

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

CONTRIBUIÇÃO A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PARTE ORIENTAL DA PROVÍNCIA
AMAZONIA CENTRAL ATRAVÉS DA GEOCRONOLOGIA Rb-Sr DA PROVÍNCIA
MINERAL DE CARAJÁS E REGIÃO DE SAO FELIX DO XINGÚ, PA.

Tese Apresentada por
EDILÉA DUTRA PEREIRA

como requisito parcial à obtenção do grau em
MESTRE EM CIÊNCIAS

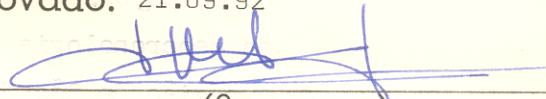
Na área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em
Geociências da

Universidade Federal do Pará

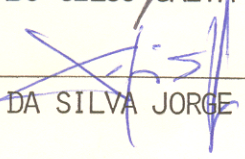
Aprovado: 21.09.92

Comitê de Tese


JEAN MICHEL LAFON (ORIENTADOR)


ROBERTO DALL'AGNOL


COLOMBO CELSO GAETA TASSINARI


XAFI DA SILVA JORGE JOÃO

"Nas veredas dos caminhos,
sempre brilhará a luz da espe-
rança e dos sonhos..."

AO

Jorge pela paciência e amor dedicado.

Meus velhos pais pelos inúmeros cabelos brancos que sou responsável.

Meus irmãos Antonio, Jary, Carlos, Paulo, Nazareth e Leomira e aos fiéis amigos.

Meu amado filho "André Luiz" a quem dedico este trabalho em especial.

AGRADECIMENTOS

- Ao Centro de Geociências da UFPa pelo curso ofertado.
- Ao Prof. Dr. Jean Michel Lafon pelo incentivo e valorosa orientação durante a realização deste estudo
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pela concessão da bolsa de mestrado.
- A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) pelo apoio e importante colaboração prestada.
- Aos Profs. Drs. Jean Michel Lafon, Roberto Dall'Agnol, Colombo Celso Gaeta Tassinari e Geol. Xafi da Silva Jorge João pelas valiosas sugestões na qualidade de examinadores deste trabalho.
- Ao Prof. Thomas Scheller pelo interesse e dedicação na resolução de nossos problemas técnicos.
- Ao Prof. Ronaldo Lemos e Geol. Edésio Macambira pelas valiosas crítica as descrições petrográficas e discussões a respeito da área em estudo, respectivamente.
- Aos amigos, Otília Barreto, Elizabete Mazzeo, Terezinha Mazzeo, Kennedy, Milton, Henrile, Marília, Natalina, Elizabeth Rodrigues, Alayde, Roselene, Cintia, Hebe, Javier, Vaquera e muitos outros, os meus sinceros agradecimentos pela amizade, incentivo e ajuda.
- Aos técnicos dos laboratórios do Centro de Geociências e a todos aqueles que de alguma forma incentivaram esta pesquisa.

SUMARIO

| | |
|--|-----|
| DEDICAT6RIA | i |
| AGRADECIMENTOS | ii |
| LISTA DE ILUSTRAÇ6ES | iii |
| RESUMO | 1 |
| ABSTRACT..... | 3 |
| 1 - INTRODUÇ6O | 5 |
| 2 - OBJETIVOS | 8 |
| 3 - EVOLUÇ6O GEOL6GICA DA PARTE ORIENTAL DA PROVÍNCIA AMAZ6NIA CENTRAL..... | 10 |
| 4 - LITO-ESTRATIGRAFIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJAS..... | 16 |
| 5 - LITO-ESTRATIGRAFIA DA REGI6O DE S6O FELIX DO XINGU..... | 26 |
| 6 - SÍNTese DOS DADOS GEOCRONOL6GICOS ANTERIORES NAS REGI6ES ESTUDADAS..... | 32 |
| 7 - T6CNICAS EXPERIMENTAIS..... | 40 |
| 8 - GEOCRONOLOGIA Rb-Sr DOS GRANIT6IDES E GRANULITOS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJAS..... | 44 |
| 8.1 - INTRODUÇ6O | 44 |
| 8.2 - GRANODIORITO CUMARU | 44 |
| 8.2.1 - Localizaç6o | 44 |
| 8.2.2 - Resultados analíticos | 46 |
| 8.3 - MONZOGRANITO MATA SURR6O | 52 |
| 8.3.1 - Localizaç6o | 52 |
| 8.3.2 - Resultados analíticos | 52 |
| 8.4 - GRANULITO PIUM..... | 54 |
| 8.4.1 - Localizaç6o | 54 |
| 8.4.2 - Resultados analíticos..... | 57 |
| 8.4.2.1 - Granulito Pium da regi6o h6monima..... | 57 |

| | |
|--|-----|
| 8.4.2.2 - Granulito Pium da região do rio Cateté... | 65 |
| 8.5 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS..... | 68 |
| 8.5.1 - O Granodiorito Cumaru..... | 68 |
| 8.5.2 - O Monzogranito Mata Surrão..... | 69 |
| 8.5.3 - Os Granulitos do Complexo Pium..... | 71 |
| 9 - GEOCRONOLOGIA Rb-Sr DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE | |
| SÃO FELIX DO XINGU | 73 |
| 9.1 - INTRODUÇÃO | 73 |
| 9.2 - LOCALIZAÇÃO | 73 |
| 9.3 - RESULTADOS ANALÍTICOS | 74 |
| 9.3.1 - Monzogranito Manelão | 74 |
| 9.3.2 - Granodiorito Ourilândia | 79 |
| 9.3.3 - Granito Parauari | 85 |
| 9.3.4 - Granito Velho Guilherme | 88 |
| 9.4 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS | 94 |
| 9.4.1 - Os Granitóides Manelão e Ourilândia..... | 94 |
| 9.4.2 - O Granito Parauari..... | 95 |
| 9.4.3 - O Granito Velho Guilherme..... | 96 |
| 10 - SÍNTESE E CONCLUSÕES DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS DA | |
| PARTE ORIENTAL DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL..... | 99 |
| 11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 107 |
| Anexo - Descrições petrográficas das amostras datadas | |
| e Tabelas de análise modal dos granitóides da | |
| região de São Felix do Xingu e Carajás. | |

LISTAS DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

- Figura 1 - Mapa Geológico simplificado da porção oriental do Cráton Amazônico.....11
- Figura 2 - Mapa Geológico da Província Mineral de Carajás.....17
- Figura 3 - Coluna litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás.....18
- Figura 4 - Mapa Geológico da Folha São Felix do Xingu.....28
- Figura 5 - Organograma de separação dos minerais do Granodiorito Cumarú e granulitos do Complexo Pium.....41
- Figura 6 - Mapa Geológico da Serra de Gradaús.....45
- Figura 7 - Diagrama de Classificação Modal Q-A-P de Streckeisen (1976) para o Granodiorito Cumarú e Monzogranito Mata Surrão.....47
- Figura 8 - Diagrama Isocrônico das frações minerais da amostra JML-4A do Granodiorito Cumarú.....50
- Figura 9 - Diagrama isocrônico das frações minerais da amostra JML-4A do Granodiorito Cumarú sem a fração de anfibólio.....50
- Figura 10 - Mapa geológico e de distribuição das amostras datadas do Monzogranito Mata Surrão.....53
- Figura 11 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais do Monzogranito Mata Surrão.....55
- Figura 12 - Mapa geológico da Serra dos Carajás mostrando a localização do Complexo Pium.....56

| | |
|---|----|
| Figura 13 - Mapa de amostragem litológica dos granulitos do Complexo Pium da região homônima..... | 58 |
| Figura 14 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais dos granulitos do Complexo Pium da região homônima. | 59 |
| Figura 15 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais dos granulitos com elevada razão Rb/Sr do Complexo Pium em relação ao conjunto analisado..... | 61 |
| Figura 16 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais dos granulitos com baixa razão Rb/Sr do Complexo Pium..... | 61 |
| Figura 17 - Diagrama Isocrônico das frações minerais do Complexo Pium com a inclusão da amostra OA-46B..... | 63 |
| Figura 18 - Diagrama Isocrônico das frações minerais de apatita, feldspato + quartzo e biotita do Complexo Pium..... | 64 |
| Figura 19 - Mapa de amostragem litológica dos granulitos do Complexo Pium da região do rio Cateté..... | 66 |
| Figura 20 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais dos granulitos do Complexo Pium da região do rio Cateté..... | 67 |
| Figura 21 - Diagrama de Classificação modal Q-A-P de Streckeisen (1976) para os granitóides da região de São Felix do Xingu..... | 75 |
| Figura 22 - Mapa de amostragem litológica dos granitóides da porção sudeste da Folha São Felix do Xingu..... | 77 |
| Figura 23 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais do Monzogranito Manelão..... | 78 |
| Figura 24 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais do Monzogranito Manelão sem a amostra AVR-315A..... | 80 |

| | |
|---|-----|
| Figura 25 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais do Granodiorito Ourilândia..... | 83 |
| Figura 26 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais do Granodiorito Ourilândia sem as amostras AVR-69E e EMR-17..... | 84 |
| Figura 27 - Mapa de amostragem litológica da porção noroeste da Folha São Felix do Xingu..... | 86 |
| Figura 28 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais do Granito Parauari..... | 87 |
| Figura 29 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais do Granito Parauari sem a amostra EMR-333..... | 91 |
| Figura 30 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais do Granito Velho Guilherme..... | 92 |
| Figura 31 - Diagrama Isocrônico para as amostras de rochas totais do Granito Velho Guilherme com a amostra RM-9..... | 94 |
| Figura 32 - Diagrama de evolução da razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) versus o tempo geológico (Faure, 1977) para os Granitóides Arqueanos..... | 103 |

TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1 - Resultados analíticos para as frações minerais da amostra JML-4A do Granodiorito Cumaru..... | 49 |
| Tabela 2 - Resultados analíticos das frações de minerais das amostras da zonas de cisalhamentos do Granodiorito Cumaru e da área Identidade..... | 49 |
| Tabela 3 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Monzogranito Mata Surrão..... | 55 |
| Tabela 4 - Resultados analíticos para as amostras de rochas granulíticas do Complexo Pium da região homônima..... | 59 |
| Tabela 5 - Resultados analíticos para as frações minerais da amostra OA-46B do Complexo Pium..... | 63 |
| Tabela 6 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Complexo Pium da região do rio Cateté..... | 67 |
| Tabela 7 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Monzogranito Manelão..... | 78 |
| Tabela 8 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Granodiorito Ourilândia..... | 83 |
| Tabela 9 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Granito Parauari..... | 87 |
| Tabela 10 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Granito Velho Guilherme..... | 92 |

RESUMO

Este trabalho consiste em um estudo geocronológico pelo método Rb-Sr dos granitóides e granulitos da Província Mineral de Carajás (região de Rio Maria, Serra dos Gradaús e Serra do Pium) e da região de São Felix do Xingu, ambas situadas na porção oriental do Cráton Amazônico.

Na região de São Felix do Xingu, os granitóides Manelão e Ourilândia, associados aos terrenos tipo "greenstone" do Grupo Tucumã, forneceram idades e razões isotópicas iniciais (R.I.) de 2749 ± 24 Ma, R.I. = 0.7028 ± 19 e 2677 ± 50 Ma, R.I. = 0.7016 ± 22 , respectivamente. Na porção noroeste da área, o Granito Parauari apresenta uma idade de 1902 ± 52 Ma e R.I. = 0.70458 ± 61 . O Granito Velho Guilherme, intrusivo no Grupo Tucumã e nos granitóides Manelão e Ourilândia apresentou uma idade de 1653 ± 14 Ma e R.I. = 0.708 ± 24 . Estes resultados confirmam a presença de terrenos arqueanos tipo " granito-greenstone " na região de São Felix do Xingu, similares aos encontrados na região de Rio Maria, e de um magmatismo pré-Uatumã tipo Adamelito Água Branca . Estes dados também descartam até o momento a existência de um evento magmático anorogênico a 1400 Ma na região de São Felix do Xingu como havia sido proposto anteriormente.

Na região de Rio Maria, uma datação em rochas totais do Monzogranito Mata Surrão, localizado nos arredores de Vila Marajoara, forneceu uma idade de 2541 ± 74 Ma, com uma R.I. = 0.7105 ± 343 , confirmando a existência de um magmatismo monzogranítico arqueano nesta região.

Na área de Gradaús, o Granodiorito Cumaru forneceu uma idade em minerais de 2577 ± 27 Ma coincidindo com a idade anteriormente obtida em rocha total. Por outro lado, obteve-se duas datações em micas brancas das zonas de cisalhamentos portadoras de mineralizações de ouro que cortam o Granodiorito Cumaru e apresentam idades de 2.3 Ga e 2.5 Ga, sugerindo que estas zonas de cisalhamentos foram formadas através da reativação do embasamento regional no final do Arqueano. Estes resultados mostraram que nessa área não houve influência do Evento Transamazônico ou de um efeito térmico ligado ao magmatismo anorogênico proterozóico. Finalmente, foram realizadas datações nas rochas granulíticas do Complexo Pium localizadas na Serra do Pium e nas proximidades do Rio Cateté. As amostras da Serra do Pium forneceram idades de 2325 ± 71 Ma em rochas totais e 1857 ± 48 Ma em minerais separados.

