



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“GEOCRONOLOGIA Pb-Pb E Pb-Sr DAS ROCHAS GRANÍTICAS DA REGIÃO DE
REDENÇÃO, SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ”.**

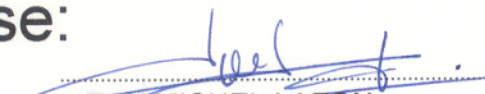
TESE APRESENTADA POR

ALAYDE ALFAIA BARBOSA

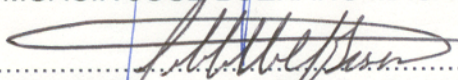
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA.

Data de Aprovação 05 / 01 / 96

Comitê de Tese:


JEAN MICHEL LAFON (Orientador)


MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA


COLOMBO CELSO GAETA TASSINARI

BELÉM

*Às minhas grandes amigas: Cintia,
Lúcia e Alice. E especialmente ao
meu querido Geovane, que tanto se
opôs a esta tese.*

AGRADECIMENTOS

Quero aqui manifestar meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que contribuíram com a realização deste trabalho, destacando em especial:

A Universidade Federal do Pará, através do Centro de Geociências, pela infraestrutura disponível durante meu Curso de Pós-Graduação;

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos;

A CPRM/SUREG Belém, em especial aos geólogos Agildo Pina Neves e Armínio Vale pelo apoio de campo, por cederem as análises químicas, pela discussão dos resultados geocronológicos e colaboração, fundamental para a realização deste trabalho;

Aos membros da banca de tese por terem aceito participar da avaliação deste trabalho;

Ao orientador deste trabalho, Jean-Michel Lafon, pela disposição, responsabilidade e amizade que prestou durante o desenvolvimento do mesmo;

Aos professores doutores Thomas Scheller, por seu valioso apoio no tratamento dos dados e confecção dos diagramas geoquímicos e geocronológicos e Moacir Macambira por todo apoio no Laboratório de Geologia Isotópica e sugestões prestadas;

Aos técnicos: Roselene Garcia, Rosária Fenzl, Carlos Lopes, Vânia Nogueira e Dário Otake, pelo apoio técnico nos laboratórios;

À química Elizabeth Rodrigues pela orientação no LGI quanto a metodologia Pb-Pb;

Especialmente aos amigos Albano Leite, Otávio Rosendo, Benevides, Sandro Baliero, José Alberto Colares, e aos meus pais, pelo apoio e “empurrões” nas horas mais difíceis.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	vi
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1.INTRODUÇÃO.....	5
1.1.APRESENTAÇÃO.....	5
1.2.LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	6
2.CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	8
2.1.ESTRATIGRAFIA.....	8
2.1.1.Unidades Arqueanas.....	10
2.1.2.Unidades Proterozóicas.....	12
2.2.GEOCRONOLOGIA.....	17

2.3.CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	23
3.OBJETIVOS.....	26
4.DESCRICÃO DAS UNIDADES ESTUDADAS.....	28
4.1.TONALITO ARCO VERDE.....	28
4.1.1.Aspectos Gerais.....	28
4.1.2.Aspectos Petrográficos.....	31
4.1.3.Aspectos Geoquímicos.....	35
4.2.MONZOGRANITO TIPO MATA SURRÃO	39
4.2.1.Aspectos Gerais.....	39
4.2.2.Aspectos Petrográficos.....	43
4.2.3.Aspectos Geoquímicos.....	47
4.3.GRANITO REDENÇÃO.....	50
4.3.1.Aspectos Gerais.....	50
4.3.2.Aspectos Petrográficos.....	50
4.3.3.Aspectos Geoquímicos.....	54
5.TÉCNICAS ANALÍTICAS.....	59
5.1.METODOLOGIA Rb-Sr.....	59

5.2.METODOLOGIA Pb-Pb.....	61
6.RESULTADOS ANALÍTICOS Rb-Sr.....	65
6.1.TONALITO ARCO VERDE.....	65
6.2.MONZOGRANITO TIPO MATA SURRÃO.....	68
6.3.GRANITO REDENÇÃO.....	73
7.RESULTADOS ANALÍTICOS Pb-Pb.....	77
7.1.TONALITO ARCO VERDE.....	77
7.2.MONZOGRANITO TIPO MATA SURRÃO.....	80
7.3.GRANITO REDENÇÃO.....	84
8.DISSCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES.....	88
9.CONCLUSÕES.....	101
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	103

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 01-Mapa de localização da área de estudo.....	7
Figura 02-Mapa geológico simplificado da região de Redenção.....	9
Figura 03-Mapa geológico esquemático para a região de Redenção.....	11
Figura 04-Mapa de amostragem dos pontos datados por CUNHA et al. (1981).....	19
Figura 05-Arcabouço estrutural de parte da região Sudeste do Pará.....	25
Figura 06-Mapa de pontos amostrados.....	30
Figura 07-Feição isotrópica do Tonalito Arco Verde.....	32
Figura 08-Tonalito Arco Verde caracterizado por porções deformadas.....	32
Figura 09-Diagrama triangular Q-A-P.....	34
Figura 10-Cristal de anfibólio do Tonalito Arco Verde com alteração para clorita.....	36
Figura 11-Diagrama Ternário An-Ab-Or normativo.....	40
Figura 12-Diagrama de alumino-saturação.....	41
Figura 13-Diagrama triangular AFM.....	42
Figura 14-Forma de ocorrência do Monzogranito tipo Mata Surrão.....	44
Figura 15-Aspecto textural do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção.....	46
Figura 16-Maclamento xadrez nos cristais de álcali-feldspato do Monzogranito tipo Mata Surrão (porção norte da Folha Redenção).....	46
Figura 17-Vista geral do Granito Redenção.....	51
Figura 18-Amostra do Granito Redenção.....	52

Figura 19- Fotomicrografia do Granito Redenção.....	53
Figura 20a e b-Diagrama de caracterização do ambiente tectônico de PEARCE et al. (1984) para as amostras do Granito Redenção.....	58
Figura 21-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR8B do Tonalito Arco Verde.....	66
Figura 22-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR10F do Tonalito Arco Verde.....	67
Figura 23-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR21B do Monzogranito tipo Mata Surrão (porção norte da Folha Redenção).....	69
Figura 24-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR22A do Monzogranito tipo Mata Surrão (porção norte da Folha Redenção).....	70
Figura 25-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AN01B do Monzogranito tipo Mata Surrão (porção sul da Folha Redenção).....	71
Figura 26-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AB17B do Monzogranito tipo Mata Surrão (porção sul da Folha Redenção).....	72
Figura 27-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras de rocha total do Granito Redenção.....	74
Figura 28-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR51B do Granito Redenção.....	75
Figura 29-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR53A do Granito Redenção.....	76
Figura 30-Diagrama isocrônico Pb-Pb do Tonalito Arco Verde incluindo os feldspatos lixiviados.....	78

Figura 31-Diagrama isocrônico Pb-Pb do Tonalito Arco Verde excluindo os feldspatos lixiviados.....	79
Figura 32-Diagrama isocrônico Pb-Pb do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção incluindo os feldspatos lixiviados.....	81
Figura 33-Diagrama isocrônico Pb-Pb do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção excluindo os feldspatos lixiviados.....	82
Figura 34-Diagrama isocrônico Pb-Pb do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção incluindo os feldspatos lixiviados.....	83
Figura 35-Diagrama isocrônico Pb-Pb do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção excluindo os feldspatos lixiviados.....	85
Figura 36-Diagrama isocrônico Pb-Pb do Granito Redenção incluindo as frações de feldspatos lixiviados	86
Figura 37-Diagrama isocrônico Pb-Pb do Granito Redenção incluindo as frações de feldspatos não lixiviados.....	87
Figura 38-Diagrama do chumbo torogênico para as unidades datadas.....	95
Figura 39-Composição isotópica dos feldspatos lixiviados do Granito Redenção.....	99

TABELAS

Tabela 01-Principais dados geocronológicos existentes para a região de Redenção e Rio Maria	18
Tabela 02-Coordenadas geográficas das amostras datadas.....	29
Tabela 03-Dados resultantes da análise modal.....	33
Tabela 04-Resultados das análises químicas para o Tonalito Arco Verde.....	37
Tabela 05-Resultados das análises químicas para os Monzogranitos tipo Mata Surrão.....	48
Tabela 06-Resultados das análises químicas para o Granito Redenção.....	55

Tabela 07-Resultados analíticos Rb-Sr do Tonalito Arco Verde.....	66
Tabela 08-Idades convencionais para as biotitas das unidades estudadas.....	67
Tabela 09-Resultados analíticos Rb-Sr do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção.....	69
Tabela 10-Resultados analíticos Rb-Sr do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção.....	71
Tabela 11- Resultados analíticos Rb-Sr do Granito Redenção.....	74
Tabela 12-Resultados analíticos Pb-Pb do Tonalito Arco Verde.....	78
Tabela 13-Resultados analíticos Pb-Pb do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção.....	81
Tabela 14-Resultados analíticos Pb-Pb do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção.....	83
Tabela 15-Resultados analíticos Pb-Pb do Granito Redenção.....	86
Tabela 16-Principais idades obtidas pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb para as unidades estudadas neste trabalho.....	89

RESUMO

Este trabalho apresenta resultados geocronológicos Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total e minerais obtidos para rochas graníticas arqueanas e proterozóicas da região de Redenção, localizada no sudeste do Estado do Pará, ao sul da Província Mineral de Carajás. Foram estudadas amostras caracterizados como pertencentes ao Tonalito Arco Verde, Granito tipo Mata Surrão, e ao Granito Redenção. Para o Tonalito Arco Verde foram obtidas idades convencionais Rb-Sr em biotitas de 1849 ± 48 Ma (1σ) e 2143 ± 50 Ma (1σ), e pelo método Pb-Pb em rocha total a idade determinada foi de 2872 ± 25 Ma (1σ). O Monzogranito tipo Mata Surrão forneceu idade Rb-Sr em biotitas de 2055 ± 58 Ma (1σ) e 2112 ± 40 Ma (1σ), e 2894 ± 19 Ma (1σ) pelo método Pb-Pb em rocha total. Ao sul da Serra do Inajá ocorrem corpos de composição monzogranítica, anteriormente referidos na literatura como Suíte Intrusiva Rio Dourado, com suposta idade de proterozóica. Estas rochas forneceram idades Rb-Sr convencionais em biotitas de 2041 ± 92 Ma (1σ) e 2175 ± 62 Ma (1σ), e Pb-Pb em rocha total de 2797 ± 28 Ma (1σ). Para o Granito Redenção, obteve-se uma idade de 1870 ± 68 Ma (1σ) pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspato, enquanto que o método Rb-Sr em rocha total forneceu uma idade de 1801 ± 126 Ma (1σ).

De acordo com os resultados geocronológicos Pb-Pb, interpretados como representativos da idade de cristalização dos corpos estudados, a ocorrência de granitóides arqueanos similares àqueles encontrados nos terrenos granito-*greenstones* da região de Rio Maria, onde os mesmos foram datados em torno de 2,87 Ga, se estende também na

região de Redenção ao sul da Província Mineral de Carajás. As idades Rb-Sr em minerais, a exemplo do que ocorre em toda a Província Mineral de Carajás, são relativas a reabertura do sistema Rb-Sr provocada pelo evento térmico proterozóico associada à intrusão dos granitos anorogênicos.

Os resultados Pb-Pb e Rb-Sr para o Granito Redenção indicam que este corpo pertence ao mesmo evento magmático, em torno de 1,87-1,89 Ga, que os demais granitos anorogênicos da Província Mineral de Carajás, levando a uma revisão da cronoestratigrafia do Proterozóico da região de Redenção.

ABSTRACT

This work presents the Rb-Sr and Pb-Pb geochronological results on whole-rock and minerals, of Archean and Proterozoic granitic rocks from the Redenção region (Southeastern State of Pará), south of the Metallogenic Province of Carajás. The analysed samples belong to the Arco Verde tonalite, the Mata Surrão monzogranite and the Redenção granite. For the Arco Verde tonalite, conventional Rb-Sr ages on biotite of 1849 ± 48 Ma (1σ) and 2143 ± 50 Ma (1σ) were obtained. The Pb-Pb method on whole-rock samples from the same unit gave an age of 2872 ± 25 Ma (1σ). The Mata Surrão Monzogranite showed conventional Rb-Sr ages on biotite of 2055 ± 58 Ma (1σ) and 2112 ± 40 Ma (1σ) and, an age of 2894 ± 19 Ma by the Pb-Pb method on whole-rock. In the southern part of the region (Inajá Serra) undeformed monzogranitic bodies have been previously included in the Proterozoic in the current bibliography as the intrusive Rio Dourado Suite of Proterozoic age. These rocks gave conventional Rb-Sr ages on biotite of 2041 ± 92 Ma (1σ) and 2175 ± 92 Ma (1σ), and a Pb-Pb age on whole-rock of 2797 ± 97 Ma (1σ). For the Redenção granite an age of 1870 ± 68 Ma (1σ) was obtained by the Pb-Pb method on whole-rock and leached feldspar, while the Rb-Sr method on whole-rock gave, an age of 1801 ± 126 Ma (1σ).

The Pb-Pb ages are interpreted as the age of cristalization of the studied bodies. According to this results, the occurrence of granitic rocks, similar to those found in the granite-greenstones terranes of the Rio Maria region is extended Southwards to the of Redenção region. The Rb-Sr ages on minerals, as in other regions of the Metallogenic Province of Carajás, are related to resetting Rb-Sr system, caused by a thermal event, associated to the intrusion of the anorogenic granites during Proterozoic times.

The Pb-Pb and Rb-Sr ages for the Redenção Granite show that this body belongs to the same magmatic event, around 1.89 Ga, as the other anorogenic granites of the Metallogenic Province of Carajás. Furthermore, these new results lead to a review of the Proterozoic chronostratigraphy of the Redenção region.

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Devido a presença de diversas riquezas minerais, certas áreas da região Amazônica vêm sendo alvo de estudos geológicos detalhados ao longo das últimas décadas. Tais estudos têm contribuído significativamente para o entendimento da estratigrafia e da evolução tectônica regional. Nesse contexto, a Província Mineral de Carajás destaca-se no quadro regional como a área que contém o maior acervo de dados geológicos e geocronológicos. Por outro lado, é notório que algumas regiões ainda encontram-se carentes de estudos geocronológicos mais aprofundados. Entre essas, tem-se a região de Redenção, que está localizada a sul do limite da Província Mineral de Carajás, no sudeste do Estado do Pará

A região de Redenção foi mapeada inicialmente pelo Projeto Radambrasil (SILVA et al., 1974 e CUNHA et al., 1981), juntamente com a Folha SC.22 Tocantins, que agrupou grande parte das informações geocronológicas, petrológicas e geoquímicas disponíveis para as rochas desta área.

Atualmente a Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM/SUREG-Belém) está finalizando um projeto de mapeamento desta área, dentro do Programa de Levantamento Geológico Básico, visando um melhor detalhamento da geologia regional e uma integração da mesma com a Província Mineral de Carajás.

Quanto ao quadro geocronológico desta região, poucas foram as unidades datadas, sendo os estudos geocronológicos realizados essencialmente a partir dos métodos Rb-Sr e K-Ar. É importante ressaltar que estes métodos forneceram dados referentes às principais épocas que marcaram a evolução da região de Redenção. Contudo, são métodos muito sensíveis aos efeitos de eventos geológicos superimpostos, mesmo que estes sejam de baixa intensidade, fato este que limita a aplicação dos mesmos e a interpretação dos resultados geocronológicos.

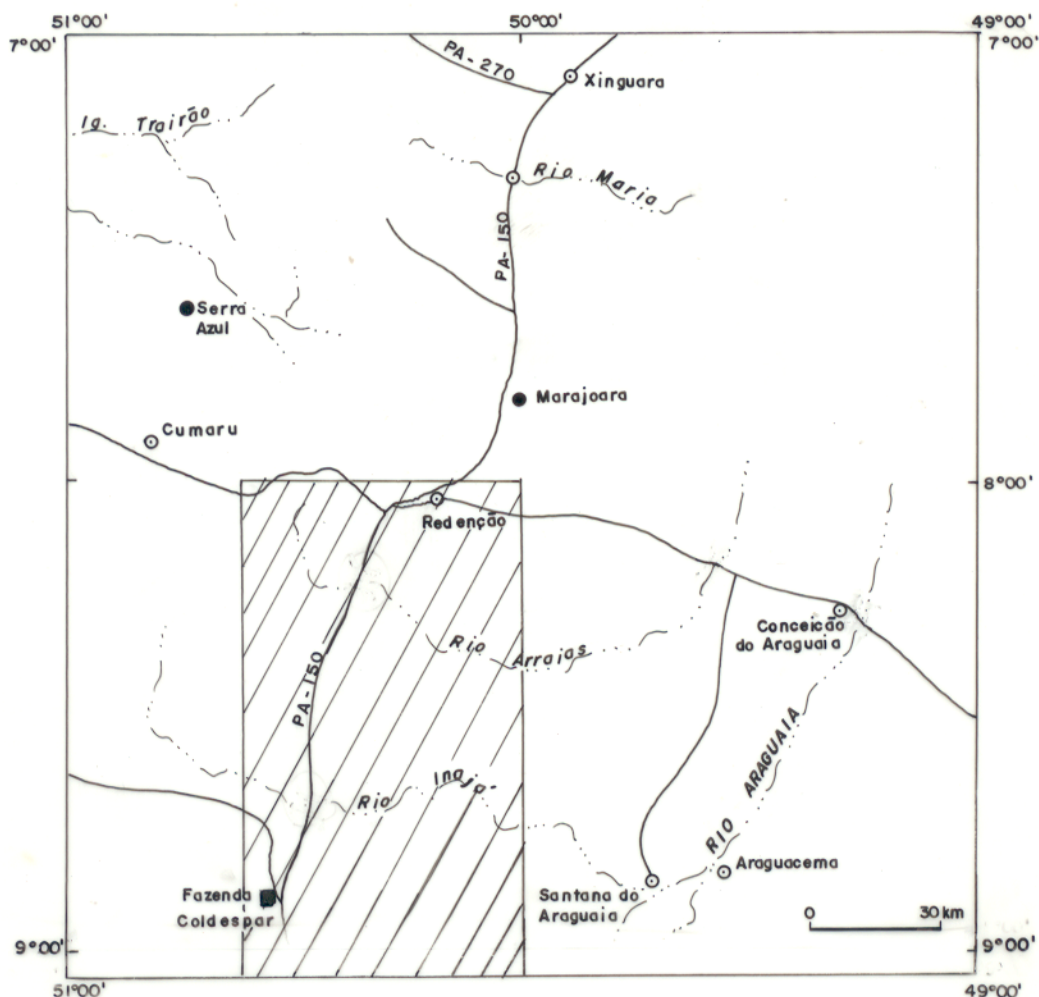
A metodologia Pb-Pb em rocha total tem sido utilizada em rochas da Província Mineral de Carajás, fornecendo informações cronológicas importantes para o

entendimento da evolução geológica regional (RODRIGUES, 1992; RODRIGUES et al., 1992; LAFON & SCHELLER, 1994) Sendo assim, esta metodologia juntamente com o método Rb-Sr em rocha total e minerais, foram aplicados sistematicamente em diversas unidades da região de Redenção.

Este trabalho deu enfoque especial às unidades arqueanas, que predominam na área estudada, e ao Granito Redenção nelas intrusivo. Os dados apresentados visam trazer algumas referências cronológicas para a evolução geotectônica da região de Redenção, tanto no Arqueano quanto no Proterozóico, e colaborar com as tentativas de integração que vem sendo realizadas para as regiões adjacentes à Província Mineral de Carajás.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A região estudada localiza-se a SSE do Estado do Pará, representando a continuidade a sul da Província Mineral de Carajás (DOCEGEO 1988), às proximidades das cidades de Redenção e Conceição do Araguaia. A região estudada engloba a Folha SC.22-X-A Araguacema (ou Redenção) e a porção norte da Folha SC.22-X-C Araguaçuí, ambas pertencentes a Folha SC.22 Tocantins. Os limites geográficos tem como coordenadas: 49°30'00"W, 51° 00''W, 8° 00"S e 9° 00"S. De modo geral não há problemas de acesso à área, em razão da existência da rodovia PA-111 que se estende até a Cidade de Redenção, além de ramais e trilhas que levam até os pontos de coleta (Figura 01).



CONVENÇÕES

- Área estudada
- Rios e Igarapés
- Estradas
- Cidades
- Fazenda
- Vilas

Localização da área

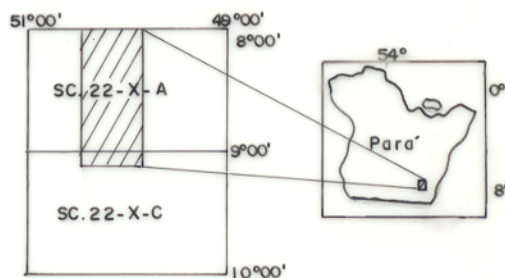


Figura 01 - Mapa de localização da área de estudo (Região de Redenção).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O contexto geológico regional enfocado neste capítulo refere-se às áreas das folhas SC.22.X-A Araguacema e parte das folhas SC.22.V-B Cubencranquém, SC.22.V-D Ribeirão da Paz e SC.22.X-C Araguaçuí (CUNHA et al., 1981) (Figura 02). Os trabalhos de ARAÚJO & COSTA (1994) e COSTA et al. (1994) referem-se a Folha SC.22.X-A como Folha Redenção, que será também o termo adotado neste trabalho.

A área estudada constitui o limite sul-oriental da Plataforma Amazônica (SUSZCZYNSKI, 1969) ou Cráton Amazônico (ALMEIDA 1967, 1978; ALMEIDA et al., 1976), que é formado por um embasamento composto de rochas magmáticas e metamórficas e de uma cobertura vulcano-sedimentar formada em diferentes etapas de evolução precambriana (AMARAL, 1974).

2.1. ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia da região de Redenção foi inicialmente estabelecida através do mapeamento regional realizado pelo Projeto Radambrasil (SILVA et al., 1974; CUNHA et al., 1981), com contribuição de IANHEZ et al. (1980, 1982); BEZERRA et al. (1982) e MONTALVÃO et al. (1982). O Complexo Xingu corresponde ao embasamento regional arqueano e constitui, junto com as sequências tipo *greenstone belts* do Supergrupo Serra do Inajá, as unidades mais antigas da região. O Proterozóico é representado na área pelas rochas vulcânicas da Formação Iriri e plutônicas da Suíte Intrusiva Rio Dourado, que juntas formam o Supergrupo Uatumã, pela Suíte Intrusiva Tarumã, pelo Granito Redenção e pelas formações sedimentares Cubencranquém e Gorotire (SILVA et al., 1974 e CUNHA et al., 1981). A região estudada é limitada a leste pelas unidades do Cinturão Araguaia (Figura 02).

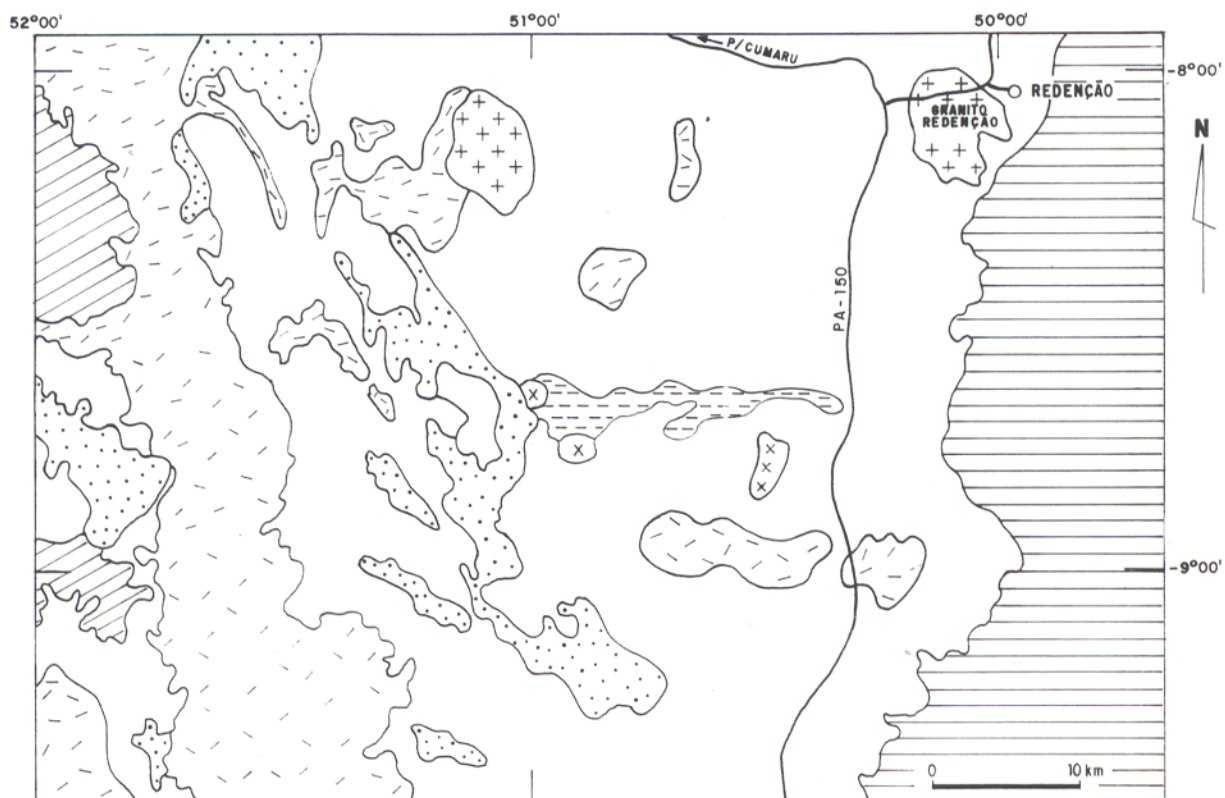


FIGURA 02: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO

Fonte: BEZERRA et al., (1982)

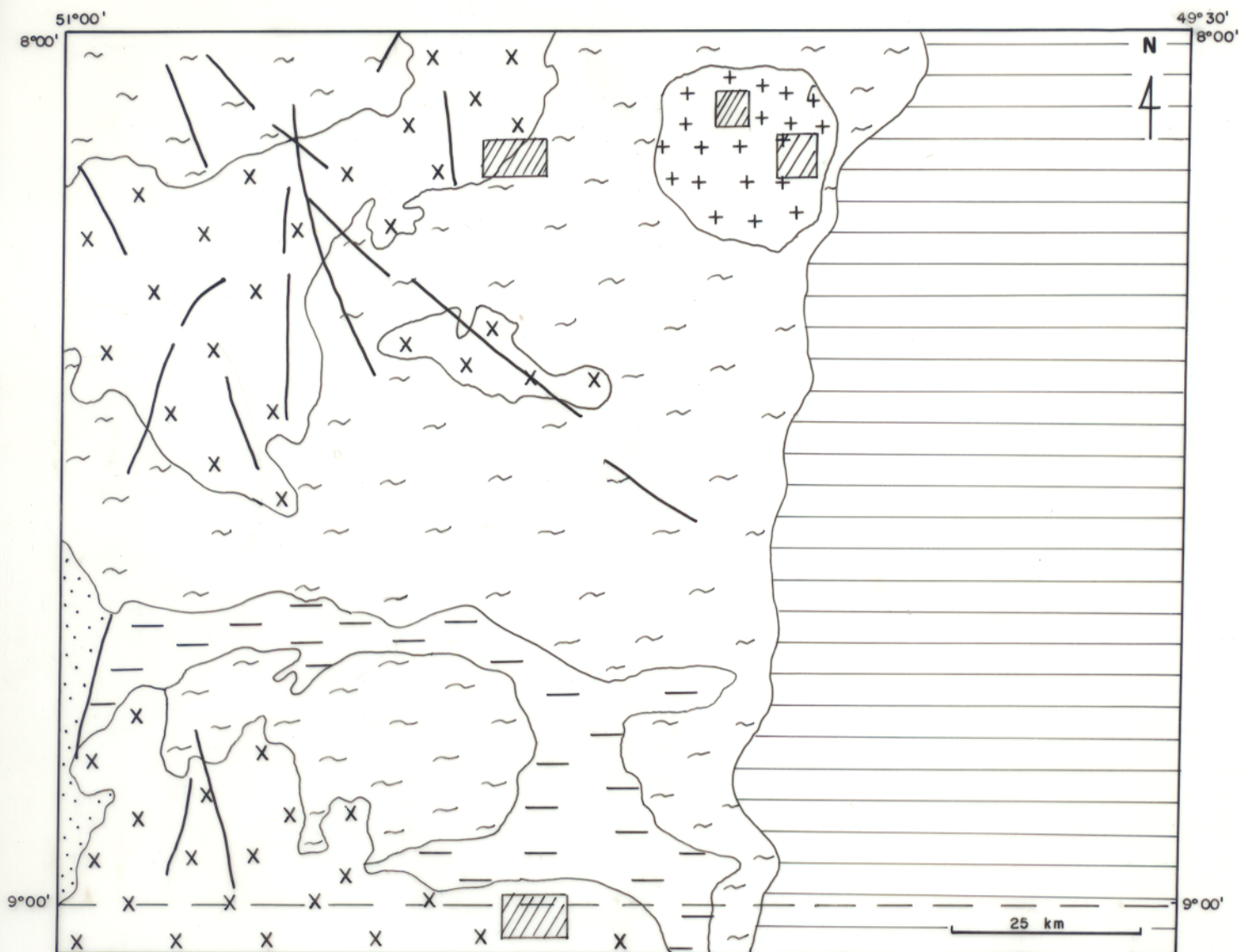
2.1.1. Unidades Arqueanas

A designação **Complexo Xingu** para as rochas do embasamento da área da Folha SC.22 coube a SILVA et al. (1974) sendo suas litologias descritas por CUNHA et al. (1981) com base em critérios petrográficos como granitos, granodioritos, gnaisses, migmatitos, anatexitos, charnockitos, ocorrendo anfibolitos como porções paleossomáticas nos migmatitos.

É a unidade com maior extensão dentro da área, despontando-se com destaque na porção centro-norte e noroeste. No centro e a sudoeste desta folha, sua área de distribuição encontra-se em grande parte, recoberta pela associação vulcano-plutônica do Supergrupo Uatumã e pelas coberturas sedimentares das formações Gorotire e Cubencranquém (CUNHA et al., 1981).

ARAÚJO & COSTA (1994) apresentaram um trabalho de integração dos dados de mapeamento geológico realizado pela CPRM-SUREG/Belém nas folhas Serra dos Carajás, São Félix do Xingu, Xinguara e Redenção. Na região de Redenção, os autores individualizaram o Complexo Xingu em duas unidades distintas: os gnaisses tonalíticos migmatizados denominados de Tonalito Arco Verde e o Granitóide Mata Surrão (Figura 03), correlacionando tais unidades aos corpos homônimos que ocorrem na região de Rio Maria. De acordo com estes autores estas unidades, incluídas no contexto do Cinturão Pau D'Arco, caracterizam-se por uma foliação milonítica, marcada pela orientação preferencial de minerais e agregados de minerais, paralelos ao bandamento composicional desenvolvido nas porções de granitóides e gnaisses de granulação fina.

De acordo com COSTA et al. (1994), a ocorrência dos granitóides como faixas e lentes em meio aos gnaisses, define o acamadamento orientado preferencialmente na direção E-W, tratando-se de uma geometria resultante de forte deformação por milonitização, cuja movimentação relacionada se concentra nas regiões de contato e gera as principais zonas de cisalhamento. A xistosidade acha-se bem impressa nas frações de granulação fina nos gnaisses e granitóides.



LEGENDA

	Cinturão Araguaia
	Granito Redenção
	Grupo Gorotire
	Grupo Mata Surrão
	Grupo Serra do Inajá
	Tonalito Arco Verde

CONVENÇÕES

	Contato Geológico
	Falha
	Áreas de coleta das amostras
	LIMITE ENTRE AS FOLHAS SC.22-XC E SC.22-XA

Localização da área



Figura 03: Mapa geológico esquemático para a Região de Redenção.
Fonte: ARAÚJO & COSTA (1994).

O Grupo Serra do Inajá ocupa a porção central do quadrante SO da Folha Redenção (Figura 02), configurando uma faixa contínua da ordem de 70 Km, com largura máxima de 10 Km na parte oeste adelgaçando-se para leste até encontrar as rochas arrasadas do Complexo Xingu. SILVA et al. (1974) correlacionaram as sequências do Grupo Serra do Inajá ao Grupo Grão-Pará que ocorre na Serra do Carajás, sugerindo que as mesmas poderiam ser *greenstone belts*. CUNHA et al. (1981) também destacaram as similaridades entre o Grupo Serra do Inajá e os *greenstone belts* descritos na literatura internacional. Segundo IANHEZ et al. (1980), o Grupo Serra do Inajá, caracteriza-se por uma diversificada sequência litológica de natureza vulcano-sedimentar, metamorfisada na fácies xisto verde, e localmente na fácies epidoto-anfibolito. De acordo com os referidos autores, essa unidade pode ser subdividida em quatro associações litológicas, arrumadas hipoteticamente da base para o topo como se segue: metaultramáficas, metamafitos, metavulcânicas ácidas, e rochas sedimentares.

