1254-1266.

- TASSINARI, C.C.G.; MELLITO, K.M.; ROGRIGUES, L.V. 1997. The geochronological map of the Amazonian craton in Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, SSAGI, Campos do Jordão. *Extended Abstracts*, p. 312-313.
- TASSINARI, C.C.G.; RAMÍREZ, R.; MUNIZAGA, F. 1993. Edad y geoquímica isotópica Rb-Sr yacimiento de cobre Mantos Blancos: relación con el magmatismo jurásico. *Revista Geologica de Chile*, Santiago (Chile), v. 20, nº 2, p. 194-205.
- TEIXEIRA, W; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G & KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the amazonian craton: tectonic implications. *Prec. Res.*, Amsterdam, v.42, p. 213-227.
- TOURPIN, S.; GRUAU, G.; BLAIS, S.; FOURCADE, S. 1991. Resetting of REE , and Nd and Sr isotopes during carbonitization of a komatiite flow from Finland. *Chemical Geology*, Amsterdam, v. 90, p. 15-29.
- VIEIRA, A.J. 1965. Geologia do centro-oeste do Mato Grosso. Ponta Grossa, PETROBRÁS-DEBSP. 79 p. (*Relatório Técnico Interno*, 303).
- WILLIAMSON, J.H. 1968. Least-square fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, v. 46, p 1845-1847.
- WILTON, D.H. 1991. Metallogenic and tectonic implications of Pb isotope data for galena separates from the Labrador central mineral belt. *Economic Geology*, v. 82, p. 1721-1736.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 28, p: 459-469.

ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics - the model. *Tectonophysics*, Amsterdam, v.75, p. 135-162.

APÊNDICE I

LISTA DE AMOSTRAS ESTUDADAS

No. Amostra	No. Campo	No. Laboratório	Materiais	Método Analítico	Outras Aplicações
01	P08	28636	Granito	Rb/Sr - RT	
02	P08-A	28637	Granito	Rb/Sr - RT	
03	P08-C	28639	Granito	Rb/Sr - RT	Q
04	P08-F		Granito	Rb/Sr - RT	
05	P08-G	-	Granito	-	D
06	P08-H	28643	Granito	Rb/Sr - RT	Q
07	P02-A	-	Gabro Indiavaí	-	D/Q
08	P02-F	28517	Gabro Indiavaí	Sm/Nd - RT	-
09	"	"	Gabro Indiavaí	Sm/Nd - PX	-
10	"	"	Gabro Indiavaí	Sm/Nd - PLAG	-
11	P02-J	-	Gabro Indiavaí	-	D
12	P03-E	29667	Tonalito Cabaçal	-	Q
13	P04-C	-	VB	-	Q
14	P04-B	-	VB	-	Q
15	P05-A	-	Tonalito Cabaçal	-	D
16	P05 - E		Tonalito Cabaçal	U/Pb - ZIR	Q
17	P06-B	-	VB	-	Q
18	P07-B	-	VI	-	Q
19	P07-C	-	VI	-	Q
20	524/71,75	28850	CTB/CHB	Rb/Sr	DP
21	524/75.55	-	ZCL	-	"
22	435/113	28552	CTB	Sr/Sr - CAL	D
23	435/103	28554	CTB	Sr/Sr - CAL	D
24	N135 CAMARA 1/130	28585	Veio CAL	Sr/Sr - CAL	P/D
25	228/38.90	-	Gabro	-	D
26	228/41.76	-	Gabro	-	D
27	228/41.94	-	CTB	-	BP
28	228/43.58	-	CTB	-	D
29	228/52.0	-	CTB	-	BP
30	228/58.10	-	CTB	-	"
31	228/59.40	-	CTB	-	D/Q
32	228/62.0	-	CTB	-	D
33	228/62.20	-	CTB	-	DP/P
34	228/62.35	-	CTB	-	P/BP
35	228/63.30	-	CTB	-	P
36	228/64.20	-	CTB	-	DP/P/D
37	228/64.70	-	CTB	-	D