Na área do Rio Cateté, uma isócrona de 2018 ± 25 Ma foi obtida em rochas totais com $R.I. = 0.7038 \pm 25$. Esses dados mostraram que o sistema Rb-Sr desses granulitos arqueanos foi perturbado no Proterozóico Inferior.

Os resultados geocronológicos aqui obtidos, permitiram confirmar uma evolução essencialmente arqueana para as regiões estudadas e discutir o problema da influência do Evento Transamazônico, além de ter-se determinado as idades das principais épocas de granitogênese ocorridas nestas áreas.

ABSTRACT

This work deals with a Rb/Sr geochronological study carried on granitoids and granulites of the Carajás Mineral Province (Rio Maria, Serra dos Gradaús and Serra do Pium regions) and São Felix do Xingu regions.

The Manelão and Ourilândia granitoids of the São Felix do Xingu region are associated with the greenstone terrains of the Tucumã Group, and yield an age of 2749 ± 24 Ma with an initial ratio of 0.7028 ± 19 , and 2677 ± 50 Ma with an initial ratio of 0.7016 ± 22 , respectively. In the northwest portion of the area, the Parauari Granite give an age of 1902 ± 52 Ma with an initial ratio of 0.7046 ± 61 . The Velho Guilherme Granite is intrusive in the Tucumã Group and in the Manelão and Ourilândia Granitoids. It yield an age of 1653 ± 14 Ma with an initial ratio of 0.708 ± 24 . These results confirm that there are granite-greenstone terrains in the São Felix do Xingu region, similar to those found at the Rio Maria region, besides a magmatism pré-Uatumã seemed to the Água Branca Adamelite. These data point out the no existence of the thought anorogenic event about 1400 Ma in the São Felix do Xingu region.

In the Rio Maria region, an age of 2541 ± 74 Ma with an initial ratio of 0.7104 ± 343 was obtained on the Mata Surrão Granite located near the Marajoara Village. This age confirms an archaean monzogranitic magmatism in this region. In the Gradaús área, the Cumaru Granodiorite give an mineral age of 2577 ± 27 Ma similar to the age obtained by whole rock method. On the other

hand, two ages around 2.3 and 2.5 Ga were yielded by white micas from gold mineralized shear zones that cross cut through the Cumaru Granodiorite. They suggest that these shear zones were made up by the regional basement reactivation at the end of the Archaean time. These results revealed that in this area there was neither the influence of the Transamazonian Event nor a thermal effect related to the Proterozoic anorogenic magmatism.

Finally, Rb/Sr ages were obtained from granulitic rocks of the Pium Complex located at the Serra do Pium and near the Cateté River. Samples of the Serra do Pium yielded ages of 2325 ± 71 Ma (whole rock) and 1857 ± 48 (minerals). Samples from the Cateté River area give a whole rock age of 2018 ± 25 Ma with an initial ratio of 0.7039 ± 25 . These data show that the Rb/Sr system in these granulitic rocks suffered changes during the Early Proterozoic times.

The geochronological data here obtained confirm promptly an Archaean evolution in the studied regions, besides give rise the discussion about the problem related to the Transamazonian Event inside them. The study was equally important to date the mainly granitogenesis events that occurred in these areas.

CONTRIBUIÇÃO A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PARTE ORIENTAL DA
PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL ATRAVÉS DA GEOCRONOLOGIA Rb-
Sr DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS E REGIÃO DE SÃO FE-
LIX DO XINGU, PA.

1 - INTRODUÇÃO

As regiões investigadas neste trabalho situam-se na porção oriental da Província Amazônia Central de Cordani et al. (1979) e Cordani & Brito Neves (1982), e abrangem mais precisamente as regiões de Carajás e de São Felix do Xingu.

Os primeiros trabalhos de reconhecimento geológico regional ocorreram inicialmente em uma vasta área da mesopotâmia Araguaia-Xingu (Barbosa et al., 1966). Na década de 70, houve uma intensificação dos trabalhos de mapeamento geológico regional promovido pelo Projeto RADAM, CPRM e por várias companhias privadas em áreas promissoras de bens minerais.

Os estudos geocronológicos em escala regional foram iniciados pelo CPGeo da Universidade de São Paulo, cuja finalidade era promover o reconhecimento preliminar das províncias tectônicas no território brasileiro. Na década de 80, ocorreu um avanço significativo no conhecimento da geologia da Província Mineral de Carajás a partir dos estudos realizados pela DOCEGEO, CPRM e dentro do quadro do Programa Internacional de Correlações Geológicas, através do projeto "Pré-Cambriano da Amazônia" (IGCP nº 204), destinado ao estudo da evolução geológica do Cráton Amazônico e das correlações entre as diferentes regiões do mesmo,

através da interação entre vários pesquisadores da comunidade científica do Brasil e de outros países.

Na Província Mineral de Carajás, o número de datações geocronológicas cresceu consideravelmente desde de 1975 e particularmente nesses últimos anos com os estudos geocronológicos realizados no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa, USP e de outros países (França, USA, Canadá, Holanda). Em contrapartida, a região de São Felix do Xingu, limite a oeste da porção sul da Província Mineral de Carajás apresentava disponível, até o início deste trabalho de tese, escassas datações geocronológicas, bem como um quadro geológico pouco detalhado. Hirata et al. (1982) incluíram a região de São Felix do Xingu na Província Mineral de Carajás, posteriormente DOCEGEO (1987) demarcaram o limite ocidental da referida província até o meridiano de 51°. Os estudos sistemáticos na região de São Felix do Xingu ainda são em número reduzido, faltando solucionar vários problemas de ordem estratigráfica, petrológica, geocronológica e metalogenética na região.

O estudo geocronológico foi realizado no laboratório de Geologia Isotópica da UFPa. Contou-se com a colaboração da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-SUREG/Belém), no que tange aos resultados obtidos na região de São Felix do Xingu, cujo mapeamento geológico fez parte integrante do Subprojeto Recursos Minerais para a área do Programa Grande Carajás. Realizou-se também a parte geocronológica do estudo do Monzogranito Mata Surrao em paralelo aos estudos petrográficos e petrológicos de detalhe que constituem o enfoque principal da tese de mestrado de Kennedy Dantas Duarte do curso de Pós-graduação do Centro de Geo-

ciências da UFPa. As datações em rochas totais e em minerais das rochas granulíticas do Complexo Pium e as datações em minerais do Granodiorito Cumaru constituem um prosseguimento dos trabalhos geocronológicos do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa, novamente em colaboração com a CPRM-SUREG/Belém.

Uma grande parte dos resultados isotópicos já foi publicada na forma de artigos no 36º Congresso Brasileiro de Geologia e IIIº Simpósio de Geologia da Amazônia, e consta ainda de relatórios internos transmitidos para a CPRM.

A investigação geocronológica pelo método Rb/Sr é bastante útil para o reconhecimento a nível regional dos principais eventos que afetaram uma determinada região. Entretanto, esse geocronômetro deve ser utilizado de maneira criteriosa e com plena consciência de suas limitações frente aos problemas que o sistema apresenta, particularmente quando submetido a uma história geológica complexa. Atualmente a tendência é de se executar trabalhos multi-isotópicos envolvendo Sr, Pb e Nd em decorrência de cada método fornecer informações distintas e complementares.

2 - OBJETIVOS

O conjunto de dados geocronológicos obtido para os granitóides e granulitos localizados na Província Mineral de Carajás e na região de São Felix do Xingu visa alcançar os objetivos descritos abaixo:

Pretende-se determinar a idade dos principais eventos magmáticos que ocorreram nas regiões estudadas, dando assim uma contribuição ao estudo da granitogênese na porção oriental da Província Amazônia Central. Em seguida, busca-se melhorar o controle geocronológico das colunas estratigráficas das regiões estudadas, particularmente no caso da região de São Felix do Xingu, onde não se tinha dados geocronológicos, bem como contribuir ao entendimento da evolução das rochas granulíticas que se encontram na região (idade dos processos metamórficos).

Com base nos dados obtidos, visa-se facilitar as correlações entre as diferentes regiões da porção sudeste da Província Amazônia Central. Finalizando, pretende-se dar uma contribuição ao estudo da evolução da crosta continental desse segmento do Cráton Amazônico através da interpretação das razões isotópicas do Sr (material crustal juvenil X reciclagem de crosta continental antiga). Enfim, serão também discutidos alguns pontos polêmicos como a influência do Evento Transamazônico nessas áreas.

Na Província Mineral de Carajás foi dada continuidade aos estudos geocronológicos através de trabalhos específicos e localizados. Assim, na Província Mineral de Carajás foram realizadas datações em minerais do Granodiorito Cumarú na região de

Gradaús para comparação com a idade em minerais do Granodiorito Rio Maria na região homônima, bem como datações em minerais das zonas de cisalhamentos, geralmente mineralizadas em ouro que afetaram as rochas arqueanas de ambas as regiões. Foi também realizada a datação em rocha total do Monzogranito Mata Surrão que apresentava ainda um posicionamento litoestratigráfico indefinido por ter sido estudado em detalhe somente recentemente. Foi dada continuidade ao estudo geocronológico das rochas granulíticas do Complexo Pium da região homônima e Cateté, o qual poderia fornecer indicações sobre a idade do metamorfismo granulítico que teria afetado essas rochas.

Na região de São Felix do Xingu foram datados os granitóides intrusivos nos terrenos metavulcanossedimentares da área de Tucumã, situada na porção sudeste da Folha de São Felix do Xingu, com os quais eles formam típicos terrenos granito-"greenstones". Foi igualmente datado o Granito Parauari que apresenta similaridades petrográficas com o Adamelito Água Branca. Este tipo de granito de idade transamazônica é pouco representado na porção oriental da Província Amazônia Central, mas aflora em áreas muito extensas mais a leste das áreas estudadas e na porção norte do Estado do Amazonas Jorge João et al. (1985). Finalmente, foi realizada a datação do Granito Velho Guilherme, intrusivo no terreno granito-"greenstone" acima mencionado, para obter-se uma melhor definição da idade dos granitos anorogênicos da região de São Felix do Xingu, deduzida até agora somente a partir de uma única idade convencional em rocha total.

3 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PARTE ORIENTAL DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

Na literatura geológica, encontram-se várias propostas para o quadro evolutivo do Cráton Amazônico. Na Figura 1 encontram-se as principais unidades estratigráficas da porção oriental do Cráton Amazônico (Segundo Schobbenhaus et al. 1981; Gibbs & Barron, 1983; Hasui & Almeida, 1985; parcialmente modificado por Macambira et al., 1990a).

Almeida (1978) reconheceu a vocação cratônica da região Amazônica e os processos tectônicos, metamórficos e de intensa granitização que promoveram o retrabalhamento de rochas arqueanas. Esse autor, considera o Grupo Grão Pará como uma sequência evoluída a partir de um geossinclinal. Posteriormente, ocorreu na região um vulcano-plutonismo com idade Rb-Sr em torno de 1.8 Ga, seguido de sedimentação molassóide no final do Ciclo Transamazônico.

Montalvão & Bezerra (1980) consideram como unidade crustal arqueana o complexo basal constituído por um conjunto de rochas graníticas, migmatíticas e granulíticas. Este embasamento foi fragmentado, formando estruturas lineares e alongadas, controladas por falhamentos, onde foram depositadas as sequências vulcanossedimentares (Cinturões Metamórficos Vila Nova-Jari, Serra dos Carajás, Cauarane e Tunuí), posteriormente dobrados e metamorfisados nos fácies xisto-verde a anfibolito, durante o Ciclo Transamazônico. Após o referido ciclo os movimentos verticais foram mais atuantes com falhamentos em blocos ("horts" e "grabens")