CORDEIRO & SAUARESSIG (1980) correlacionaram o Grupo Serra do Inajá aos *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas da região de Rio Maria. DOCEGEO (1988) e ARAÚJO & COSTA (1994) caracterizaram definitivamente este grupo como uma sequência do tipo *greenstone belt* e estenderam seu limite leste até o sul da Folha Redenção (Figura 03).

2.1.2. Unidades Proterozóicas

Várias tentativas foram feitas para agrupar as sequências vulcânicas e intrusões associadas do Proterozóico, bem como estabelecer os principais períodos de atividade magmática. No geral, estes eventos magmáticos têm sido atribuídos à intensa movimentação de blocos ligadas com a formação de bacias que se processou durante o Proterozóico (BASEI, 1977; IANHEZ et al., 1982).

De acordo com COSTA et al. (1991) os produtos litológicos relacionados à evolução das estruturas extensionais que caracterizam o Proterozóico da área em questão,

compreendem unidades vulcânicas (Supergrupo Uatumã), sedimentares (Formação Gorotire e Cubencranquém) e plutônicas (Suítes Tarumã, Rio Dourado e Redenção).

O **Supergrupo Uatumã** é definido por um extenso vulcano-plutonismo ácido a intermediário com alguns componentes básicos, e por rochas intrusivas plutônicas e subvulcânicas associadas que, segundo MONTALVÃO & BEZERRA (1985), eclodiu sobre extensa área da Plataforma Amazônica, no intervalo compreendido entre o fim do Proterozóico Inferior e o início do Médio.

O caráter cogenético de granitos pós-tectônicos e vulcânicas ácidas e intermediárias (genericamente denominado de Supergrupo Uatumã), foi admitido por TEIXEIRA et al., (1989) considerando a semelhança de idades obtidas para as diferentes suítes, as relações estratigráficas entre granitos-vulcânicas e diques de composição variada relacionados a esse vulcanismo e ainda, as suas afinidades químicas, com caráter cálcico-alcalino e alcalino. Algumas considerações foram efetuadas por DALL'AGNOL (1982), colocando em dúvida esse íntimo relacionamento granito/vulcânicas, uma vez que, embora ambos ocorram em geral nas mesmas regiões, não são frequentes associações entre granitos e vulcânicas num complexo, como é o caso dominante na Nigéria. A questão da cogeneticidade e/ou contemporaneidade desses dois eventos magmáticos principais, vulcanismo ácido e intermediário e intrusivas graníticas, é assunto ainda controvertido na bibliografia (GASTAL, 1987, DALL'AGNOL et al., 1994).

CUNHA et al. (1981) subdividiram o Supergrupo Uatumã na Formação Iriri representada por rochas vulcânicas, e na Suíte Intrusiva Rio Dourado representando a fase plutônica do referido supergrupo e caracterizada essencialmente por granitos porfiríticos.

A **Formação Iriri** consiste de rochas vulcânicas de caráter ácido a intermediário, e muito raramente básico, que ocorrem na forma de riolitos, riodacitos, dacitos, tufos, e ignimbritos, com andesitos subordinados, assim como intercalações locais de sedimentos. Tal vulcanismo tem características essencialmente continentais, notando-se a quase ausência de diferenciação magmática (IANHEZ et al., 1982).

No domínio da Folha Redenção, esta unidade é a mais densamente distribuída, na porção ocidental, em permeio a terrenos do embasamento, e em parte recoberta por sedimentos de cobertura de plataforma (IANHEZ et al., 1982).

A **Suíte Intrusiva Rio Dourado** representa a fase plutônica do Supergrupo Uatumã na Folha Redenção sendo representada petrograficamente por granitos, granodioritos, dioritos, microgranitos e adamelitos (CUNHA et al., 1981).

Os corpos intrusivos da Suíte Intrusiva Rio Dourado têm sua principal distribuição nos domínios da faixa de vulcânicas ácidas a intermediárias da Formação Iriri sendo representados basicamente por três corpos, situados a sul e a sudeste da Folha Redenção, nas proximidades da Serra do Inajá e em contato com as rochas do Complexo Xingu (CUNHA et al., 1981). Esta suíte apresenta variações texturais marcantes, classificando-se em granitos pórfiros, granitos granulares granofíricos ou não granofíricos. De acordo com CUNHA et al. (1981), essas rochas formam uma associação comagmática com as vulcânicas da Formação Iriri. Vale & Neves (informação oral), levantaram dúvidas quanto a ocorrência de um corpo representativo desta suíte no sul da Serra do Inajá (Figura 02).

A **Formação Gorotire** consiste de um pacote de arenitos grosseiros a conglomeráticos com horizontes subordinados de granulometria mais fina e conglomerados com seixos variáveis entre 5 a 10 cm de cor predominantemente branca (CUNHA et al., 1981).

A CPRM/CVRD apud BEZERRA et al. (1982) apresentaram uma síntese descritiva das unidades litoestratigráficas que constituem a Serra dos Carajás, admitindo que as rochas sedimentares clásticas sobrepostas em discordância ao Grupo Grão-Pará são correlacionáveis à Formação Gorotire posicionada no Pré-Cambriano.

CUNHA et al. (1981), citaram, com base em observações de campo, que os sedimentos em questão estão sobrepostos discordantemente ao Supergrupo Uatumã e sotopostos à Formação Cubencranquém descrita posteriormente.

Esta unidade não ocorre dentro da área de trabalho aqui referida, contudo nos domínios das folhas Redenção e Cubencranquém, a Formação Gorotire apresenta-se como restos isolados.

A **Suíte Intrusiva Tarumã** inclui sete corpos graníticos subvulcânicos a hipoabissais, relacionados a episódios de recorrência magmática ácida pós Formação Gorotire, representados no extremo noroeste da Serra do Inajá onde se instalou o corpo paradigma desta suíte (CUNHA et al. 1981).

CUNHA et al. (1981) justificaram a individualização desta unidade litoestratigráfica, com base em dois pontos. O primeiro é que o Granito Tarumã em sua seção tipo, desenvolve auréola de contato nos sedimentos da Formação Gorotire, sendo portanto posterior a esta cobertura; e o segundo refere-se a dados geocronológicos Rb-Sr fornecendo uma idade mais nova (1,48 Ga) para os granitos dessa suíte em relação ao magmatismo do Supergrupo Uatumã.

A Suíte Intrusiva Tarumã apresenta poucas variações texturais, apresentando características mineralógicas específicas. As rochas foram agrupadas por CUNHA et al. (1981) principalmente por suas características petrográficas e mineralógicas individualizando-se biotita granitos, hornblenda-biotita-quartzo monzonitos, álcali granito, granodioritos e tonalitos.

Os corpos graníticos pertencentes a Suíte Intrusiva Tarumã têm distribuição aleatória dentro da Folha Redenção.

A **Formação Cubencranquém** foi definida por Barbosa et al. apud BEZERRA et al. (1982) como uma sequência de clastos, constituída de baixo para cima de arcóseos finos, arenitos finos, jaspelitos, cherts e siltitos.

Segundo CUNHA et al. (1981), as litologias características dessa formação constam de arenitos arcoseanos e líticos sendo descritos também nesta unidade tufos vítreos e/ou caulínicos, chert, silito, brechas, vulcânicas e conglomerados com ocorrências localizadas.

Esta formação foi correlacionada estratigraficamente por CUNHA et al. (1981) à Formação Prainha de Almeida & Nogueira Filho apud CUNHA et al. (1981), em vista da homotaxilidade aparentemente existente entre eles.

A Formação Cubencranquém tem sua seção tipo na serra do mesmo nome. De acordo com os dados de CUNHA et al. (1981) não há ocorrência desta formação na Folha Redenção.

A **Suíte Intrusiva Redenção** foi denominada por BEZERRA et al. (1982), com base em feições topográficas de imagem de radar e traços tectônicos marcantes, que possibilitaram uma boa individualização em relação às rochas encaixantes. De acordo com estes autores, esta suíte engloba corpos graníticos relacionados ao evento plutônico ácido considerado até o momento como o mais novo evento registrado na Plataforma Amazônica. Petrograficamente esta suíte inclui granitos pórfiros típicos, granitos granofíricos com texturas porfiríticas.

No geral possuem tonalidades rosadas, composição quartzo-feldspática, ricos em álcali-feldspato e portadores de quartzo azulado (BEZERRA et al., 1982) com textura *rapakivi* não típica (IANHEZ et al., 1982).

De acordo com IANHEZ et al. (1982), a origem intrusiva destes granitos tem respaldo na textura pórfira, viborgítica e granofírica, na forma elipsoidal e circular dos corpos, na composição mineralógica, nos cristais de quartzo azulados e de hábito bipiramidal além da presença de fluorita.

Na Folha Redenção ocorrem dois corpos batolíticos que representam a Suíte Intrusiva Redenção. O corpo granítico paradigma desta suíte, localizado no extremo nordeste da área que abrange este trabalho, encontra-se encaixado em rochas do Tonalito Arco Verde a W-SW da Cidade de Redenção. O outro corpo inerente a esta unidade acha-se no contato nordeste da Folha SC.22-V-B, fora dos limites da área de estudo.

2.2. GEOCRONOLOGIA

Os dados geocronológicos existentes para a região de Redenção devem-se na sua maior parte aos trabalhos de SILVA et al. (1974) e CUNHA et al. (1981) realizados dentro do quadro do Projeto Radambrasil (Tabela 01).

Através de doze determinações pelo método Rb-Sr em rocha total do Complexo Xingu na região de Redenção (Figura 04) por CUNHA et al. (1981), foram definidas idades de 2696 ± 79 Ma, com razão isotópica inicial de $0,701 \pm 0,002$ e de 2,0 Ga, com razão isotópica inicial de 0,705. A última idade foi interpretada pelos autores como um produto de rejuvenescimento isotópico ocorrido durante o Evento Transamazônico. O baixo valor obtido para a razão isotópica inicial da isócrona que forneceu a idade maior, levou os autores a concluir que a idade de aproximadamente 2,7 Ga reflete a época de formação dessas rochas.

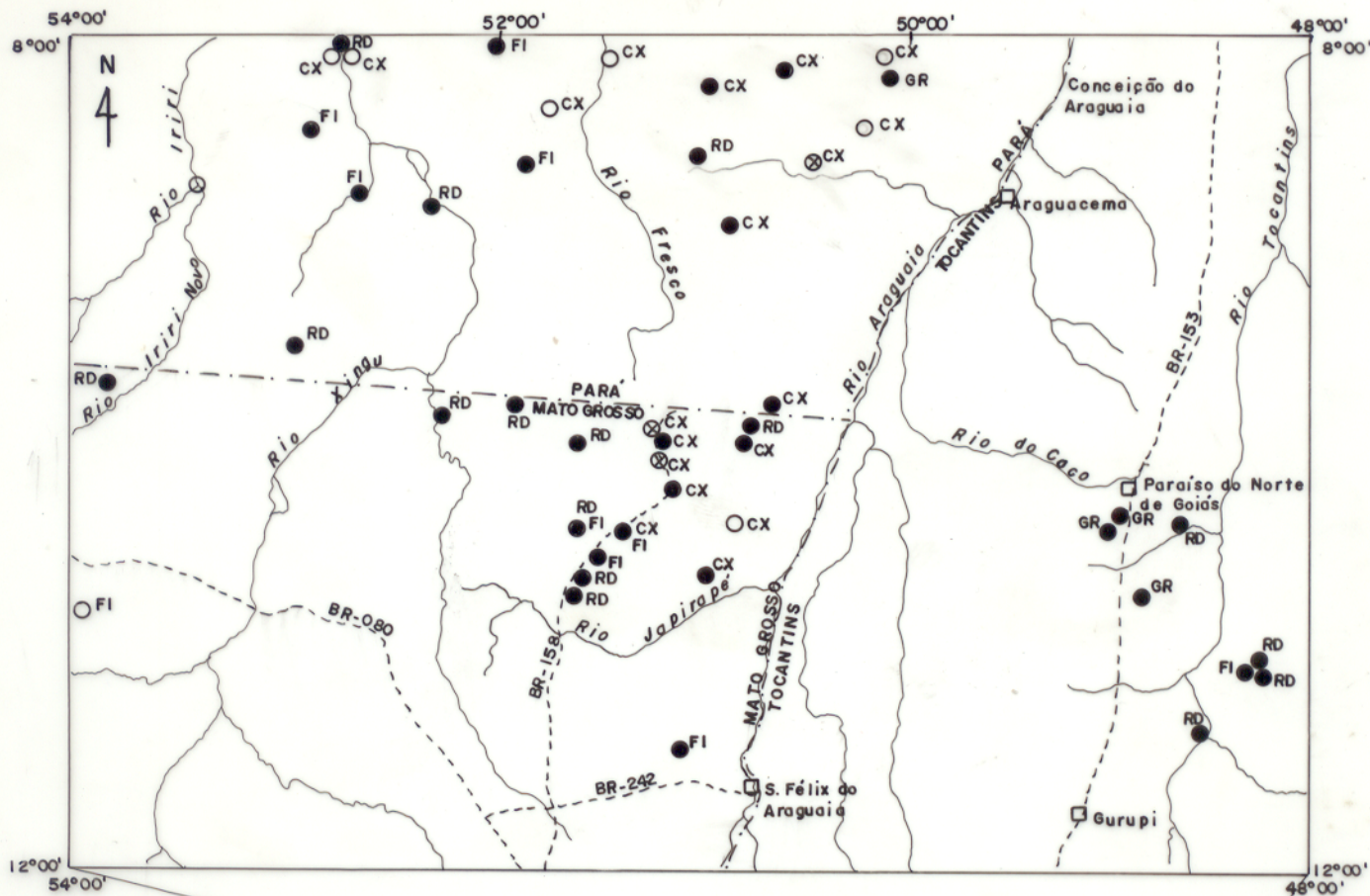
Rochas do Complexo Xingu foram também datadas por BEZERRA et al. (1982) pelo método K-Ar em rocha total e em minerais. Os resultados mostraram idades variando de 2,2 a 1,7 Ga. Por sua vez, IANHEZ et al. (1980) obtiveram uma idade Rb-Sr (onde não foi esclarecido pelos autores se é uma idade em rocha total ou minerais) de 2,75 Ga para rochas do Complexo Xingu na área da Serra do Inajá a qual foi interpretada como sendo a idade de cristalização das mesmas.

Quanto ao Grupo Serra do Inajá, IANHEZ et al. (1980) enquadraram a formação ferrífera da sequência no intervalo de 3,0 a 2,6 Ga, e sua deposição próxima a 2,7 Ga, baseados em suas características deposicionais e a associação com rochas vulcânicas. Entretanto não há nenhum dado geocronológico confirmando essa proposta.

A Formação Iriri, pertencente ao Supergrupo Uatumã, teve dez amostras de rochas vulcânicas datadas por CUNHA et al. (1981) pelo método Rb-Sr. Os dados analíticos obtidos, quando lançados em diagrama isocrônico Rb-Sr, forneceram uma isócrona com idade de 1856 ± 29 Ma, com razão isotópica inicial de $0,704 \pm 0,002$. De acordo com os autores citados, o valor dessa idade é indicativo da época de formação desta unidade, e a razão isotópica inicial sugere que o magma evoluiu a partir de material proveniente

Tabela 01-Principais dados geocronológicos existentes para as regiões de Redenção, Rio Maria e Cumaru (RT- rocha total; Zr. - zircão; Min. - minerais; Anf. - anfibólio; Tit. - titanita).

Unidade	Idade	Método	Fonte
REGIÃO DE REDENÇÃO			
Granito Redenção	685 ± 30 Ma (1σ)	Rb-Sr (RT)	CUNHA et al. (1981)
	1350 ± 80 Ma	Rb-Sr (RT)	TASSINARI et al. (1984)
Formação Cubencranquém	1611 ± 26 Ma	Correlação Estratigráfica	Pessoa et al. (apud CUNHA et al. 1981)
	1,2-1,4 Ga	Correlação Estratigráfica	BEZERRA et al. (1982)
Suíte Intrusiva Tarumã	1641 ± 22 Ma	Rb-Sr (RT)	IANHEZ et al. (1982)
Formação Gorotire	> 1,48 Ga	Correlação Estratigráfica	AMARAL (1974)
Suíte Rio Dourado	1737 ± 50 Ma	Rb-Sr (RT)	IANHEZ et al. (1980)
Formação Iriri	1856 ± 29 Ma	Rb-Sr (RT)	IANHEZ et al. (1982)
Grupo Serra do Inajá	2,6- 3,0 Ga	Correlação Estratigráfica	IANHEZ et al. (1980)
Complexo Xingu	1,7-2,2 Ga	K-Ar (RT e Min.)	BEZERRA et al. (1982)
	2750 Ma	Rb-Sr (RT)	IANHEZ et al. (1980)
	2,7 e 2,0 Ga	Rb-Sr (RT)	CUNHA et al. (1981)
REGIÃO DE RIO MARIA			
Granito Musa	1706 ± 14 Ma	Rb-Sr (RT)	GASTAL et al. (1987)
	1883 ± 5/-2 Ma	U-Pb (Zr.)	MACHADO et al. (1988)
Granito Marajoara	1724 ± 50 (2σ)	Rb-Sr (RT)	MACAMBIRA et al. (1993)
Granito Xinguara	2528 ± 35 Ma (1σ)	Rb-Sr (RT)	MACAMBIRA et al. (1991)
Granodiorito Cumaru	2543 ± 53 Ma (1σ)	Rb-Sr (RT)	LAFON & MACAMBIRA (1990)
	2577 ± 27 Ma (1σ)	Rb-Sr (Min.)	LAFON et al. (1990)
	2817 ± 4 Ma (2σ)	Pb-Pb (Zir.)	LAFON & SCHELLER (1994)
Granito Mata Surrão	2541 ± 74 Ma (1σ)	Rb-Sr (RT)	DUARTE et al. (1991)
	2875 ± 20 Ma (2σ)	Pb-Pb (RT)	LAFON et al. (1994)
Tonalito Parazônia	2858 Ma	Pb-Pb (Zr.)	PIMENTEL & MACHADO (1994)
Trondhjemitó Mogno	2680 ± 65 Ma (1σ)	Rb-Sr (RT)	MONTALVÃO et al. (1988)
	2614 ± 120 Ma (1σ)	Rb-Sr (RT)	MACAMBIRA et al. (1988)
Granodiorito Rio Maria	2564 ± 68 Ma (1σ)	Rb-Sr (RT)	GASTAL et al. (1987)
	2675 ± 65 Ma (1σ)	Rb-Sr (RT)	MONTALVÃO et al. (1988)
	1798 ± 8 Ma	Rb-Sr (Min.)	MACAMBIRA et al. (1988)
	2638 ± 91 Ma (1σ)	K-Ar (Anf.)	MACAMBIRA et al. (1988)
	1958 ± 54 Ma	K-Ar (Biot.)	MACAMBIRA et al. (1988)
	2834 ± 13 Ma (2σ)	Pb-Pb (Zr.)	MACAMBIRA & SCHELLER (1994)
	2872 ± 5 Ma (2σ)	U-Pb (Zr.)	PIMENTEL & MACHADO (1994)
	2874 ± 9/-10 Ma (2σ)	U-Pb (Zr.)	MACAMBIRA & LANCELOT (1991a)
Complexo Xingu	1881 ± 54 Ma	Rb-Sr (Biot.)	MACAMBIRA et al. (1993)
	2798 Ma	Pb-Pb (Tit.)	PIMENTEL & MACHADO (1994)
Supergrupo Andorinhas	2904 ± 29/-22 Ma	U-Pb (Zr.)	MACAMBIRA & LANCELOT (1992)
	2979 ± 5 Ma	U-Pb (Zr.)	PIMENTEL & MACHADO (1994)
Tonalito Arco Verde	2971 ± 30/-28 Ma (2σ)	U-Pb (Zr.)	MACAMBIRA & LANCELOT (1991a)
	2605 ± 32 Ma (1σ)	Rb-Sr (RT)	MACAMBIRA et al. (1993)



LEGENDA

- Ponto datado pelo método K-Ar
- Ponto datado pelo método Rb-Sr
- ⊗ Ponto datado pelo método Rb-Sr e K-Ar

CX - Complexo Xingu

RD - Rio Dourado e Tarumã

FI - Formação Iriri

GR - Granito Redenção

CONVENÇÕES

- Limite estadual
- - - Rodovias
- ~ Drenagem principal
- Cidades



Figura 04 - Mapa de amostragem dos pontos datados por CUNHA et al.(1981).

níveis mais elevados do manto superior, com possível fusão parcial de material com baixa razão Rb/Sr.

Quinze amostras de granitos, tipicamente intrusivos, supostamente pertencente a Suíte Intrusiva Rio Dourado, foram analisadas pelo método Rb-Sr (Figura 04). Os valores obtidos quando plotados em diagrama isocrônico, alinharam-se segundo duas retas preferenciais, com razões isotópicas iniciais bem diferentes, sugerindo que houve pelo menos dois eventos plutônicos na área. As rochas graníticas que foram consideradas como Suíte Intrusiva Rio Dourado forneceram idade Rb-Sr de 1737 ± 50 Ma, com razão isotópica inicial de $0,719 \pm 0,08$ Ma (IANHEZ et al., 1980). Quanto as rochas que compõem a segunda isócrona, as mesmas passaram a ser consideradas como pertencentes a Suíte Tarumã que será posteriormente discutida.

Para a Formação Gorotire, CUNHA et al. (1981) admitiram uma idade pré-cambriana, baseando-se no fato da mesma ser cortada por diques básicos que forneceram na área-tipo uma idade de 1475 ± 28 Ma (AMARAL 1974).

Os resultados analíticos de amostras pertencentes aos granitos da Suíte Tarumã (Figura 04) quando plotados em diagrama isocrônico Rb-Sr, alinharam-se segundo uma reta com idade de 1641 ± 22 Ma, e razão isotópica inicial de $0,703 \pm 0,003$. O fato das razões iniciais do estrôncio dessa suíte e das vulcânicas da Formação Iriri serem semelhantes sugere uma cogeneticidade, caracterizando assim um período compreendido entre 1,9 Ga e 1,6 Ga, para uma intensa atividade pluto-vulcânica na região de Redenção (IANHEZ et al., 1982).

BEZERRA et al. (1982) através de correlações estratigráficas assumiram para a Formação Cubencranquém uma idade entre 1,2 Ga a 1,4 Ga.

Para a Suíte Intrusiva Redenção, uma amostra do corpo granítico de Redenção, foi datada pelo método Rb-Sr, obtendo-se uma idade convencional de 685 ± 30 Ma utilizando uma razão isotópica inicial de 0,705 (CUNHA et al., 1981). Em seguida, TASSINARI et al. (1984) obtiveram, a partir de cinco amostras do Granito Redenção, uma idade

isocrônica de 1350 ± 80 Ma com uma razão isotópica inicial de $0,7458 \pm 0,0064$ interpretada como idade de cristalização do mesmo.

Se na região de Redenção os dados geocronológicos ainda se encontram em número bastante reduzido, na Província Mineral de Carajás já se dispõe de um acervo de dados mais completo, particularmente na região de Rio Maria, continuidade ao norte da região de Redenção, na qual já existem trabalhos de detalhe em algumas unidades geológicas que ocorrem na área.

Durante o Arqueano, a região de Rio Maria foi caracterizada por um intenso magmatismo que deu origem a corpos de composição tonalítica, granodiorítica, trondhjemitica e monzogranítica, onde as rochas mais antigas, com base em dados geocronológicos, são denominadas de Tonalito Arco Verde que tem idade U-Pb em zircões de $2971 +30/-28$ Ma (MACAMBIRA & LANCELOT, 1991a). Além deste, granitóides com idades em torno de 2,87 Ga, como o Granodiorito Rio Maria ($2874 +9/-10$ Ma - MACAMBIRA & LANCELOT, 1991a; 2872 ± 5 Ma - PIMENTEL & MACHADO, 1994), e o Granito Mata Surrão (2872 ± 10 Ma - LAFON et al., 1994) (Tabela 01), também são encontrados na área.

Na região de Cumaru, a oeste de Rio Maria, LAFON & SCHELLER, (1994) com base na idade Pb-Pb em zircão obtida de 2817 ± 4 Ma para o Granodiorito Cumaru, sugeriram que esta poderia ser a idade de cristalização deste corpo. Entretanto, os autores não descartaram a possibilidade desta idade representar apenas uma idade mínima para a cristalização do referido corpo, podendo o mesmo ser contemporâneo ao Granodiorito Rio Maria.

O metariodacito do Grupo Lagoa Seca (Supergrupo Andorinhas), pertencente aos *greenstone belts* da região de Rio Maria forneceu uma idade U/Pb em zircão de $2904 +29/-22$ Ma (MACAMBIRA & LANCELOT, 1992). PIMENTEL & MACHADO (1994) obtiveram para as metavulcanicas deste mesmo grupo uma idade de 2979 ± 5 Ma pelo método U-Pb em zircões que foi interpretada como idade de cristalização do magma original. Estes mesmos autores através de estudos geocronológicos U-Pb e Pb-Pb em

titanitas, na região de Rio Maria, sugeriram que os terrenos granito-*greenstones* desta área evoluíram entre 2979 e 2860 Ma e que as idades de cristalização por eles obtidas para rochas do Supergrupo Andorinhas são semelhantes àquela de 2,97 Ga obtida por MACAMBIRA & LANCELOT (1991a) para o Tonalito Arco Verde. Sendo assim, sugeriram que esses resultados indicam que as rochas do *greenstone belt* são contemporâneas com pelo menos algumas litologias do Complexo Xingu.

De acordo com MACAMBIRA & LAFON (1994), a Província Mineral de Carajás foi atingida por eventos tectono-metamórficos (TASSINARI et al., 1992; ARAÚJO et al., 1988; OLSZEWSKI et al., 1989; MACHADO et al., 1991) que se refletem nas diversas datações de rochas arqueanas obtidas pelo método Rb-Sr em rocha total, que variam em um intervalo entre 2,7 - 2,5 Ga e Rb-Sr em minerais entre 2,0 - 1,7 Ga. MONTALVÃO et al. (1988) através de dados geocronológicos Rb-Sr em rocha total obtiveram uma idade de 3,1 Ga para o Granodiorito Rio Maria, sugerindo a possibilidade da existência de uma crosta mais antiga (Mais velha que 3,0 Ga) na região de Rio Maria.

Várias propostas foram feitas para individualizar as diferentes fases do magmatismo proterozóico da Província Mineral de Carajás em suítes graníticas distintas, com base em critérios petrológicos, nas relações com o vulcanismo, nas mineralizações associadas e na idade das diferentes intrusões, porém nenhuma conclusão satisfatória foi até agora obtida (HIRATA et al., 1982; SANTOS & REIS NETO, 1982; TASSINARI et al., 1984; DALL'AGNOL et al., 1986). Os dados geocronológicos Rb-Sr disponíveis definiram um intervalo entre 1,85 Ga e 1,35 Ga para formação desses granitos, porém com maior concentração de dados entre 1,85 e 1,60 Ga (GOMES et al., 1975; TASSINARI et al., 1984; DALL'AGNOL et al., 1984; GASTAL et al., 1987; GONÇALEZ et al., 1988, MACAMBIRA et al., 1993a). Os primeiros dados U-Pb em zircão e Pb-Pb em rocha total forneceram idades em torno de 1,87-1,88 Ga (MACHADO et al., 1991; RODRIGUES et al., 1992), sugerindo um curto intervalo de tempo para esse magmatismo.

2.3. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Os trabalhos de síntese realizados sobre a região Amazônica ao longo das últimas décadas permitem que se divida o quadro geotectônico da mesma em duas linhas principais refletindo enfoques e nível de detalhe diferente. Uma corrente defende que a Amazônia compreende Províncias Estruturais com constituição e organização estrutural próprias (CORDANI et al., 1979; CORDANI & BRITO NEVES, 1982, TEIXEIRA et al., 1989). A outra corrente defende a presença de Cinturões Móveis envolvendo núcleos cratônicos (HASUI et al., 1984; ARAÚJO et al., 1988; DOCEGEO, 1988; HUHN et al., 1988; COSTA et al., 1990).

TEIXEIRA et al. (1989) e CORDANI e BRITO NEVES (1982) elaboraram, com base em dados geocronológicos, uma subdivisão do Cráton Amazônico em províncias geotectônicas. Estes autores distinguiram a Província Amazônia Central, de idade arqueana circundada pelas províncias Proterozóicas Maroni-Itacaiúnas (2,5-1,9 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,75-1,5 Ga), que seria um arco magmático; Rondoniana (1,45-1,25 Ga); Sunsas (1,1-0,9 Ga); e a Faixa Araguaia. A área estudada está inserida na porção oriental da Província Amazônica Central dos referidos autores, no limite com a Faixa Araguaia.

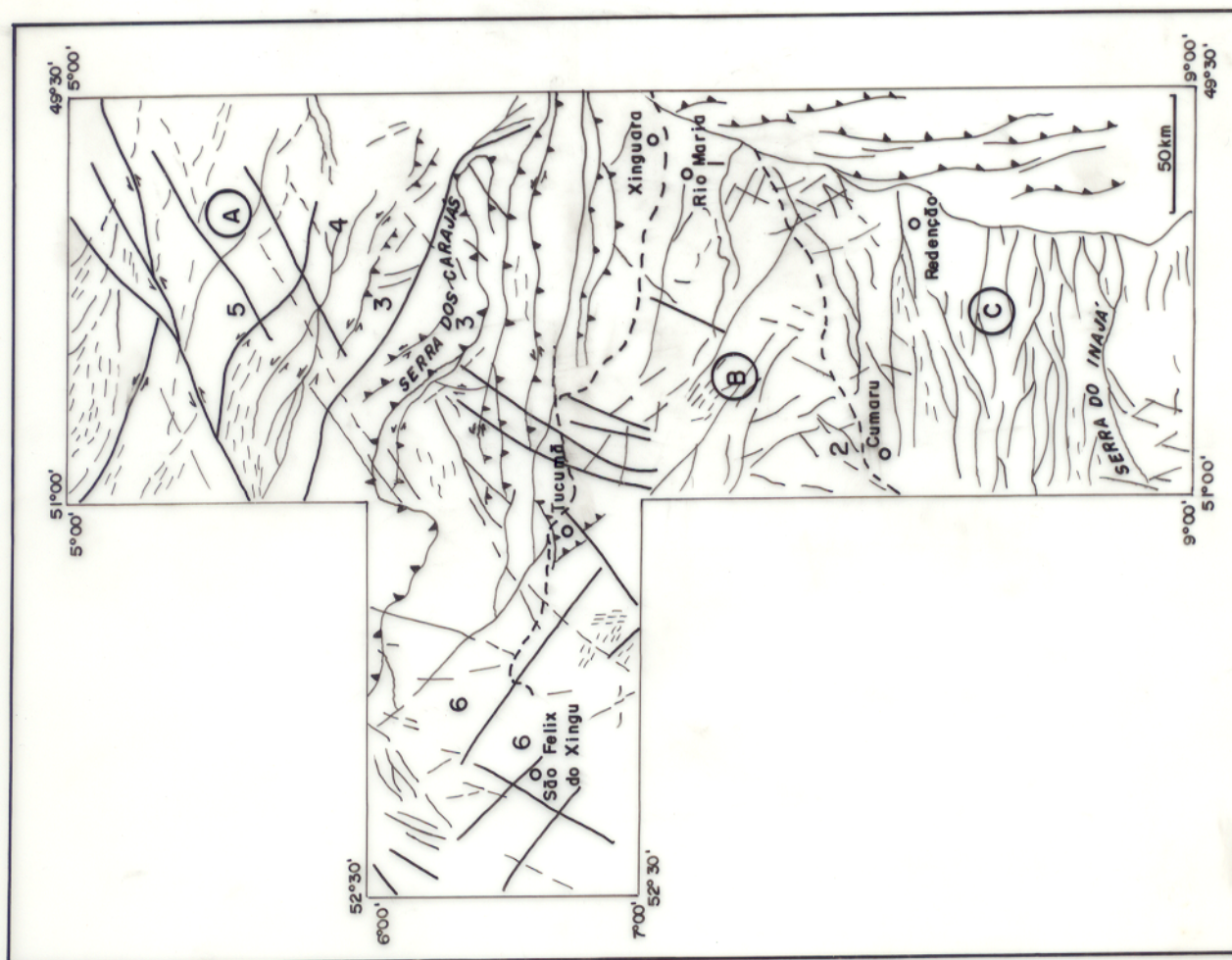
LIMA (1984) propôs um modelo de províncias geotectônicas para a Amazônia, distinguindo em sua porção oriental-sul três províncias: 1) Cinturão Móvel Maroni-Itacaiúnas; 2) Província Amazônia Oriental constando de um núcleo antigo, cujo embasamento seria o Complexo Pau D'Arco e na qual situa-se a região de Redenção; 3) Cinturão Móvel Juruena, correlacionado ao Cinturão Móvel Parima. Segundo HASUI et al. (1984), a região de Redenção é inserida no Bloco Araguacema, que representa rochas de alto grau metamórfico envolvendo núcleos granito-*greenstones*, tendo seus limites definidos pelos cinturões de alto grau.