38	228/75.0	-	TAC	-	D/Q
39	GABRO MINA	-	Gabro	-	D/Q
40	MIN. PÁTIO	-	CLO-Xisto	-	P
41	127/79,90	28547	Veio CAL-QTZ	Sr/Sr - CAL	D/BP
42	114/100	28548	Veio CAL.	Sr/Sr - CAL	D
43	05/40,75	28551	CTB/VB	Sr/Sr - CAL	D
44	TBD02/89,35	28555	CLO-BI-SE-Xisto	Sr/Sr - CAL	P/D
45	ADD02/38,60	28557	VB	Sr/Sr - CAL	-
46	ADD02/44,0	28558	VB	Sr/Sr - CAL	D
47	ADD02/50.70	-	VA	-	BP
48	ADD02/98,70	28525	VA	Pb/Pb - GN	BP
49	ADD02/110.50	-	VA	-	BP
50	GN-GALERIA	28768	QTZ-CLO-Xisto	Pb/Pb - GN	DP
51	SPD57/96.70	-	Veio QTZ.	-	BP
52	76/100.70	-	ZCL	-	BP
53	135/52.22	-	ZCL	-	DP
54	135/57.57	-	CTB	-	DP
55	135/61.0	-	CTB	-	"
56	136/56.70	-	CTB-CLO	-	DP
57	136/62.30	-	CTB-CLO	-	"
58	136/62.45	-	CTB-CLO	-	"
59	CAB-01	-	-	Pb/Pb - GN	-
60	CAB-02	-	-	Pb/Pb - GN	-
61	CAB-03	-	-	Pb/Pb - GN	-
62	CAB-04	-	-	Pb/Pb - GN	-
63	CAB-05	-	-	Pb/Pb - GN	-
64	PQM	-	Metamáfica	-	D
65	PQM-02	-	Matamáfica	-	D
66	PQM-03	28627	Metamáfica	Sm/Nd - RT	Q
67	PQM-06	-	Metamáfica	-	D
68	PQM-08	28632	Metamáfica	Sm/Nd - RT	Q
69	PQM-09	28633	Metamáfica	Sm/Nd - RT	-
70	PQM-10	28634	Sub-Vulcânica	Sm/Nd - RT	D/Q
71	PQM-11	28635	Metamáfica	Sm/Nd - RT	Q
72	113/107	28544	SE- Xisto	K/Ar - SE	
73	113/9.10	-	CHB	-	BP
74	113/36,60	28543	CHB	K/Ar - SE	-

Abreviaturas: estudos petrográficos e inclusões fluidas: (P) seção polida, (D) lâmina delgada, (DP) delgada-polida, (BP) bi-polida; análises químicas (Q); análises isotópicas através dos métodos Sm/Nd, Rb/Sr, Sr/Sr, U/Pb, Pb/Pb e K/Ar; materiais e procedências: (RT) rocha total, (CHB) chert bandado, (CTB) tufo chertoso bandado, (TAC) tufo ácido, (ZCL) zona cloritizada, (VA) vulcânica ácida, (VB) vulcânica básica, (VI) vulcânica intermediária, (CLO) clorita, (SE) sericita, (BI) biotita, (QTZ) quartzo, (PX) piroxenio, (PLAG) plagioclásio, (CAL) calcita, (GN) galena e (ZIR) zircão.

ERRATA

Pag.	Parag.	ONDE LE-SE	LEIA-SE
32	4°	$0.654 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$	$0.654 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$
36	3°	entre 4,3 e 3,7	entre 4,5 e 3,7
46	2°	Figura 3.3	Figura 3.2
46	2°	semelhança co	semelhança com
52	2°	+3.2	+3.68
67	2°	amostras 48 e 59	amostras 61 e 62
72	2°	variação de salinidade	variação de $\delta^{18} \text{O}$