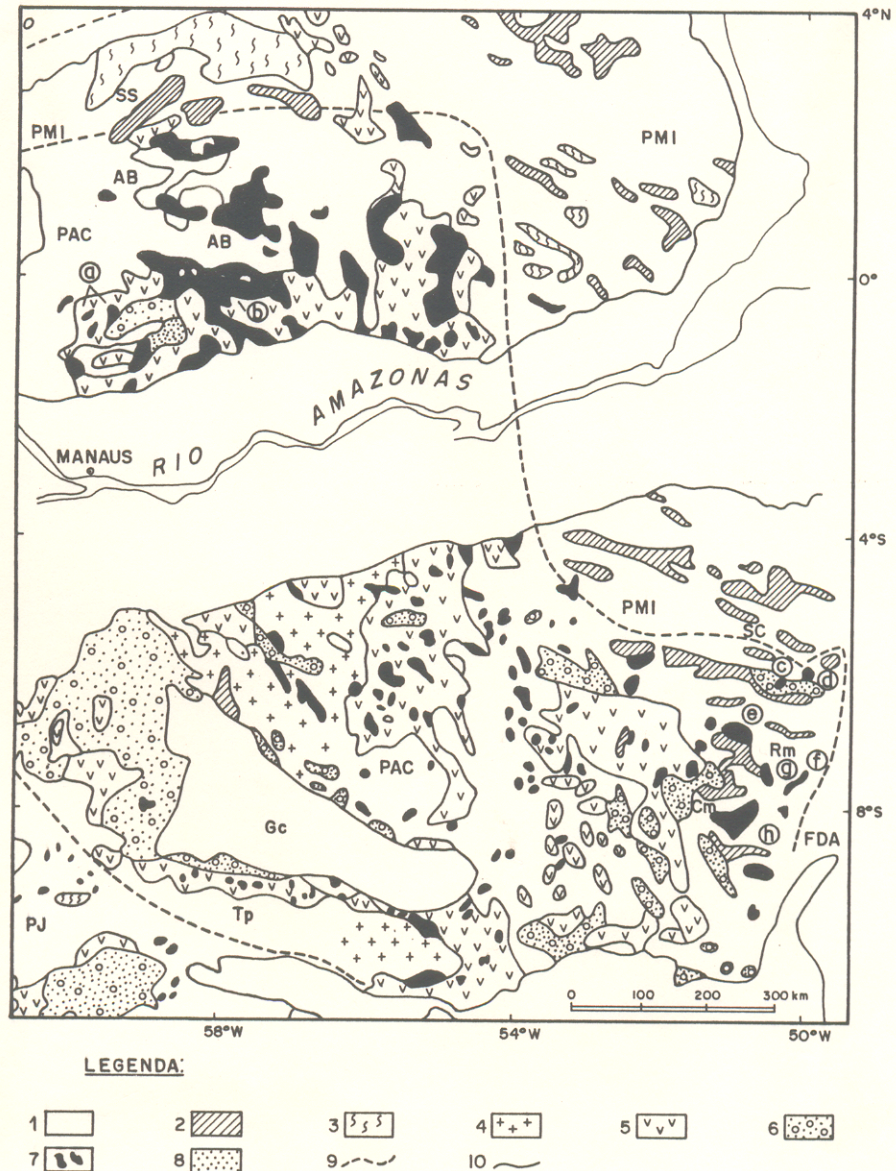


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da porção oriental do Cráton Amazônico (segundo Schobbenhaus et al. 1981, Gibbs & Barron (1983), Hasui & Almeida (1985), parcialmente modificado por Macambira et al. (1990c). 1- Embasamento indiferenciado; 2- Sequência metavulcânicas e metassedimentares; 3- Terrenos metamórficos de alto grau; 4- Granitóides de idade Transamazônica; 5- Vulcânismo Uatumã e similares; 6- Coberturas Sedimentares pré-Cambriana; 7- Granitóides Anorogênicos; 8- Rochas vulcânicas e plutônicas básicas; 9- Limites entre províncias tectônicas (Cordani & Brito Neves 1982); 10- Limites de ocorrência de rochas pré-cambrianas; PAC= Província Amazônia Central; PMI= Província Maroni-Itacaiúnas; PJ= Província Jurueua; FDA= Faixa de dobramento Araguaia; AB= Adamelito Água Branca; SS= Granito South Savanna; Gc= Gráben do Cachimbo; Tp= Suíte Teles Pires; SC= Serra dos Carajás; Rm= Região de Rio Maria.

e deposição da Formação Rio Fresco, acompanhada de intrusões graníticas localizadas até a geração da Sinéclise Amazônica no Paleozóico.

Cordani et al. (1979) dividiram o Cráton Amazônico em quatro províncias com base em dados geocronológicos: Província Amazônia Central (arqueana), Província Maroni-Itacaiúnas (2200-1800 Ma), Província Rio Negro-Juruena (1750-1400 Ma) e Província Rondôniense (1400-1100 Ma). A Província Amazônia Central atuaria como um núcleo arqueano antigo em torno do qual desenvolveriam-se os cinturões móveis (mobile-belts) constituídos pelas três últimas províncias. As gerações destes cinturões móveis ocorreriam durante ciclos geodinâmicos distintos.

Cordani et al. (1984) rediscutiram as relações entre as províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas, situando o limite entre ambas a alguns quilômetros a norte da Serra dos Carajás. As rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará representariam uma bacia marginal estabelecida durante o Ciclo Transamazônico sobre a região cratônica. A Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas, de natureza ensialica, foi provavelmente implantada sobre uma crosta do tipo continental pre-existente.

Teixeira et al. (1989) revisaram as divisões das províncias geotectônicas, com base em dados geocronológicos e caracterizaram a Província Amazônia Central como um núcleo que exhibe condições cratônicas desde o Proterozóico Inferior, confirmado pelas ocorrências de coberturas vulcanossedimentares não deformadas no intervalo de 1.8 e 1.6 Ga e por intrusões de granitos anorogênicos no período de 1.8 a 1.4 Ga.

Lima (1984) dividiu o Cráton Amazônico em quatro províncias geológicas: Amazônia Oriental, Amazônia Central, Amazônia Ocidental e Guiana Central, e individualizou dois núcleos arqueanos constituídos por terrenos do tipo granito-"greenstone" denominados de Complexos Rio Pau-D'arco e Oiapoque. Segundo esse autor, a geração dos terrenos arqueanos estaria relacionada a um super evento de acreção-diferenciação continental, responsável pela formação de crosta continental derivada do manto e/ou da litósfera básica. O Proterozóico caracterizou-se pelo desenvolvimento de Cinturões Móveis (Maroni-Itacaiúnas, Parima - Jurueña e Guiana Central). As rochas de fácies granulito têm boa representatividade e formam extensos cinturões, sendo um deles definido por Lima et al. (1982) como "Cinturão Granulítico Guiana Central". Basei (1975) obteve uma idade isocrônica para as rochas do fácies granulito do referido cinturão, em território brasileiro, de 1900 Ma e razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de 0.701.

Santos e Loguércio (1984) reconheceram que as rochas do embasamento de idade arqueana, foram retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico, e sujeitas a reativações durante os eventos Parguazense e Rondoniense.

Amaral (1984) subdividiu a Província Tapajós em subprovíncias Carajás, Xingu e Madeira e considerou os processos de retrabalhamento crustal e de reativações sucessivas como fatores importantes na evolução do Cráton Amazônico.

Hasui et al. (1984) propuseram um modelo baseado em dados geofísicos e geológicos em que os terrenos de alto grau constituíam largos e extensos cinturões, representando zonas de adel-

gaçamento crustal. Os terrenos granito-"greenstones" situavam-se em zonas marginais em relação a esses cinturões e correspondiam a áreas onde ocorreu uma notável atividade magmática. Grandes lineamentos segmentaram todo o domínio continental no final do Arqueano, e sofreram reativações durante o Proterozóico.

Almeida (1978), Montalvão & Bezerra (1980), Lima (1984), Cordani & Brito Neves (1982), Hasui et al. (1984) tentaram buscar modelos alternativos para a evolução da Província Amazônia Central. No entanto, até o momento, ainda não foram encontrados modelos conclusivos para a região. Neste trabalho não assume-se nenhum modelo preferencialmente e o termo Província Amazônia Central foi utilizado mais no sentido geográfico do que geotectônico.

Na porção oriental da Província Amazônia Central predominam rochas gnáissicas pertencentes ao Complexo Xingu e sequências metavulcanossedimentares por vezes do tipo "greenstone belts" (Supergrupo Andorinhas e Itacaiúnas), comumente intrudidas por granitóides arqueanos (DOCEGEO, 1988). Um evento magmático responsável pela formação de rochas graníticas cálcio-alcalinas (tipo Adamelito Água Branca e Granito Parauari), apresentam-se com maior frequência na parte setentrional do Cráton Amazônico.

As Sequências vulcânicas (Grupo Uatumã) constituídas por um conjunto de vulcanitos ácidos a intermediários, não deformados e não metamorfisados ocorrem na parte central e centro leste da Folha Rio Verde (Maireles et al., 1984).

O Grupo Rio Fresco é composto predominantemente por metassedimentos clásticos grosseiros e finos, com intercalações

químicas subordinadas (formação ferríferas e carbonatos), Cunha et al., 1984. Posteriormente estas unidades foram cortadas por granitos anorogênicos de idade proterozóica e de ampla distribuição na região Amazônica. As dificuldades na definição das relações estratigráficas dos granitos proterozóicos com as sequências vulcânicas do Grupo Uatumã, advém do número reduzido das informações geológicas, petrológicas e geocronológicas a nível de detalhe disponíveis.

Os terrenos gnáissicos apresentam geralmente datações Rb-Sr e K-Ar no intervalo de 2.0 a 2.7 Ga (Tassinari & Basei, 1980) e idades U-Pb em zircões de 2.8 a 2.9 Ga (Machado et al., 1988 e 1991 e Macambira & Lancelot, 1991a). Intrusivos nas sequências vulcanossedimentares têm-se os granitóides arqueanos que apresentam datações Rb-Sr de 2.5 - 2.6 Ga (Gastal et al., 1987; Macambira et al., 1988; Montalvão et al., 1988). Os granitos pré-Uatumã (Adamelito Agua Branca, Granito Juruena, Granito Parauari) petrograficamente são granitos com variedades adamelíticas e granodioríticas, de composição cálcio-alcálica e apresentam datações Rb-Sr geralmente no intervalo entre 1900 e 2500 Ma (Santos & Reis Neto, 1982). Quanto aos granitos anorogênicos, os mesmos, apresentam idades mais frequentes entre 1.60 a 1.88 Ga pelos métodos Rb-Sr e U-Pb (Gastal et al., 1987; Machado et al., 1988, 1991; Wirth et al., 1986; Dall'Agnol et al., 1984; Gonzalez et al., 1988).

4 - LITO-ESTRATIGRAFIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

Trabalhos de Mapeamentos geológico regional foram desenvolvidos por Silva et al. (1974), Issler (1977), Montalvão & Bezerra (1980), Cunha et al. (1981), Cordeiro & Saueressig (1980) e Cordeiro (1982). Estudos estruturais foram realizados na região de Carajás por Araújo et al. (1988) que denominaram um conjunto de unidades sob a forma de lentes subparalelas e alongadas na direção WNW-ESE de Cinturão Itacaiúnas. As relações estruturais entre as unidades litológicas foram definidas através de um sistema imbricado, representado por zonas de cisalhamento oblíquas e transcorrentes.

Costa et al. (1990) individualizaram do Cinturão Itacaiúnas, no contexto da Província Mineral de Carajás, um sistema imbricado de cavalgamento oblíquo e dois sistemas transcorrentes sinistrais denominados de Lineamentos Carajás e Cinzento.

Hirata et al. (1982) apresentaram a primeira coluna litoestratigráfica informal para a Província Mineral de Carajás. A reunião de vários estudos sistemáticos realizados pela empresa DOCEGEO, Medeiros et al. (1987), Hunh et al. (1988) e Souza et al. (1990) e outros, permitiram implementar significativas mudanças na coluna litoestratigráfica de Hirata et al. (1982). DOCEGEO (1988) apresentou uma proposta litoestratigráfica para a Província Mineral de Carajás, sendo parcialmente modificada a partir de novos dados geocronológicos fornecidos por Macambira et al. (1990b 1991); Macambira & Lancelot (1991 a,b); Duarte et al. (1991) e comunicação verbal (LGI) (Figuras 2 e 3).

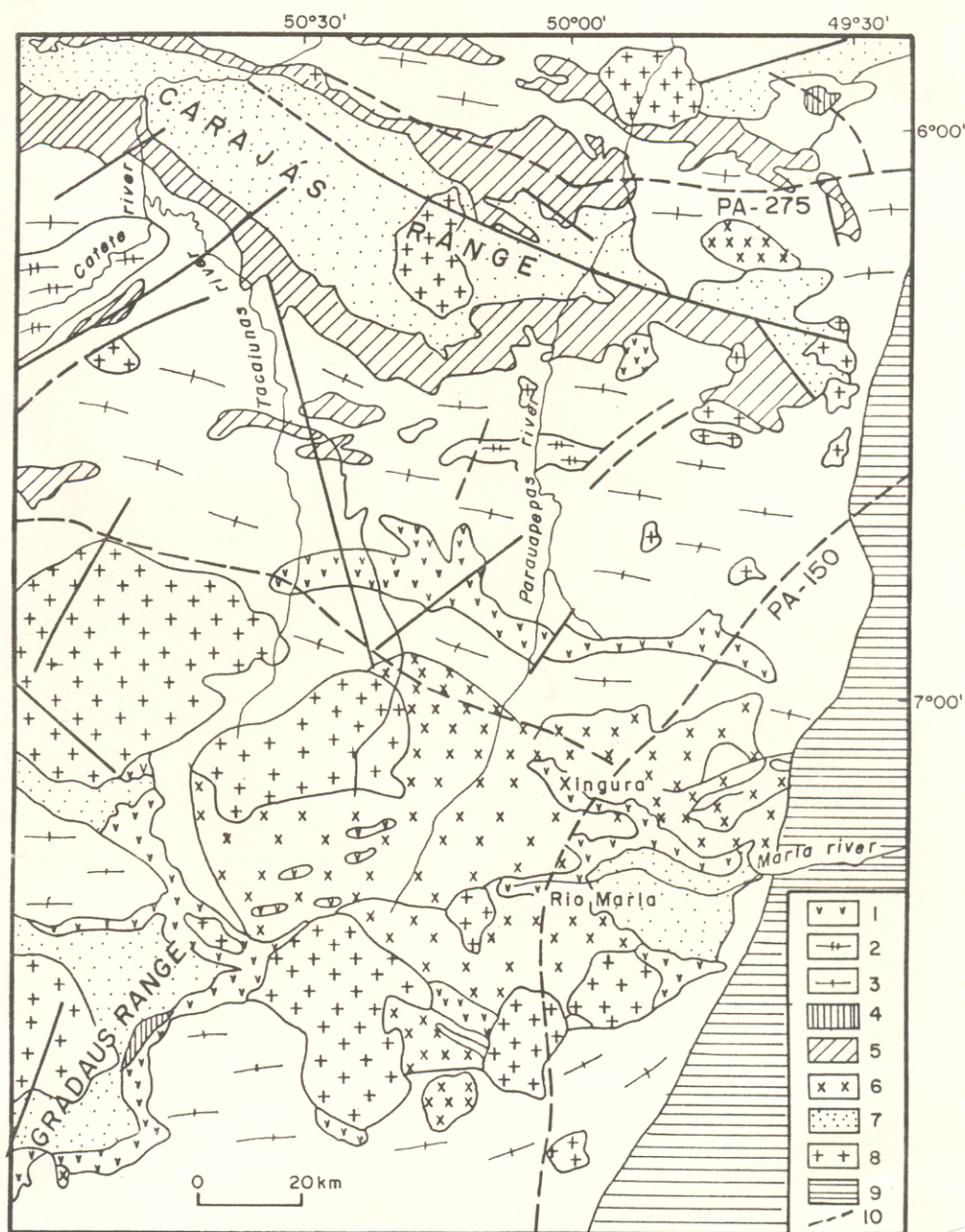


Figura 2 - Mapa geológico da Província Mineral de Carajás, segundo DOCEGEO (1988), parcialmente modificado baseado em novos dados geocronológicos de Macambira et al. (1990), Macambira & Lancelot (1991a, b), Duarte et al. (1991) e comunicação verbal (GLI). 1- Supergrupo Andorinhas; 2- Complexo Pium; 3- Complexo Xingu; 4- Intrusivas Básicas; 5- Sequências Vulcanossedimentares; 6- Granitóides Arqueanos; 7- Grupo Rio Fresco; 8- Granitos Anorogênicos; 9- Grupo Tocantins; 10- Estradas pavimentadas.