Alguns autores como ARAÚJO et al. (1988); DOCEGEO (1988); HUHN et al. (1988) e COSTA et al. (1990) definiram a existência de um núcleo granito-*greenstone* na região de Xingua - Rio Maria, limitado a norte pelos Cinturões de Cisalhamento Itacaiúnas e Alto Tapajós (COSTA et al., 1990).

ALTHOFF et al. (1991) a partir de dados petrográficos e estruturais nos granitóides da região de Marajoara, consideraram que se trata de um prolongamento do bloco crustal arqueano de Rio Maria e descartaram a hipótese de ocorrer na área um cinturão de cisalhamento, que limitaria aquele bloco crustal. Mais recentemente, COSTA et al. (1994), caracterizaram os eventos termotectônicos que edificaram o segmento crustal da região sudeste do Estado do Pará incluindo a região de Redenção. Subdividiram o evento mais antigo, do final do Arqueano, para fins de descrição, em três compartimentos tectônicos, denominados Sul, Central e Norte. Segundo estes autores o desenvolvimento desses compartimentos é entendido através de um evento termotectônico que iniciou com movimentos tangenciais, transmitidos de sul para norte, e evoluem para movimentos essencialmente direcionais. O compartimento Sul compreende a área situada imediatamente a sul da Cidade de Rio Maria, incluindo a região de Redenção e estendendo-se pelo menos até a Serra do Inajá (Figura 05).

Segundo ARAÚJO et al. (1994), a área de estudo está inserida no contexto do Cinturão Pau D'Arco (compartimento sul), que está situado a sul dos terrenos granito *greenstones* de Rio Maria. É caracterizado essencialmente por gnaisses, granodioritos e granitos. Sua estruturação compreende uma foliação milonítica orientada na direção E-W e inclinada fortemente para N ou S, e uma lineação de estiramento sub-horizontal sugerindo a dominância de movimento direcional. Segundo estes autores, no Cinturão Pau D'Arco ocorrem faixas de supracrustais (Grupo Serra do Inajá) em meio aos gnaisses tonalíticos e com registros de estruturas tangenciais modificadas por zonas de cisalhamento transcorrentes.

De acordo com COSTA et al. (1994) durante o Proterozóico a região de Redenção foi afetada por movimentos extensionais que geraram falhas normais e de transferência orientadas respectivamente, nas direções NE-SE e NE-SW. As coberturas vulcânicas e sedimentares, e os granitos anorogênicos estão intimamente relacionados a este evento termo-tectônico.



LEGENDA

- 1 - Duplex Serra das Andorinhas
- 2 - Duplex Cumaru
- 3 - Sistema Transcorrente Carajás
- 4 - Sistema Transcorrente Cinzento
- 5 - Sistema Transcorrente Castanheira
- 6 - Sistema Transcorrente Araraquara

CONVENÇÕES

- Zonas de cisalhamento tangenciais oblíquas
- Zonas de cisalhamento transcorrente
- Falhas e fraturas
- Traço de foliação
- Limite entre compartimentos tectônicos
- A - Cinturão de cisalhamento Itacaiúnas
- B - Terreno Granito "Greenstone"
- C - Cinturão de cisalhamento Pau D'Arco

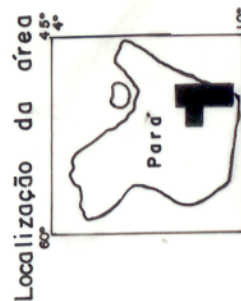


Figura 05 - Arcabouço estrutural de parte da Região Sudeste do Pará.
Fonte: COSTA et al. (1994).

3. OBJETIVOS

Desde o mapeamento geológico efetuado pelo projeto Radambrasil em 1979, poucos trabalhos adicionais foram realizados na região de Redenção. Ao contrário, na Província Mineral de Carajás, muitos foram os trabalhos desenvolvidos, permitindo alcançar um bom entendimento do quadro evolutivo com base em um número significativo de dados geocronológicos.

Recentemente, houve um avanço significativo no conhecimento do quadro geológico da Folha Redenção, através do mapeamento mais detalhado realizado no programa de levantamento básico da CPRM (Projeto Folha Redenção), particularmente no que diz respeito a individualização das principais unidades geológicas arqueanas anteriormente agrupadas no Complexo Xingu, a elaboração de um quadro estratigráfico e geotectônico e, finalmente, a realização de uma integração com a Província Mineral de Carajás estabelecendo as relações estruturais e estratigráficas com a região de Rio Maria.

Entretanto, a carência de dados geocronológicos na região de Redenção prejudica as cronocorrelações com a região de Rio Maria deixando em aberto muitas questões como, por exemplo, a existência de uma crosta continental mais antiga que 3,0 Ga; a idade das rochas que constituem o Complexo Xingu, e a definição de um embasamento regional para os *greenstone belts*; a idade dos principais eventos termo-tectônicos que ocorreram na região, responsáveis pela formação do Cinturão Pau D'Arco; e as relações temporais entre os eventos magmáticos e tectônicos (MACAMBIRA & LAFON 1994).

Diante da situação apresentada, o presente trabalho buscou em primeiro lugar alcançar os seguintes objetivos:

- Fornecer referências cronológicas para a evolução da região de Redenção durante o Arqueano e o proterozóico através da datação dos principais eventos magmáticos reconhecidos na região;

- Em seguida procurou-se definir as relações temporais entre os principais eventos tectônicos e magmáticos da área estudada e confirmar as crono-correlações estabelecidas com as principais unidades da região de Rio Maria.

Para alcançar essas metas foram desenvolvidos estudos geocronológicos visando obter uma idade Pb-Pb em rocha total das unidades arqueanas Tonalito Arco Verde e Monzogranito tipo Mata Surrão, tentando evidenciar se estas unidades representam produtos de eventos magmáticos distintos, assim como em Rio Maria. A datação pelo método Pb-Pb do Monzogranito tipo Mata Surrão a sul da Serra do Inajá deverá permitir concluir quanto a idade de cristalização do mesmo, considerado alternativamente como de idade Proterozóica ou, mais recentemente como de idade arqueana;

- Finalmente a idade Pb-Pb em rocha total do Granito Redenção deverá permitir esclarecer as relações desse corpo com o magmatismo anorogênico já bem documentado na Província Mineral de Carajás entre 1,87 Ga e 1,89 Ga e acrescentar novas referências para a evolução proterozóica da região de Redenção.

- Quanto às idades Rb-Sr, em rocha total e minerais, as mesmas foram determinadas para evidenciar os efeitos dos eventos termo-tectônicos do final do Arqueano e térmico do Proterozóico sobre o sistema isotópico Rb-Sr das rochas da região de Redenção.

4. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES ESTUDADAS

A partir de mapeamento geológico, ARAÚJO et al. (1994) sugeriram uma continuidade das principais unidades da região de Rio Maria na região de Redenção (ortognaisses, granitóides) tratando-se porém de áreas com diferentes contextos geológicos, já que a região de Rio Maria é interpretada como um terreno *granito-greenstone* preservado, enquanto que na região de Redenção as rochas são envolvidas no Cinturão de Cisalhamento Pau D'Arco. Segundo ALTHOFF et al. (1991,1994) os terrenos *granito-greenstones* se estendem mais a sul de Rio Maria, contudo esses autores não chegaram a estudar a região de Redenção.

Neste capítulo será dado ênfase aos corpos aqui datados, Gnaiss Arco Verde, Monzogranitos tipo Mata Surrão e Granito Redenção, levando-se em consideração a divisão litoestratigráfica proposta por ARAÚJO et al. (1994) (Figura 03). Consequentemente, os Monzogranitos tipo Mata Surrão a norte e a sul, serão descritos como uma mesma unidade, já que se tratam de corpos com características químicas e petrográficas semelhantes. A localização geográfica das amostras estudadas é mostrada na Tabela 02 e Figura 06.

4.1. TONALITO ARCO VERDE

4.1.1. Aspectos Gerais

As amostras desta unidade foram coletadas em três pontos (AVR10; AVR08 e AVR15), em afloramentos sob forma de extensos lajedos nos ramais de estrada a leste da Cidade de Redenção (Figura 06). Para o estudo geocronológico desta unidade, foram selecionadas apenas as amostras referentes às porções isotrópicas da mesma.

Mesoscopicamente estas rochas caracterizam-se por uma coloração acinzentada e uma granulção média. São gnaisses que apresentam um bandamento definido pela alternância de leitos contínuos, félsicos, quartzo feldspáticos e máficos constituídos

Tabela 02-Coordenadas geográficas das amostras datadas, de acordo com o mapa de pontos da Figura 06.

Amostras Datadas	Coordenadas	Unidade Geológica
AB03A,A1	50° 05'44"E / 08°02'23"N	Granito Redenção
AB08 A	50° 01'38"E / 08°07'52"N	Granito Redenção
AVR51B,F	50° 10'14"E / 08°03'55"N	Granito Redenção
AVR53A	50° 08'11"E / 08°02'58"N	Granito Redenção
AVR21A,B,D	50° 00'24"E / 08°09'36"N	Mata Surrão (norte)
AVR22A,B,C	50° 33'25"E / 08°11'21"N	Mata Surrão (norte)
AN01B,H	50° 31'42" E / 09°00'00"N	Mata Surrão (sul)
AB17A,B,C	50° 31'30"E / 09°04'54"N	Mata Surrão (sul)
AVR08A,B	50° 24'29"E / 08°08'45"N	Tonalito Arco Verde
AVR10B,F	50°23'35"E / 08°07'26" N	Tonalito Arco verde
AVR15B,D	50°26'03"E / 08°10'52" N	Tonalito Arco Verde

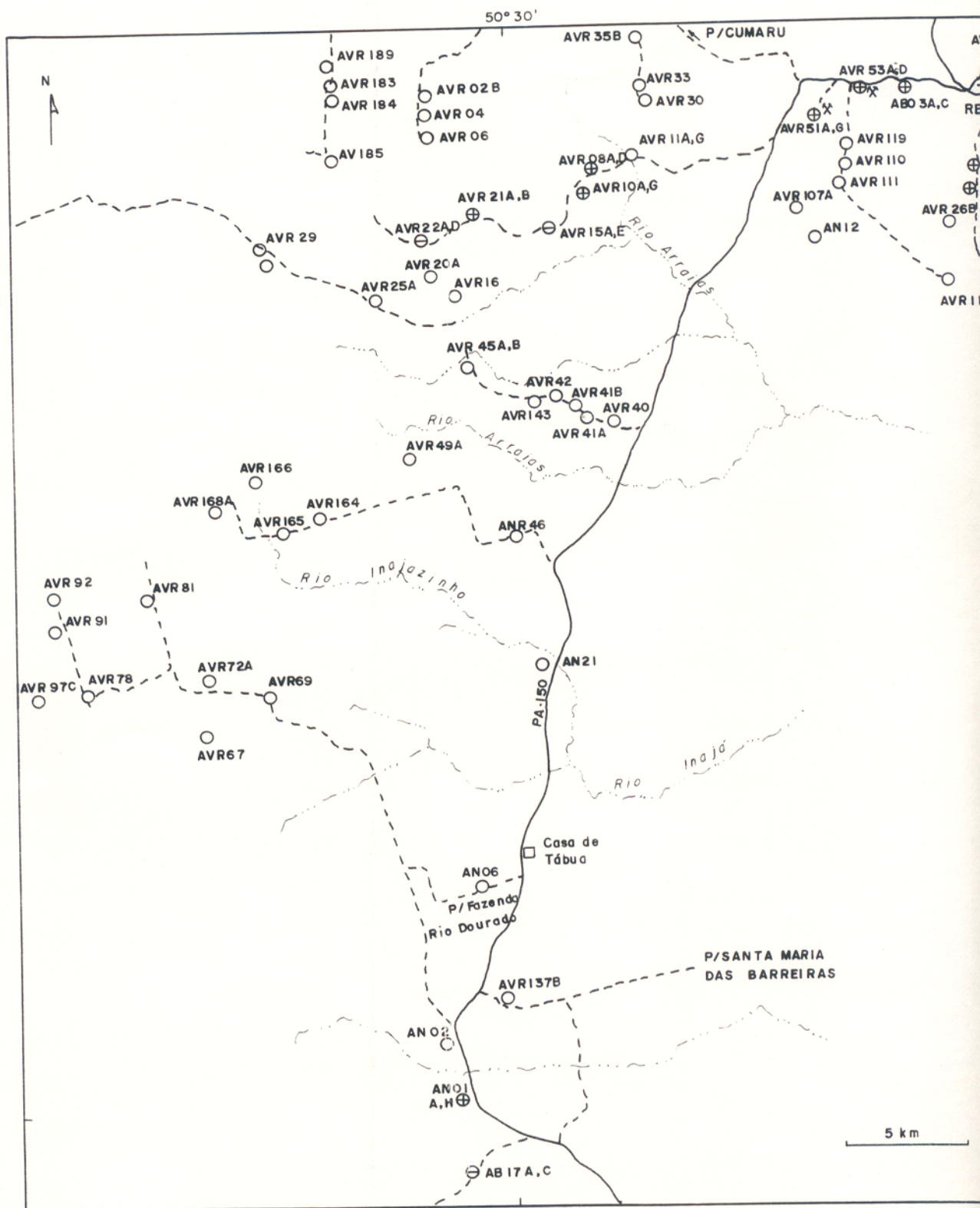


Figura 06 - Mapa de localização das amostras estudadas.

NCÃO

- 07B
08A

#	Cidade
---	--------

- ☐ Vila ou lugarejo

* As análises químicas foram cedidas pela CPRM-Sureg/P.A.

Mapa de localização da área



principalmente por biotita, com espessuras milimétricas a centimétricas (Figura 07). Em outras áreas o tonalito mostra porções isotrópicas conforme mostra a Figura 08.

A principal estrutura planar consiste de um bandamento composicional associado a uma foliação milonítica, de direção geral NE-SW com mergulhos subverticais. São observadas localmente dobras intrafoliais, centimétricas desenhadas pelo bandamento (Figura 08).

Associado a este litotipo, são comuns mobilizados quartzo-feldspáticos e quartzosos, que ocorrem como leitos concordantes ou discordantes à foliação, por vezes, deslocados por fraturas e bandas de cisalhamento centimétricas. É comum também, observar a presença de enclaves máficos (anfíbrito) centimétricos, englobados por estas rochas, microboudinagens e dobras pitgmáticas.

4.1.2. Aspectos Petrográficos

Microscopicamente as rochas estudadas provenientes das porções isotrópicas desta unidade, apresentam uma textura granular hipidiomórfica com uma sutil orientação dos grãos maiores de plagioclásio, e das biotitas com hábito lamelar.

A mineralogia essencial constitui-se de plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo, com proporções médias de 41%, 9% e 29%, respectivamente (Tabela 03) que no diagrama de STRECKEISEN (1976) definem uma composição tonalítica a granodiorítica (Figura 09). Anfibólio e biotita são varietais. As fases acessórias são formadas por epídoto, alanita, apatita, opacos e zircão. Como minerais secundários, tem-se epídoto, sericita e argilo-minerais.



Figura 07-Feição isotrópica do Tonalito Arco Verde, com ausência de bandamento, destacando-se na porção superior, veio de quartzo deslocado (ponto AVR8).



Figura 08-Tonalito Arco Verde caracterizado por porções deformadas onde se destaca um bandamento composicional dobrado (ponto AVR15).

Tabela 03-Análise modal das seções delgadas do Tonalito Arco Verde; Monzogranito tipo Mata Surrão da Porção norte da Folha Redenção; Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção e Granito Redenção. Para cada amostra foram contados 1500 pontos.

Amostra	Quartzo(%)	Plagi.(%)	K-Feld.(%)
Tonalito Arco Verde			
AVR08A	17,6	51,1	6,4
AVR08B	28,3	39,9	7,4
AVR08C	34,9	40,9	3,0
AVR10A	36,9	30	1,1
AVR10B	32,2	44,2	16,5
AVR10F	15,5	47,7	8,4
AB15A	35,5	32,0	19,2
Mata Surrão (Porção Norte)			
AVR21B	31,6	41,9	22,3
AVR21D	27,0	44,1	23,8
AVR21F	28,3	18,7	50,7
AVR22A	27,8	30,8	27,7
AVR22B	26,9	35,0	21,5
AVR22C	31,0	36,6	18,0
AVR22D	38,9	23,8	27,3
Mata Surrão (Porção Sul)			
AN01A	31,3	38,9	28,9
AN01B	31,6	34,9	29,6
AN01C	36,4	30,6	25,5
Granito Redenção			
AVR53A	45,4	31,8	21,1
AB03A	33,7	22,4	38,3

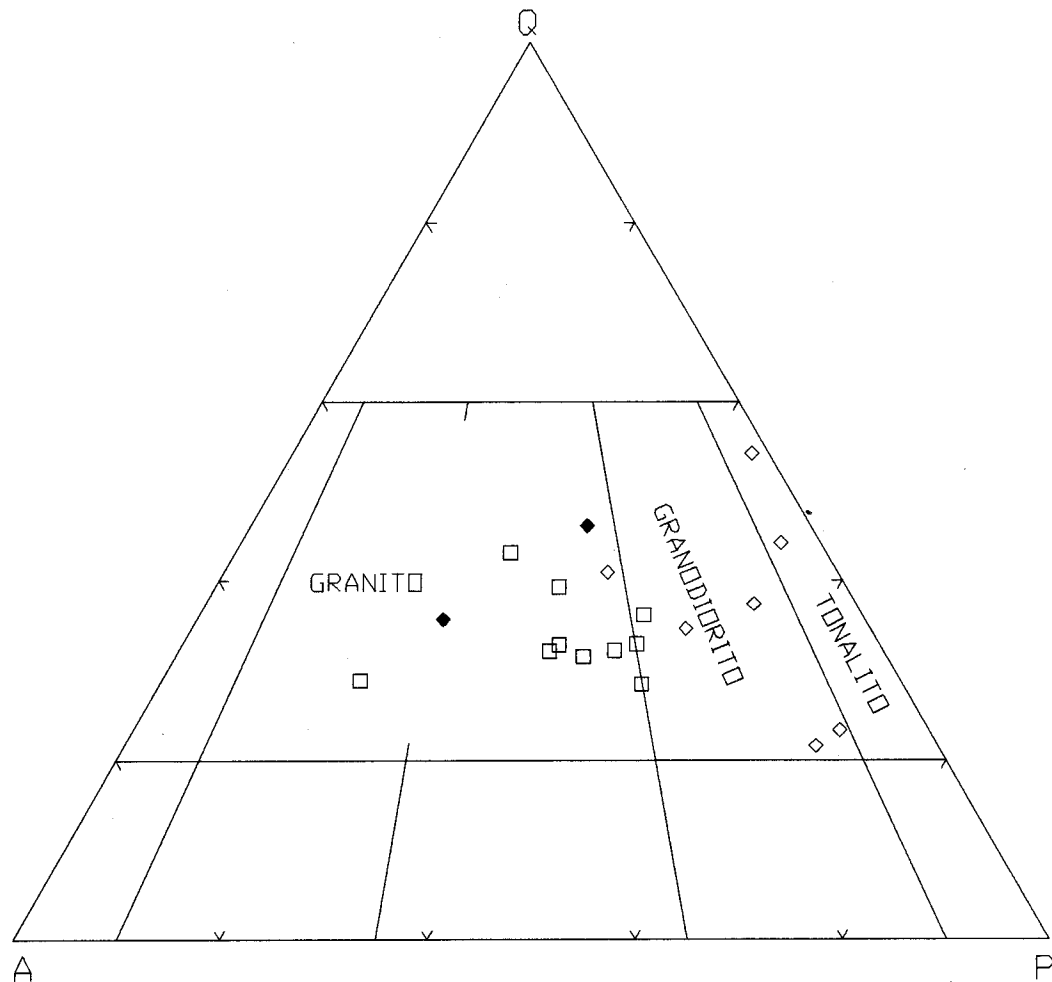


Figura 09-Diagrama triangular Quartzo (QZ) - Feldspato Alcalino (K e Na) - Plagioclásio (PL), mostrando a composição modal das amostras do Tonalito Arco Verde (◇), Monzogranitos tipo Mata Surrão (□) e Granito Redenção (♦). Campos definidos segundo STRECKEISEN (1976).

O plagioclásio ocorre como grãos subédricos a anédricos com extinção fraca a moderadamente ondulante. O maclamento é simples em forma de cunha e os contatos são retos entre si e retos ou denteados com os demais minerais. Localmente observa-se intercrescimento pertítico. Os grãos menores encontram-se intensamente substituídos por sericita, epídoto e argilo-mineral.

O álcali-feldspato é do tipo microclina pertítica caracterizado por maclamento xadrez. Os cristais apresentam formas subédricas a euédricas, sendo os contatos retos e denteados na maioria das vezes. Alguns grãos apresentam inclusões de plagioclásio e quartzo microcristalino definindo textura antipertítica e mimerquítica localmente. Observa-se alterações para argilo-mineral e sericita nas bordas.

O quartzo apresenta-se sob forma de cristais anédricos com extinção ondulante iniciando a individualização de subgrãos com contatos denteados entre si.

O anfibólio é a hornblenda, que se apresenta sob forma de grãos subédricos, moderadamente a pouco fraturados. Localmente, observa-se maclamento simples e inclusões de pequenos grãos de quartzo, opaco, biotita e epídoto, definindo uma feição poiquilítica. O anfibólio apresenta-se alterado para clorita (Figura 10).

A biotita é lamelar com terminações denteadas, normalmente associada ao anfibólio. Apresenta-se bastante alterada para epídoto. Observa-se inclusões de epídoto, opaco, quartzo e apatita com hábito granular sob forma de inclusões nas biotitas.

4.1.3. Aspectos Geoquímicos

Os resultados químicos e a norma CIPW das amostras analisadas desta unidade estão relacionados na Tabela 04. Destaca-se que todas estas análises químicas, bem como das demais unidades estudadas, foram cedidas gentilmente pela CPRM/SUREG-Belém, as quais fazem parte de relatórios internos referentes ao projeto da Folha Redenção, em fase de conclusão.

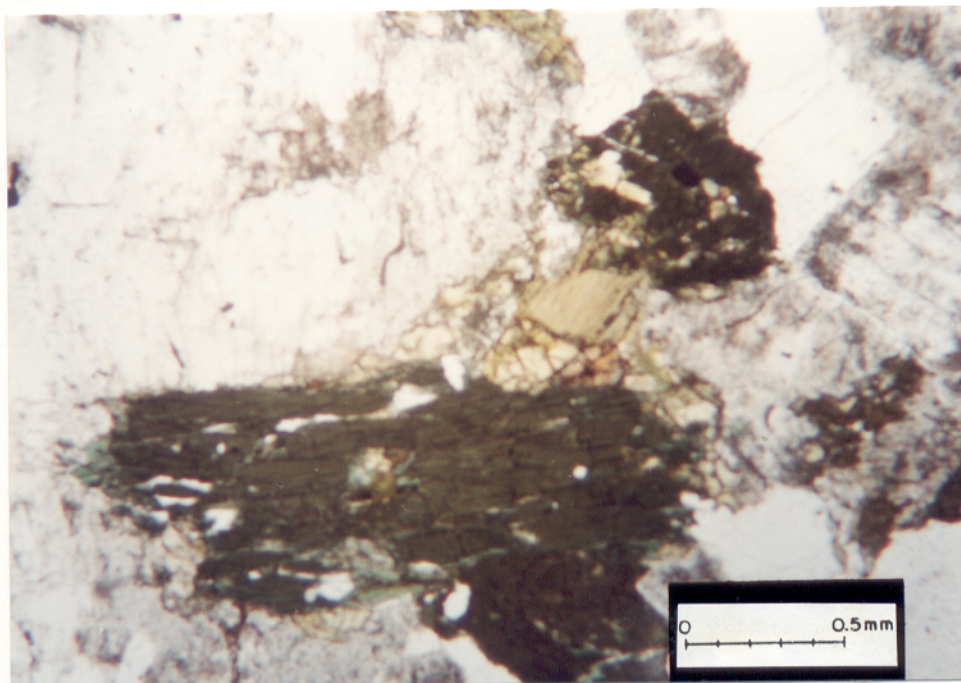


Figura 10- Cristal de anfibólio do Tonalito Arco Verde alterado para clorita com inclusões de quartzo, opaco, biotita e epídoto, definindo uma feição poiquilítica (Amostra AVR8A).

Tabela 04-Resultados das análises químicas para o Tonalito Arco Verde cedidos pela CPRM/SUREG-Belem

(Continua)

	AN-21	AVR16	AVR20	AVR69	AVR72	AVR78	AVR81	AVR80	AVR91	AVR92	MÉDIA
SiO ₂	76,60	67,30	70,10	69,50	68,40	70,60	68,90	72,90	68,30	70,50	66,06
TiO ₂	0,42	0,31	0,21	0,21	0,21	0,21	0,10	0,10	0,21	0,10	0,25
Al ₂ O ₃	11,30	15,10	15,10	15,10	15,10	15,10	15,10	14,60	15,10	15,10	14,72
Fe ² O ₃	1,20	2,70	1,90	2,80	3,60	1,80	2,80	0,87	2,90	1,30	2,59
FeO	1,20	1,30	0,46	0,90	0,51	0,85	1,00	0,23	1,30	0,48	1,10
MgO	1,30	1,60	0,81	1,20	1,10	1,20	1,40	0,25	0,91	0,33	1,42
CaO	2,20	3,40	2,10	3,40	3,60	3,10	3,40	2,50	3,40	3,40	3,60
Na ₂ O	3,00	4,30	4,90	4,60	4,60	5,00	4,30	5,10	4,90	4,90	4,49
K ₂ O	1,50	1,80	2,70	0,97	1,30	1,30	1,60	1,80	1,60	3,60	1,76
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,08	0,13	0,11	0,10	0,10	0,04	0,10	0,10	0,13
PFGO	0,16	1,40	1,00	0,90	1,40	0,72	1,30	1,40	0,92	1,00	1,03
TOTAL	99,78	99,88	99,36	99,71	99,92	99,46	100	98,92	99,53	100	99,63
Or	8,97	10,86	16,22	5,80	7,79	7,74	9,58	10,81	9,57	21,31	11,36
Ab	25,68	37,14	42,14	39,38	39,49	42,61	36,80	43,84	41,98	41,52	37,7
An	10,45	16,35	10,06	16,21	16,97	14,83	16,42	11,82	14,67	8,60	14,25
Cn	0,97	0,21	0,50	0,62	0,00	0,07	0,36	0,00	0,00	0,00	0,37
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,40	1,36	1,78	1,46

Tabela 04-Resultados das análises químicas do Tonalito Arco Verde cedidos pela CPRM/SUREG-Belém.

	(Conclusão)									
	AVR13	AVR14	AVR45A	AVR46	AVR45B	AVR13	AVR08	AVR45	AVR10C	MÉDIA
SiO ₂	66,00	68,80	72,50	71,30	76,20	50,20	58,90	71,90	61,40	66,06
TiO ₂	0,42	0,42	0,21	0,21	0,10	0,42	0,42	0,21	0,42	0,25
Al ₂ O ₃	16,10	14,60	13,60	14,20	12,30	18,90	16,10	14,60	15,66	14,72
Fe ₂ O ₃	2,70	2,70	1,70	2,40	0,71	5,20	5,80	2,30	3,90	2,59
FeO	1,50	1,40	0,67	0,81	0,33	3,25	2,30	0,26	2,30	1,10
MgO	1,00	1,40	0,60	0,50	0,50	6,40	3,00	0,81	2,80	1,42
CaO	4,20	3,60	2,20	3,40	1,10	10,40	5,20	2,60	5,40	3,60
Na ₂ O	5,40	4,60	5,10	4,90	3,20	2,60	4,60	4,90	4,50	4,49
K ₂ O	1,20	1,30	1,50	0,97	4,80	0,73	1,70	0,85	1,70	1,76
P ₂ O ₅	0,18	0,10	0,37	0,40	0,11	0,05	0,19	0,08	0,17	0,13
PFGO	0,86	0,82	0,79	0,91	0,92	1,32	1,40	0,92	1,50	1,03
TOTAL	99,56	99,74	99,24	100	100	99,24	99,61	99,43	99,75	99,63
Or	7,18	7,76	9,00	5,78	28,55	4,39	0,00	5,10	39,43	11,36
Ab	46,28	39,33	43,83	41,84	27,26	22,39	40,30	42,07	23,17	37,7
An	16,36	15,52	8,63	14,02	4,77	38,42	24,11	12,56	0,00	14,25
Cn	0,00	0,00	0,48	0,00	0,11	0,00	0,00	1,10	2,68	0,37
Di	2,76	1,45	1,12	0,28	0,00	10,79	1,02	0,00	6,48	1,46

De modo geral as amostras apresentam teores de sílica em uma faixa de 58% a 76%. Os teores de alumina encontram-se entre 11% a 16%.

Os teores dos álcalis Na_2O e K_2O variam de 3,0% a 5,4% e 0,8% a 4,8% respectivamente. Os teores de K_2O são inferiores aos de CaO , os quais concentram-se em um intervalo de 1,1% a 5,4%. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ apresentam uma média de 0,43, a qual é comparável com gnaisses de associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito (BARKER & ARTHUR, 1976; BARKER, 1979).

A maioria das amostras do Tonalito Arco Verde podem ser classificadas com base nos teores de albita, anortita e ortoclásio normativos segundo a classificação de BARKER (1979) como tonalitos e granodioritos (Figura 11). As diferenças encontradas podem ser resultado de uma variação composicional existente nos gnaisses da região de Redenção.

As amostras analisadas possuem características metaluminosas e peraluminosas, sendo a maioria metaluminosa (Figura 12). O caráter meta e peraluminoso destas rochas pode ser observado também através de suas composições normativas onde o caráter peraluminoso é dado pela presença de córindon e o peraluminoso pela presença de diopísídio e ausência de córindon (Tabela 04).

No diagrama AFM (K_2O) + (Na_2O x Fe total x MgO) o Tonalito Arco Verde não apresenta um *trend* composicional bem definido em função de seus baixos teores de ferro, assim como as demais unidades estudadas (Figura 13)

4.2. MONZOGRANITO TIPO MATA SURRÃO

4.2.1. Aspectos Gerais

No presente trabalho foram estudadas duas áreas distintas de ocorrência de monzogranitos correlacionados por ARAÚJO & COSTA (1994) ao Granito Mata Surrão da região de Rio Maria: uma localizada a norte e a outra a sul, próximo a Serra do Inajá,

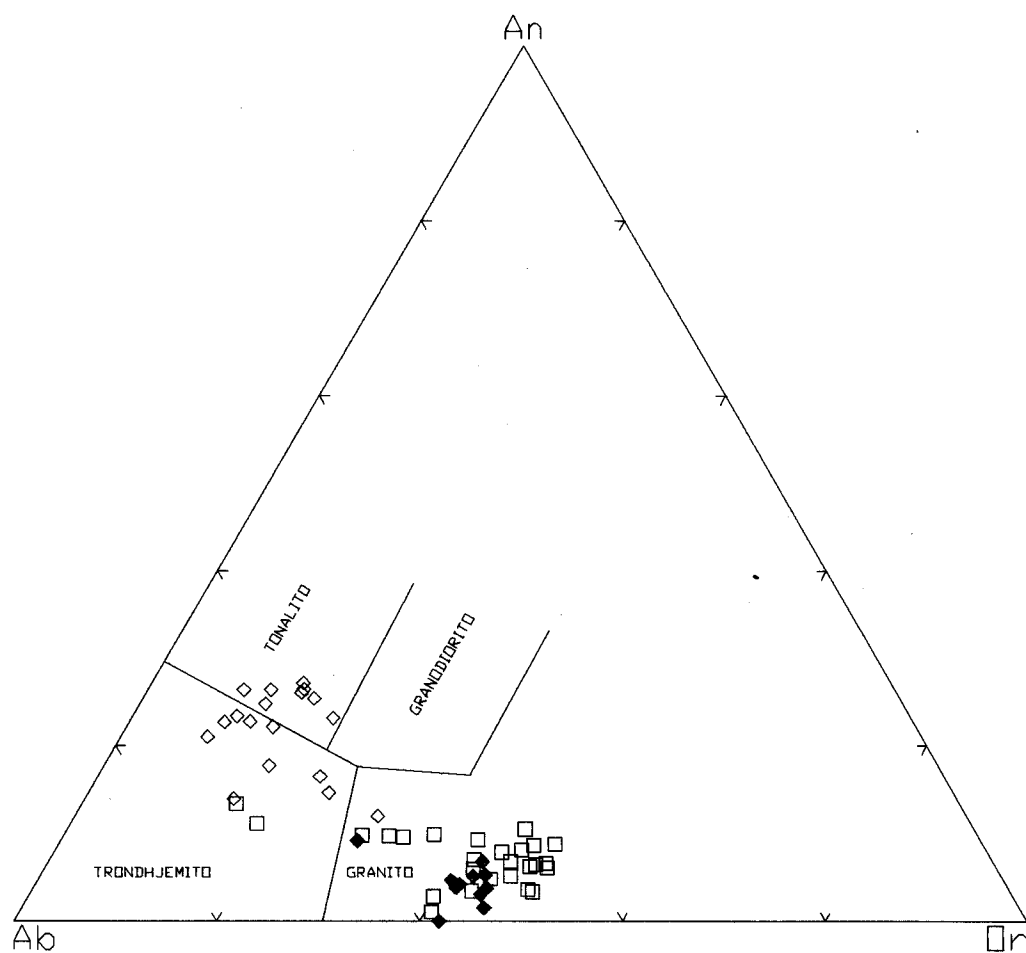


Figura 11-Diagrama Ternário An-Ab-Or normativo para o Tonalito Arco Verde (◊), Monzogranitos tipo Mata Surrão (◻) e Granito Redenção (◆). Campos conforme BARKER (1979).