| EON | ERA | IDADE (b. a.) | SUPER GRUPO | GRUPO | FORMAÇÃO | COMPLEXO | SUÍTE | GRANITÓIDES/ GRANITOS | Variação na coluna | |
|---------------|----------------|---------------|-------------|---------------------|--|------------------------------------|-----------------------|---|--|--|
| | | | | | | | | | | |
| PROTE ROZÓICO | MÉDIO SUPERIOR | 0.57 | | | Diques, Básicos / Ácidos | | | | | |
| | | 1.10 | | | | | | | | |
| | | 1.70 | | | | | | | | |
| | INFERIOR | | | | | | | | | |
| | | | | | | Gabro Sta. Inês | | | Carajás, Cigano, Musa, Gradaús, Borrachudo, São José, São João, Cachoerinho, Ban- nach, Marajoara, Se- ranga, Jamen | |
| | | 1.90 | | Tocantina/R. Fresco | Rio Naja Igarapé Azul | | Quatipuru | | | |
| | | 2.25 | | | | | | Estrela | | |
| | | 2.40 | | Buritirama | Sumidouro | | | Tonalito Parazônia | } ↓ | |
| | | 2.60 | | Ig. Bahia | Grotas do Vizinho | | | Leucogranito Xinguara e Mato Surrado | | |
| | | 2.75 | | Grão Pará | Paleovulcânica Superior Carajás Paraupébas | | | Trenhjenito Mogno | | |
| ARQUEANO | Itecaúbas | | | Igarapé Pojuca | Corpo Quatro | | | | | |
| | | | | Igarapé Salobo | Cinzento Tres Alfa Gnaíse Cascata | | | | | |
| | | | 2.76 | | | | Luanga/ Serra Azul | | | |
| | | | 2.85 | | | | | | Granodiorito Rio Maria | |
| | | | 2.95 | | Lagoa Seca/ Rio Preto | Recanto Azul Fazenda do Quincas | Plum | | | |
| | | | | | Babacu/ S. Lúcia | Mamão Igarapé Encantado | Xingu | | | |

Figura 3 - Coluna litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, segundo DOCEGEO (1988) parcialmente modificada baseado em dados geocronológicos de Macambira et al. (1990), Macambira & Lancelot (1991 a e b), Duarte et al. (1991) e comunicação verbal (LGI).

A unidade basal é constituída pelo Complexo Xingu, denominado inicialmente por Silva et al. (1974) e representado por uma associação de vários litotipos na forma de granulitos, anfibolitos, quartzitos, xistos, gnaisses e xistos micáceos. Issler (1977), Montalvão & Bezerra (1980), Cunha et al. (1981), Hirata et al. (1982) incluíram nesta unidade litoestratigráfica rochas trondhjemiticas, sieníticas, corpos máficos-ultramáficos diferenciados e sequências metavulcanossedimentares de tipo "greenstone belt". Dentro do conceito atual, as rochas do Complexo Xingu compreendem basicamente rochas gnáissicas, as vezes migmatizadas, de composições tonalíticas, trondhjemiticas e granodioríticas. Estas rochas apresentam grande complexidade estrutural e são polideformadas. Segundo Hirata et al. (1982) e Meireles et al. (1984), o padrão estrutural frequentemente encontrado apresenta "trend" NW-SE e WNW-ESE. O grau de metamorfismo varia de anfibolito a granulito.

O posicionamento estratigráfico dessa unidade apresenta-se discutível, uma vez que existem autores que consideram os gnaisses como as rochas mais antigas do embasamento (Medeiros 1987; Souza et al. 1988; Machado et al. 1991 e Souza et al. 1990), enquanto outros (DOCEGEO 1988; Huhn et al. 1988) consideram essas rochas como provenientes do retrabalhamento dos granitóides arqueanos. Duarte et al. (1991) encontraram xenólitos de gnaisses no corpo granítico Mata Surrão. Esses autores não excluem a hipótese de que esses gnaisses possam constituir o embasamento para o terreno granito-"greenstone"

Althoff et al. (1991) estudaram as rochas gnáissicas

pertencentes ao Complexo Xingu situadas nos arredores de Marajoara e individualizaram o Metatonalito Gnáissico Arco-Verde, Granito Guarantã e um corpo correlacionado ao Granodiorito Rio Maria

Essas informações permitem conjecturar que a região de Marajoara é um prolongamento do bloco crustal arqueano de Rio Maria. O conjunto de rochas granulíticas aflorante ao longo do rio Pium foi inicialmente incluído por Hirata et al. (1982) como rochas pertencentes ao Complexo Xingu. Araújo et al. (1988) individualizaram as rochas de alto grau metamórfico aflorantes entre os rios Pium e Parauapebas e na confluência dos rios Itacaiúnas e Cateté e as denominaram de Complexo Pium. Estas rochas apresentam-se como faixas adelgadas dispostas na direção E-W no domínio do Cinturão Itacaiúnas e compreendem enderbitos e charnoenderbitos fortemente foliados, por vezes retrometamorfisados no fácies anfibolito. As relações de contato com as rochas do Complexo Xingu são tectônicas.

As sequências vulcanossedimentares de tipo "greenstone belt" foram inicialmente estudadas nas regiões da Serra das Andorinhas por Cordeiro & Sauressig (1980) e Cordeiro (1982). Hirata et al. (1982) incluíram essas sequências como "infolds" no Complexo Xingu. Entretanto, DOCEGEO (1988) reuniu todas as faixas de "greenstone" encontradas na Província Mineral de Carajás e agrupou-as no Supergrupo Andorinhas (Faixas de Gradaús, Sapucaia, Seringa, Rio Novo, Andorinhas, Identidade e a sul da Serra Pelada).

O Grupo Babaçu representa a unidade basal do Supergrupo Andorinhas e constitui-se essencialmente por uma sucessão de derrames ultramáficos komatiíticos e metabasaltos intercalados

com formações ferríferas, metatufos e talco-xistos. Na unidade superior, denominada de Grupo Lagoa Seca, predomina um conjunto de metassedimentos clásticos-químicos e metavulcânicas intermediárias a ácidas. As sequências vulcanossedimentares ocorrem como faixas estreitas e alongadas de direção preferencial WNW-ESE, e são metamorfisadas no fácies xisto-verde. Souza et al. (1988) identificaram zonas de cisalhamento no contato entre as sequências vulcânicas e os metagranitóides na região de Identidade.

O problema das relações entre os gnaisses do Complexo Xingu e das sequências tipo "greenstone belts" ainda não foi resolvido, devido à ausência de contatos diretamente observáveis entre essas unidades. As Intrusivas básicas-ultrabásicas diferenciadas (Complexo Intrusivo Luanga e Serra Azul) ocorrem como "sill" intrusivos nas faixas de "greenstone belts".

Os granitóides arqueanos foram cartografados inicialmente como rochas pertencentes ao Complexo Xingu, conforme definido por Silva et al. (1974). Estudos sistemáticos na região de Rio Maria, DOCEGEO (1988), Hunh et al. (1988), Medeiros (1987), Macambira et al. (1988), Montalvão et al. (1984b, 1988), Souza et al. (1990) permitiram distinguir no Complexo Xingu um conjunto de granitóides arqueanos que representariam pelo menos três fases distintas de intrusões. O Granodiorito Rio Maria apresenta-se sob a forma de batólito e têm ampla distribuição regional, aflorando a sul da vila de Rio Maria, exibindo foliação com intensidade variável na direção WNW-ESE (Medeiros 1987 e Medeiros & Dall'Agnol 1988). A presença de xenólitos de metaultramáfica no Granodiorito Rio Maria é uma forte evidência do caráter intrusivo dos gra-

nitóides arqueanos nas sequências vulcanossedimentares tipo "greenstone belts" (Hunh et al. 1988).

O Trondhjemitó Mogno e Tonalito Parazônia, unidades formalmente propostas por DOCEGEO (1988), são encontradas a norte da Vila de Rio Maria, apresentam foliação incipiente e são intrusivos no Granodiorito Rio Maria (Huhn et al., 1988). Outros corpos arqueanos como os granitóides Mata Surrão, Xinguara e Cumaru estão presentes na Província Mineral de Carajás.

O Monzogranito Mata Surrão, formalmente denominado por Duarte et al. (1991), apresenta posição litoestratigráfica indefinida. Hirata et al. (1982) o posicionaram como Granito Anorogênico. Em seguida Gastal (1987) apresentou as primeiras considerações petrográficas para este corpo monzogranítico sugerindo tratar-se de um corpo de aspecto ígneo, menos deformado que os gnaissees do Complexo Xingu, porém de aspecto textural distinto dos granitos anorogênicos. Posteriormente, Medeiros et al. (1987) e Souza et al. (1990) individualizaram o Monzogranito Mata Surrão do Complexo Xingu e o consideraram de idade arqueana. Hunh et al. (1988) e DOCEGEO (1988) incluem o corpo monzogranítico nos domínios de ocorrência do Granodiorito Rio Maria.

O Granitóide Xinguara, localizado a norte da cidade homônima, possui composição predominantemente monzogranítica. Este corpo caracteriza-se por ser mais evoluído em termos magmáticos do que os demais granitóides arqueanos. Apresenta deformação heterogênea, similar à encontrada no Granodiorito Rio Maria (Macambira et al. 1991). O Granodiorito Cumaru localiza-se na região da Serra dos Gradaús a leste da região de Rio Maria e exibe relação

de intrusão com as sequências "greenstones" do Grupo Gradaús. Apresenta ausência de deformação e metamorfismo, exceto nas zonas de cisalhamento que o cortam. Estas zonas de cisalhamentos são portadoras frequentemente de mineralizações auríferas (Macambira et al., 1986).

O Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988) reuniu um conjunto de rochas supracrustais de natureza vulcanossedimentares (Grupo Grão Pará, Grupo Igarapé Salobo, Grupo Igarapé Pojuca, Grupo Igarapé Bahia e Grupo Buritirama) que ocorre na Serra dos Carajás e constitui-se por rochas básicas com intercalações de sedimentos clásticos e químicos, por vezes cortados por corpos graníticos. São áreas topograficamente mais elevadas, formando serras lineares de direção WNW. As rochas apresentam-se metamorfisadas no fácies xisto-verde a anfibolito.

As rochas sedimentares aflorantes na calha do Rio Fresco, constituídas por ardósias e arcósios foram estudadas inicialmente por Barbosa et al. (1966). Em seguida, Silva et al. (1974) posicionaram a Formação Rio Fresco como unidade basal do Grupo Uatumã e a subdividiram em Membro Azul e Membro Naja. O primeiro aflora no interior do Sinclínório de Carajás e o segundo no interior do Sinclínório da Tucandera, a 2 Km a sul de Gorotire. Montalvão & Bezerra (1980) separaram a Formação Rio Fresco do Grupo Uatumã. Montalvão et al. (1984a) e Bezerra (1984) elevaram a categoria de grupo a Formação Rio Fresco. Hirata et al. (1982) e Meireles et al. (1984) definiram a Formação Rio Fresco, aflorante no sinclínório de Carajás, como uma sequência de sedimentos constituídas predominantemente de clásticos grosseiros a finos, com

contribuições químicas subordinadas (formação ferrífera, dolomito, chert). Segundo Meireles et al. (1984) esta sequência foi submetida a um anquimetamorfismo.

Cunha et al. (1984) correlacionaram o Grupo Rio Fresco a um sistema deposicional clástico transgressivo. Cordeiro (1982), Cordeiro et al. (1982) e Gama Jr. et al. (1982) posicionaram a Formação Rio Fresco como sobreposta discordantemente às sequências vulcanossedimentares Lagoa Seca e Babaçu. Os sedimentos do Grupo Rio Fresco são cortados frequentemente pelos granitos anorogênicos do Proterozóico Inferior a Médio.

Os granitos anorogênicos apresentam ampla distribuição no Cráton Amazônico. São maciços de dimensões variáveis (batólito ou "stocks"), de coloração rósea ou avermelhada, constituídos por biotita sienogranito, monzogranito e álcali-feldspato granito e de texturas equigranulares a porfiríticas, geralmente pobres em minerais máficos. Várias proposições foram levantadas para a caracterização desses corpos. Silva et al. (1974) tentaram separar um grande número de corpos graníticos com base em restritos dados geocronológicos, dimensões dos corpos e mineralizações associadas. O primeiro grupo reunia os granitos tipo Serra dos Carajás, considerados mais antigos, com idade superior a 1800 Ma enquanto que o segundo grupo constitui-se por granitos tipo Velho Guilherme, mais jovens, com idade de 1400 Ma. Esta separação foi mantida por Montalvão & Bezerra (1980), Hirata et al. (1982), Dall'Agnol (1982).

Santos & Reis Neto (1982) também propuseram uma separação dos granitos do Proterozóico em diferentes gerações rela-

nância de granitos rapakivi, relacionados à reativação paraguazense. As diferentes divisões propostas apresentaram limitações quanto à compreensão da evolução magmática dos diferentes granitos.

Tassinari et al. (1984) apresentaram uma síntese dos dados geocronológicos obtidos a partir de rochas graníticas, agrupando-as em função da idade e mineralizações associadas.

Dall'Agnol et al. (1986) realizaram uma síntese da granitogênese da porção sul da Amazônia Oriental, reavaliando de maneira crítica as classificações anteriores e designaram os diferentes granitos como anorogênicos, face a impossibilidade de separá-los em diferentes suítes devido a carência de dados geológicos, petrológicos e geocronológicos disponíveis.

Dall'Agnol et al. (1987) agruparam um grande número de corpos graníticos com base na sua distribuição temporal e no processo de evolução petrológica. Dividiram os granitos anorogênicos do Proterozóico Médio da Província Amazônia Central em granitos do tipo A e I Caledoniano. Posteriormente, Dall'Agnol et al. (1991) rediscutiram a geoquímica desses granitos e caracterizaram geoquimicamente os granitos anorogênicos do Proterozóico (Médio a Inferior) como granitos similares aos do tipo A.

5 - LITO-ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE SÃO FELIX DO XINGU.

No âmbito da região de São Felix do Xingu, os primeiros trabalhos em escala regional foram realizados por Silva et al. (1974). Hirata et al. (1982) incluíram a região em estudo na Província Mineral de Carajás e posicionaram as vulcânicas Xingu-Iriri no Grupo Uatumã associadas aos maciços graníticos tipo Velho Guilherme (Antonio Vicente, Ubim Sul, Benedita, Mocambo, e São Francisco) conforme definidos por Silva et al. (1974).

Tassinari et al. (1982) apresentaram uma evolução geológica baseada em dados geocronológicos para a região de Carajás, na qual fazia parte a região de São Felix do Xingu, conforme proposta por Hirata et al. (1982). Segundo Tassinari et al. (1982) a formação dos terrenos granito-"greenstone" ocorreu a 2750 Ma. O Grupo Grão-Pará foi interpretado como uma bacia marginal na qual os sedimentos e rochas vulcânicas foram depositadas e metamorfasadas durante a evolução geotectônica do Cinturão Móvel Maroni-Itacaiúnas a 1900 Ma.

Cunha et al. (1984) realizaram estudos estratigráficos nos sedimentos clásticos da região de Gradaús, caracterizando a Formação Rio Fresco de Barbosa et al. (1966) e elevando-a à categoria de Grupo, bem como aos membros Azul e Naja ao "status" de formações. Posicionaram o Grupo Rio Fresco acima do Grupo Tucandera e abaixo do Supergrupo Uatumã com base em critérios geológicos.

Macambira & Vale (no prelo) realizaram mapeamento geológico na região de São Felix do Xingu a nível de detalhe (Figura 4). Esses autores dividiram a região em três compartimentos geotectônicos denominados de Terrenos granito-"greenstones", Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e Bacia Intracratônica do Médio Xingu.

Os terrenos granito-"greenstones" da região de São Felix do Xingu ocupam a porção sudeste da área e constituem-se por uma sequência metavulcanossedimentar (Grupo Tucumã) que compreende as Formações Igarapé Cuca (metavulcânicas básicas), Igarapé Abelha (metassedimentos e metavulcânicas ácidas e básicas) e Igarapé da Pista (metassedimentos). Estas supracrustais estão intrudidas pelo Granodiorito Rio Maria. O termo Granodiorito Rio Maria é utilizado por Macambira & Vale (no prelo) para representar um conjunto de granitóides heterogêneos associados aos terrenos "greenstone" da região de Tucumã. Por outro lado, esta denominação foi empregada por Medeiros (1987) para caracterizar um corpo batolítico homogêneo petrograficamente aflorante na região de Rio Maria. Nesse estudo, optou-se pela individualização, com base em critérios petrográficos, de um corpo localizado na bacia do Igarapé Manelão de Monzogranito Manelão e de um outro, situado na região de Ourilândia, denominado de Granodiorito Ourilândia.

A estruturação dessa unidade geotectônica é definida por zonas de cisalhamento oblíquas e transcorrentes, segundo uma direção NW-SE que esboçam uma estrutura de tipo hemiflores positivas.

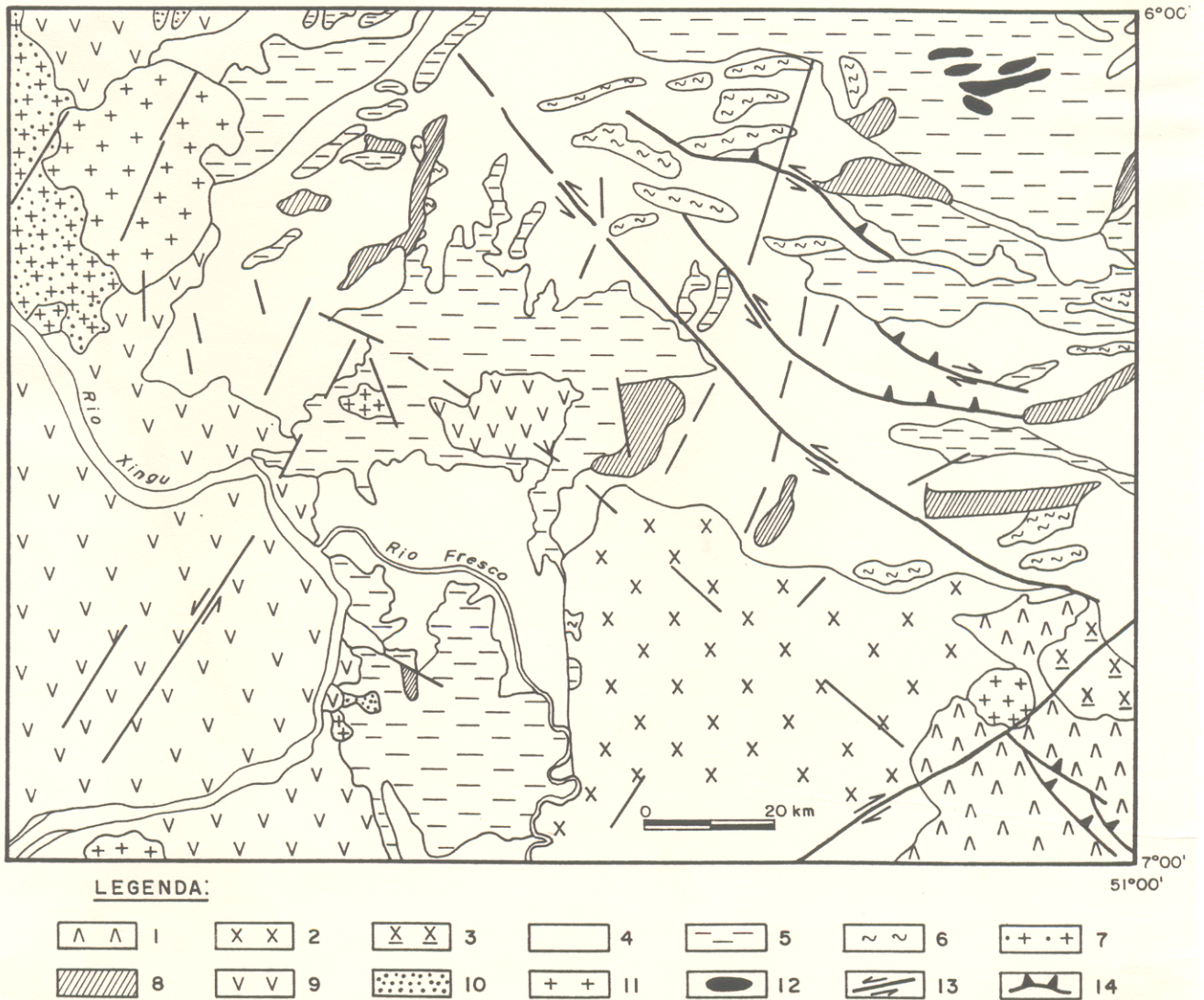


Figura 4 - Mapa geológico da Folha São Felix do Xingu, segundo Macambira & Vale (no prelo). 1- Grupo Tucumã; 2- Monzogranito Manelão; 3- Granodiorito Ourilândia; 4- Complexo Xingu; 5- Sequência Vulcanossedimentar; 6- Granito Plaque; 7- Granito Parauari; 8- Suíte Intrusiva Cateté; 9- Grupo Uatumã; 10- Sedimentos Recentes; 11- Granitos Proterozóicos; 12- Diabásio Cururu; 13- Falha; 14- Zona de Cisalhamento.

O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas abrange a maior parte da área e situa-se na porção centro-norte da Folha São Felix do Xingu. É constituído por gnaisses do Complexo Xingu, conforme definido por DOCEGEO (1988), e por um pacote de sequências supracrustais de natureza vulcanossedimentar (Grupo Sapucaia, Grupo Aquiri, Grupo São Sebastião e Grupo São Felix), metamorfisadas nos fácies anquimetamórfico a xisto-verde. O granitóide Plaqué ocorre em forma de corpos lenticulares, segundo direção preferencial E-W (Araújo et al., 1988) representando um conjunto de granitos estratóides.

A estruturação do Cinturão Itacaiúnas compreende unidades intensamente deformadas, sendo caracterizada por um domínio imbricado e outro transcorrente. O domínio imbricado é controlado por zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento oblíquo, de direção geral WNW-ESE e com fortes mergulhos para NE, ligadas a um regime essencialmente compressivo. O domínio transcorrente compreende zonas de cisalhamento orientadas na direção ENE-WSW e N-S, configurando por vezes duplexes compressivos.

A Bacia Intracratônica do Médio Xingu foi implantada no Proterozóico e ocorre na porção ocidental da Folha São Felix do Xingu. Esta feição é representada essencialmente pelas rochas vulcânicas ácidas a intermediárias do Grupo Uatumã (Formação Iri-ri e Sobreiro). Em paralelo à atividade de formação da bacia, ocorreu um forte regime distensivo de direção geral NE-SW, o qual permitiu a ascensão de magmas básicos-ultrabásicos que originaram os corpos da Suíte Intrusiva Cateté, além de magmas graníticos representados pelo Granito Parauari, Granito Velho Guilherme

(pontos importantes deste estudo), Granito Antonio Vicente, Ubim Sul, Mocambo e Benedita.

O Granito Parauari foi inicialmente mapeado por Bizinella et al. (1980) ao longo dos rios Tapajós e Parauari. Na região de São Felix do Xingu este corpo granítico apresenta forma irregular, com orientação do eixo maior do corpo de aproximadamente N-S abrangendo uma área em torno de 350 Km. Os melhores afloramentos estão expostos nas margens do rio Xingu. Este granito é cortado pelos corpos de rochas máficas-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté e pelo Granito Antonio Vicente. Os dois primeiros corpos são parcialmente cobertos pelas vulcânicas do Grupo Uatumã (Macambira & Vale, no prelo).

Os corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté apresenta forma alongada, geralmente segundo as direções NW/SE e WNW-ESE, e afloram nos domínios pertencentes ao Cinturão Itacaiúnas e Bacia Intracratônica do Médio Xingu. Por outro lado, outros corpos máficos foram também encontrados na região de Graçaú (Suíte Intrusiva Guara Pará e Serra Azul) e na região de Carajás (Complexo Luanga). Até o momento não se sabe as relações genéticas e temporais entre tais corpos e a Suíte Intrusiva Cateté, porém o Complexo Luanga intrusivo na sequência Rio Novo de Hirata et al. (1982), apresenta idade U-Pb de 2763 ± 6 Ma (Machado et al., 1988).

O Granito Velho Guilherme localiza-se na bacia do Igarapé Manelão e ocorre sob a forma de um batólito, subcircular, fortemente fraturado, compõem-se predominantemente por alcali-feldspato granito. O processo de albitização impresso nas rochas

favorece a ocorrência de mineralizações de Sn. A separação dos Granitos Anorogênicos tipo Serra dos Carajás e Velho Guilherme (Silva et al., 1974) apresentaram limitações advindas dos critérios geológicos, petrológicos e geocronológicos empregados. Dall'Agnol (1982), Dall'Agnol et al. (1984) e Dall'Agnol et al. (1986) mostraram não existir suporte para justificá-la em termos unicamente petrológicos. DOCEGEO (1988) encontrou no setor periférico do Maciço Central da Serra dos Carajás mineralizações de cassiterita em greissens, contrariando a proposição de Silva et al. (1974) que denominaram os granitos tipo Serra dos Carajás como estéreis.