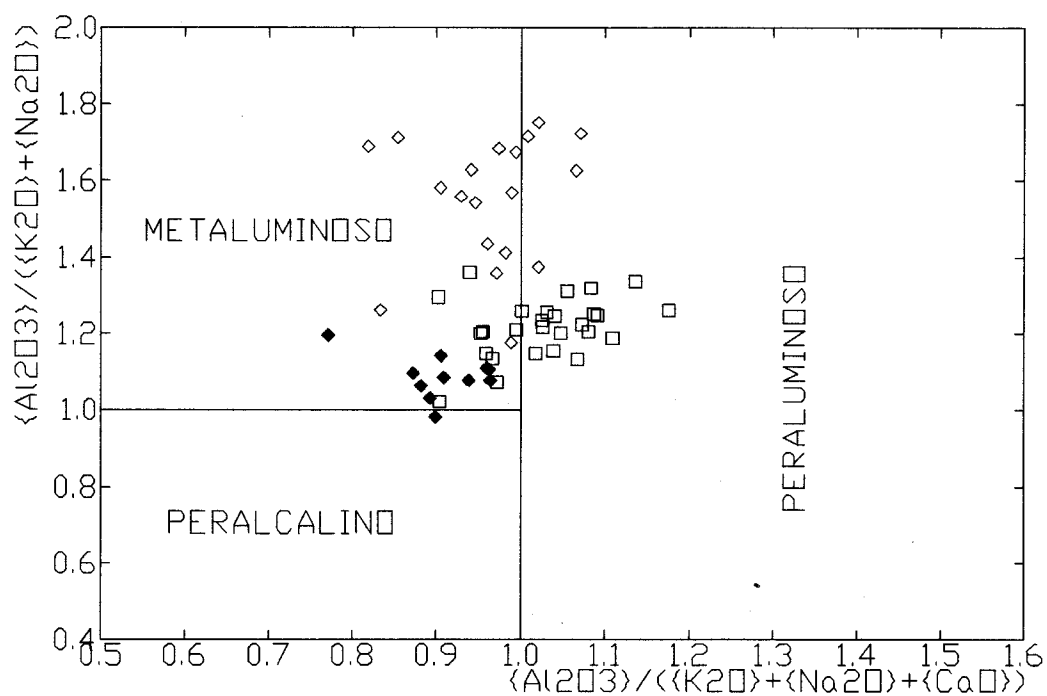
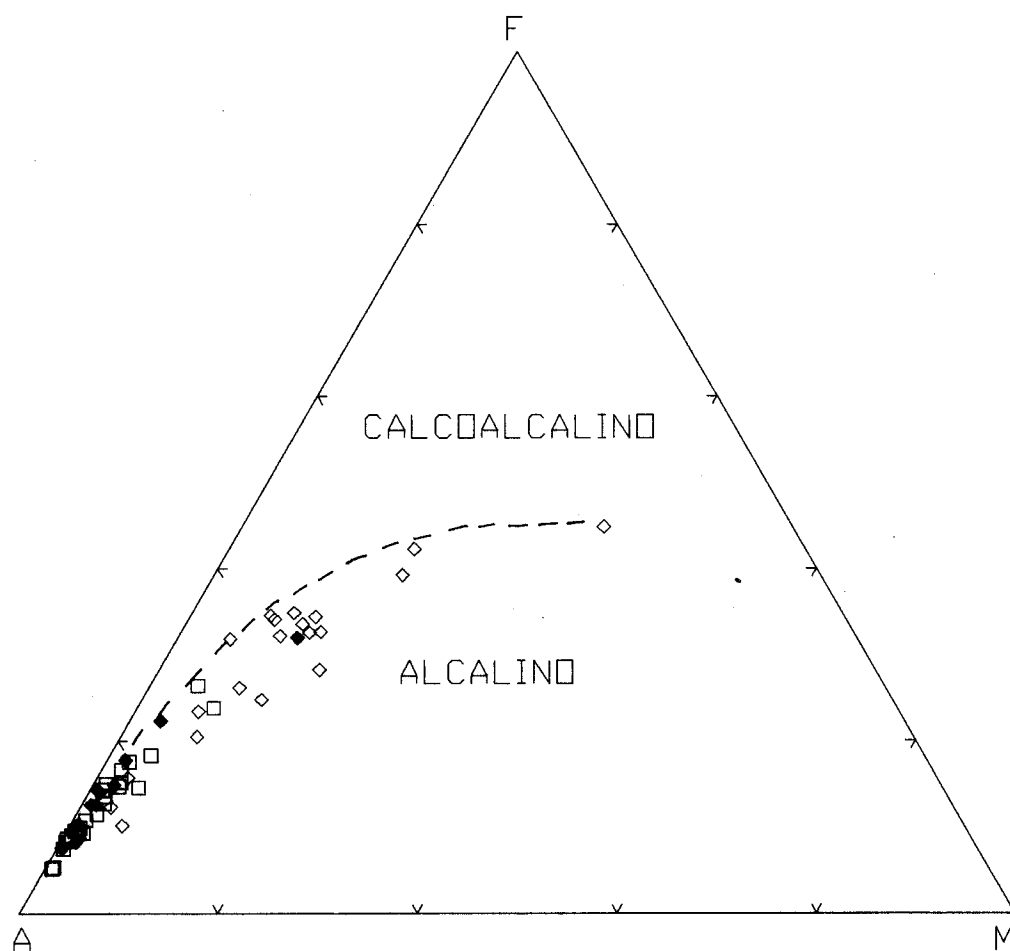


Figura 12-Diagrama de alumino-saturação para as rochas estudadas, segundo proporções moleculares de Al_2O_3 , álcalis e CaO. Fonte: SHAND (1969). Símbolos conforme a Figura 11.



**Figura 13-Diagrama triangular AFM para as amostras analisadas.
Fonte: BARKER (1979). Simbologia conforme a Figura
11.**

sendo esta última ocorrência anteriormente correlacionada à Suíte granítica proterozóica Rio Dourado (Figuras 02 e 03). Estes corpos apresentam características petrográficas e geoquímicas semelhantes, sendo as diferenças observadas neste trabalho apenas no que diz respeito às idades de formação obtidas para os mesmos.

O Granito Mata Surrão foi definido por DUARTE et al. (1991) na região de Rio Maria como sendo um granito de coloração creme esbranquiçada, granulação grossa, e caráter geralmente isotrópico, encaixado no Tonalito Arco Verde. Este corpo apresenta idades Pb-Pb em rocha total de 2875 ± 20 Ma (2σ) (LAFON et al., 1994) e Rb-Sr de 2541 ± 74 Ma (DUARTE et al., 1991, DUARTE, 1992) interpretadas respectivamente como idade de cristalização e idade rejuvenescida do corpo.

As amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão foram coletadas em dois pontos (AVR21 e AVR22) na porção norte da área, e dois na porção sul (AN01 e AB17B) (Figura 06), em afloramentos sob a forma de lajedos, e blocos métricos, em ramais de estrada na PA-150.

Mesoscopicamente estas amostras se caracterizam por uma coloração cinza com tonalidade rosada, de granulação média a fina com caráter isotrópico (Figura 14). Associados a este litotipo, são comuns mobilizados quartzo-feldspáticos e quartzosos, em formas de lentes e dobras.

4.2.2. Aspectos Petrográficos

Microscopicamente, estas rochas exibem textura granular hipidiomórfica com variações porfíricas, onde se destacam pórfiros de álcali-feldspato e quartzo (Tabela 03).

Os componentes essenciais destas rochas são plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo, com teores modais de 18,7-44,1%, 18,0-50,7%, 29,6-38,9% respectivamente. A biotita é o mineral máfico mais abundante e representa a fase varietal. Os minerais acessórios são representados por alanita, opaco, titanita, zircão e apatita. Como secundários tem-se a clorita, substituindo a biotita; o epídoto e carbonatos como produto

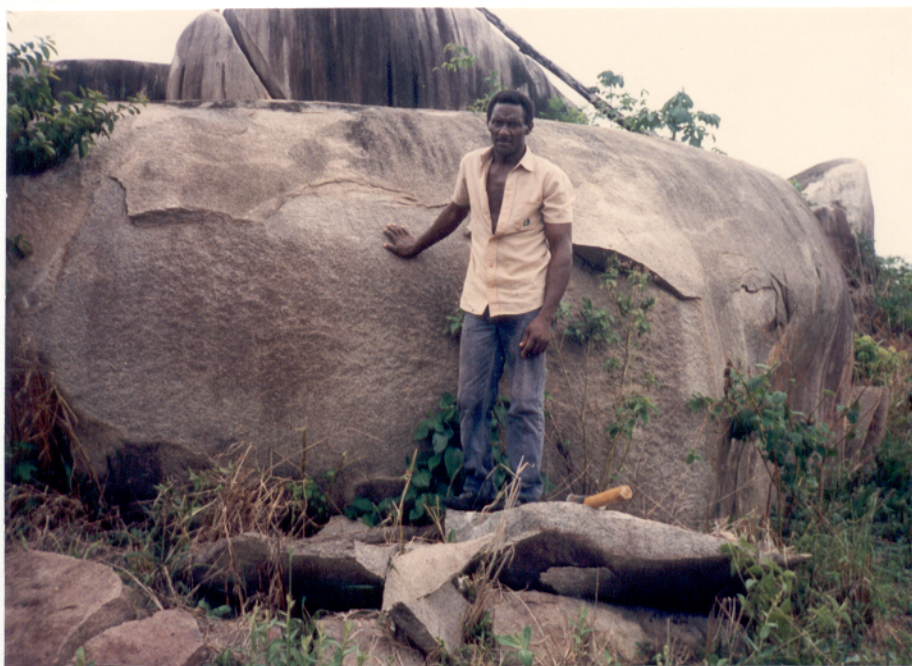


Figura 14-Forma de ocorrência do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção (ponto AN01), destacando seu caráter essencialmente isotrópico.

de saussuritização do plagioclásio.

O plagioclásio ocorre como cristais hipidiomórficos com contornos aproximadamente regulares. Mostra maclamento albita e albita periclina e apresenta zoneamento do tipo normal. (Figura 15). Inclusões de biotita, quartzo e opacos são comuns.

O álcali-feldspato é do tipo microclina pertítica, caracterizada por maclamento xadrez. Ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos de tamanhos variados. Localmente são poiquilíticos englobando inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, apatita e opacos distribuídos por todo o cristal (Figura 16).

O quartzo apresenta-se sob a forma de cristais xenomórficos moderadamente fraturados com extinção ondulante moderada a fraca. Seus contatos com os feldspatos são retos. Por vezes, são encontrados como inclusões nos feldspatos ou fazem parte do intercrescimento mimerquítico sob forma de quartzo vermicular (Figura 16).

A biotita comparece geralmente sob a forma de cristais hipidiomórficos e acha-se parcialmente substituída por clorita. Seus contatos com os feldspatos são geralmente retilíneos ou denteados.

Os opacos formam cristais idiomórficos a hipidiomórficos associando-se normalmente à biotita e alanita. A alanita ocorre como cristais prismáticos e exibem moderado processo de metamictização. A titanita desenvolve em geral pequenos cristais hipidiomórficos normalmente associados aos opacos ou inclusos nas biotitas. O zircão, ocorre como pequenos cristais idiomórficos inclusos ou não na biotita. A apatita ocorre como pequenos cristais bem formados, geralmente como inclusões nos álcali-feldspatos.

As composições modais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo são predominantemente monzograníticas segundo a classificação modal de STRECKEISEN (1976) mostrada na Figura 09.

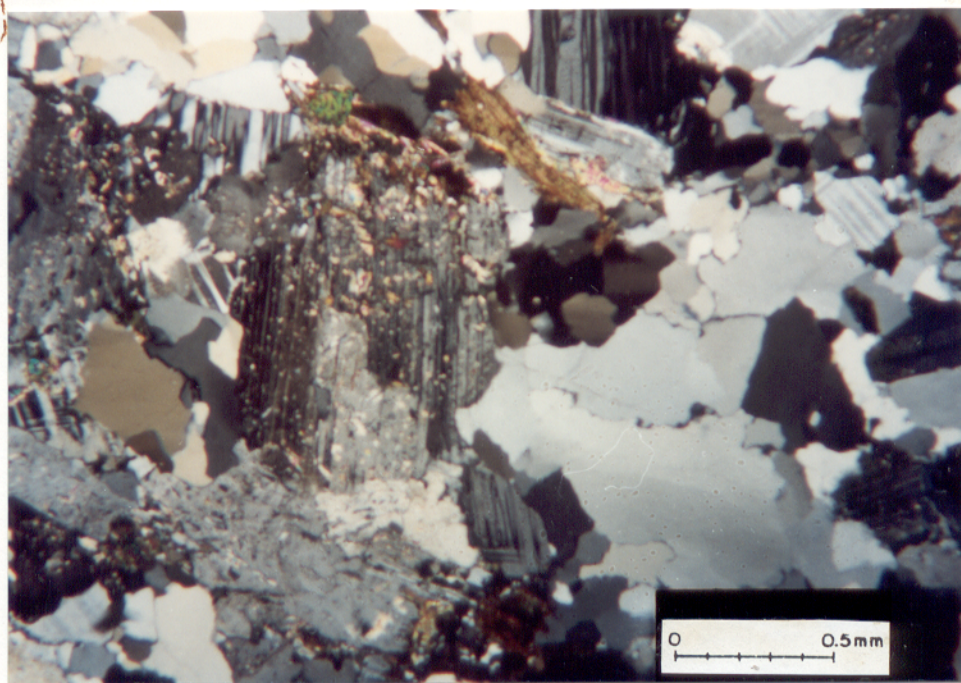


Figura 15-Aspecto textural do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção, destacando plagioclásio com zoneamento normal alterado por processo de sericitização (Amostra AN01B).

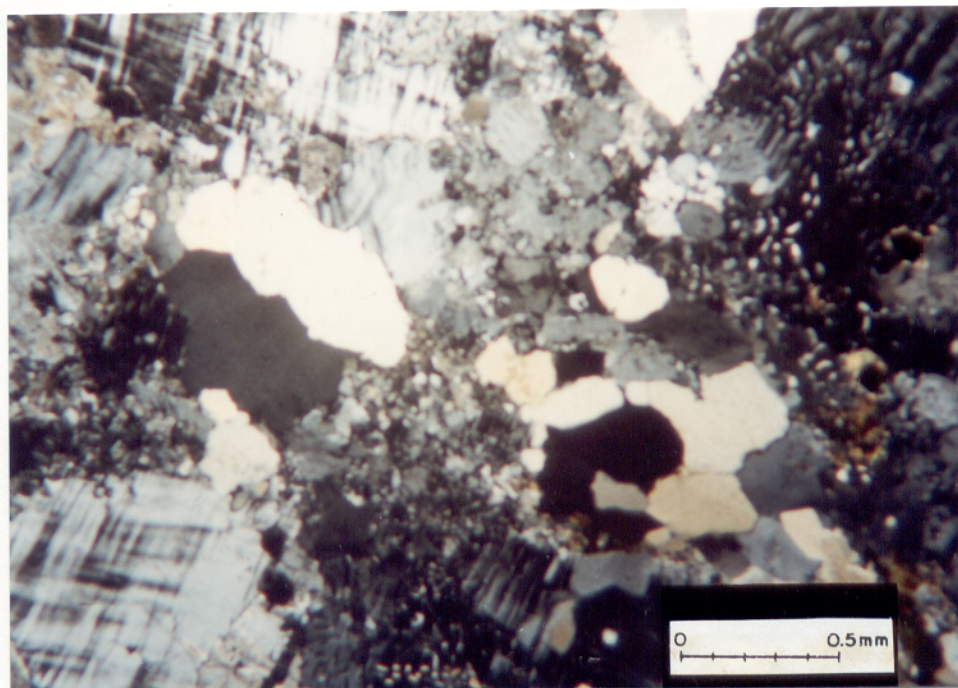


Figura 16-Maclamento xadrez nos cristais de álcali-feldspato do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção. Quartzo sob forma de cristais xenomórficos e vermicular, caracterizando intercrescimento mimerquítico (Amostra AVR21F).

4.2.3. Aspectos Geoquímicos

Os resultados das análises químicas e a norma CIPW das amostras dos Monzogranitos tipo Mata Surrão estão relacionados na Tabela 05. As amostras apresentam teores de sílica que variam de 68,10% a 75,9%, com valor médio de 73,25%. Os teores de alumina variam entre 13% e 15%.

A variação dos teores de álcalis fica em entre 3 e 5% para o Na_2O e 1,8 e 5,8% para o K_2O . Esses últimos são inferiores aos de CaO , que variam em um intervalo de 0,4% a 1,8%.

A maioria das amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão plotam no campo dos Granitos no diagrama de BARKER (1979), contudo duas amostras caem no campo dos trondhjemitos e apresentam teores de albita normativa mais elevados (Figura 11). Este fato reflete variações composicionais das amostras estudadas, o que condiz com a composição modal.

As amostras do Monzogranito Mata Surrão apresentam caráter essencialmente peraluminoso, com algumas amostras apresentando caráter metaluminoso (Figura 12), confirmado respectivamente pela presença de córindon e diopsídio normativos.

Com o aumento do teor de sílica, a qual funciona como indicador durante o processo de diferenciação magmática, observa-se um aumento dos teores de K_2O com os de SiO_2 . Não há variações significativas dos teores de Na_2O , ao passo que os de CaO decrescem com o aumento da sílica (Tabela 05).

Tabela 05-Resultados das análises químicas dos Monzogranitos tipo Mata Surrão cedidos pela CPRM/SUREG-Belém.
(Continua)

	AVR165	AVR16	AVR183	AVR18	AVR11	AVR49A	AV21A	AVR21B	AVR16	AVR18	AVR18	AVR18	AVR4	AVR4	AVR29	MÉDIA
SiO ₂	74,30	75,90	73,40	75,30	72,10	74,90	73,3	74,00	72,50	74,60	70,90	75,20	74,60	75,10		
TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,50	0,21	0,10	0,26	0,50	0,10	0,20		
Al ₂ O ₃	13,70	13,70	13,70	13,20	14,20	14,20	14,2	14,20	13,20	13,70	14,20	13,20	13,70	39,91		
Fe ₂ O ₃	1,30	0,56	1,20	0,64	1,40	0,47	0,92	0,90	1,70	0,41	1,10	0,70	0,93	1,20		
FeO	0,23	0,14	0,37	0,19	0,60	0,09	0,33	0,09	0,05	0,14	0,37	0,14	0,19	0,20		
MgO	0,12	0,04	0,12	0,08	0,23	0,07	0,20	0,08	0,21	0,08	0,25	0,07	0,12	0,21		
CaO	1,00	1,40	1,20	0,84	0,96	0,42	1,30	0,48	2,40	0,84	1,00	0,70	0,91	1,18		
Na ₂ O	3,20	5,10	3,20	3,20	3,50	4,60	4,30	4,10	3,40	4,10	5,10	3,80	3,50	2,08		
K ₂ O	4,60	1,90	5,30	5,10	5,60	4,60	3,40	4,80	3,80	4,80	5,10	5,60	4,80	4,57		
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,04	0,02	0,10	0,02	0,05	0,02	0,07	0,02	0,09	0,04	0,04	0,06		
PFGO	1,20	0,80	1,10	1,10	1,1	0,62	1,20	0,81	2,00	1,00	1,00	0,85	0,93	0,97		
TOTAL	99,77	99,66	99,73	99,77	99,89	100,09	99,30	99,89	99,54	99,79	99,37	100,8	99,82	99,30		
Or	27,56	11,35	31,74	30,53	33,49	27,32	20,47	28,59	23,01	28,70	30,63	33,1	28,67	27,30		
Ab	27,46	43,63	27,44	27,43	29,79	39,11	37,07	34,97	29,48	35,10	43,85	32,16	29,93	33,15		
An	4,90	6,89	5,77	4,09	4,16	1,69	6,24	2,27	9,78	4,08	0,81	2,43	4,30	4,97		
Cn	1,71	0,77	0,62	0,95	0,89	0,95	1,23	1,45	0,00	0,29	0,00	0,00	1,20	0,63		
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,16	0,00	1,36	0,00	0,00	0,24		

Tabela 05-Resultados das análises químicas dos Monzogranitos tipo Mata Surrão cedidos pela CPRM/SUREG-Belém.
(Conclusão)

	AVR6	AVR25A	AVR42	AN01	AN02	AN06	AVR97C	AVR30	AVR168	AVR33	AVR35B	AVR40	AVR41	AVR41	MÉDIA
SiO ₂	73.90	73.00	71.50	75.60	75.30	71.50	74.00	73.00	72.80	75.80	68.40	68.10	71.20	72.80	75,10
TiO ₂	0.10	0.10	0.31	0.10	0.21	0.31	0.10	0.10	0.10	0.10	0.63	0.52	0.31	0.21	0,20
Al ₂ O ₃	13.70	14.60	14.20	13.20	13.20	14.20	14.20	14.20	14.20	13.20	15.10	15.10	14.20	14.20	39,91
Fe ₂ O ₃	1.00	0.90	1.60	0.84	0.84	1.40	0.78	1.30	0.77	0.76	3.70	2.60	2.10	1.60	1,20
FeO	0.10	0.09	0.19	0.14	0.14	0.28	0.19	0.23	0.33	0.09	0.28	0.33	0.14	0.14	0,20
MgO	0.12	0.17	0.29	0.08	0.12	0.50	0.12	0.19	0.12	0.04	0.66	0.87	0.46	0.29	0,21
CaO	1.30	1.40	1.30	0.70	0.70	1.70	1.40	0.90	1.20	0.42	1.80	2.80	1.60	1.20	1,18
Na ₂ O	4.10	4.30	3.50	3.50	3.80	4.60	4.90	3.50	3.80	3.20	4.30	5.90	3.50	3.80	2,08
K ₂ O	4.80	4.20	5.30	4.80	4.80	3.90	3.40	5.20	5.80	4.80	5.10	1.80	5.10	5.00	4,57
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.10	0.05	0.06	0.18	0.03	0.06	0.03	0.02	0.25	0.18	0.14	0.10	0,06
PFGO	0.81	1.00	1.10	0.60	0.50	0.90	0.89	1.30	0.80	1.40	0.42	1.10	1.10	0.60	0,97
TOTAL	99,87	99,79	99,39	99,61	99,67	99,47	100	99,98	99,95	99,83	100,64	99,30	99,75	99,94	99,30
Or	28,59	25,11	31,85	28,64	28,59	23,38	20,26	31,13	34,50	28,8	30,07	10,83	30,51	29,73	27,30
Ab	34,97	36,81	30,12	29,9	32,41	39,48	41,81	30	32,41	27,5	36,3	50,82	29,89	32,36	33,15
An	4,85	6,83	5,89	3,18	3,11	6,68	6,77	4,13	4,60	1,98	6,83	9,58	7,11	5,33	4,97
Cn	0,00	0,52	0,59	1,11	0,63	0,00	0,00	1,34	0,00	2,06	0,00	0,00	0,36	0,6	0,63
Di	0,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,02	0,00	0,65	0,00	0,00	2,38	0,00	0,00	0,24

4.3. GRANITO REDENÇÃO

4.3.1. Aspectos Gerais

O Granito Redenção, segundo VALE & NEVES (1994), é intrusivo no Tonalito Arco Verde, mantendo contato estrutural discordante, a leste, com as rochas metassedimentares da Faixa Araguaia (Figura 03).

Este granito apresenta dimensões de *stock* com forma circular, e diâmetro em torno de 10 Km, e aflora na forma de um serrote, no extremo norte da Folha Redenção (Figura 17).

Mesoscopicamente as amostras estudadas neste trabalho são hololeucocráticas, de coloração rosada. Possuem granulação média a grossa e são equi a inequigranulares, e por vezes porfíricas (Figura 18), com pórfiros de feldspatos caracterizados por texturas *rapakivi*.

As amostras estudadas foram coletadas em quatro pontos (AVR51; AVR53; AB03; AB08), em pedreiras e blocos localizados em ramais de estrada.

As duas amostras analisadas neste trabalho são de composição monzogranítica (Tabela 03, Figura 09).

4.3.2. Aspectos Petrográficos

A paragênese mineral das amostras estudadas consiste essencialmente de quartzo, plagioclásio e microclina (Tabela 03) com pouca biotita (inferior a 1%). Os minerais acessórios estão representados por titanita, zircão, alanita e opacos. Como minerais secundários tem-se sericita, clorita, epídoto e argilo-mineral.

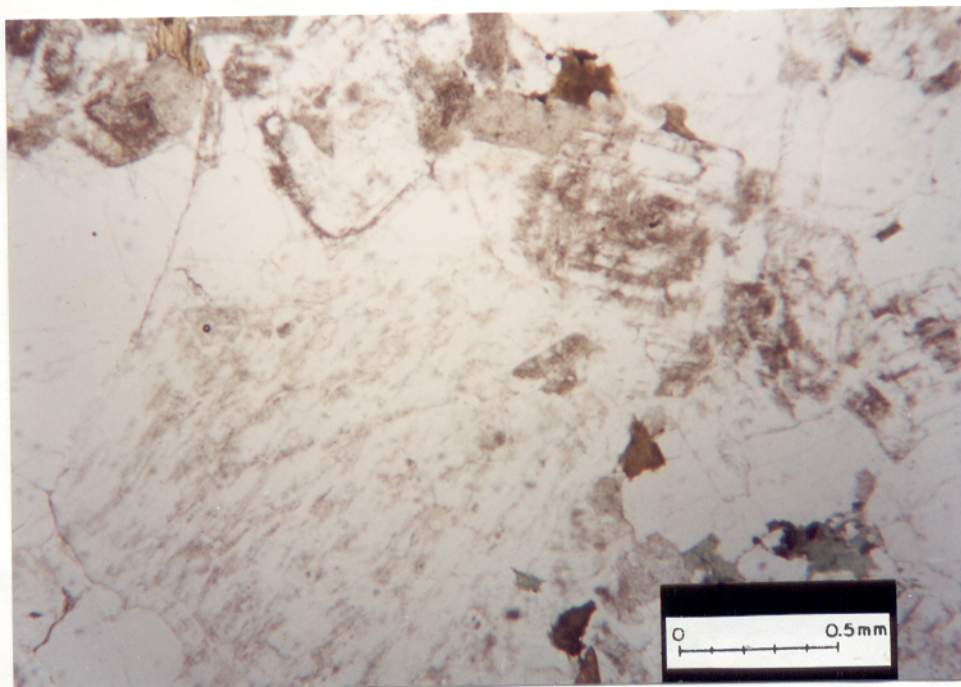
O plagioclásio (An_{15}) ocorre de forma euédrica a subédrica. Alguns cristais apresentam-se por vezes zonados sendo este zoneamento ressaltado por alterações (saussuritização e epidotização). Apresentam maclamento simples com terminações em cunha (Figura 19a).



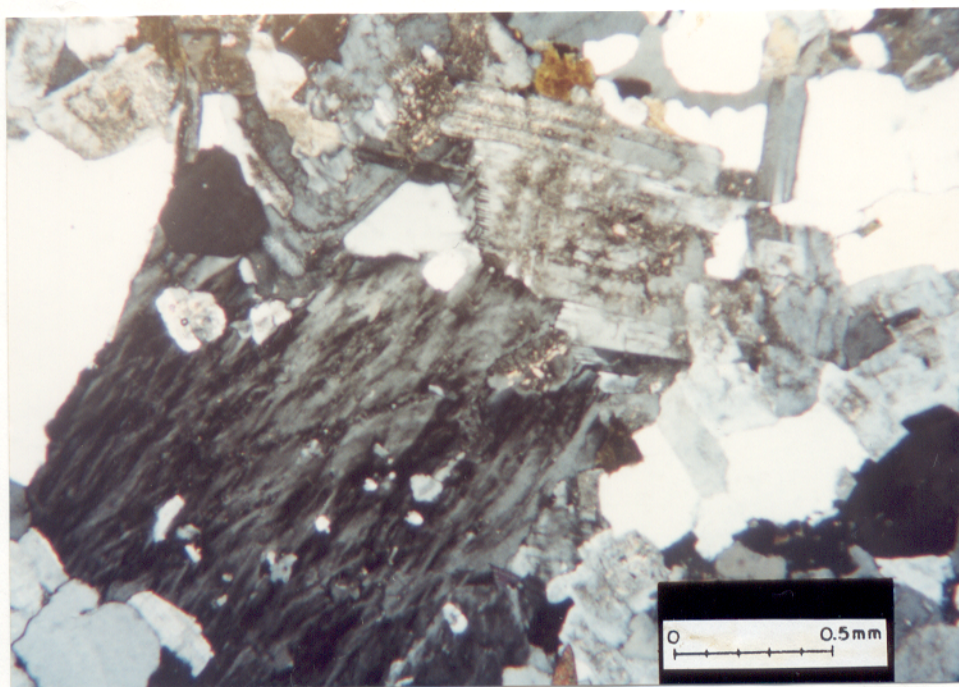
Figura 17-Vista geral do Granito Redenção destacando-se com relevo em forma de serrote, em primeiro plano destaca-se o relevo arrasado, típico do Tonalito Arco Verde na região de Redenção.



Figura 18-Amostra do Granito Redenção, destacando sua textura porfirítica (ponto AVR53).



(a)



(b)

Figura 19-Fotomicrografia do Granito Redenção, destacando plagiocásio zonado e saussuritizado; feldspato potássico com inclusões de plagioclásio, quartzo e opaco definindo feição poiquilítica. (a) Luz natural; (b) Nicóis cruzados (Amostra AVR51F).

Os cristais de quartzo são anédricos a subédricos com extinção reta ou levemente ondulante. Os contatos ocorrem de formas regulares, suturados e retos entre si. Em algumas amostras observa-se grãos bastante fraturados ou preenchendo espaços intersticiais entre os cristais maiores.

Os cristais de microclina são subédricos, seriados apresentando intercrescimento pertítico. Os contatos são predominantemente suturados com os demais minerais e curvos entre si. Alguns cristais contêm inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita definindo uma textura *poiquilitica*. Localmente apresentam maclamento albita periclina. Alteram-se intensamente para argilo-mineral (Figura 19b).

A biotita apresenta-se sob forma de palhetas subédricas com terminações denteadas. Ocorre de maneira dispersa, principalmente inclusa nos cristais de feldspato potássico e plagioclásio, normalmente associada a opacos. Altera-se nas clivagens e fraturas para clorita, chegando muitas vezes a alteração total do cristal.

Titanita, zircão e opacos mostram-se em quantidades acessórias, dispersos nas rochas e inclusos nos minerais principais.

4.3.3. Aspectos Geoquímicos

Os resultados químicos e a norma CIPW das amostras analisadas do Granito Redenção estão relacionados na Tabela 06. De modo geral estas amostras apresentam teores de SiO_2 , oscilando numa faixa de 70,4% a 75,0% . Os teores de Al_2O_3 e K_2O demonstram uma pequena faixa de variação de 12% a 14% e de 3% a 5% respectivamente enquanto que para o Na_2O o intervalo de variação é mais reduzido ficando entre 4% e 4,9%. Quanto ao CaO , sua concentração varia de 0,6% a 3,6%.

De acordo com as variações dos teores de álcalis e CaO_2 em relação aos teores de sílica, observa-se que há um aumento dos teores de K_2O com os de SiO_2 , enquanto que nos de Na_2O não se nota nenhuma variação. Os teores de CaO decrescem com o aumento da sílica (Tabela 06).

Tabela 06-Resultados das análises químicas para o Granito Redenção cedidos pela PRM/SUREG Belém.

(Continua)

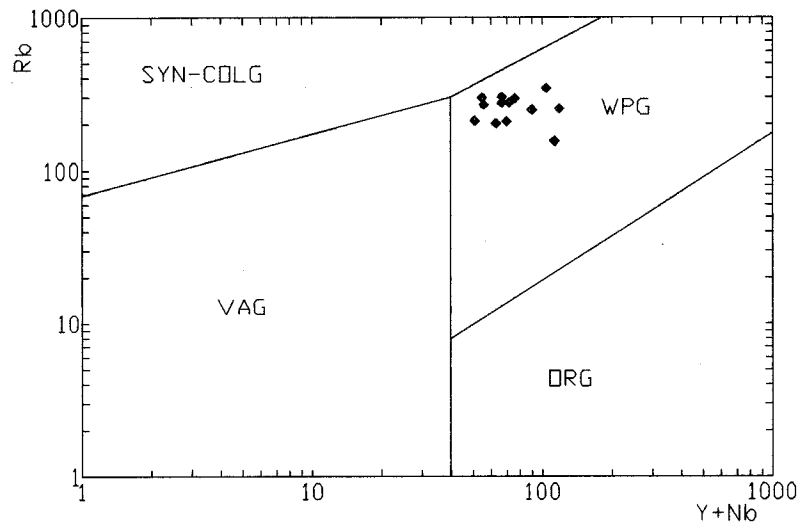
	AN12	AVR26B	AVR52	AVR107A	AVR110	AVR111	AVR113	AVR119	MÉDIA
SiO ₂	71,50	73,30	73,50	73,20	75,50	73,30	70,40	75,10	73,22
TiO ₂	0,52	0,21	0,31	0,21	0,10	0,42	0,52	0,21	0,31
Al ₂ O ₃	13,20	14,20	13,20	14,20	12,30	13,20	14,20	12,80	13,41
Fe ₂ O ₃	1,90	0,84	1,33	1,20	0,54	1,30	1,70	0,99	1,22
FeO	0,95	0,14	0,53	0,33	0,28	0,37	0,53	0,14	0,40
MgO	0,37	0,17	0,25	0,17	0,05	0,12	0,21	0,08	0,71
CaO	1,70	1,40	1,10	1,10	0,63	1,40	1,80	0,77	1,23
Na ₂ O	4,30	4,60	4,30	4,30	4,60	4,20	4,20	4,20	4,33
K ₂ O	4,60	5,10	5,30	5,30	4,60	5,10	5,10	4,60	4,96
P ₂ O ₅	0,21	0,06	0,07	0,08	0,03	0,08	0,14	0,05	0,09
PFGO	0,60	1,10	0,92	0,77	0,86	0,77	1,10	0,85	0,87
TOTAL	99,8	101,1	100,8	100,8	99,4	100,2	99,5	99,7	100,15
Or	27,91	30,37	31,76	31,66	27,7	30,68	31,03	27,74	29,85
Ab	37,36	39,23	36,9	36,78	38,38	36,18	36,58	36,27	37,24
An	3,22	3,07	1,09	3,84	0,00	2,15	4,98	2,55	2,67
Di	3,30	0,92	2,06	0,93	0,99	0,66	1,2	0,44	1,37

Tabela 06-Resultado das análises químicas para o Granito Redenção(análise realizada no Laboratório de Fluorescência de Raios-X da UFPa).

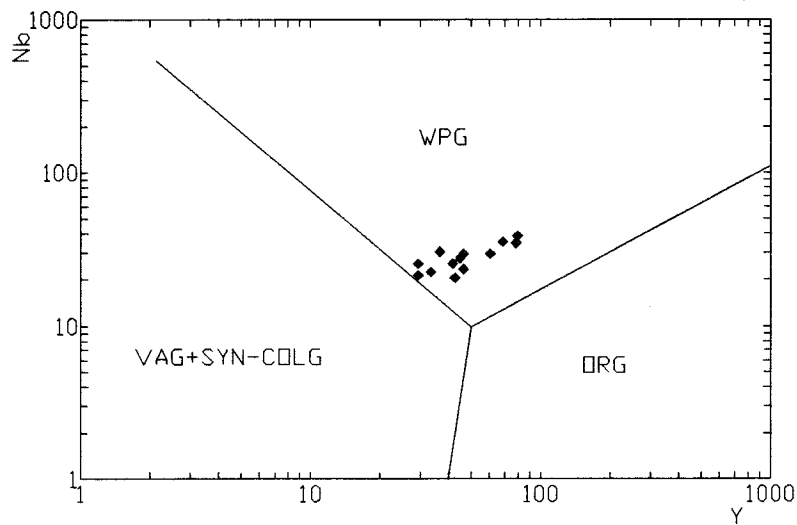
AMOSTRA	(Conclusão)				
	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
AVR51F	267,7	192,3	33,4	329,12	22,4
AVR51B	300,7	184,3	41,4	259,12	25,4
AVR51G	291,7	204,3	46,4	394,12	29,4
AVR51A	274,7	168,2	44,4	383,13	27,4
AVR53A	250,7	152,2	79,4	801,13	38,4
AB03A1	341,7	171,2	68,4	410,13	35,4
AB03A2	296,7	168,2	29,4	341,13	25,4
AB08B	154,6	130,2	78,4	635,14	34,4
AB08A	201,6	161,2	42,4	292,12	20,4
AB07B	207,6	147,2	46,4	314,12	23,4
AVR03C	275,6	168,2	36,4	374,12	30,4
AVR53C	209,6	129,2	29,4	306,12	21,4
AVR53D	247,7	137,2	60,4	497,13	29,4
MÉDIA	225,12	162,50	48,9	410,51	27,95

O diagrama da Figura 11 confirma uma composição granítica para essas rochas, que têm caráter metaluminoso (Figura 12).

Os valores obtidos para Y e Nb (Tabela 06-continuação), estão dentro dos valores normais para granitos. O ambiente tectônico intraplaca para colocação deste corpo está bem definido tanto nos diagramas Nb vs. Y e Rb vs. (Y+Nb) de PEARCE et al. (1984) (Figura 20 a e b).



(a)



(b)

Figura 20-Diagrama de caracterização do ambiente tectônico de PEARCE et al. (1984), para as amostras do Granito Redenção, onde: $a = (Y+Nb) \times Rb$ e $b = Y \times Nb$. ORG- Granitos de Cordilheira Oceânica; WPG- Granitos Intraplaca; VAG- Granitos de Arcos Vulcânicos; SYN-COLG- Granitos Sin-Colisionais.

5. TÉCNICAS ANALÍTICAS

As análises isotópicas Rb-Sr e Pb-Pb em rochas totais e minerais apresentadas neste trabalho foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (LGI).

Como se trata de datação a partir de isócronas, procurou-se assegurar o caráter cogenético das amostras selecionadas para cada unidade. Levou-se também em consideração suas características petrográficas e estruturais, o grau de alteração dos minerais.

As amostras coletadas foram trituradas, pulverizadas (80 mesh), homogeneizadas e quarteadas. Em seguida, foram determinados os teores de Rb e Sr por Fluorescência de Raios-X, com a finalidade de auxiliar na seleção daquelas a serem datadas pelo método Rb-Sr em rocha total. A separação das frações minerais foi realizada com o auxílio do separador magnético tipo Frantz, de chapa vibratória e de líquido pesado (bromofórmio).

5.1. METODOLOGIA Rb-Sr

O elemento Rb possui dois isótopos ^{85}Rb e ^{87}Rb com abundância isotópica de 72,17% e 27,83%, respectivamente (Catanzaro et al. apud FAURE (1986). O ^{87}Rb é radioativo e desintegra-se por emissão de uma partícula β^- para ^{87}Sr (FAURE, 1986). Para o ^{87}Rb considera-se λ (constante de desintegração) igual a $1,42 \times 10^{-11}$ anos $^{-1}$ (STEIGER & JAGER, 1977).

O Sr tem quatro isótopos que ocorrem naturalmente ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr , todos estáveis. Suas abundâncias isotópicas são de 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%, respectivamente (FAURE, 1986).

Através do método Rb-Sr podem ser obtidas: idades convencionais (idades modelo), e idades isocrônicas.

Para o cálculo de uma idade convencional, o valor da razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) é arbitrariamente escolhido. Isto permite o cálculo da idade a partir de uma

única amostra. Cada mineral apresenta uma determinada temperatura de fechamento do sistema isotópico Rb-Sr a qual é inferior a temperatura de cristalização da rocha total. As idades são interpretadas geralmente como idades de resfriamento (*cooling age*) ou de reaquecimento (*overprinting age*) provocado por um evento termo tectônico pós-cristalização.

A idade é obtida a partir da inclinação de uma reta em diagrama isocrônico $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ Vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, definida por um conjunto de pontos experimentais de amostras cogenéticas. A ordenada na origem ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0$) determina a razão isotópica inicial. Neste caso pode-se calcular a idade (t) a partir da equação $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_h (e^{\lambda t} - 1)$ (Nicolaysen apud FAURE (1986), onde h corresponde às razões isotópicas atuais, i à razão isotópica inicial e λ é a constante de desintegração ($\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ anos $^{-1}$).

A aceitabilidade, confiabilidade e precisão de uma isócrona depende do número de pontos experimentais e do grau de espalhamento desses pontos. A MSWD (Mean Square Weighted Deviates) é um parâmetro estatístico padrão, que reflete o alinhamento dos pontos experimentais na reta. Em geral as isócronas são obtidas a partir de um conjunto de amostras de rocha total ou de minerais separados de uma mesma amostra de rocha total.

Para o método Rb-Sr, 50 a 100 mg de rocha total ou de minerais separados foram submetidos ao processo de abertura química mediante ataque ácido de HF (48%) e HNO_3 + HClO_4 (1:1) (concentrados) à quente, após a introdução de um traçador misto, enriquecido em ^{87}Rb e ^{84}Sr para a determinação dos teores de Rb e Sr por diluição isotópica. Os elementos Rb e Sr foram separados e purificados por cromatografia utilizando-se resinas trocadoras de íons DOWEX AG 50 x 8. Os concentrados finais de Rb e Sr foram depositados em filamentos de tungstênio, com adição de um ativador de tântalo para posterior análise isotópica no espectrômetro de massa. Os brancos de química ficaram abaixo de 5ng para o Rb e o Sr.

5.2. METODOLOGIA Pb-Pb

A metodologia Pb-Pb em rocha total se baseia na desintegração radioativa em cadeia de dois isótopos do U, ^{235}U e ^{238}U , em dois isótopos radiogênico do Pb, ^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente. Existe também um terceiro isótopo radiogênico, o ^{208}Pb , que é proveniente da desintegração do ^{232}Th . O ^{204}Pb é considerado como estável, sendo o mesmo utilizado como isótopo de referência para o cálculo das razões isotópicas.

A evolução da composição isotópica do Pb presente em minerais que contém U e Th pode ser expressa na forma de três equações:

$$\text{I) } (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_8 t} - 1)$$

$$\text{II) } (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_5 t} - 1)$$

$$\text{III) } (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Onde, h é a razão isotópica do Pb no mineral hoje; i é a razão isotópica inicial do Pb no mineral; t é a idade de cristalização do mineral; $\lambda_8, \lambda_5, \lambda_2$ são as constantes de desintegração dos isótopos ^{238}U ($0,155125 \times 10^{-9}$ anos $^{-1}$), ^{235}U ($0,98485 \times 10^{-9}$ anos $^{-1}$) e ^{232}Th ($0,049475 \times 10^{-9}$ anos $^{-1}$) (STEIGER & JAGER, 1977).

As equações I, II e III são equações isocrônicas similares a do método Rb-Sr. Entretanto, a mobilidade do urânio em condições de superfície faz com que o sistema U-Pb se comporte em sistema aberto impedindo a obtenção de uma isócrona. Por outro lado, a junção das equações I e II, permite definir em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ um alinhamento dos pontos experimentais de amostras cogenéticas cuja inclinação define uma idade. Nesse caso perdas crescentes de urânio não afetam o alinhamento dos pontos experimentais.

As razões isotópicas iniciais são desconhecidas, mas as razões atuais podem ser medidas. Aliás são as razões isotópicas atuais de um conjunto de amostras cogenéticas que, quando colocadas no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ podem definir um alinhamento, cuja inclinação corresponde à razão isotópica radiogênica determinada mediante a divisão da equação II pela I:

$$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^* = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} (e^{\lambda_8 t} - 1)$$

A razão isotópica radiogênica ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)* corresponde a inclinação da reta, e é correlacionada com a idade da rocha analisada

Outro diagrama utilizado é o que envolve o isótopo torogênico (^{208}Pb), particularmente adequado para a detecção das modificações no sistema U-Th do ambiente geoquímico estudado (GULSON, 1986)

Através das razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ), é possível inferir a origem dos magmas devido o fato desta razão apresentar valores relativamente definidos nos diferentes níveis da litosfera. Para a evolução do Pb na Terra existem vários modelos.

O Modelo de Estágio Simples elaborado por Homes & Houtermans apud FAURE (1986) se baseia no princípio de que a Terra tenha evoluído como um sistema fechado em relação ao geocronômetro U-Pb, ou seja, que todo o Pb comum da fonte de um magma é resultante da evolução do Pb em regiões com diferentes valores de μ . Nesse caso, um valor de μ entre 7,5 e 8,2 indica evolução no Manto Superior, se $8,2 < \mu < 12$ indica evolução na Crosta Superior enquanto que μ menor que 7,5 indicaria evolução na Crosta Inferior (Oversby apud MOORBATH & TAYLOR, 1980).

O Modelo de dois Estágios desenvolvido por STACEY & KRAMERS (1975) postula que o valor médio do Pb terrestre seja decorrente de uma evolução em dois estágios distintos. A referência deste modelo, para os valores do Pb inicial é a composição isotópica do Pb da Troilita do Cãnyon Diablo, que infere à Terra uma idade de 4,57 Ga. O modelo foi construído admitindo-se que a média das razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ no primeiro estágio teria sido de 7,19 e 32,11 respectivamente. Dessa forma teria ocorrido a evolução isotópica desde a formação da Terra, até que há aproximadamente 3,7 Ga atrás houve um processo de diferenciação que deu origem as condições para o segundo estágio com novas razões médias de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 9,74$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = 37,19$ nas porções da Terra que tomaram parte dos eventos de mistura que originaram o Pb médio Terrestre.

Os modelos de Múltiplos Estágios sugerem que o Pb deve ter sido associado a vários sistemas com diferentes razões U/Pb e Th/Pb com tempo de resistência bastante distintos.

Doe & Zartman Apud ZARTMAN & DOE (1981) introduziram o modelo da Plumbotectônica a fim de explicar a variação das composições médias dos diferentes reservatórios geoquímicos da Terra (Manto, Crosta Inferior, Crosta Superior). Verificando que as diferenças isotópicas dos reservatórios eram provenientes do fracionamento químico e o decaimento radioativo, durante os períodos de isolamento, definiram um domínio suplementar, denominado domínio orogênico, que corresponde a uma mistura desses diferentes reservatórios, devido a ação de processos geodinâmicos atuantes nos mesmos.

O procedimento experimental utilizado para o método Pb-Pb segue aquele desenvolvido por MANHÊS (1982), adaptado as condições do LGI por RODRIGUES (1992).

A abertura química dos feldspatos potássicos (200mg), e rocha total (500 mg) é feita com HF (1N) sendo que os feldspatos, sofrem um processo de lixiviação (*leaching*), antes de iniciar a abertura. A lixiviação visa eliminar um eventual chumbo radiogênico proveniente da desintegração do urânio presente no feldspato associado a fraturas ou inclusões, ou um chumbo de origem exótico, introduzido nestes minerais após a cristalização.

Após a abertura química, o Pb é solubilizado com HBr (8N e 0,5N) e submetido a separação química, que é realizada por cromatografia de resina de troca iônica DOWEX AG 1x8, 200-400 mesh, condicionada com HBr (0,5N). O concentrado final é depositado em um filamento de rênio com a adição de sílica gel e H_3PO_4 (0,125 M) para análise isotópica no espectrômetro de massa.

A contaminação é o principal problema a ser superado em todas as etapas da separação do Pb das amostras analisadas. A fim de se reduzir a contaminação, são utilizadas pequenas quantidades de amostra de modo que o volume dos reagentes também

diminua. Entretanto, a pequena quantidade de amostra, faz com que a mesma seja mais sensível a outras fontes de contaminação que não os reagentes (RODRIGUES, 1992). Os brancos de química realizados durante o período de análise situaram-se abaixo de de 5 ng de Pb considerado desprezível diante das quantidades de Pb de amostra analisada (em torno de 5 µg de Pb).

As análises isotópicas dos elementos Pb, Rb e Sr foram realizadas com um Espectrômetro de Massa VG ISOMASS 54E com monocolletor. As composições isotópicas do Pb foram corrigidas do efeito de discriminação de massa utilizando um fator de $0,015 \pm 0,003$ por unidade de massa. As razões isotópicas do Sr foram normalizadas a partir da razão $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ igual a 0,1194. O cálculo da idade no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ foi feito segundo YORK (1969) e LUDWIG (1980) enquanto que a idade Rb-Sr foi determinada com base em YORK (1967,1969) e o algoritmo de WILLIANSO (1968) modificado. Os resultados apresentados foram calculados com o desvio padrão de 1σ .

6. RESULTADOS ANALÍTICOS Rb-Sr

6.1. TONALITO ARCO VERDE

Duas amostras do Tonalito Arco Verde foram selecionadas para o estudo geocronológico pelo método Rb-Sr. Para cada uma dessas amostras, além da rocha total, foram também analisadas as frações minerais de biotita e de feldspato (+ quartzo). Os resultados analíticos estão apresentados na Tabela 07.

Para cada amostra do Tonalito Arco Verde foi calculada uma isócrona elaborada com os pontos experimentais de rocha total (RT), biotita (Bt) e feldspato (+ quartzo) (FQ). A amostra AVR8B forneceu uma idade de 2095 ± 142 Ma (1σ) e razão isotópica inicial (I_{Sr}) igual a $0,7022 \pm 0,0010$ com uma MSWD de 15,99 (Figura 21).

A amostra AVR10F forneceu uma idade de 2384 ± 523 Ma (1σ) com uma I_{Sr} de $0,7029 \pm 0,0024$ e uma MSWD igual a 136 (Figura 22).

Diante destes resultados é possível observar que não há alinhamento entre as frações FQ, Bt e RT, particularmente no caso da amostra AVR10F, onde a fração de Bt está bem abaixo do alinhamento definido pela fração de FQ e RT. Não há portanto um equilíbrio isotópico entre os minerais das amostras analisadas, com a biotita refletindo um comportamento aberto do sistema Rb-Sr. Porém, como o objetivo principal da aplicação do método Rb-Sr, neste trabalho, é evidenciar possíveis reaberturas do sistema Rb-Sr durante o Proterozóico, optou-se pelo estudo das biotitas, que são mais sensíveis aos efeitos térmicos ou termo-tectônicos.

As biotitas referentes as amostras AVR10F e AVR08B, forneceram idades aparentes de 1849 ± 48 Ma e 2143 ± 50 Ma (Tabela 08), respectivamente, calculadas a partir de uma I_{Sr} de 0,710, que é um valor considerado representativo da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos minerais de uma rocha arqueana que teria sofrido uma rehomogeneização isotópica ocorrida no Proterozóico Inferior (1,8-2,1 Ga). A escolha deste valor está de acordo com os resultados obtidos por MACAMBIRA et al. (1988) a partir de uma isócrona em minerais do Granodiorito Rio Maria.

Tabela 07-Resultados analíticos obtidos pelo método Rb-Sr para as amostras do Tonalito Arco Verde.

Amostra	Rb _{ppm}	Sr _{ppm}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 σ
AVR8B-FQ	23,21	389,6	0,172	0,002	0,70768	0,00020
AVR8B	118,05	463,6	0,738	0,011	0,72315	0,00030
AVR8B-Bt	336,41	113,9	8,770	0,197	0,98096	0,00039
AVR10F-FQ	22,31	305,0	0,212	0,003	0,70987	0,00008
ARR10F	87,72	381,9	0,666	0,009	0,72821	0,00020
AVR10F-Bt	378,19	50,9	22,758	0,526	1,31542	0,00182

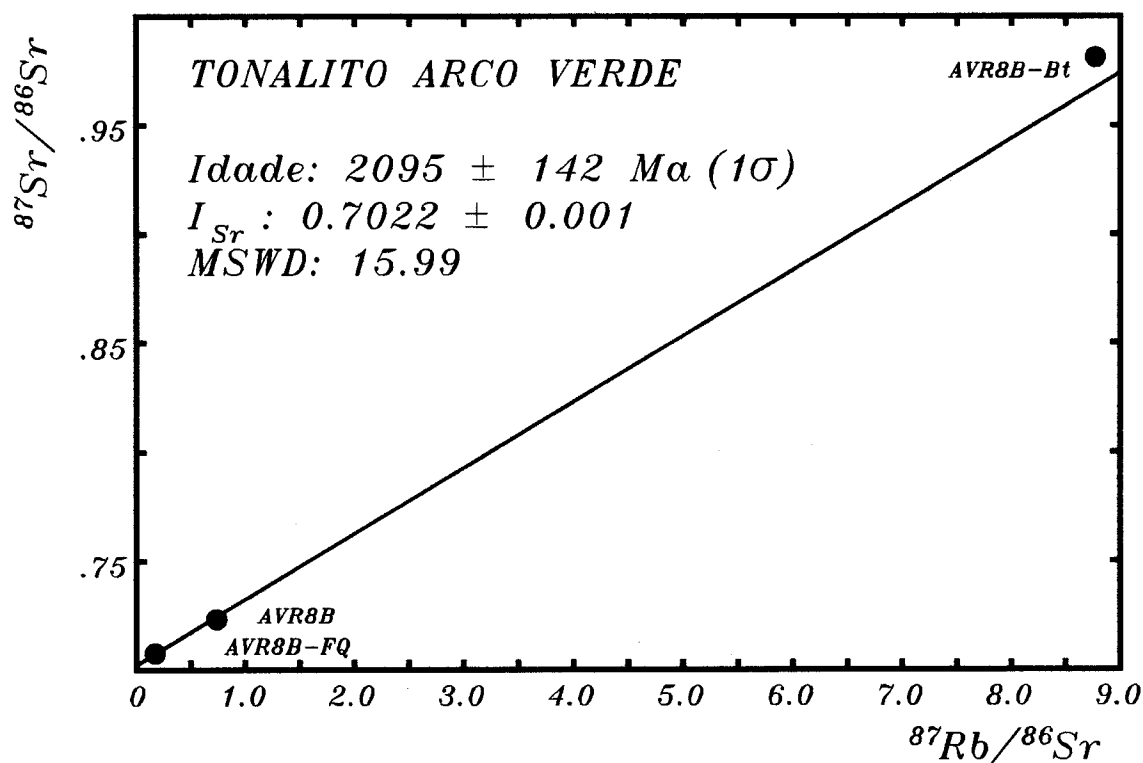


Figura 21-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR8B do Tonalito Arco Verde.

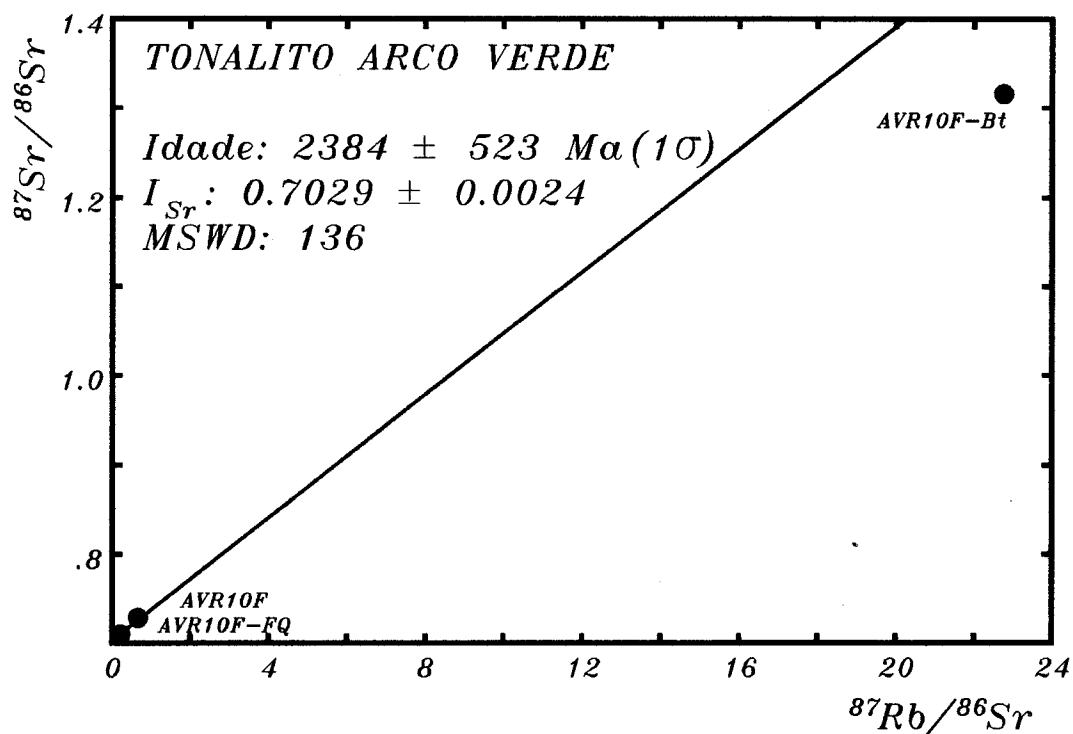


Figura 22-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR10F do Tonalito Arco Verde

Tabela 08-Idades convencionais obtidas para as biotitas das unidades estudadas.

Unidade	Amostra	I_{Sr}	Idade (1σ)
Tonalito Arco Verde	AVR08B	0,710	$1849 \pm 48 \text{ Ma}$
	AVR10F	0,710	$2143 \pm 50 \text{ Ma}$
Monzogranito tipo Mata Surrão (porção norte da Folha Redenção)	AVR21B	0,710	$2055 \pm 58 \text{ Ma}$
	AVR22A	0,710	$2112 \pm 40 \text{ Ma}$
Monzogranito tipo Mata Surrão (porção sul da Folha Redenção)	AB17B	0,710	$2041 \pm 92 \text{ Ma}$
	AN01B	0,710	$2175 \pm 62 \text{ Ma}$
Granito Redenção	AVR53A	0,710	$1777 \pm 63 \text{ Ma}$
	AVR51B	0,710	$1913 \pm 77 \text{ Ma}$

6.2. MONZOGRANITO TIPO MATA SURRÃO

Para esta unidade, foram selecionadas duas amostras de monzogranitos que afloram a norte e duas de monzogranitos que afloram na porção sul da área. Além da RT, foram também analisadas as frações minerais de biotita (Bt) e feldspato + quartzo (FQ).

As duas amostras analisadas pelo método Rb-Sr (Tabela 09) do Monzogranito tipo Mata Surrão (porção norte) alinharam-se segundo duas isócronas. A primeira (AVR21B) forneceu uma idade de 1978 ± 84 Ma (1σ), I_{Sr} igual a $0,71013 \pm 0,00059$ e MSWD de 4,57 (Figura 23), com valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,3 e 16,6 enquanto que a segunda amostra (AVR22A), definiu uma idade de 2541 ± 83 Ma (1σ) I_{Sr} de $0,70209 \pm 0,00058$ e MSWD de 2,05 (Figura 24), com valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,3 e 1,2 (Tabela 09).

Estes resultados apesar de serem relativos as amostras de um mesmo corpo, forneceram idades bastante diferentes, notando-se também a diferença existente entre os valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, das frações de biotita das amostras datadas (Tabela 09).

A partir do cálculo de idades aparentes em biotitas, utilizando-se I_{Sr} igual a 0,710, obteve-se uma idade de 2055 ± 58 Ma para a amostra AVR21B, e uma idade de 2112 ± 40 Ma para a amostra AVR22A (Tabela 08).

As duas amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção, datadas pelo método Rb-Sr em minerais, forneceram duas isócronas, cujos resultados analíticos dessas amostras encontram-se na Tabela 10.

A amostra AN01B forneceu uma idade de 1786 ± 340 Ma (1σ) I_{Sr} igual $0,888 \pm 0,089$ e MSWD de 11,3 (Figura 25). A amostra AB17B forneceu idade de 2063 ± 369 (1σ), I_{Sr} igual a $0,734 \pm 0,023$ e MSWD de 14,2 (Figura 26).

A posição dos pontos experimentais afastados da origem da reta ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 4$ para a amostra AB17B e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 15$ para a amostra AN01B), implicou em ambos os casos, em um alto valor do desvio para a razão isotópica inicial dessas amostras. optou-se nos dois casos, usar idade aparente em biotitas, que a partir de uma razão isotópica inicial de

Tabela 09-Resultados analíticos obtidos pelo método Rb-Sr para as amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção.

Amostras	Rb _{ppm}	Sr _{ppm}	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ
AVR21B-FQ	45,0	442,8	0,308	0,004	0,71904	0,00013
AVR21B	121,1	487,7	0,720	0,010	0,73023	0,00003
AVR21B-Bt	686,0	125,5	16,583	0,456	1,20099	0,00055
AVR22A-FQ	33,7	278,3	0,315	0,004	0,71510	0,00009
AVR22A	86,9	459,1	0,543	0,007	0,72171	0,00007
AVR22A-Bt	194,8	478,6	1,182	0,020	0,74599	0,00009

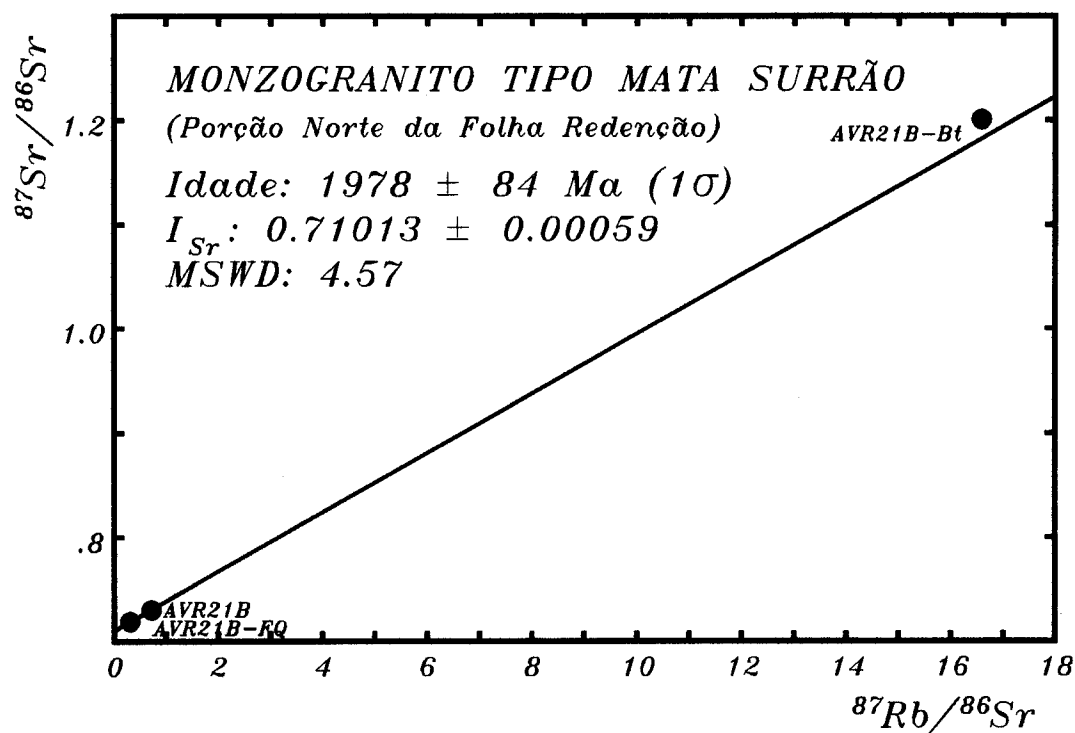


Figura 23-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR21B do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção.

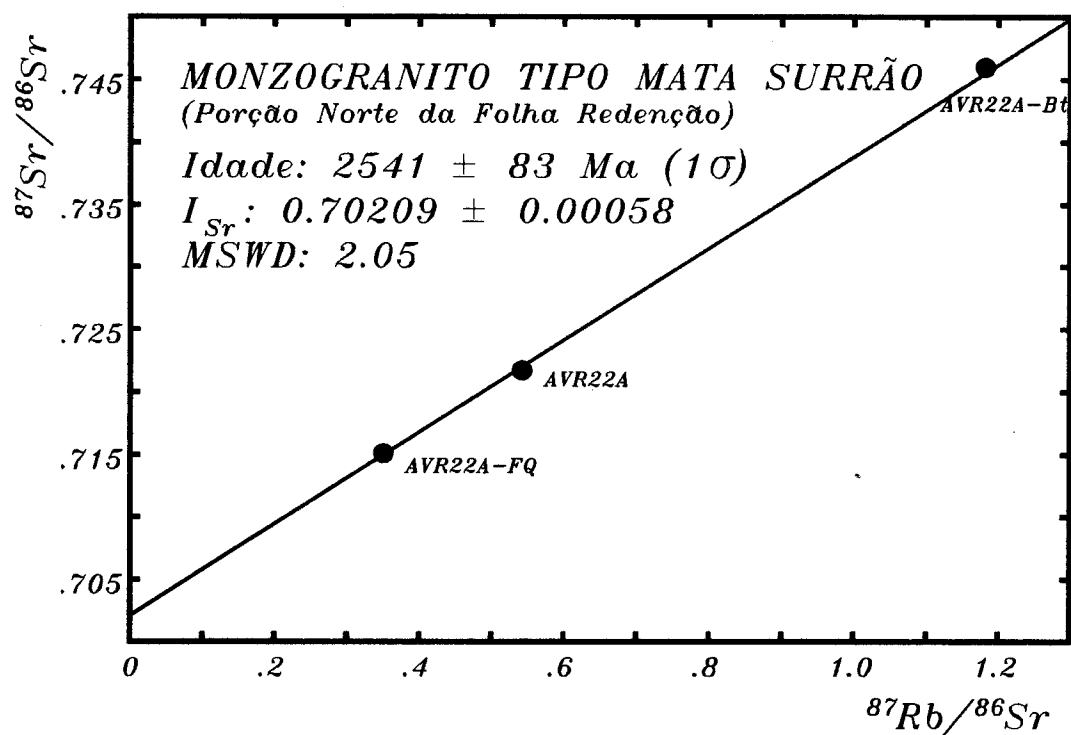


Figura 24-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR22A do monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção.