6 - SÍNTESE DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES DAS REGIÕES ESTUDADAS.

Os estudos de cunho geocronológico na região Amazônica foram iniciados na década de 70 por pesquisadores do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP que realizaram trabalhos de reconhecimento geocronológico regional. O desenvolvimento das pesquisas gerou um considerável número de datações geocronológicas, obtidas pelos métodos Rb-Sr e K-Ar em minerais. As idades U-Pb em zircões são ainda em números bastante reduzidos, e concentradas essencialmente na Província Mineral de Carajás.

Os terrenos gnáissicos encontrados na porção sul da Serra dos Carajás apresentam geralmente datações K-Ar em minerais e Rb-Sr a partir de isócronas de "referência" elaboradas a partir de diversos corpos de cogeneticidade por vezes incerta.

O reconhecimento geocronológico dos terrenos gnáissicos do Complexo Xingu foi efetuado por Amaral (1969), Silva et al. (1974), Gomes et al. (1975), Tassinari & Basei (1980), Cunha et al. (1981), Tassinari et al. (1982), Montalvão et al. (1984b) e Cordani et al. (1984).

Datações Rb-Sr e K-Ar forneceram dois grupos de idades aparentes. Tassinari & Basei (1980) dataram migmatitos da Serra do Tapirapé pelo método Rb-Sr em rocha total e obtiveram idades de 2750 Ma (Razão Isotópica Inicial de 0.701) e 1950 Ma (Razão Isotópica Inicial de 0.705), sendo interpretadas como a idade mínima de cristalização da rocha e idade de retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico, respectivamente. As idades K-Ar

para os terrenos gnáissicos estão dentro da faixa de 2200-1700 Ma (Tassinari & Basei, 1980). Alguns resultados mais antigos (3200 Ma e 2400 Ma) foram obtidos por Gomes et al. (1975), testemunhando segundo esses autores a existência de núcleos antigos preservados.

Machado et al. (1991) dataram zircões de leucossoma granítico associado a gnaisses do Complexo Xingu e anfibolitos pelo método U-Pb e obtiveram idades de 2859 ± 2 Ma e 2851 ± 4 Ma, interpretadas por estes autores respectivamente como a idade de migmatização do embasamento e de um provável evento pós-tectônico hidrotermal a elevada temperatura que poderia ter causado o crescimento de novos zircões. Datações pelo método U-Pb em zircões do gnaiss inferior do Grupo Salobo e anfibolito do Grupo Pojuca forneceram idades de 2742 Ma e 2732 Ma, respectivamente (Machado et al., 1991). Segundo esses autores, estes grupos foram atingidos por um evento metamórfico neste período.

Macambira & Lancelot (1991a) obtiveram idade U-Pb em zircões de ortognaisses da região de Rio Maria que forneceram um valor de $2971 +30/-28$ Ma.

Datações em granulitos ácidos e anfibolitos pertencentes ao Complexo Pium pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ forneceram idades em torno de 1.9 Ga em biotita e 2.7 Ga para a hornblenda (Renne et al., 1988). Segundo esses autores os resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ registraram uma idade arqueana para o metamorfismo granulítico e a atuação do Evento Transamazônico na região de Carajás a uma temperatura de 300°C a 500°C Lafon & Macambira (comunicação verbal) dataram zircões pelo método U-Pb e obtiveram uma idade prelimi-

nar em torno de 2.75 Ga para a cristalização dos zircões. Estes dados sugerem uma idade arqueana para o protólito das rochas granulíticas do Complexo Pium.

Datações em zircões de metagrauvacas do Grupo Lagoa Seca na região de Rio Maria pelo método U-Pb definiram uma idade de 2971 ± 18 Ma (Macambira & Lancelot, 1991b). Esta idade estabelece o limite superior de 2.97 Ga para a idade do Grupo Lagoa Seca. As feições microestruturais (o grau de arredondamento e alto grau de fragmentação) dos zircões da metagrauvaca indicam tratar-se de zircões detríticos com uma fonte próxima (pouco transporte e abrasão), possivelmente oriundo do ortognaisse do Complexo Xingu. Com base nesses resultados, os autores sugerem que as rochas gnáissicas do Complexo Xingu sejam o embasamento das sequências vulcanossedimentar tipo "greenstone belts", com excessão do Meta-tonalito Gnáissico Arco Verde localizado na região de Carajás que foi individualizado do Complexo Xingu (Althoff et al., 1991).

Datação U-Pb em zircões para a intrusão máfica-ultramáfica diferenciada de Luanga forneceu idade de 2763 ± 6 Ma, (Machado et al., 1988). Enquanto os corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Guara Pará e a Suíte Intrusiva Cateté necessitam de datações geocronológicas para uma melhor definição de seu posicionamento estratigráfico.

Os granitóides arqueanos associados aos terrenos "greenstones" apresentam um número importante de datações Rb-Sr. Montalvão et al. (1984b) dataram rochas pertencentes a região de Rio Maria e da Fazenda Mata Geral e obtiveram uma isócrona de referência Rb/Sr de 2660 ± 40 Ma com uma razão isotópica inicial

($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de 0.7009 ± 4 e uma $\text{MSWD}=0.35$. Em seguida, Gastal et al. (1987) dataram seis amostras do Granodiorito Rio Maria e obtiveram uma isócrona verdadeira de 2564 ± 68 Ma com uma razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de 0.7029 ± 92 e uma $\text{MSWD}=2.45$. O estudo U-Pb em zircões do Granodiorito Rio Maria forneceu uma idade de $2874 \pm 9/-10$ Ma (Macambira & Lancelot 1991b) interpretada como a idade de cristalização do Granodiorito Rio Maria.

Macambira et al. (1988) obtiveram uma idade de 2614 ± 241 Ma com razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de 0.7025 ± 10 a partir de seis amostras do Trondhjemito Mogno. Esses resultados não apresentam-se muito confiáveis, devido ao valor elevado da $\text{MSWD}=96.9$.

Montalvão et al. (1988) dataram doze amostras trondhjemíticas pelo método Rb/Sr em rocha total e obtiveram uma idade de 2680 ± 60 Ma e uma razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de 0.7017 ± 2 , sendo interpretada por esses autores como uma idade próxima da época de formação da Suíte Trondhjemítica.

O Monzogranito Xinguara apresenta idade Rb-Sr de 2528 ± 21 Ma e razão isotópica inicial de 0.7043 ± 37 com uma MSWD de 2.75, e um magmatismo mais evoluído que os demais granitóides arqueanos (Macambira et al., 1991).

Na região de Gradaús, o Granodiorito Cumarú foi inicialmente correlacionado aos Granitos tipo Juruena por Vale et al. (1982) e Vale & Pereira (1983), localizados a cerca de 300 Km a oeste da região do garimpo de Cumarú. Santos & Reis Neto (1982) tendo admitido a cogeneticidade entre o Granodiorito Parauari, Granodiorito Jamanxim e Granito Juruena do setor centro-sul do

Cráton Amazônico, elaboraram uma isócrona Rb-Sr de referência, a partir de um conjunto de amostras provenientes dos mesmos, obtendo uma idade de 1947 Ma. Macambira et al. (1986) questionaram correlação mencionada com base em critérios geomorfológicos e estratigráficos e posicionaram o Granodiorito Cumaru no Arqueano. Dados geocronológicos recentes para as rochas do Granodiorito Cumaru, analisadas pelo método Rb-Sr em rocha total, indicaram uma idade de 2543 ± 53 Ma e uma razão inicial de 0.7031 ± 34 , confirmando a idade arqueana do Granodiorito Cumaru (Lafon & Macambira, 1990).

Datações das sequências vulcânicas básicas do Supergrupo Itacaiúnas foram elaboradas principalmente a partir do método U-Pb. Wirth et al. (1986) dataram pelo método U-Pb em zircões (concentrados partir de saprólito) os metariolitos da Formação Parauapebas (Grupo Grão Pará) e obtiveram idade de cristalização de 2758 ± 39 Ma.

Gibbs et al. (1986) dataram andesitos basálticos e traquiandesitos dessa mesma unidade pelo método Rb/Sr, que forneceu uma idade de 2687 ± 54 Ma e uma razão inicial de 0.705. Esta idade está dentro do limite de incerteza da idade U-Pb em zircões dos metariolitos. A razão isotópica inicial de 0.705 apresenta-se relativamente elevada demonstrando contaminação a partir da crosta continental. Machado et al. (1991) obtiveram idade U-Pb de 2759 ± 2 Ma, similar a obtida por Wirth et al. (1986) para o vulcanismo do Grupo Grão Pará. Esses resultados geocronológicos definiram idades arqueanas e dataram indiretamente as Formações Ferríferas de Carajás. O Grupo Salobo é cortado pelo "old Salobo Granite"

que forneceu uma idade U-Pb em zircões de 2573 ± 2 Ma (Machado et al., 1991).

Os sedimentos do Grupo Rio Fresco, que afloram na região de Carajás são cortados pelo Granito Central de Carajás (idade de 1880 ± 2 Ma, U-Pb em zircões) determinando indiretamente a idade mínima dos sedimentos (Machado et al., 1991). Datações em zircões herdados do quartzito da base do Grupo Rio Fresco forneceram idade U-Pb de 2763 ± 10 Ma, indicando uma fonte próxima, possivelmente das rochas do Complexo Xingu (Macambira & Lancelot 1991b). Rochas básicas (Gabro Santa Inês) intrudem os sedimentos do Grupo Rio Fresco e as rochas do Complexo Xingu. Cordani (1980) citado por DOCEGED (1988) datou um dique de diorito, similares ao Gabro Santa Inês, que corta o Grupo Salobo, indicando idade de 590 Ma.

As vulcânicas do Grupo Uatumã afloram predominantemente na região de São Felix do Xingu e apresentam idades geralmente através de isócronas de referência. Amaral (1971) datou as vulcânicas do Grupo Uatumã pelos métodos Rb-Sr e K-Ar que forneceram idades no intervalo de 900-1300 Ma e 1645 ± 83 Ma, respectivamente. Basei (1977) analisou as rochas vulcânicas da Formação Iriri obtendo uma isócrona de referência Rb-Sr de 1755 (recalculada para $\lambda = 1.42E-11/a$) com uma razão isotópica inicial de 0.7058. Cunha et al. (1981) dataram onze amostras da Formação Iriri provenientes da Folha Tocantins e obtiveram idade convencional Rb-Sr de 1856 ± 29 Ma com uma razão isotópica inicial de 0.704 ± 2 .

Os granitos anorogênicos apresentam ampla distribuição na região e dispõem de um considerável número de datações pelos

métodos (a) Rb-Sr em rocha total e (b) U-Pb em zircões, principalmente nos corpos graníticos da Província Mineral de Carajás: (a) Granito Seringa (idade 1730 ± 58 Ma, Lafon et al., 1988), Granito Cigano (idade 1731 ± 28 Ma, Gonzalez et al., 1988), Granito Marajoara (idade 1724 ± 50 Ma, Macambira et al., 1990b), Granito Musa (idade 1692 ± 22 Ma, Gastal et al., 1987), Granito Jamon (idade 1601 ± 42 Ma, Dall'Agnol et al., 1984).

(b) Granito Central de Carajás (idade 1820 ± 49 Ma e 1880 ± 2 Ma, Wirth et al., 1986; Machado et al., 1991, respectivamente); Granito Pojuca (idade 1874 ± 2 Ma, Machado et al., 1988, 1991); Granito Musa (idade $1883 \pm 5/-2$ Ma, Machado et al., 1988, 1991), Granito Cigano (idade 1885 Ma, Machado et al., 1988, 1991). O Granito Velho Guilherme dispõe apenas de uma datação realizada pelo método Rb-Sr que forneceu uma idade convencional de 1384 ± 58 Ma a partir de uma única amostra de rocha total (Bassei, 1974).

Concluindo, as sucessivas épocas de granitogênese no decorrer do tempo geológico nas regiões estudadas apresentam no geral intervalos de 2.5 - 2.8 Ga para os granitóides arqueanos e 1.9 - 1.6 Ga para os granitos do Proterozóico Médio a Inferior. As idades obtidas pela metodologia U-Pb são sempre maiores e indicam a idade de cristalização da rocha, enquanto que as idades fornecidas pelo geocronômetro Rb-Sr para os granitóides arqueanos são menores e apresentam-se geralmente rejuvenescidas em decorrência da história geológica complexa que sofreram essas rochas. As idades Rb-Sr e U-Pb obtidas para os granitos anorogênicos também apresentam diferenças em torno de 191 e 154 Ma. Segundo Lafon

et al. (1991) esta diferença é elevada demais para ser considerada como consequência de um resfriamento lento ou de diferenças nas temperaturas de ambos os sistemas, mesmo admitindo-se a intensa atividade plutônica reinante neste período.

7 - TÉCNICAS EXPERIMENTAIS

Os estudos geocronológicos apresentados neste trabalho de tese basearam-se na aplicação da metodologia Rb-Sr em rocha total e em minerais.