Tabela 10-Resultados analíticos obtidos pelo método Rb-Sr para as amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção.

Amostra	Rb _{ppm}	Sr _{ppm}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 σ
AB17B	216,0	148,1	4,28	0,08	0,85526	0,00012
AB17B-FQ	149,6	105,6	4,16	0,07	0,86292	0,00011
AB17B-Bt	1040,0	45,6	81,61	3,67	3,10947	0,00206
AN01B	284,5	55,7	15,65	0,30	1,30603	0,00019
AN01B-FQ	248,7	42,3	18,03	0,37	1,32647	0,00019
AN01B-Bt	587,6	57,4	32,62	0,91	1,73342	0,00092

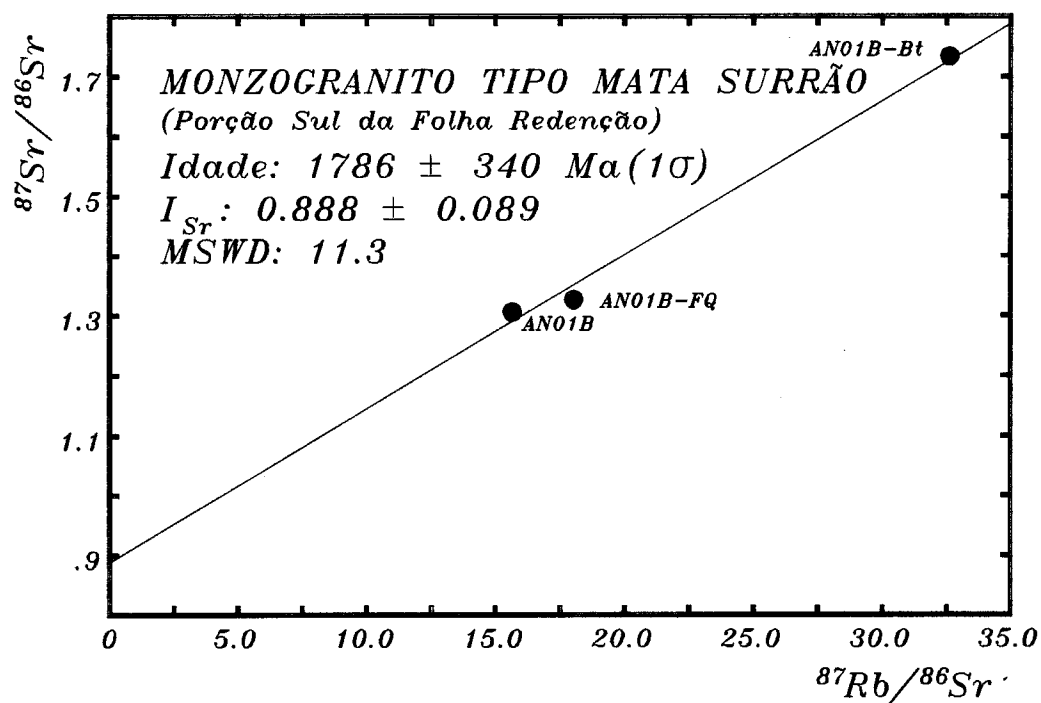


Figura 25-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AN01B do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção.

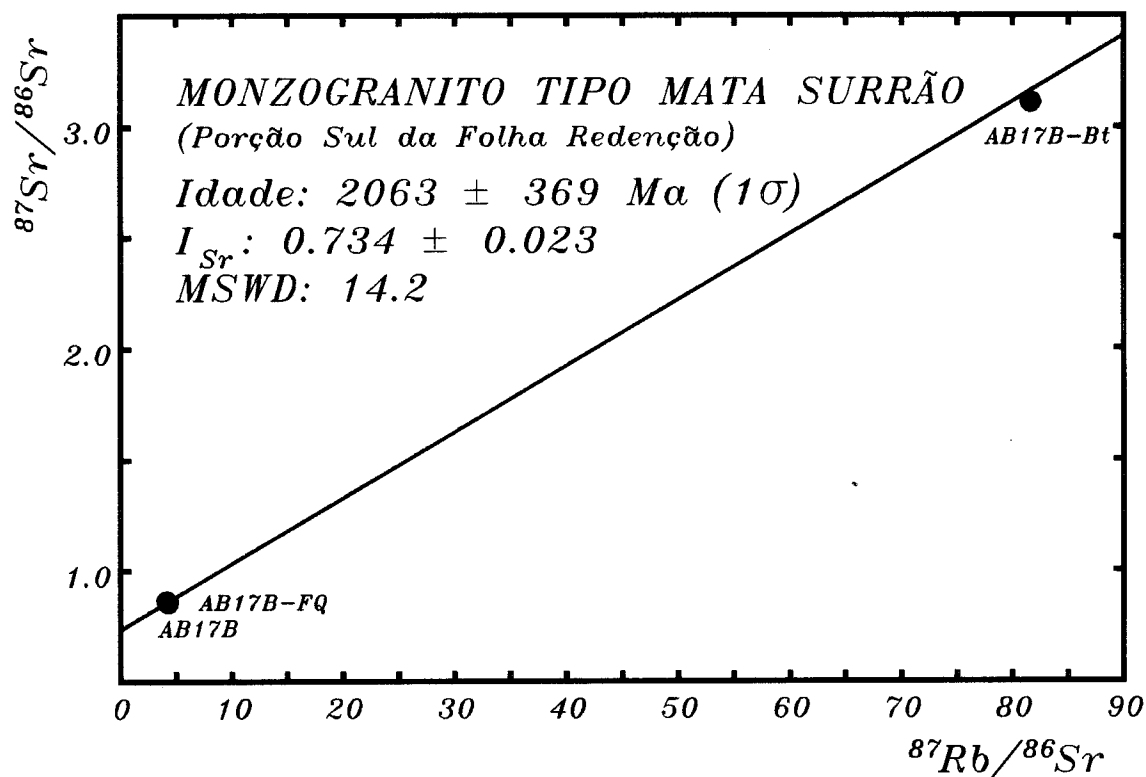


Figura 26-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AB17B do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção.

0,710 forneceram idades de 2041 ± 92 Ma e 2175 ± 62 Ma para as amostras AB17B e AN01B, respectivamente (Tabela 08). Tratam-se de amostras com valores bastante elevados das razões Rb/Sr, o que provavelmente fez com que as biotitas apresentassem idades mais novas, do que aquelas da porção norte da Folha Redenção.

6.3. GRANITO REDENÇÃO

Cinco amostras de rocha total e quatro de frações minerais (biotita, feldspato + quartzo) pertencentes ao Granito Redenção foram analisadas pelo método Rb-Sr. Os resultados analíticos acham-se na Tabela 11.

No diagrama isocrônico (Figura 27), os pontos experimentais referentes a rocha total forneceram uma idade de 1801 ± 126 Ma (1σ) e razão isotópica inicial (I_{Sr}) de $0,7064 \pm 0,0025$ para uma MSWD igual a 1,46. As amostras apresentaram uma variação reduzida das razões Rb/Sr ($1,73 < \text{Rb/Sr} < 1,88$), e consequentemente nas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, o que provocou um desvio elevado sobre a idade obtida, apesar do bom alinhamento dos pontos, comprovado pelo MSWD próximo a 1 (1,46). A falta de pontos com baixas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ resultou em elevado valor no desvio sobre a I_{Sr} , inviabilizando qualquer interpretação genética com a utilização da mesma.

As amostras AVR51B e AVR53A tiveram suas frações minerais de biotita e feldspato (+ quartzo) analisadas. Em diagramas isocrônicos, estas amostras forneceram idades de 1938 ± 85 Ma (1σ) e I_{Sr} igual $0,6938 \pm 0,0058$ e MSWD de 0,57 (Figura 28), e 1836 ± 166 Ma (1σ), e I_{Sr} igual a $0,700 \pm 0,012$ e MSWD de 4,44 respectivamente (Figura 29). Isto mostra que não há grande diferença entre as idades obtidas em rocha total e em minerais. Contudo, os valores de I_{Sr} obtidos para estes minerais são baixos e mal definidos, provavelmente devido as altas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, invalidando as idades obtidas. GERSTENBERGER (1989), propôs um modelo petrogenético para explicar casos semelhantes em granitos altamente evoluídos. Esse autor atribui tal comportamento a um enriquecimento das amostras em Rb a partir de líquidos residuais, tendo como efeito um

Tabela 11-Resultados analíticos obtidos pelo método Rb-Sr para as amostras do Granito Redenção.

Amostra	Rb _{ppm}	Sr _{ppm}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 σ
AB08B	167	142	3,425	0,056	0,79488	0,00010
AB08A	191	155	3,613	0,065	0,79979	0,00012
AVR51F	280	196	4,171	0,092	0,81773	0,00011
AVR53A	213	129	4,861	0,102	0,83339	0,00007
AVR51B	279	161	5,073	0,112	0,83350	0,00007
AVR51B-FQ	169	125	3,933	0,081	0,80442	0,00014
AVR51B-Bt	546	67	25,050	0,989	1,40080	0,00078
AVR53A-FQ	155	103	4,409	0,082	0,81439	0,00022
AVR53A-Bt	444	57	23,759	0,836	1,31704	0,00045

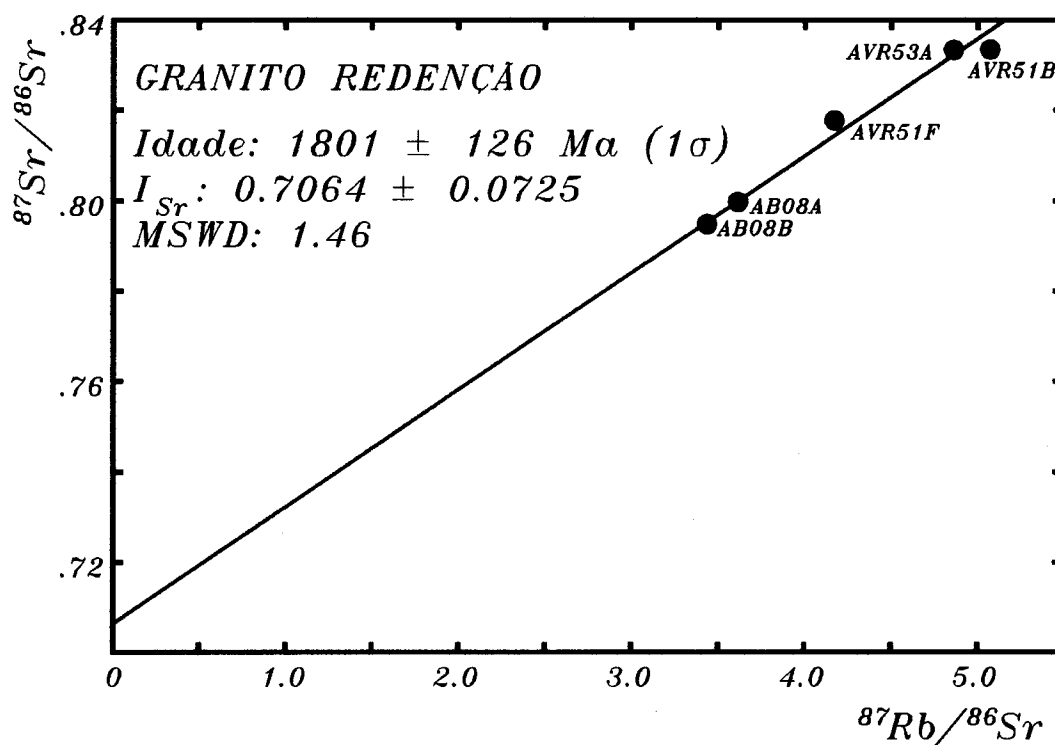


Figura 27-Diagrama isocrônico Rb-Sr de rocha total para as amostras do Granito Redenção.

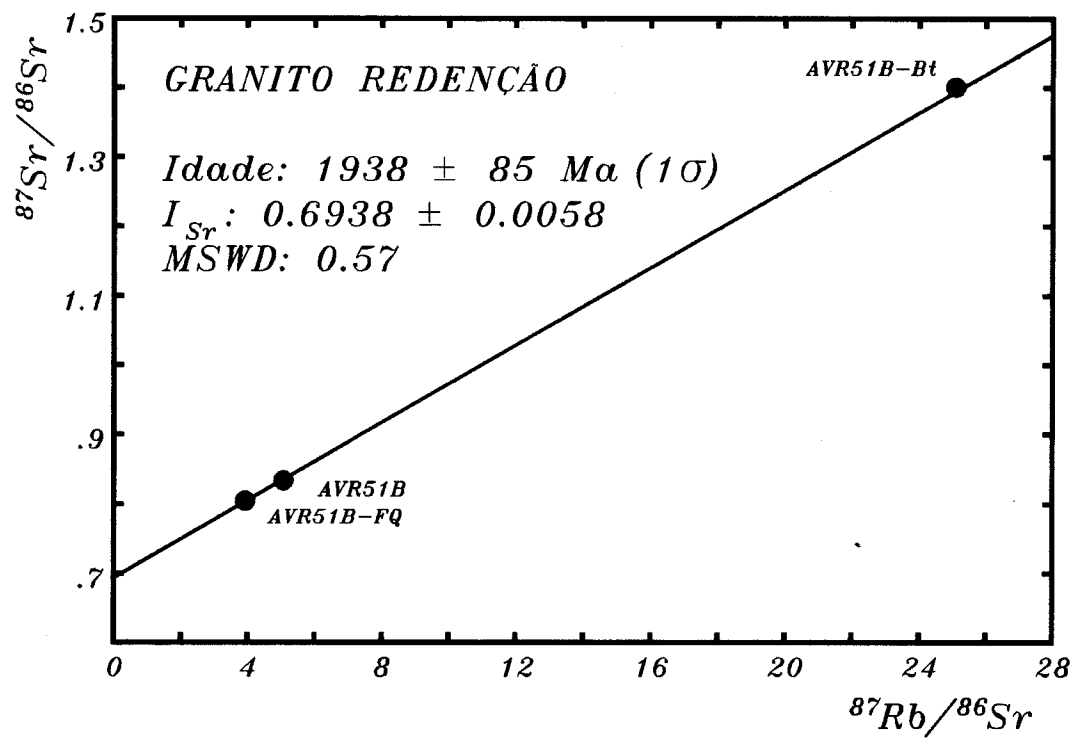


Figura 28-Diagrama isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR51B do Granito Redenção

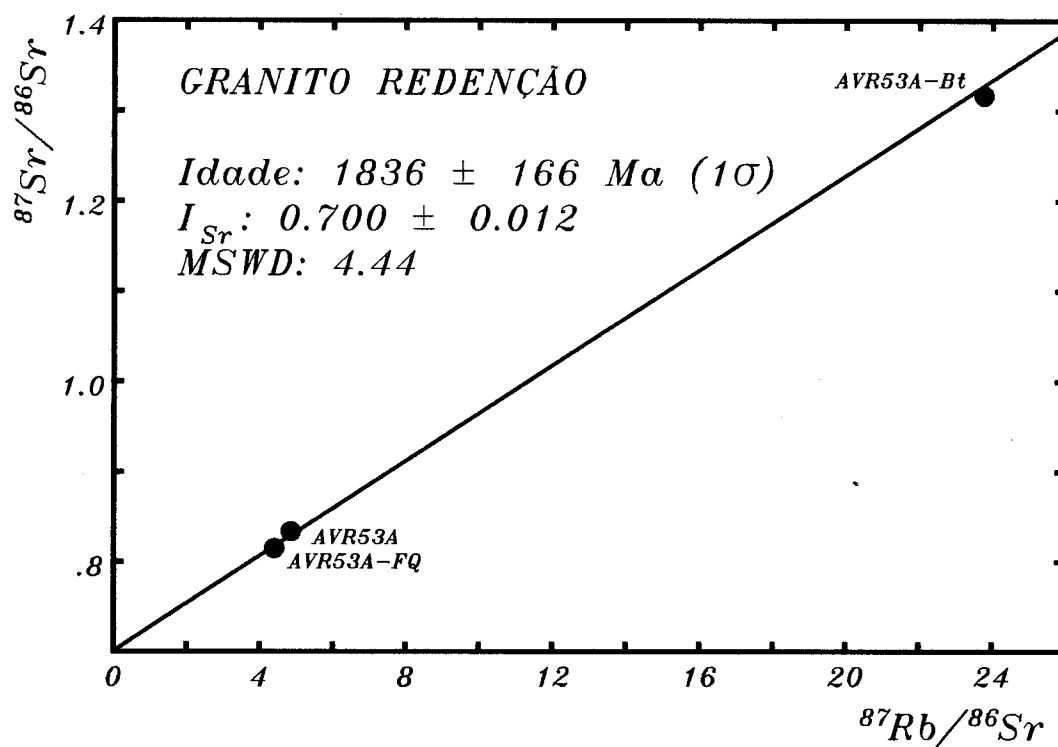


Figura 29-Diagrama Isocrônico Rb-Sr para as frações minerais da amostra AVR53A do Granito Redenção.

deslocamento da reta isocrônica para a direita no diagrama isocrônico e consequentemente, uma diminuição da razão inicial calculada. As características petrológicas do Granito Redenção parecem favoráveis a um processo similar, porém a falta de estudos petrogenéticos detalhados não permite aprofundar mais a discussão deste ponto.

7. RESULTADOS ANALÍTICOS Pb-Pb

7.1. TONALITO ARCO VERDE

Para esta unidade, foi analisado pelo método Pb-Pb um conjunto de cinco amostras de rocha total e duas frações de feldspatos lixiviados (Tabela 12).

No diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 30), a reta isocrônica obtida a partir dos pontos experimentais de rocha total e feldspatos lixiviados forneceu uma idade de 2852 ± 10 Ma (1σ) com μ_1 igual a $8,3 \pm 0,08$ (onde μ_1 é a razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ atual da fonte, cujo valor é calculado a partir do Modelo de Estágio Simples) e uma MSWD de 1,03. Diante destes resultados nota-se a boa qualidade do alinhamento dos pontos experimentais na reta isocrônica, e o erro baixo sobre a idade. Percebe-se o afastamento dos pontos analíticos de FQ em relação aos demais, influenciando na inclinação da reta. Diante disto, foi feito o cálculo da isócrona eliminando os feldspatos lixiviados, onde obteve-se uma idade de 2872 ± 25 Ma (1σ) com μ_1 igual a $8,3 \pm 0,21$ e uma MSWD de 1,24 (Figura 31). A isócrona é de boa qualidade, o que se confirma pelo valor da MSWD.

A eliminação dos feldspatos no cálculo da idade para o Tonalito Arco Verde provocou um ligeiro aumento na idade obtida, porém dentro do intervalo de erros a partir das amostras de RT e FQ. O aumento do desvio sobre a idade ocorre devido a redução do intervalo das razões Pb/Pb, com a eliminação dos FQ.

Tabela 12-Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb para as amostras do Tonalito Arco Verde.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
AVR8B-FQ	14,309	0,009	14,845	0,013	33,581	0,402
AVR10F-FQ	14,423	0,009	14,880	0,013	33,539	0,040
AVR8B	19,272	0,012	15,837	0,015	36,203	0,044
AVR10B	20,465	0,014	16,095	0,016	38,173	0,050
AVR10F	21,845	0,015	16,390	0,016	37,182	0,045
AVR15B	22,565	0,014	16538	0,015	41,637	0,050
AVR15D	25,754	0,019	17,168	0,019	47,526	0,067

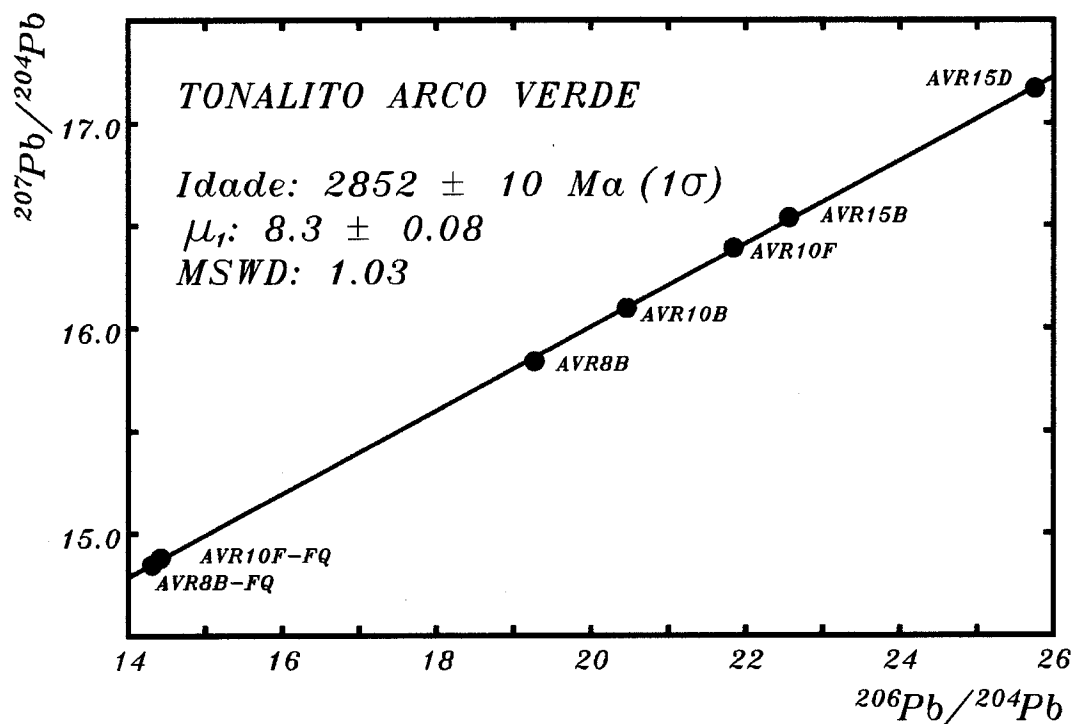


Figura 30-Diagrama isocrônico Pb-Pb para as amostras do Tonalito Arco Verde, incluindo os feldspatos lixiviados (AVR10-FQ e AVR8B-FQ).

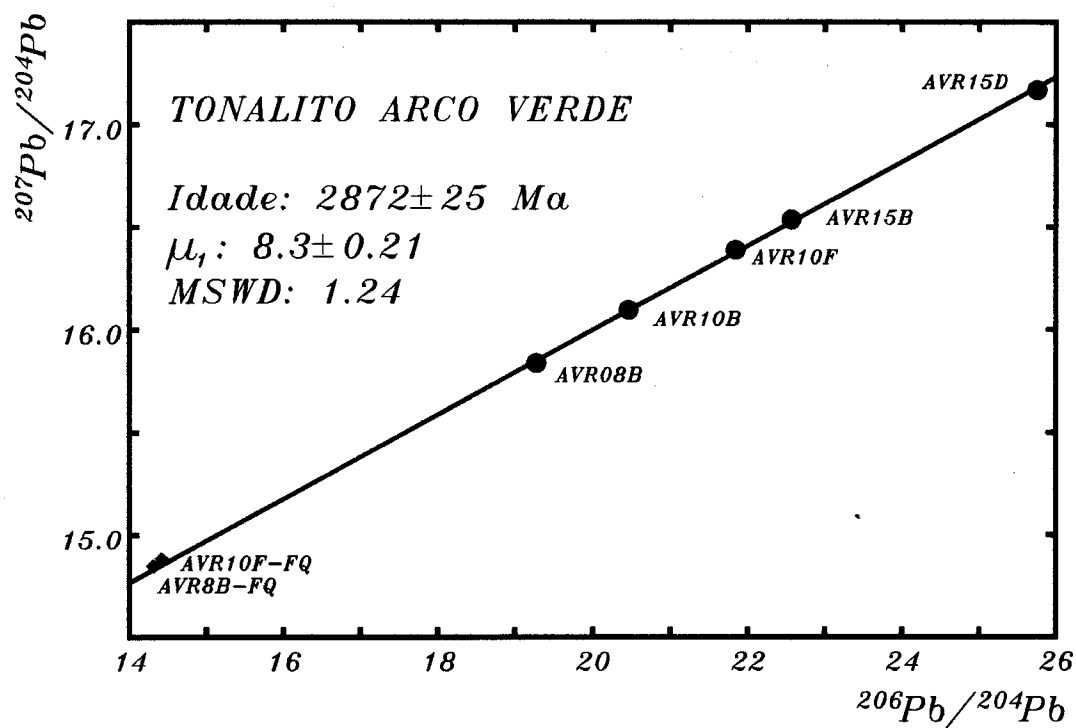


Figura 31-Diagrama isocrônico Pb-Pb para as amostras do Tonalito Arco Verde, excluindo os feldspatos lixiviados (♦).

7.2. MONZOGRANITO TIPO MATA SURRÃO

A metodologia Pb-Pb também foi aplicada aos Monzogranitos tipo Mata Surrão que afloram nas porções norte e sul da área.

Na porção norte da área, seis amostras de rocha total e duas frações de feldspatos lixiviados foram analisados. Na Tabela 13 são mostrados os resultados analíticos obtidos.

No diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 32), os pontos analíticos representativos das amostras de rocha total e feldspatos lixiviados alinham-se numa reta que forneceu uma idade de 2791 ± 74 Ma (1σ), com valores de μ_1 de $8,5 \pm 0,36$ Ma e uma MSWD de 38,05. Os pontos experimentais desta reta não mostram um bom alinhamento, o que se reflete no alto valor da MSWD.

Um novo cálculo em diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a idade foi realizado eliminando-se os pontos experimentais dos feldspatos lixiviados, que forneceu uma idade de 2894 ± 19 Ma (1σ) com μ_1 igual a $8,21 \pm 0,17$ e uma MSWD de 3,54 (Figura 33).

De acordo com a segunda isócrona, a eliminação dos pontos experimentais de feldspatos lixiviados, resultou em mudanças nos resultados com aumento significativo da idade obtida, diminuição do valor de μ_1 e diminuição dos desvios e da MSWD, refletindo um melhor alinhamento dos pontos experimentais.

Para os monzogranitos da porção sul, cinco amostras de rocha total foram selecionadas e analisadas, além de duas frações separadas de feldspatos lixiviados. Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 14.

No diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 34), as amostras de rocha total e de feldspatos lixiviados alinham-se segundo uma reta que forneceu uma idade isocrônica de 2696 ± 105 Ma (1σ) com um valor de μ_1 igual a $8,5 \pm 0,7$ e uma MSWD de 104. De acordo com estes resultados, observa-se que não há um bom alinhamento dos pontos experimentais, o que se reflete no valor da MSWD bastante elevado, provocando assim o alto desvio sobre a idade e o alto valor de μ_1 .

Tabela 13-Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb para as amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
AVR22A-FQ	15,019	0,009	15,101	0,014	34,212	0,042
AVR21B-FQ	15,631	0,010	15,313	0,014	34,631	0,042
AVR22B	17,382	0,018	15,439	0,014	38,116	0,046
AVR22A	22,021	0,016	16,388	0,018	43,910	0,059
AVR21A	22,513	0,014	16,513	0,015	39,899	0,048
AVR21B	23,832	0,015	16,800	0,015	43,303	0,053
AVR21D	25,767	0,024	17,135	0,021	42,063	0,059
AVR22C	30,681	0,019	18,220	0,017	49,389	0,059

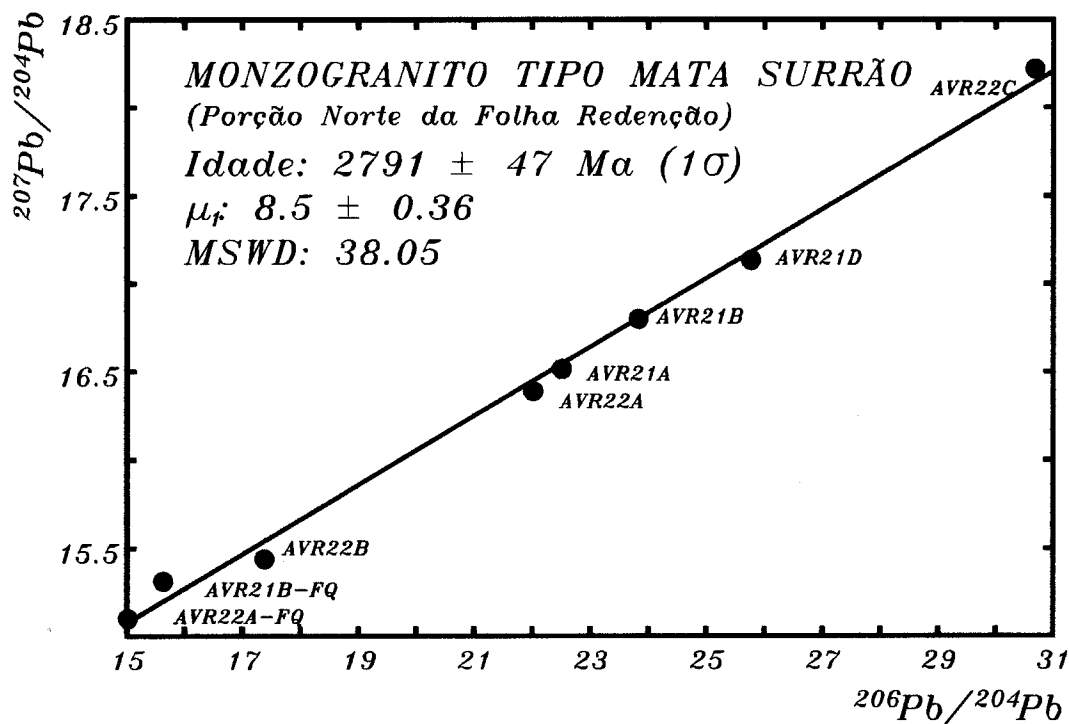


Figura 32-Diagrama isocrônico Pb-Pb para as amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção, incluindo os feldspatos lixiviados.

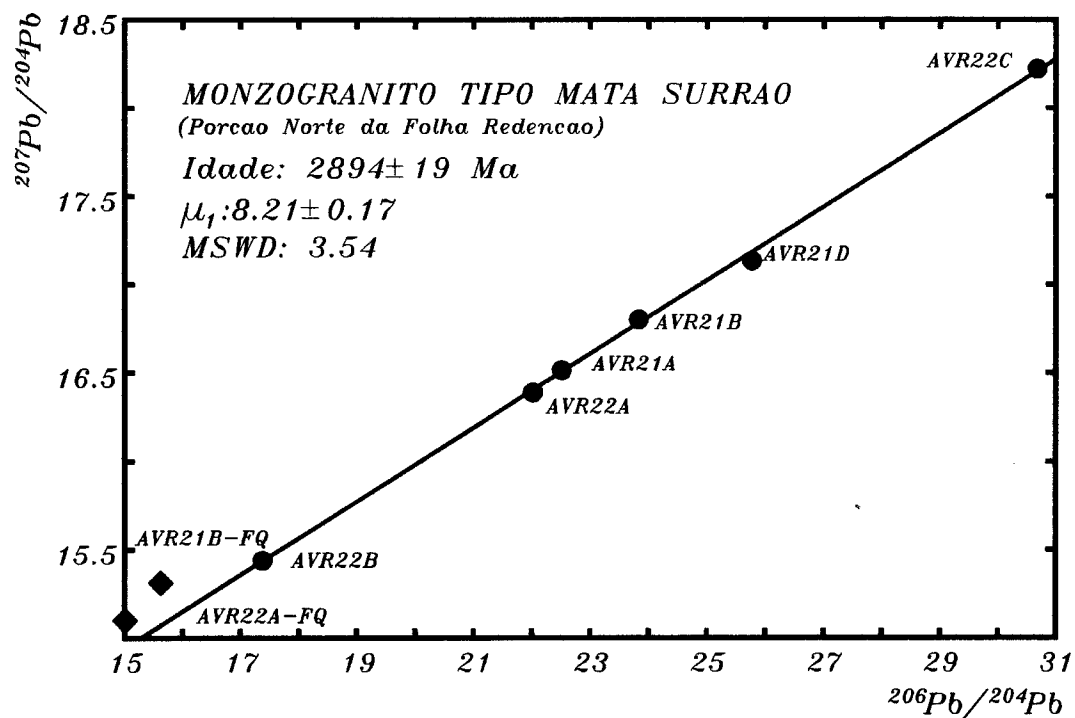


Figura 33-Diagrama isocrônico Pb-Pb para as amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção, excluindo os feldspatos lixiviados (♦).

Tabela 14-Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb para as amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
AB17B-FQ	14,312	0,009	14,960	0,014	34,129	0,041
AN01B-FQ	16,183	0,011	15,602	0,015	35,779	0,044
AB17C	16,690	0,014	15,366	0,017	47,321	0,070
AB17A	18,185	0,012	15,646	0,015	48,670	0,064
AB17B	18,373	0,012	15,671	0,015	46,297	0,057
AN01B	25,093	0,015	17,044	0,016	45,510	0,057
AN01H	27,447	0,024	17,433	0,019	50,040	0,071

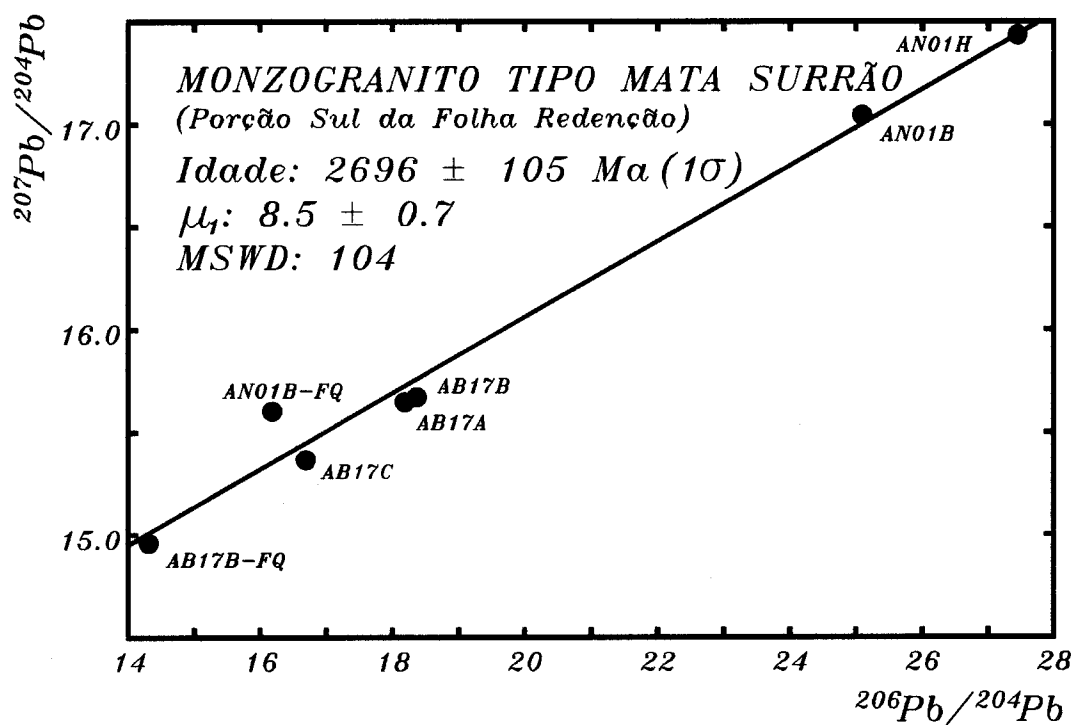


Figura 34-Diagrama isocrônico Pb-Pb para as amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção, incluindo os feldspatos lixiviados.

De acordo com o diagrama isocrônico da Figura 35, onde utilizou-se apenas as frações de rocha total, a idade obtida é de 2797 ± 28 Ma (1σ) para μ_1 igual a $8,4 \pm 0,22$ e uma MSWD igual a 5,49.

A eliminação dos pontos experimentais de feldspatos lixiviados do cálculo da idade para o Granito Mata Surrão na porção sul da área, influenciaram significativamente na inclinação da reta, que mostra um melhor alinhamento dos pontos experimentais refletindo-se na diminuição da MSWD. Além disso, a idade aumentou, diminuindo o seu desvio e o valor de μ_1 juntamente com o desvio. É importante assinalar ainda que esta idade é estatisticamente menor (a 2σ) que a idade obtida para o Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção.

7.3. GRANITO REDENÇÃO

Cinco amostras de rocha total, duas de feldspatos lixiviados e duas de feldspatos não lixiviados, pertencentes ao Granito Redenção foram analisadas pelo método Pb-Pb. Os resultados analíticos obtidos para estas amostras são mostrados na Tabela 15.

No diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 36), o alinhamento a partir dos resultados de rocha total e feldspatos lixiviados forneceu uma idade de 1870 ± 68 Ma (1σ) com μ_1 igual a $8,1 \pm 0,22$ e uma MSWD de 6,03. A inclusão dos pontos experimentais das frações de feldspato lixiviado permitiu a obtenção de uma variação importante das razões isotópicas de Pb ($15,02 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 22,61$ e $15,10 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,94$). Por outro lado, a dispersão dos pontos experimentais de rocha total é responsável pelo alto valor da MSWD além de ter provocado um desvio elevado sobre a idade calculada.

O cálculo da isócrona incluindo os resultados de rocha total, feldspatos lixiviados e feldspatos não lixiviados forneceu uma idade de 1890 ± 63 Ma com μ_1 igual a $8,1 \pm 0,20$ e MSWD igual a 7,0 (Figura 37). As frações de feldspato não lixiviado mostraram uma composição isotópica mais elevada que as de feldspato lixiviado (Tabela 15). é

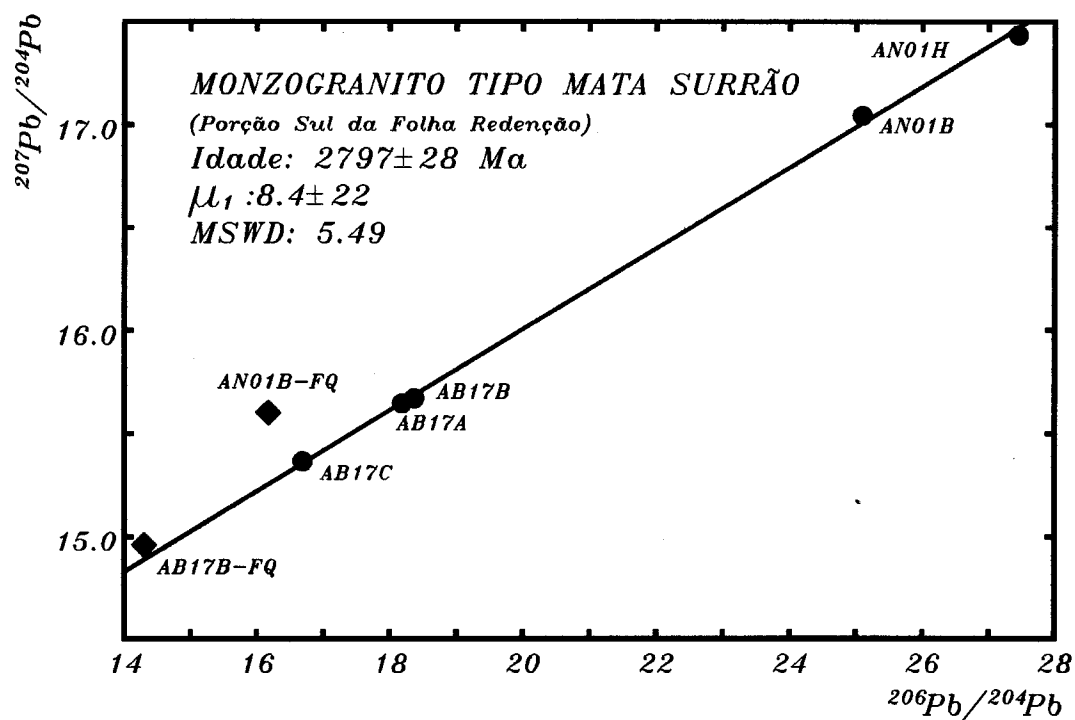


Figura 35-Diagrama isocrônico Pb-Pb para as amostras do Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção, excluindo os feldspatos lixiviados (♦).

Tabela 15-Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb para as amostras do Granito Redenção.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
AVR51B-FQ	15,026	0,0104	15,103	0,0150	35,425	0,0450
AVR53A-FQ	15,109	0,0095	15,146	0,0140	35,510	0,0433
AVR51B-FQ*	16,303	0,0099	15,269	0,0139	37,378	0,0452
AVR53A-FQ*	16,677	0,0103	15,296	0,0142	38,086	0,0480
AB08A	17,983	0,0109	15,471	0,0140	40,165	0,0491
AVR51F	20,847	0,0109	15,853	0,0182	43,312	0,0573
AVR51B	21,394	0,0203	15,864	0,0189	45,717	0,0640
AVR53A	21,924	0,0189	15,936	0,0177	48,047	0,0613
AB03A1	22,610	0,0151	15,949	0,0152	49,277	0,0609

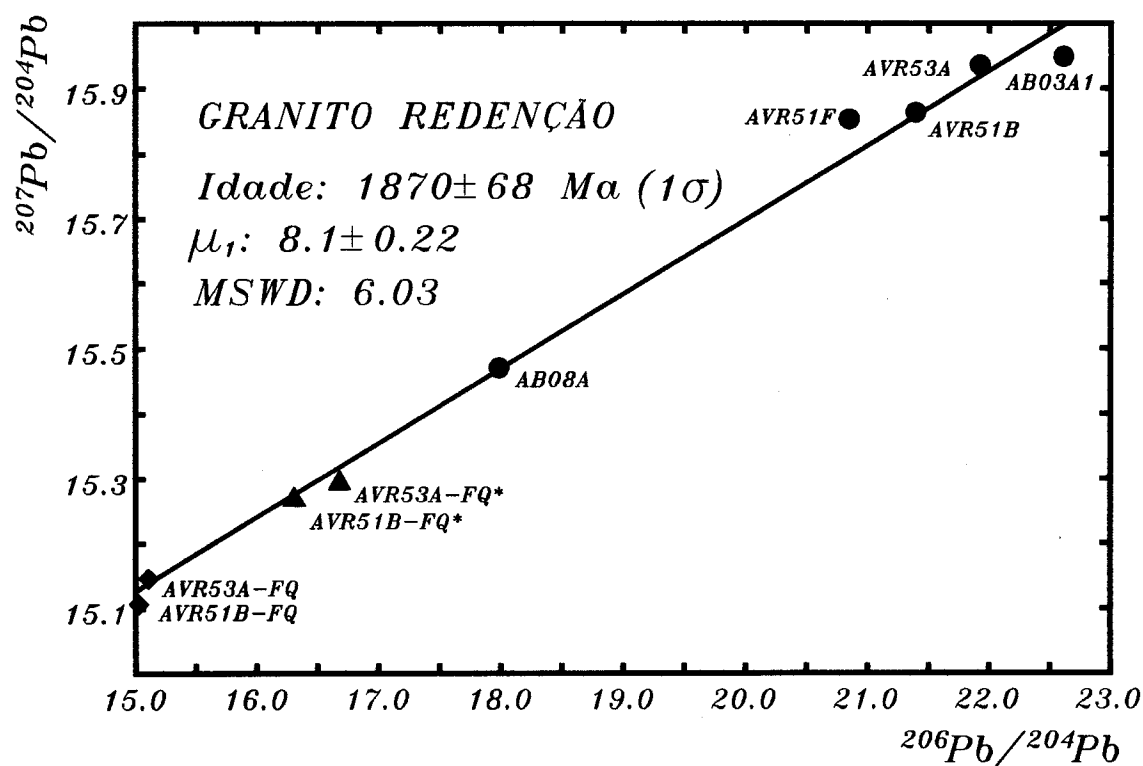


Figura 36-Diagrama isocrônico Pb-Pb para as amostras do Granito Redenção incluindo os feldspatos lixiviados (FQ- feldspatos lixiviados, FQ* - feldspatos não lixiviados, não incluídos no cálculo).

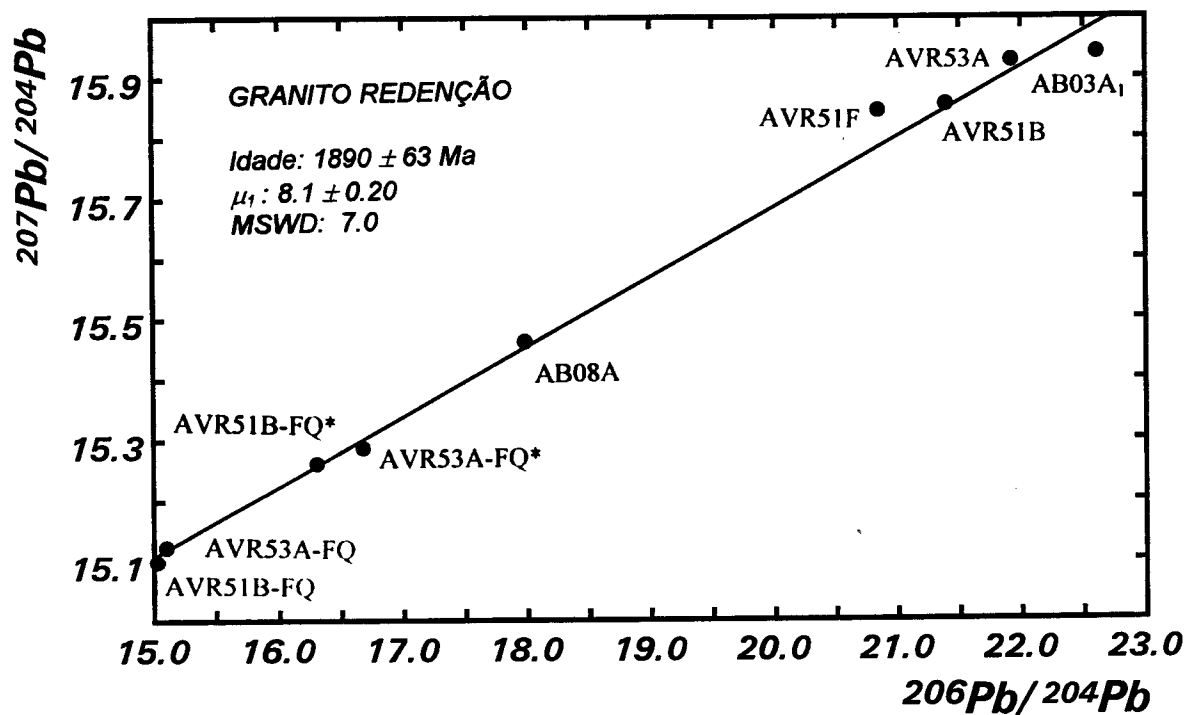


Figura 37-Diagrama isocrônico Pb-Pb para as amostras do Granito Redenção, incluindo os feldspatos lixiviados e não lixiviados.

Entretanto, os mesmos alinharam-se na reta isocrônica definida pelos pontos experimentais de feldspatos lixiviados e rocha total mostrando que o Pb radiogênico do feldspato provavelmente originado pela desintegração *in situ* de urânio incorporado pelo mineral no momento da cristalização.

8. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES

Os resultados geocronológicos obtidos neste trabalho e que foram utilizados para sustentar as discussões e interpretações geológicas são sintetizados na Tabela 16.

Os dados geocronológicos Pb-Pb em rochas ígneas arqueanas deformadas têm sido interpretados alternativamente como idades de cristalização ou de rehomogeneização isotópica durante o metamorfismo e a deformação, sendo muitas vezes difícil de diferenciar os eventos (magmáticos/metamórficos) devido ao pequeno intervalo de tempo ocorrido entre a formação dos granitóides e seu retrabalhamento (TAYLOR et al. 1980, BICKLE et al., 1983; KALSBECK et al., 1984). No caso do Tonalito Arco Verde, a interpretação da idade Pb-Pb torna-se bastante dependente do contexto geológico regional, e em particular, da correlação estabelecida com o tonalito homônimo da região de Rio Maria bem como da avaliação das feições petrológicas e estruturais das amostras datadas.

Com efeito, uma interpretação da idade de 2872 ± 25 Ma como idade de cristalização implica que o Tonalito Arco Verde seja contemporâneo do magmatismo arqueano associado aos *greenstones belts* da região de Rio Maria - Gradaús (Granodioritos Rio Maria e Cumaru, Trondhjemitó Mogno, Monzogranitos Xinguara e Mata Surrão). Diante disto, a denominação de Tonalito Arco Verde, sugerida por ARAÚJO et al. (1994) para as rochas tonalíticas anteriormente englobadas no Complexo Xingu da região de Redenção, deve ser revista já que este resultado geocronológico não está de acordo com a prolongação do Tonalito Arco Verde até a região de Redenção. É importante ressaltar que não existe continuidade, no campo, entre as ocorrências de tonalitos nas regiões de Rio Maria e Redenção sendo as mesmas separadas pelos granitóides Guarantã e Rio Maria à sul da vila de Marajoara (ALTHOFF et al., 1991,

Tabela 16- Principais idades obtidas pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb para as unidades estudadas neste trabalho
(resultados apresentados com 1σ de desvio padrão).

<i>Granito Redenção</i>		Rb-Sr em Rocha total
1801 ± 126 Ma		Pb-Pb em Rocha total e Feldspatos Lixiviados
1870 ± 68 Ma		
<i>Granito Mata Surrão (Porção Sul da Região de Redenção)</i>		
2797 ± 28 Ma		Pb-Pb em Rocha total
2175 ± 62 Ma		Rb-Sr em Biotita (idade convencional)
2041 ± 92 Ma		Rb-Sr em Biotita (idade convencional)
<i>Granito Mata Surrão (Porção Norte da Região de Redenção)</i>		
2894 ± 19 Ma		Pb-Pb em Rocha total
2541 ± 83 Ma		Rb-Sr em Minerais (idade isocrônica)
2055 ± 58 Ma		Rb-Sr em Biotita (idade convencional)
<i>Tonalito Arco Verde</i>		
2872 ± 25 Ma		Pb-Pb em Rocha total
2143 ± 50 Ma		Rb-Sr em Biotita (idade convencional)
1849 ± 48 Ma		Rb-Sr em Biotita (idade convencional)

1994). Nesse caso, o Tonalito Arco Verde, no sentido de ALTHOFF et al. (1991, 1994), representaria uma ocorrência restrita a região de Rio Maria, não sendo representada na região de Redenção.

Por outro lado, se o Tonalito Arco Verde da região de Redenção for correlacionado ao corpo homônimo da região de Rio Maria, conforme sugerido por ARAÚJO & COSTA (1994), a idade aqui obtida não pode ser interpretada como idade de cristalização, já que este tonalito na região de Rio Maria tem uma idade de cristalização de $2971 \pm 30/-28$ Ma (U-Pb em zircões - MACAMBIRA & LANCELOT, 1991a). Nesse caso, a hipótese de reabertura do sistema Pb-Pb do tonalito poderia ser justificada pela intrusão do Monzogranito tipo Mata Surrão, afetando o Tonalito ou pela deformação regional imposta a essas rochas. As amostras datadas não apresentam feições marcantes de deformação, o que poderia ser justificado por processos de refusão (migmatização) e reestruturação do tonalito há 2,87 Ga. Estas amostras referem-se as porções menos deformadas da unidade com discretas feições de milonitização e textura ígnea preservada podendo representar uma deformação heterogênea do corpo, ou ainda processos de migmatização que rehomogeneizaria a rocha. Caso esta fusão tenha realmente ocorrido, a mesma seria associada ao magmatismo de 2,87 Ga que ocorreu na região de Rio Maria.

O alinhamento na reta isocrônica dos pontos experimentais das amostras estudadas não favorece que se interprete a idade de 2872 ± 25 Ma como uma idade rejuvenescida, pois seria necessário também uma completa rehomogeneização do sistema Pb-Pb da rocha em escala kilométrica, haja visto a distância entre os pontos analisados. Este processo necessita da atuação de altos gradientes de pressão e temperatura o que não está de acordo com as condições de implantação do Cinturão Pau D'Arco na área. Diante disto é mais coerente interpretar a idade de 2872 ± 25 Ma como idade de cristalização do Tonalito Arco Verde, já que o cronômetro Pb-Pb tende a se manter fechado diante de rochas pouco deformadas.

A idade de 2894 ± 19 Ma obtida pelo método Pb-Pb para o Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção é similar as idades U-Pb e Pb-Pb em

torno de 2,87 Ga encontradas para o Granito Mata Surrão e os granitóides tonalítico-trondhjémítico-granodioríticos (TTG) associado aos *greenstone belts* da região de Rio Maria (MACAMBIRA, 1992, LAFON et al., 1994; PIMENTEL & MACHADO, 1994).

As amostras datadas deste monzogranito são caracterizadas por uma textura ígnea preservada com características petrológicas, estruturais e idade similares aos demais granitos arqueanos da região de Rio Maria, em especial o Granito Mata Surrão (DUARTE, 1992), que permitem interpretar a idade obtida como referente a cristalização do corpo.

De acordo com a literatura existente para a região de Rio Maria, duas hipóteses são levantadas para esta área. Segundo uma delas, o gnaiss (Tonalito Arco Verde) representa o embasamento regional (MEDEIROS et al., 1987; SOUZA et al., 1990), e na outra, os gnaisses são produtos do retrabalhamento dos granitóides (DOCEGEO, 1988; HUHNE et al., 1988; COSTA et al., 1990). ALTHOFF et al. (1991) consideraram que a região de Marajoara (norte de Redenção), é um prolongamento dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria, discordando da atuação de um cinturão de cisalhamento nesta área (Cinturão Pau D'Arco - ARAÚJO et al., 1988). COSTA et al. (1994) admitiram que o cinturão Pau D'Arco foi originado a partir do retrabalhamento de rochas crustais, relacionando o Monzogranito tipo Mata Surrão ao desenvolvimento deste cinturão.

As idades obtidas para o tonalito e o monzogranito (porção norte da Folha Redenção) são semelhantes dentro do erro analítico, caracterizando portanto a ocorrência de granitóides arqueanos na região de Redenção, sugerindo que o magmatismo gerador dessas rochas se estendeu desde a região de Rio Maria até pelo menos a porção norte da região de Redenção.

A idade de 2797 ± 28 Ma, obtida pelo método Pb-Pb em rocha total para o Monzogranito tipo Mata Surrão na porção sul da Folha Redenção é superior àquela obtida por CUNHA et al. (1981) pelo método Rb-Sr (1,73 Ga) para a Suíte Rio Dourado. Estas rochas, a exemplo do que acontece na porção norte da Folha Redenção, são isotrópicas com textura ígnea bastante preservada. Diante destes fatos, a idade aqui obtida é

interpretada como idade de formação desta unidade, confirmando que este corpo não pertence ao magmatismo proterozóico da Suíte Intrusiva Rio Dourado. Contudo a idade mais baixa obtida para o monzogranito da porção sul, sugere a ocorrência de pelo menos dois eventos magmáticos arqueanos distintos dentro do contexto da Folha Redenção.

A definição de um embasamento mais antigo para a região estudada não pode ser claramente evidenciada neste estudo. As idades obtidas pelo método Pb-Pb sugerem uma idade mínima para o Complexo Xingu de 2,89 Ga, individualizando neste complexo o Monzogranito tipo Mata Surrão e o Tonalito Arco Verde. Os resultados aqui alcançados mostram que na região de Redenção o período entre 2,8 Ga a 2,89 Ga foi marcante na evolução geológica regional, constituindo um importante registro cronológico em toda a Província Mineral de Carajás, já que idades semelhantes também são encontradas na Serra dos Carajás (MACHADO et al., 1991), em Rio Maria (MACAMBIRA & LANCELOT, 1991a,b; PIMENTEL & MACHADO, 1994; LAFON et al., 1994) e em Gradaús (LAFON & SCHELLER, 1994). Até o momento não foram registradas idades mais antigas que 3,0 Ga na região de Redenção, nem em torno de 2,97 Ga, como em Rio Maria ou Gradaús (MACAMBIRA & LANCELOT, 1991a, PIMENTEL & MACHADO, 1994). Porém não se deve esquecer as limitações do método Pb-Pb em áreas metamórficas e deformadas, que pode registrar os eventos termo-tectônicos em lugar da idade de cristalização.

As idades Rb-Sr em rocha total de 2,7 Ga e 2,75 Ga (IANHEZ et al., 1980; CUNHA et al., 1981;) anteriormente admitida como idade de formação do Complexo Xingu na região de Redenção passam agora a serem aceitas como idade de reabertura do sistema Rb-Sr das rochas granitóides investigadas. Uma situação comparável já foi observada nas regiões de Rio Maria e Gradaús onde o cronômetro Rb-Sr foi sistematicamente perturbado após a cristalização, fornecendo idades entre 2,75 - 2,50 Ga para rochas formadas entre 2,87 e 2,97 Ga (Tabela 01). A reabertura do sistema Rb-Sr foi interpretada como o efeito dos eventos termo-tectônicos que afetaram as rochas da Província Mineral de Carajás no final do Arqueano (MACAMBIRA & LAFON 1994). Na

região de Redenção, as idades Rb-Sr de 2,70- 2,75 Ga devem também representar provavelmente um limite superior para a idade dos eventos tectono-metamórficos que conduziram a estruturação da região no final do Arqueano (implantação do Cinturão Pau D'Arco de ARAÚJO et al., 1994 e COSTA et al., 1994). Além disso, não se deve descartar a possibilidade dos efeitos térmicos ligados às intrusões dos granitos anorogênicos terem contribuído para a reabertura do sistema Rb-Sr das rochas arqueanas da Província de Carajás e da região de Redenção. Sendo assim, como acontece em toda a Província Mineral de Carajás, o método Rb-Sr em rocha total, deve ser visto apenas como um “marcador” dos eventos termo-tectônicos que afetaram a área no final do Arqueano, limitando-se a proporcionar uma idade mínima para a formação das rochas.

As idades convencionais obtidas pelo método Rb-Sr em biotitas, mostradas na tabela 08, estão dentro dos intervalos de idades anteriormente obtidos pelo método K-Ar em minerais (2,2 - 1,71 Ga) para as rochas do Complexo Xingu na Folha SC.22 Tocantins (BEZERRA et al. 1982). Idades similares foram também obtidos pelo método Rb-Sr e K-Ar (MACAMBIRA et al. 1988; MACAMBIRA et al., 1990) em minerais das rochas arqueanas da região de Rio Maria. Esses resultados são interpretados como o resultado dos efeitos térmicos do magmatismo proterozóico, mostrando que temperaturas superiores a 300-350°C (temperatura de fechamento do sistema Rb-Sr da biotita, JAGER (1977) foram alcançadas. Outra possibilidade para explicar este tipo de comportamento das biotitas seria o fato das mesmas encontrarem-se cloritizadas. Para a amostra AVR22A do Monzogranito Mata Surrão na porção norte da região de Redenção, uma idade isocrônica em minerais de 2541 ± 83 Ma foi obtida enquanto que todas as outras isócronas em minerais não apresentaram alinhamentos satisfatórios. Esse resultado mostra que os efeitos térmicos do magmatismo proterozóico não afetaram uniformemente toda a região de Redenção, ou mais provavelmente que o sistema Rb-Sr teve um comportamento diferenciado durante o reaquecimento proterozóico. No caso da biotita pertencente a amostra AVR22A, a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 1,18, portanto bastante inferior às outras razões das biotitas analisadas ($8,77 < ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 81,61$) explica que o sistema Rb-Sr tenha

melhor resistido e forneceu uma idade em minerais similar àquela de 2541 ± 74 Ma (DUARTE et al. 1991) obtida pelo mesmo método em rocha total do Monzogranito Mata Surrão na região de Rio Maria, uma outra possibilidade seria um resultado da cloritização sofrida por este mineral. Na região de Gradaús, LAFON et al. (1990) também obtiveram uma idade isocrônica Rb-Sr em minerais de $2,58$ Ga similar à idade Rb-Sr em rocha total da mesma rocha.

Os valores obtidos para μ_1 através do Modelo de Estágio Simples segundo OVERSBY (1976) para as rochas arqueanas aqui estudadas (Tonalito Arco Verde: $8,3 \pm 0,21$; Monzogranito tipo Mata Surrão da porção norte da Folha Redenção: $8,2 \pm 0,17$ e Monzogranito tipo Mata Surrão da porção sul da Folha Redenção: $8,2 \pm 0,17$), podem ser considerados similares entre si, e indicam uma possível fonte comum para as mesmas. Estes valores se encontram na faixa limite entre os intervalos admitidos para evolução segundo manto superior e crosta. Particularmente, estes resultados são ainda similares ao valor de $8,2 \pm 0,11$ obtido para o μ_1 do Monzogranito tipo Mata Surrão da região de Rio Maria ($\mu_1 = 8,2 \pm 0,11$) por RODRIGUES (1992).

Os valores isotópicos dos feldspatos lixiviados, principalmente no caso dos monzogranitos tipo Mata Surrão, refletem-se no posicionamento dos pontos experimentais acima da reta isocrônica, o que sugere uma modificação nas composições isotópicas de Pb deste mineral. Estas modificações podem ser atribuídas à incorporação de Pb (Pb exótico) durante processos pós-cristalização, tais como alteração hidrotermal ou metamorfismo (ROSHOLT et al., 1973; GULSON, 1986). Com base nestes fatos a interpretação genética dos feldspatos torna-se duvidosa. Estes minerais mostram-se bastante alterados em seções delgadas (saussuritização) o que pode ter favorecido possíveis migrações de Pb, implicando em uma perturbação do sistema isotópico do mesmo (LUDWIG & SILVER, 1977).

No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 38) elaborado com as amostras das unidades arqueanas estudadas, incluindo as frações de rocha total e feldspatos lixiviados, os pontos analíticos plotados não apresentaram alinhamento, o que indica ter havido um

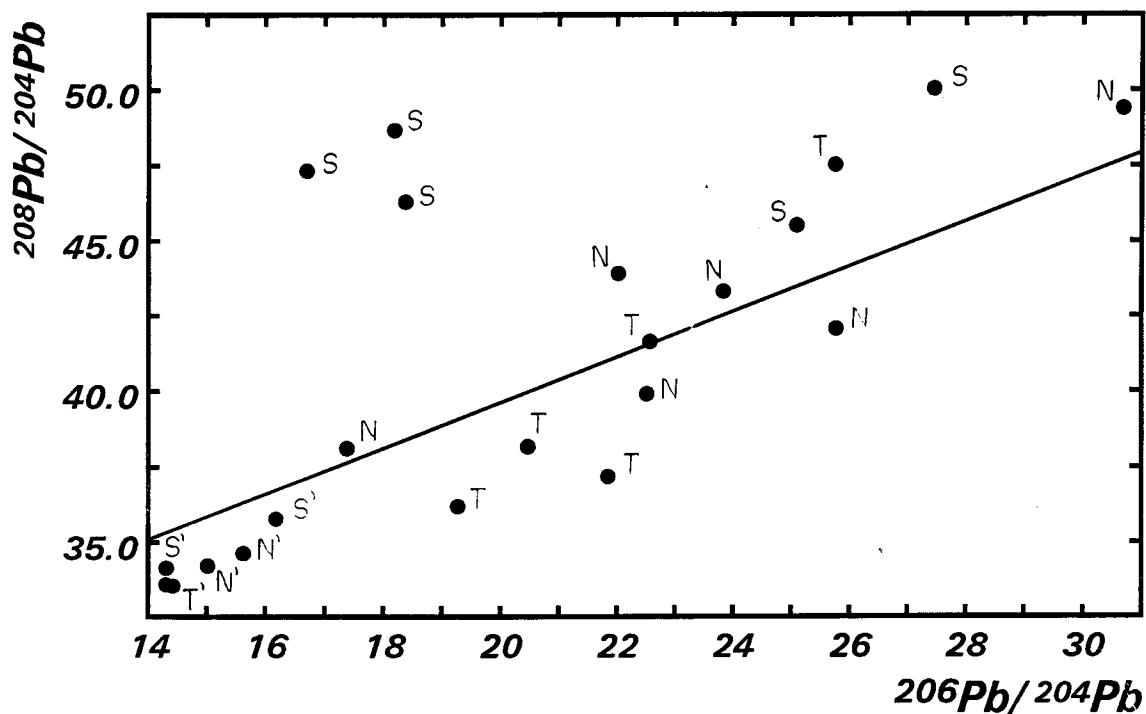


Figura 38- Diagrama do Chumbo Torogênico elaborado com as amostras de rocha total e feldspatos lixiviados (') do Tonalito Arco Verde (T); Monzogranito tipo Mata Surrão norte (N); Monzogranito tipo Mata Surrão sul (S).

fracionamento da razão Th/U. Este processo pode ter ocorrido durante a cristalização, onde um dos elementos teria sido remobilizado. O mais provável no entanto, é uma diminuição do U (urânio) e consequente aumento da razão Th/U. O U é um elemento relativamente móvel, podendo ter sido lixiviado com o intemperismo recente ou por processos hidrotermais afetando a rocha logo após sua cristalização. Este último provocaria uma perturbação nas isócronas Pb-Pb, o que não é observável.