As amostras foram selecionadas levando-se em consideração as análises petrográficas e seu posicionamento no mapa geológico. Procurou-se reduzir a distância entre os pontos amostrados, com a finalidade de tratar amostras de uma única unidade genética. As amostras passaram cuidadosamente pelos processos de trituração, pulverização em uma granulometria de 80 mesh, homogeneização, quarteamento e pesagem. Utilizou-se a fração granulométrica entre 0.2 a 0.125 mm para a separação das frações minerais. Foi necessário o auxílio do separador magnético tipo Frantz, chapa vibratória, líquidos pesados e lupa binocular para separação, concentração e purificação das diferentes frações minerais. O esquema de trabalho está listado no organograma de separação dos minerais do Granodiorito Cumaru e dos granulitos do Complexo Pium (Figura 5).

O processo seguinte compreende a etapa de seleção das amostras a partir da avaliação dos teores preliminares de Rb e Sr obtidos por Fluorescência de Raio X e em casos especiais por Absorção Atômica, bem como da avaliação da razão Rb/Sr. Auxiliam ainda nesta etapa informações de caráter geológico e petrográfico de cada amostra.

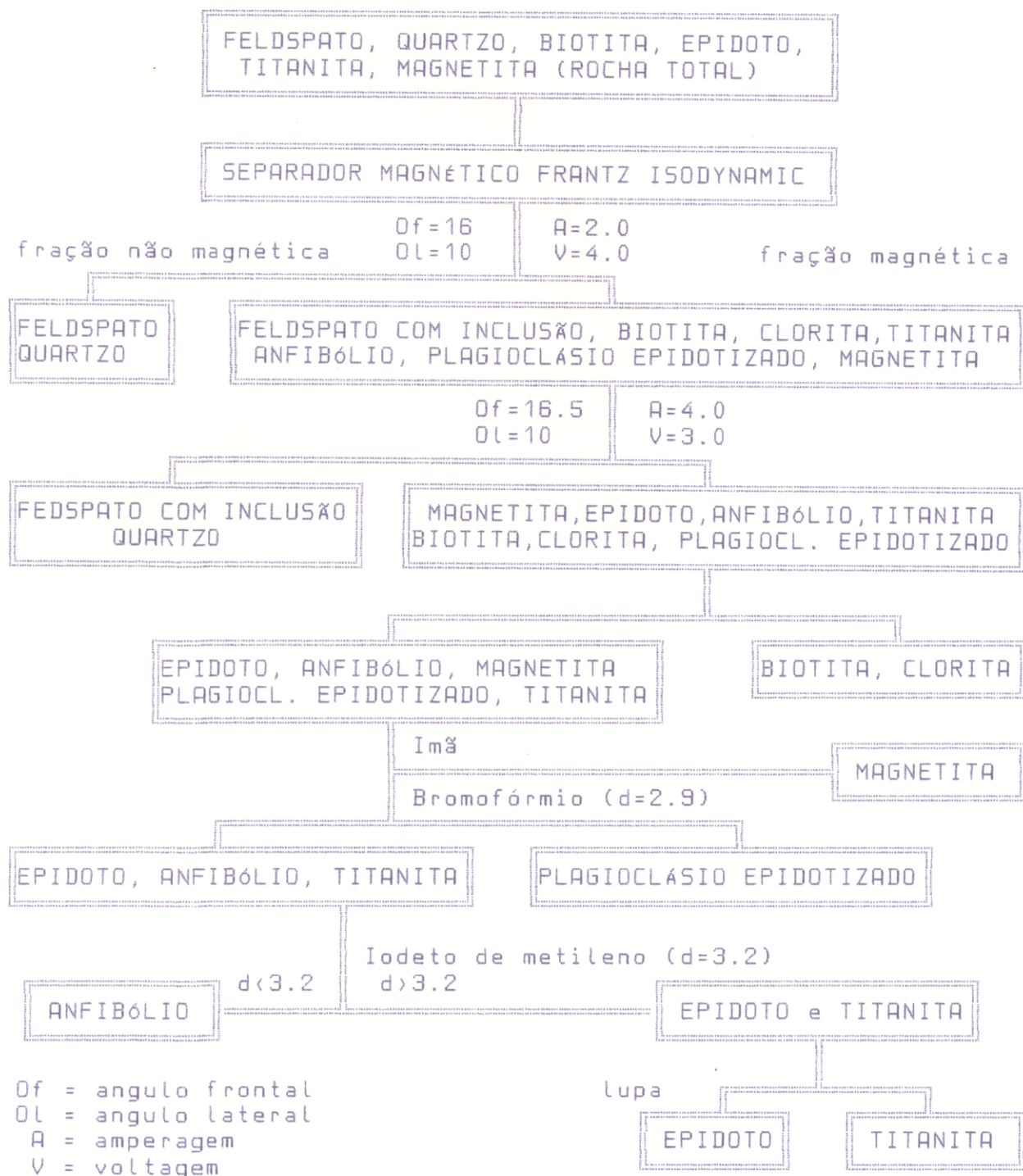


Figura 5 - Organograma de separação dos minerais do Granodiorito Cumaru e granulitos do Complexo Pium.

As amostras selecionadas foram submetidas a um processo de Diluição Isotópica visando a determinação dos teores de Rb e Sr com máxima precisão, através de uma quantidade determinada de um traçador misto enriquecido em ^{87}Rb e ^{84}Sr .

O programa MELPRO do LGI auxiliou no cálculo das quantidades ideais de traçador (^{87}Rb - ^{84}Sr) e amostra a partir dos teores preliminares de Rb e Sr obtidos por Fluorescência de Raio X, para minimizar os erros sobre a concentração final desses elementos obtida por diluição isotópica. Em média, foram utilizados 50 mg de amostra e 250 mg de traçador.

O tratamento químico, segundo a rotina do Laboratório de Geologia Isotópica- UFFa, da amostra + traçador consiste de um ataque ácido com 1 ml de HF (40 %), a quente, durante 4 horas em cadinho fechado. A finalidade desta operação é atingir a completa diluição dos silicatos e através das correntes de convecção facilitar a mistura dinâmica das duas fases. Logo após, abre-se o cadinho para a evaporação completa do ácido. Adiciona-se uma mistura de 0.5 ml de HNO_3 (65 %) e 0.5 ml de HClO_4 (70 %) para se obter uma completa diluição da amostra. A evaporação desses ácidos deve durar aproximadamente 24 horas. O resíduo no fundo do cadinho é dissolvido com 1.5 ml de HCl 2.5 N (purificado em destilador em quartzo tipo sub-boiler) e logo em seguida colocado no ultrasom durante 3 minutos antes de ser submetido ao processo de centrifugação. Posteriormente inicia-se a separação dos elementos rubídio e estrôncio por cromatografia utilizando-se resinas trocadoras de cátions (DOWEX AG50x8) previamente calibradas. A finalidade desta etapa é a obtenção das alíquotas

concentradas de Rb e Sr através da saturação da resina com HCl (2.5 N) dentro de intervalos pré-fixados pela calibração. As soluções enriquecidas de Rb e Sr foram novamente evaporadas até a secagem total.

As análises isotópicas foram realizadas no espectrômetro de massa (ISOMASS 54E) de fonte sólida com monocolletor. Os valores de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ foram normalizados para $86\text{Sr}/88\text{Sr} = 0.1194$ para corrigir o efeito de discriminação de massa.

Os cálculos de regressão obedeceram as teorias de York (1966 e 1969) com a utilização do algoritmo de Williamson (1968) com modificações. O valor da constante de desintegração do 87Rb é de $1.42 \text{ E-}11/\text{anos}$ (Steiger & Jager 1977). Os resultados são apresentados com desvio padrão de 1 sigma. O controle estatístico do alinhamento dos pontos experimentais no diagrama isocrônico foi realizado a partir da variação média quadrática ou MSWD (Mean Square Weighted Deviates) que fornece o grau de colinearidade dos pontos experimentais. Os erros apresentados foram calculados segundo os desvios analíticos dos pontos em relação a melhor reta calculada. Os desvios analíticos permaneceram entre 0.61% a 2.23% para $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ e 0.004% a 0.19% para $87\text{Sr}/86\text{Sr}$. Os brancos de química no período das análises foram geralmente inferiores a 10 ng para Rb e Sr.

Os padrões de NBS 987 variaram $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de 0.710697 a 0.710094 durante a realização das análises isotópicas.

8 - GEOCRONOLOGIA Rb/Sr DOS GRANITÓIDES E GRANULITOS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

8.1 - INTRODUÇÃO

A região de Carajás apresenta um arcabouço lito-estrutural complexo e um número considerável de estudos geocronológicos a nível de detalhe. Entretanto, apesar dos expressivos avanços do conhecimento lito-estratigráfico, ainda existe um número importante de problemas para serem investigados. Neste estudo foram realizados datações Rb-Sr em minerais do Granodiorito Cumarú e das zonas de cisalhamento de Cumarú e da área Identidade. O Monzogranito Mata Surrão e o Granulito Pium (região homônima e Cateté) foram datados em rocha total e os granulitos também em minerais. Os resultados geocronológicos auxiliaram para o entendimento das relações estratigráficas e correlações dos diferentes corpos estudados.

8.2 - GRANODIORITO CUMARU

8.2.1 - Localização.

O Granodiorito Cumarú localiza-se na Serra dos Gradaús, Município de São Felix do Xingu. O principal ponto de apoio a base de Cumarú que dista aproximadamente 100 Km a oeste da cidade de Redenção (Figura 6). A área de Gradaús foi

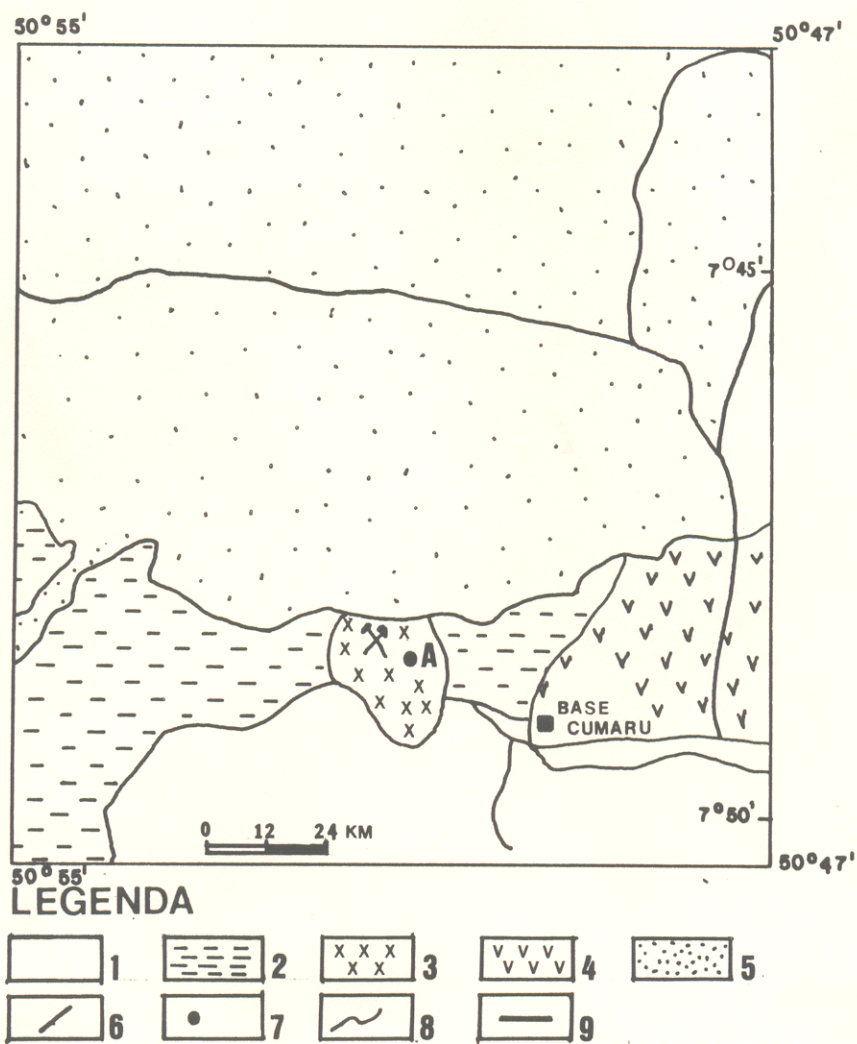


Figura 6 - Mapa Geológico da Serra dos Gradaús, segundo Macambira et al. (1986). 1- Complexo Xingu, 2- Greenstone Belts, 3- Granodiorito Cumaru, 4- Máfica/ultramáfica, 5 - Coberturas Sedimentares, 6- Garimpo de ouro, 7- Local de amostragem, 8- contato geológico, 9- estrada.

estudada em detalhe por Macambira et al. (1986). Segundo esses autores o embasamento na região é representado pelos ortognaisses e migmatitos do Complexo Xingu. Sobrepondo esta unidade têm-se a sequência vulcanossedimentar ("greenstone belts") do Grupo Gradaús. Intrusivo nessas unidades encontra-se o Granodiorito Cumarú. A Suíte Intrusiva Guara Pará, constituída por rochas máficas e ultramáficas, foi posicionada estratigraficamente acima do Grupo Gradaús devido à ausência de metamorfismo. As sequências sedimentares psamíticas e pelíticas do Grupo Rio Fresco cobrem parcialmente todas as unidades acima descritas.

8.2.2 - Resultados analíticos

Foram separadas três frações de minerais (feldspato + quartzo, anfibólio e biotita) da amostra JML-4a de natureza granodiorítica (Figura 7), proveniente do Granodiorito Cumarú.