Os valores das razões isotópicas iniciais de estrôncio (I_{Sr}), obtidos para estas rochas não favorecem uma interpretação genética, pois retratam minerais que se comportam em sistema aberto para o cronômetro Rb-Sr (HRADETZKY & LIPPOLT, 1993).

Para o Granito Redenção a idade de 1801 ± 126 Ma determinada pelo método Rb-Sr, apesar de apresentar um erro bastante elevado, é similar àquela anteriormente obtida pelo mesmo método para a maioria dos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental (DALL'AGNOL et al., 1984; GASTAL et al., 1987; GONÇALEZ et al., 1988; PEREIRA, 1992; MACAMBIRA et al., 1993a). Por outro lado, esse resultado é significativamente superior à idade isocrônica de 1350 ± 80 Ma obtida por TASSINARI et al (1984) e considerada até agora como a idade de cristalização deste corpo. Variações importantes de idade num mesmo corpo já foram observadas no Granito Musa (GASTAL et al., 1987; MACAMBIRA 1992) e no Granito Jamon (DALL'AGNOL et al., 1984; VLACK & CORDANI, 1986) que ocorrem na região de Rio Maria. No caso do Granito Musa, as idades das fácies, abrangendo um intervalo de 160 Ma, estão de acordo com a ordem de colocação das mesmas. Entretanto, um resfriamento lento não poderia explicar uma diferença de idade dessa amplitude. Não há sinais de deformação e/ou metamorfismo impressos nesses granitos que poderiam ter influenciado o sistema Rb-Sr. Ainda não está bem esclarecida a razão das grandes diferenças de idades Rb-Sr observadas entre diferentes corpos ou dentro de um mesmo corpo. Porém as altas razões Rb/Sr apresentadas geralmente por essas rochas, associadas às transformações tardi-magmáticas que as afetam, favoreceram provavelmente os processos de difusão de Sr radiogênico pós-cristalização, provocando as rotações das isócronas Rb-Sr. No caso do Granito Redenção,

a falta de informações sobre as amostras utilizadas para elaborar a isócrona de 1350 ± 80 Ma, não permite uma discussão aprofundada sobre as variações de idade observadas. Entretanto, o fato de se ter encontrado idades muito diferentes, confirma as limitações do método Rb-Sr para a datação desse tipo de granito, como já havia sido sugerido nos trabalhos anteriores (GASTAL et al., 1987; GONÇALEZ et al., 1988; MACAMBIRA et al., 1990; MACAMBIRA, 1992). Quanto a idade Rb-Sr convencional de 685 ± 30 Ma (CUNHA et al., 1981), a mesma deve ser considerada como resultado de uma reabertura do sistema Rb-Sr, provavelmente ligada a evolução do Cinturão Araguaia no Proterozóico Superior.

A idade Pb-Pb de 1870 ± 68 Ma pode ser considerada como sendo a idade de cristalização do Granito Redenção. Com efeito, esta idade, apesar de apresentar um desvio elevado, é similar às idades U-Pb em zircão e Pb-Pb em rocha total obtidas para os granitos anorogênicos da Província Mineral de Carajás (MACHADO et al., 1991) e da região de Tucumã - São Félix do Xingu (RODRIGUES et al., 1992).

No caso de rochas graníticas analisadas pelo método Rb-Sr que mostram um comportamento em sistema fechado, sendo a idade obtida referente a cristalização, pode-se utilizar a razão isotópica inicial de Sr obtida para conhecer a fonte do mesmo. Portanto, o valor de 0,706 para a I_{Sr} do Granito Redenção sugere uma fonte crustal para o magma gerador deste corpo. Entretanto, o erro elevado ($\pm 0,07$) sobre essa razão isotópica inicial invalida qualquer interpretação genética da mesma. Os resultados isotópicos de Pb permitem algumas considerações petrogenéticas para o Granito Redenção. O valor de $8,1 \pm 0,17$ obtido para μ_1 é superior ao valor de 7,9-7,95 geralmente admitido para o manto superior (ver por exemplo DUPRÉ & ARNDT, 1990). Por outro lado a composição isotópica dos feldspatos lixiviados do granito localiza-se abaixo do valor médio do chumbo crustal estimado a partir da curva de evolução do chumbo de STACEY & KRAMERS (1975). Em relação às curvas de evolução do Pb, segundo o modelo de “plumbotectônica” de ZARTMAN & DOE (1981), os pontos experimentais dos feldspatos lixiviados localizam-se entre as curvas de evolução do Pb do manto e do ambiente

orogênico, no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, mostrando pouca influência de material da crosta superior, na gênese do granito (Figura 39a). No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, os pontos experimentais dos feldspatos lixiviados posicionam-se próximo a curva de evolução do Pb da crosta inferior na fonte do magma gerador do Granito Redenção (Figura 39b). Uma origem a partir da fusão de material de nível crustal profundo (crosta inferior granulítica) já foi sugerida anteriormente (DALL'AGNOL et al., 1987, 1994).

Na década de 70 e início de 80, os estudos geocronológicos realizados pelo Projeto Radam foram fundamentais para estabelecer as referências cronológicas dos principais eventos magmáticos e metamórficos que marcaram a evolução da Amazônia Oriental e, em particular a região de Redenção. Entretanto, se estes estudos permitiram identificar e individualizar as grandes unidades geológicas do Arqueano e Proterozóico, o fato das ferramentas radiométricas estão disponíveis, limitarem-se aos métodos Rb-Sr e K-Ar, dificultou a elaboração de uma cronologia mais detalhada.

Os resultados geocronológicos Pb-Pb, junto com os dados Rb-Sr apresentados para o Granito Redenção neste trabalho levam a questionar a crono-estratigrafia estabelecida para o Proterozóico da região de Redenção (CUNHA et al., 1981; BEZERRA et al., 1982; IANHEZ et al., 1982). A proposta do Granito Redenção representar o evento magmático mais jovem dessa porção da Amazônia Oriental não é mais sustentada pelos dados geocronológicos. Além disso, a cronologia da sucessão dos eventos magmáticos (vulcânicos e plutônicos) nessa região deve ser reconsiderada, já que a mesma foi estabelecida com base em dados geocronológicos obtidos pelo método Rb-Sr.

A distinção em Suíte Intrusiva Tarumã e Suíte Intrusiva Rio Dourado sugerida por IANHEZ et al. (1982), deve ser considerada com cautela. Com efeito, essa distinção apoia-se essencialmente sobre dados geocronológicos Rb-Sr que definiram duas isócronas distintas, porém com alguns pontos em posição intermediária entre as mesmas.

Levando em conta as observações feitas a respeito do sistema Rb-Sr em rochas félsicas e com alta razão Rb/Sr e os resultados obtidos com o método Pb-Pb, a idade

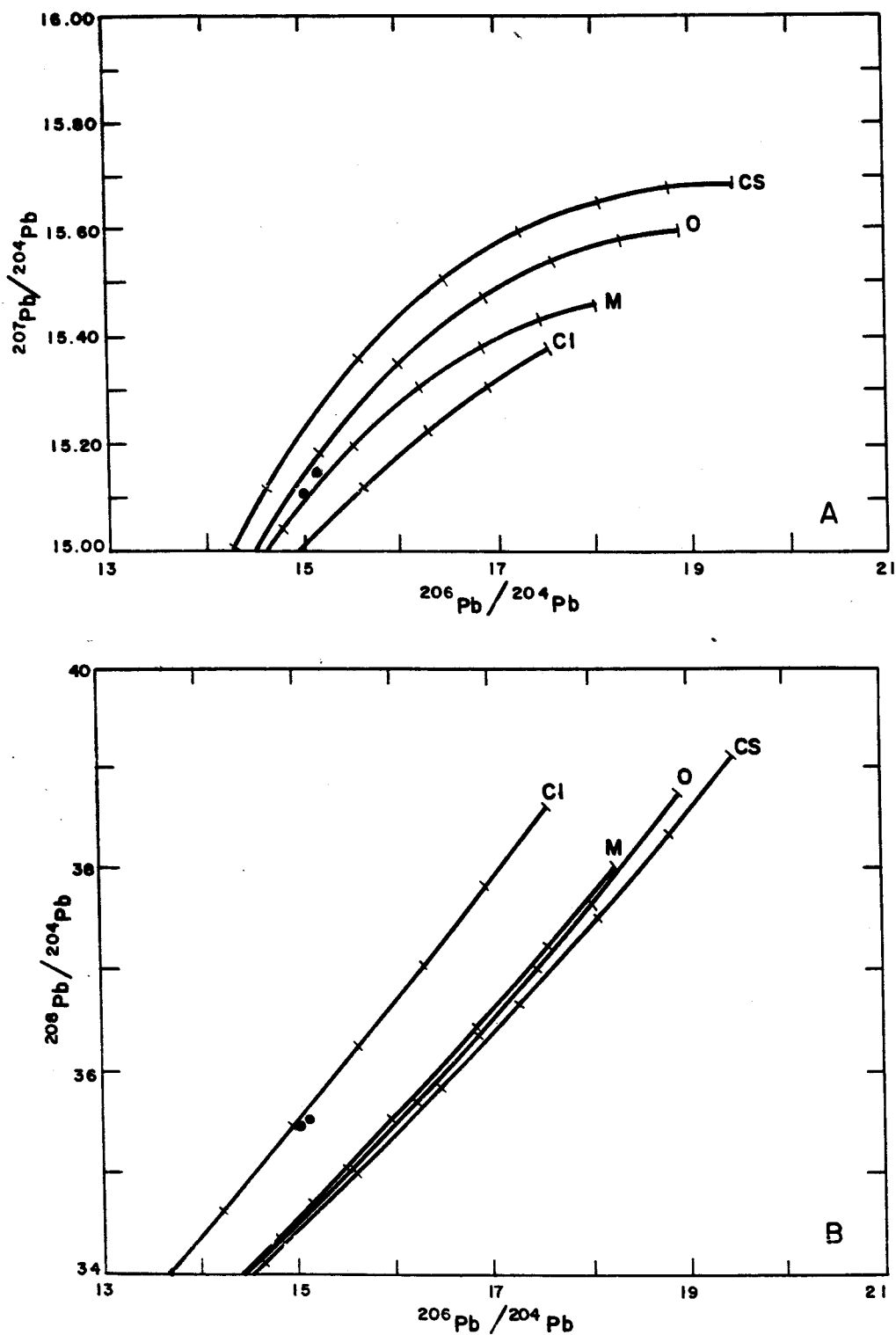


Figura 39-Composição isotópica dos feldspatos lixiviados do Granito Redenção no diagrama de evolução do Pb segundo modelo de Plumbotectônica (ZARTMAN & DOE, 1981). A- Diagrama 207/204 vs. 206/204; B- Diagrama 208/204 vs. 206/204; M-Manto; CI-Crosta Inferior; CS-Crosta Superior; O-Orogênese.

isocrônica da Suíte Tarumã pode não ter significado geológico e representar apenas sistema isotópico aberto. As mesmas observações podem ser feitas para discutir as diferenças de idades entre Formação Iriri e Suíte Intrusiva Rio Dourado. Consequentemente, a interpretação das razões isotópicas iniciais do Sr em termos genéticos também não teria mais sentido. As relações de campo entre as diferentes unidades magmáticas e sedimentares (Formação Iriri / Formação Gorotire; Suíte Rio Dourado / Formação Gorotire e Suíte Tarumã / Formação Cubencranquém) constituem no momento, os únicos critérios confiáveis para a determinação da sucessão dos eventos magmáticos e da sedimentação.

A utilização de métodos mais poderosos e mais precisos como o método U-Pb em monocristais de zircão seria necessária para estabelecer de forma definitiva a cronologia detalhada desse magmatismo, bem como a sua duração.

9. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos neste trabalho junto com os dados geocronológicos já existentes, permitem inserir algumas referências cronológicas para a evolução arqueana e proterozóica para a região de Redenção, e levantaram algumas questões a serem ainda esclarecidas.

A idade obtida pelo método Pb-Pb em rocha total de 2872 ± 25 Ma para o Tonalito Arco Verde é interpretada como idade de cristalização, não sendo descartada a possibilidade de se tratar de uma idade rejuvenescida, correspondente à remobilização da rocha conmo produto da migmatização regional.

As idades obtidas pelo método Pb-Pb para os Monzogranitos tipo Mata Surrão de 2894 ± 28 Ma (porção norte da Folha Redenção) e 2797 ± 28 Ma (porção sul da Folha Redenção) são interpretadas como idades de cristalização para estas unidades.

Estes resultados possibilitam evidenciar pelo menos dois eventos magmáticos distintos no arqueano para a região de Redenção: o primeiro em um intervalo entre 2,89-2,87 Ga, similar ao intervalo estabelecido pela metodologia U-Pb em zircões e Pb-Pb em rocha total, para os granitóides dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria; e o segundo evento a 2,8 Ga que é caracterizado na área ao sul da Serra do Inajá.

Os resultados obtidos pelo método Pb-Pb em rocha total não evidenciaram, até agora idades de 2,97 Ga, obtida para a formação do Tonalito Arco Verde na região de Rio Maria, na região de Redenção, não sendo também encontrados indícios de rochas mais velhas que 3,0 Ga. Porém, o evento magmático a 2,87 Ga foi fundamental na história geológica da região sul do Pará.

As idades obtidas pelo método Rb-Sr em minerais de 2,5 Ga (isocrônica) e 1,7-2,8 Ga (biotitas) são bem mais baixas que aquelas obtidas pelo método Pb-Pb e sugerem reaberturas destas rochas a nível do sistema Rb-Sr, provavelmente ligadas a eventos termo-tectônicos arqueanos associados à implantação do Cinturão Pau D'Arco, e proterozóicos relacionados ao magmatismo anorogênico associado aos movimentos distensivos que atuaram nesta área.

Os valores de μ_1 obtidos para as rochas arqueanas estudadas sugerem uma evolução a partir de uma fonte provavelmente comum para o Tonalito Arco Verde e os Monzogranitos Tipo Mata Surrão, estando estes valores na faixa limite entre os intervalos admitidos para evolução segundo Manto Superior e Crosta, e não favorecem uma derivação a partir de uma crosta continental diferenciada e bem mais antiga.

As idades Rb-Sr de 1801 ± 126 Ma e Pb-Pb de 1892 ± 89 Ma obtidas para o Granito Redenção são tidas como representativas da idade de cristalização deste corpo, sendo similares às idades U-Pb em zircões e Pb-Pb em rocha total obtidas para os demais granitos anorogênicos da Província Mineral de Carajás e da Região de São Félix do Xingu. Consequentemente a existência de um magmatismo granítico durante o Proterozóico médio (1,42-1,35 Ga) nessa parte da Amazônia Oriental deve ser reconsiderada.

Finalmente, esses novos dados geocronológicos devem implicar em uma revisão da cronologia detalhada dos eventos magmáticos e de sedimentação durante o Proterozóico na região de Redenção, anteriormente estabelecida a partir de dados Rb-Sr.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. **Origem e Evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 36p. (Boletim 241)
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A Evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco Comparado com as dos seus Homólogos do Hemisfério Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais**. Recife, SBG. v.6, p.2393-2407.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Pre-Cambrian of South America. **Bol. IG. USP**, São Paulo, 7:45-80.
- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.C. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: Prolongamento dos Terrenos Arqueanos de Rio Maria ou Retrabalhamento? In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG. p.130-141.
- ALTHOFF, J.F.; BARBEY, P.; BOULLIER, R.; DALL'AGNOL, R. 1994. Regime Tectônico e Composição dos Granitos Arqueanos da Região de Marajoara. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994. **Resumos**. Belém, SBG. p. 291-294.
- AMARAL, G. 1974. **Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica**. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 112p. Tese (Mestrado em geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, USP, 1974.
- ARAÚJO, O.J.B. & COSTA, J.B.S. 1994. Correlações Entre as Principais Unidades Rochosas da Região Sudeste do Pará na Área do Programa Grande Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú, 1994. **Anais**. Balneário Camboriú, SBG. v.2, p.65-66.

- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeiras Integrações das Investigações Geológicas do programa Grande Carajás na Região SSE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Resumos**. Belém, SBG. p.299-301.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra do Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.1. p. 324-333.
- BARKER, F. 1979. Trondhjemites: Definition, Environment and Hypotheses of Origin. In: Barker F. (Editor), **Trondhjemites Dacites and Related Rocks**. Amsterdam Elsevier, p.1-12.
- BARKER, F. & ARTHUR, J.G. 1976. Generation of Trondhjemitic - Tonalitic Liquids and Archean Bimodal Trondhjemite - Basalt Suites. **Geology**, 4:596-600.
- BASEI, M.A.S. 1977. **Idade do Vulcanismo Ácido a Intermediário na Região Amazônica**. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 98p. Tese (Mestrado em geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, USP, 1977.
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C.; MONTALVÃO, R.M.G. de; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, A.H.L. 1982. Geocronologia da Extremidade Sudeste da Plataforma Amazônica e da Faixa de Dobramentos Araguaia - Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém. SBG, v.1, p. 9-24.
- BICKLE, M.J.; CHAPMAN, H.J.; BETTENAY, L.F.; GROVES, D.I. 1983. Lead ages, reset rubidium-strontium ages and implications for the Archean crustal evolution of Diemals area, Central Yilgarn Block, Western Australia. **Geochim. Cosmochim. Acta**. 47: 907-914.

- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The Geologic Evolution of South America During the Archean and Early Proterozoic. **Rev. Bras. Geoc.**, 12 (1-3): 78-88.
- 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 DE GEOLOGIA CHILENO, 2., Santiago, 1979. **Actas**. Santiago. p.137-148.
- CORDEIRO, A.A.C. & SAUARESSIG, R. 1980. Serra das Andorinhas: Geologia e Principais Ocorrências de Ouro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário Camboriu, 1980. **Resumo**. Balneário Camboriu, SBG. v.2, 344p.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JOÃO, X.S.J.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P. 1994. Panorama Tectono-Estrutural da Região Sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994, **Resumos**. Belém, SBG. p.314-317.
- COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; JOÃO, J.X.S. O.J.B. 1991. Esboço Estrutural do proterozóico Médio da Amazônia Oriental. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**. Sér. Ciências da Terra, 3, 1991. p.9-24.
- COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BEMERGUY, R.L. 1990. Os Sistemas Estruturais Transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na Região de Curianópolis, Leste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. v.5, p. 2345-2357.
- CUNHA, B.B.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITHAM, J.H.L.; SOUZA Jr., J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.22 Tocantins**; Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra. Rio de Janeiro. Cap.1, p.21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

- DALL'AGNOL, R. 1982. Os Granitos Anorogênicos da Amazônia Brasileira: Suas Analogias com os "Younger Granites" do Oeste da África. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires, 1982. **Anais**. Buenos Aires, SBG. v.2, p.113-131.
- DALL'AGNOL, R. BETTENCOURT, J.S.; JOÃO, X.S.J.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T.; MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian region: a Review, **Rev. Bras. Geoc.**, p.382-403.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic Anorogenic Magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: Geochronological, Petrological end Geochemical Aspects. **Mineralogy and Petrology**. 50:113-138.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. 1984. Novos Dados Geocronológicos e Estudo de Elementos Traços de Maciços Graníticos Anorogênicos da Amazônia Oriental. Estado do Pará (Brasil). In: SYMPOSIUM DA AMAZÔNIA, 2., Manaus, 1984. **Anais**. Manaus, SBG. v.2, p.47-59.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A. P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H. de; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado Atual do Conhecimento Sobre as Rochas Granitóides da Porção Sul da Amazônia Oriental. **Rev. Bras. Geoc.**, 16 (1): 11-23.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração). 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anexo aos Anais**. Belém, 1988, SBG. p. 11-54.
- DUARTE, K.D. 1992. **Geologia e Petrologia do granito Mata Surrão**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 217 p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa/CG, 1992.

- DUARTE, K.D.; PEREIRA, E.D.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1991. Geologia e Geocronologia do Granito Mata Surrão - Sudoeste de Rio Maria (Pa). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 31., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG. p.7-20.
- DUPRE, B. & ARNDT, N.T. 1990. Pb Isotopic Compositions of Archean Komatiites and Sulfides. **Chem. Geol.**, 85:35-56.
- FAURE, G. 1986. **Principles of Isotope Geology**. Santa Babara, London, John Wiley. 464p.
- GASTAL, M.C.P. 1987. **Petrologia do Maciço Granítico Musa. Sudeste do Pará. Universidade Federal do Pará**. Centro de Geociências. 316p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa/CG, 1987.
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. 1987. Idades e Geoquímica Isotópica Rb-Sr do Granito Musa e do Granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. **Geochim. Bras.**, 1 (2): 247-259.
- GERSTENBERGER, H. 1989. Autometasomatic Rb enrichments in Highly Evolved Granites Causing Lowered Rb-Sr Isochron Intercepts. **Earth Planet. Sci. Lett.** 93: 65-75.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric Ages from The Serra dos Carajás Area, Nohthern brazil. **Geological Society of America Bulletin**. 86(7): 939-942.
- GONÇALEZ, M.C.B.; DALL'AGNOL, R.; ANGELIM, E.P.V.; MACAMBIRA, M.J.B.; DELLA SANTA, N. 1988. Geologia do Maciço Anorogênico Cigano, Vale do Rio Parauapebas - Pa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.3, p. 1132-1146.
- GULSON, B.L. 1986. **Lead Isotope in Mineral Exploration**. Amsterdam. Elsevier. Elsevier, 246p.

- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios Para o Modelo Geotectônico. In: SYMPOSIUM DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Manaus, 1984. **Anais**. Manaus, SBG. v.2, p.129-147.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELLES, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p. 100-108.
- HRADETZKY, H. & LIPPOLT, H. 1993. Generation and Distribution of Rb/Sr Whole-Rock Isochrons-Effects of Metamorphism and Alteration. **Eur J. Mineral**, (5): 1175- 1193.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LENDSHAN, E.J.; GOUVÊA, J.L.; MARTINS, L.P.B; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. 1988. Terreno "Granito Greenstone" da Região de Rio Maria Sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Natal, 1993. **Anais**. Recife, SBG. v.3, p.1438-1452.
- IANHEZ, A.C.; CUNHA, B.C.C.; BEZERRA, P.E.L.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L.; MONTALVÃO, R.M.G. 1982. Vulcano-Plutonismo da Extremidade Sudeste da Plataforma Amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p.128-146.
- IANHEZ, A.C.; SOUZA, A.M.S. de; MONTALVÃO, R.M.G. de. 1980. Geologia da Sequência Vulcano-Sedimentar da Serra do Inajá - Santana do Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1990. **Anais**. Camboriú, SBG. v.5, p.2918-2928.
- JAGER, E. 1979. Introduction to Geochronology. In: JAGER, E & HUNZIKER, J.C. **Lectures In isotope Geology**. Berlin Heidelberg. New York. Springer-Verlag 312p.

- KALSBECK, F.; TAYLOR, P.N.; HENRIKSEN, N. 1984. Age of rocks, structures, and metamorphism in the Nagssugtoqidian mobile belt, West Greenland - field and Pb-isotope evidence. **Can. J. Earth. Sci.** 21: 1126-1131.
- LAFON, J.M. & MACAMBIRA, J.B. 1990. Age Archeen de la Granodiorite Cumaru (Serra dos Gradaús, Pará, Brésil). **C.R. Acad. Sci. Paris**, 310(2): 1635-1635.
- LAFON, J.M. & SCHELLER, T. 1994. Geocronologia Pb/Pb em Zircões do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, Pa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994. **Anais**. Belém, SBG. P.321-324.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; PEREIRA, E.D.; SCHELLER, T. 1990. Geocronologia Rb-Sr em Rochas Totais e Minerais do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, Pa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. v.6. p. 2929-2940.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. 1994. Le Granite Mata Surrão: Un Magmatisme Monzogranitique Contemporain des Associations Tonalitiques-trondhjemitiques granodioritiques Archéennes de la Région de Rio Maria (Amazinie Orientale). **C.R. Acad. Sci. Paris**.t.318, Série 2, p. 643-649.
- LIMA, M.I.C. 1984. Províncias Geológicas do Cráton Amazônico Em Território Brasileiro. In: SYMPOSIUM DA AMAZÔNIA, 2., Manaus, 1984. **Anais**. Manaus. SBG. v.2, p.9-23.
- LUDWIG, K.R. 1980. Calculation of Uncertainties of Pb-U Isotope Data. **Earth Planet. Sci. Lett.** 46: 212-220.
- LUDWIG, K.R.; SILVER, L.T. 1977. Lead-isotope inhomogeneity in Pre-Cambrian igneous K-feldspars. **Geochimica and Cosmochimica Acta** 41: 1457-1471.
- MACAMBIRA, M.B. 1992. **Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et Croissance de la Croûte Continentale dans L'Amazonie du Sud-Est; Exemple de la Région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil**. Tese de Doutorado. Univ. Montpellier II. 212p.

- MACAMBIRA, M.B. & LAFON, J.M. 1994. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos Dados e novos Desafios. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Resumos**. Belém, SBG. p.339-342.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J. 1991(a). Em Busca do Embasamento Arqueano da Região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Resumos**. Belém. SBG. p.49-58.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J. 1991(b) História Arqueana da Região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, Registrada em Zircões Detríticos de Greenstone Belt e de Cobertura Plataformar In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Resumos**. Belém. SBG. p.59-69.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J. 1992. Idades ^{206}Pb - ^{238}U em Zircões de Metavulcânicas do Greenstone do Supergupo Andorinhas; Delimitante da Estratigrafia Arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Resumos**. São Paulo, SBG. v.2, p.188-189.
- MACAMBIRA, M.B. & SCHELLER, T. 1994. Estudo Comparativo Entre Métodos Geocronológicos Aplicados em Zircões; o Caso do Granodiorito Rio Maria, Província de Carajás. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. ,Belém. **Anais**, Belém, SBG.,p.343-346.
- MACAMBIRA, M.B.; BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M. 1993(a). Uma História Geológica Complexa em Carajás a Partir de Estudos de Sistemas Geocronológicos Abertos: Rb-Sr e U-Pb em Zircões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília, 1993. **Resumos**. Brasília, SBG. p.238-249.
- MACAMBIRA, M.B., LAFON, J.M.; BARRADAS, J.A.S.1991. Le Granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'Archéen de l'Amazonie Orientale, Brésil.C.R. Acad. Sci.Paris. (II). 313: 781-785.

- MACAMBIRA, M.B.; LAFON, J.M.; DALL'AGNOL, R.; JOÃO, X.S.J.; COSTI, H.T. 1990. Geocronologia da Granitogênese da Província Amazônia Central Brasileira: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, 20 (1-4): 258-266.
- MACAMBIRA, M.B.; LAFON, J.M.; LANCELOT, J.; BARRADAS, J.A.S.; BARBOSA, A.A. 1993(b). Geocronologia U-Pb, Rb-Sr e K-Ar dos Granitóides da região de Rio Maria (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1993. **Resumos**. Natal, SBG. p.169-170.
- MACAMBIRA, M.B.; PEREIRA, E.D.; KAWASHITA, K.; MEDEIROS, H. 1988. Contribuição à História Tectono-Termal da Região da Serra das Andorinhas (SE do Estado do Pará). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém. **Anais**, Belém, SBG. v.3, p. 1468-1477.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, D.; LINDENMAYER, Z. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Mineral de Carajás, Pará: Resultados Preliminares. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.2, p.339-347.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb Geochronology of Archean Magmatism and Basement Reactivation in the Carajás Area, Amazon Shield Brazil, **Precambrian Research**, 49:329-355.
- MANHÈS, G. 1982. **Développement de L'ensemble Chronométrique U-Th-Pb. Contribution à La Chronologie Initiale do Système Solaire**. Paris Université de Paris VII. 249 p. (Thèse du Doctorat d'état), 1982.
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1987. Geology of the Rio Maria Area (Eastern Amazonian Region - Brazil): an Example of Archean Granite-Greenstone Terrane Intruded by Anorogenic Granite of Middle Proterozoic Ages. In: IUGS. **Precambrian Evolution of the Amazonian Region**. Carajás. 1987. Final Meeting of Working Group. Extended abstract. Carajás. p. 7-105.

- MONTALVÃO, R.M.G. & BEZERRA, P.E.L. 1985. Evolução Geotectônica do Cráton Amazônico Durante o Arqueano e o Proterozóico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p. 282-297.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; FERNANDES, C. A.C.; SILVIA, G.H.; BRIM, R.J.P. 1982. Características Petrográficas e Geoquímicas do Granito Redenção e suas Possibilidades Metalogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**. Salvador, SBG. v.2, p.520-548.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VASCONI, A.V. 1988. Caracterização Geocronológica Rb/Sr dos Terrenos Granodioríticos e Trondhjemiticos da Região de Rio Maria, Sul da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. Belém. **Anais**, Belém, SBG. v.3, p.1478-1487.
- MOORBATH, S. & TAYLOR, P.N. 1980. Evidências Isotópicas para o Crescimento Continental no Pré-Cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Camboriú, 1980. Camboriú. **Anais**, Camboriú, SBG. v.6, p.25-63.
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The Age, Origin, end Tectonics of the Grão Pará Group and Associated Rocks, Serra dos Carajás, Brazil. Archean Continental Volcanism and Rifting. **Precambrian Research**, (49):229-254.
- OVERSBY, V.M. 1976. Isotopic Ages and Geochemistry of Archean Acid Igneous Rocks from the Pilbara Block, Western Australia. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 40: 817-829.
- PEARCE, A.J.; NIGEL, B.W.H.; TINDLE, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrama for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **J. Petro.**, 25:956-983. Part. 4.

- PEREIRA, E.D. 1992. **Uma Contribuição à evolução Geológica da Parte Oriental da Província Amazônia Central Através da geocronologia Rb-Sr da Província Mineral de Carajás e da Região de São Félix do Xingu.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 128p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa/CG, 1992.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb do Terreno Granito Greenstone de Rio Maria - Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário de Camboriú, 1994. **Resumos.** Balneário de Camboriú, SBG. v.2, p. 390 - 391.
- RODRIGUES, M.S.E. 1992. **Implantação da Metodologia Pb-Pb em Rocha Total: Exemplos de Aplicação na Província Mineral de Carajás (Pa).** Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 128p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa/CG, 1992.
- RODRIGUES, M.E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Resumos.** São Paulo, SBG. v.1, p.183-184.
- ROSHOLT, J.N.; ZARTMAN, R.E.; MKOMO, I.T. 1973. Lead Isotopes Systematics and uranium depletion in the Granite Mountains, Wyoming. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 84: 989-1002.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. 1982. Algumas Idades de Rochas Graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais.** Salvador, SBG. v.1, p.339-348.
- SHAND, E. 1969. **Erupitive Rocks.** New York, Willey Ed., 488p.

- SILVA, G.G; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.22 Tocantins**; Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra. Rio de Janeiro. Cap.1, p.1-143. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SOUZA, Z.S; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do Terreno Granito Greenstone Arqueano de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. v.6, p.2913-2928.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 26: 207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. 1977. Subcomission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- end Cosmochronology. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 36(3): 359-362.
- STRECKEISEN, A. 1976. To Each Plutonoc Rock Its Proper Name. **Earth Sci. Rev.**, 12: 1-33.
- SUSZCZYNSKI, E.F. 1969. Considerações sobre a Tectônica da Plataforma Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Salvador, 1969. **Resumos**. Salvador, SBG. p.75-76. (Boletim Especial,1).
- TASSINARI, C.C.G. & BASEI, M.A.S. 1980. Primeiros Resultados Arqueanos em Migmatitos da Região da Serra do Tapirapé, Mato Grosso do Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Resumos Expandidos**. Camboriú, SBG. v.5, p.2744-2750.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. 1984. Épocas Metalogenéticas Relacionadas à Granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.6, p.2963-2972.
- TASSINARI, C.C.G; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, H.1992. Geological Evolution of Serra dos Carajas, Para, Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 12(1/3): 263-267.

- TAYLOR, P.N.; MOORBATH, S.; GOODWIN, R.; PETRYKOWSKI, A.C. 1980. Crustal contamination as an indicator of the extent of early Archean continental crust: Pb isotopic evidence from the late Archean gneisses of West Greenland. **Geochim. Cosmochim. Acta** 44:1437-1453.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A Review of the Geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. **Precambrian Research**, 42: 213-227.
- VALE, A.G. & NEVES, A.P. 1994. O Granito Redenção: Estado do Pará. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário de Camboriú, 1994. **Resumos**. Balneário de Camboriú, SBG. v.1, p.149-150.
- VLAC, S.F.R. & CORDANI, U.G. 1986. A Sistemática Rb/Sr em Rochas Granitóides: Considerações Interpretativas, Limitações e Exemplos Brasileiros. **Rev. Bras. Geoc.** 16:38-53.
- WILLIANSO, J.H. 1968. Least Squares Fitting of a Straight Line. **Can. J. Phys.**, 56:1945-1947.
- YORK, D. 1967. Least-Squares Fitting of a Straight Line. **Can. J. Phys.**, 44:1079-1086
- YORK, D. 1969. Least-Squares Fitting of a Straight Line With Correlated Errors. **Earth Planet Sci. Lett.**, 5:320-324.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumpotectonics - The Model. **Tectonophysics**, 75: 135-162.