No microscópio, a amostra apresenta textura inequigranular hipidiomórfica. O plagioclásio de composição oligoclásio a andesina sódica (método Michel Levy) encontra-se zonado e saussuritizado, as biotitas cloritizadas e com feições de "kink-band". A hornblenda altera-se para actinolita e biotita.

Os resultados analíticos estão apresentados na Tabela 1. O conjunto de pontos experimentais com a inclusão da rocha total forneceu uma idade de 2692 ± 72 Ma e uma razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de 0.7020 ± 3 com uma MSWD de 14.71 (Figura 8).

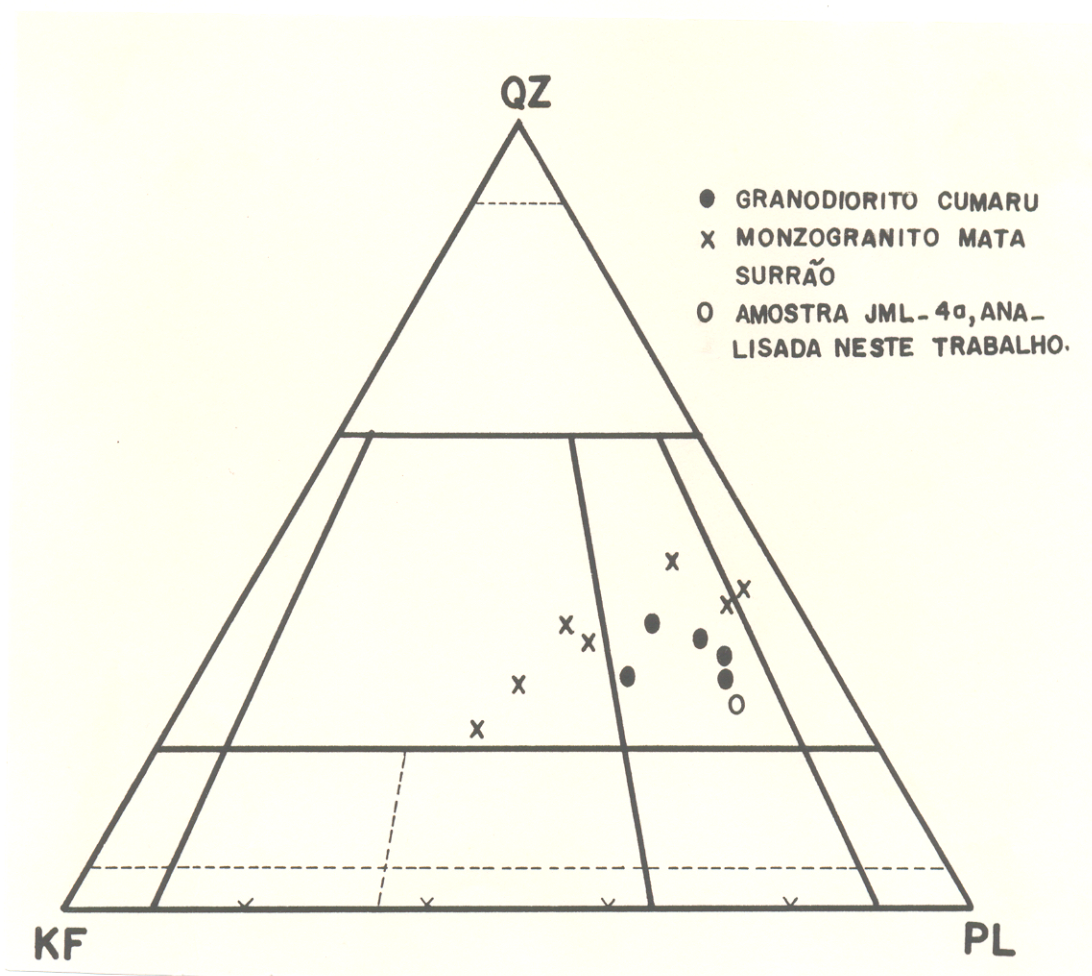


Figura 7 - Diagrama de Classificação modal Q-A-P de Streckeisen (1976) para o Granodiorito Cumaru (Macambira et al., 1986) e Monzogranito Mata Surrão (Duarte et al., 1991).

O valor elevado da MSWD é causado pelo desalinhamento da fração mineral de anfibólio. Eliminando o anfibólio do conjunto analisado, um novo cálculo de regressão forneceu uma idade de 2577 ± 27 Ma e uma razão isotópica inicial de 0.7023 ± 8 com uma MSWD de 0.11 (Figura 9). O valor da MSWD agora apresenta-se muito baixo.

O resultado obtido mostra-se similar à idade Rb-Sr de 2543 ± 53 Ma obtida em rocha total (Lafon & Macambira 1990) para o Granodiorito Cumarú, indicando que o sistema Rb-Sr não foi reaberto a nível dos minerais após a cristalização do corpo granodiorítico ou teve um resfriamento rápido dentro do erro das idades.

A fração de anfibólio apresenta um baixo teor de Sr e comportamento anômalo na reta isocrônica, possuindo um sensível enriquecimento de ^{87}Sr radiogênico.

Foram também realizadas datações convencionais Rb-Sr em minerais micáceos pseudomorfos de plagioclásios das amostras MG-2A1 e MG-2A3, provenientes das zonas de cisalhamento que cortam o Granodiorito Cumarú (Figura 6). As amostras apresentam texturas protomiloníticas a miloníticas, os cristais de plagioclásio apresentam um estágio avançado de alteração para sericita e moderadamente para argilo-minerais. A mica branca apresenta-se anédrica disposta em forma de uma massa microcristalina e em cristais isolados geralmente deformadas e com feições de "kink-band".

Tabela 1- Resultados analíticos para as frações minerais da amostra JML-4A do Granodiorito Cumaru.
(A = anfibólio, F = feldspato e B = biotita)

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr87/Sr86 | sY |
|----------|--------|-------|-------|-----------|-------|-----------|----------|
| JML-4a | 80.74 | 636.0 | 0.13 | 0.368 | 0.003 | 0.716078 | 0.000054 |
| JML-4a/A | 15.40 | 24.9 | 0.62 | 1.803 | 0.014 | 0.774440 | 0.000286 |
| JML-4a/F | 29.55 | 684.7 | 0.04 | 0.125 | 0.001 | 0.706998 | 0.000045 |
| JML-4a/B | 539.96 | 30.5 | 17.70 | 62.901 | 0.944 | 3.038578 | 0.000980 |

Tabela 2- Resultados analíticos das frações minerais das amostras da zonas de cisalhamentos do Granodiorito Cumaru e da área Identidade.
- análise duplicada de Cumaru (*) e Identidade (#).

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr87/Sr86 | sY | idade |
|---------|-----|------|-------|-----------|-----|-----------|--------|---------|
| MG-2A1* | 400 | 61.0 | 6.55 | 20.3 | 0.5 | 1.4538 | 0.0003 | 2551±63 |
| MG-2A1 | 447 | 67.6 | 6.61 | 20.5 | 0.6 | 1.4122 | 0.0002 | 2388±70 |
| Z-430G# | 310 | 18.0 | 17.17 | 57.5 | 1.3 | 2.3141 | 0.0010 | 1944±45 |
| Z-430G | 328 | 19.0 | 17.26 | 57.6 | 0.6 | 2.2818 | 0.0011 | 1902±21 |
| MG-2A3 | 415 | 18.7 | 22.17 | 82.5 | 2.3 | 3.6261 | 0.0093 | 2450±75 |

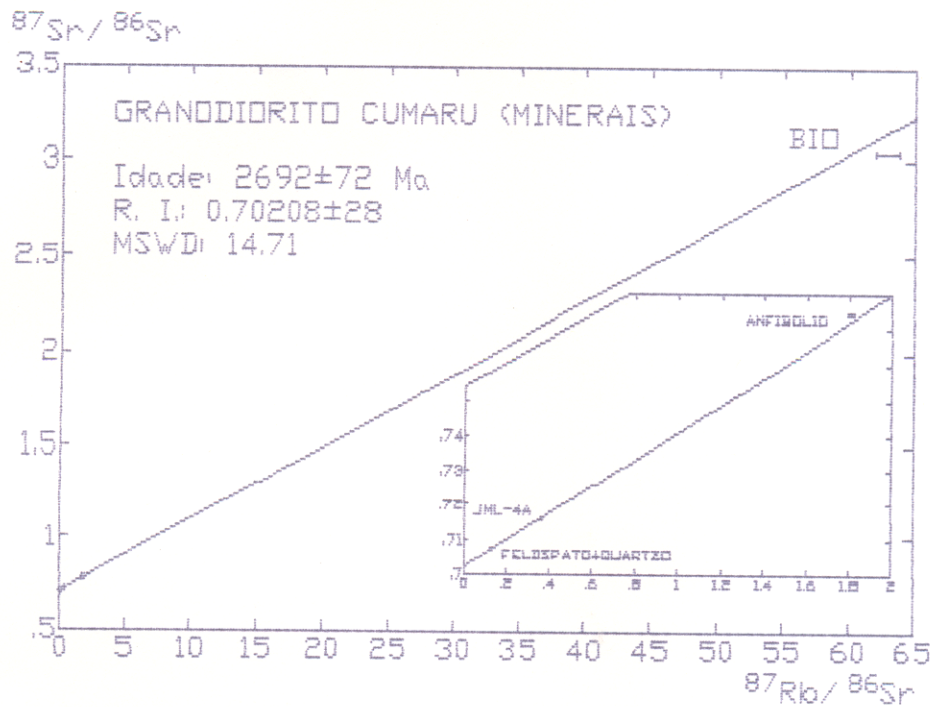


Figura 8 - Diagrama isocrônico das frações minerais da amostra JML-4a do Granodiorito Cumaru.

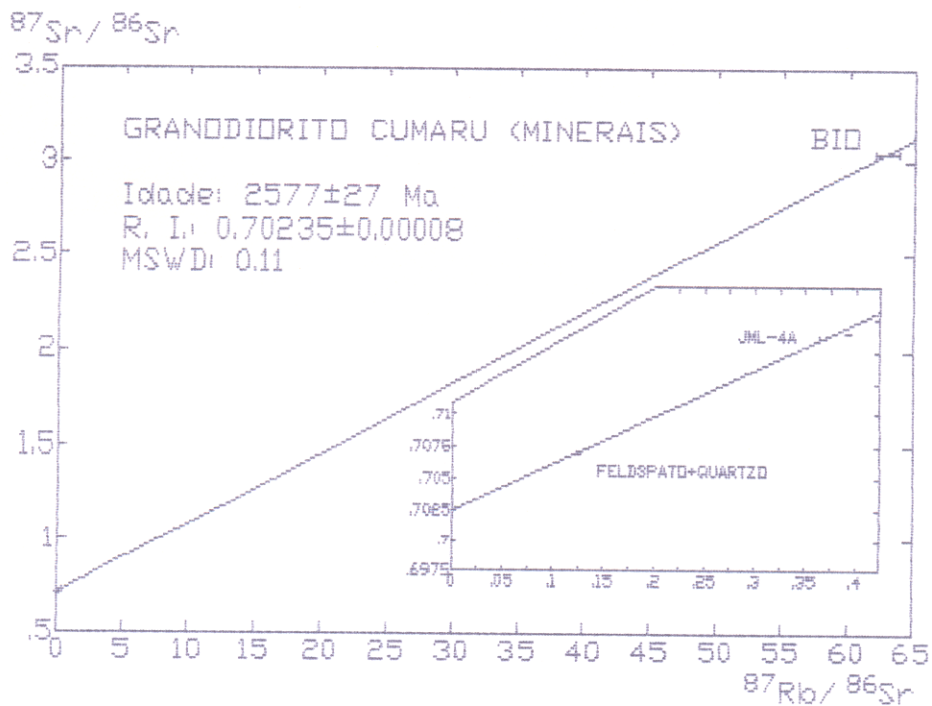


Figura 9 - Diagrama isocrônico das frações minerais da amostra JML-4a do Granodiorito Cumaru sem a fração de anfíbólio.

As análises isotópicas das amostras MG-2A1 e MG-2A3 foram duplicadas e não mostraram uma boa reprodutibilidade. Os resultados obtidos na Tabela 2 evidenciam uma considerável variação no valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, enquanto a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ permaneceu aproximadamente constante. O comportamento do valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pode estar relacionado a erros analíticos, tais como, a imperfeita homogeneização do pó utilizado, subestimação do erro analítico ou má correção do ^{87}Rb de contaminação para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Utilizou-se uma razão isotópica inicial (R.I.) de 0.705 para o cálculo das idades convencionais que forneceram valores em torno de 2.5 a 2.3 Ga (Tabela 2).

Datou-se também uma amostra da zona de cisalhamento da área de Identidade, situada entre as cidades de Xinguara e Rio Maria, mais precisamente aos arredores do Garimpo do Sequeiro. A amostra (Z 430 G) foi coletada no contato entre a unidade basáltica da sequência "greenstone" e um metagranitóide de composição leucogranítica. Trata-se de uma rocha milonítica, constituída essencialmente por micas brancas e opacos orientados, que definem a foliação milonítica. Apresenta faixas de minerais micáceos dispostas de formas irregulares e descontínuas marcadas pelas concentrações e ausências de opacos.

As análises isotópicas da amostra Z 430 G foram duplicadas e os resultados forneceram uma reprodutibilidade satisfatória, considerando os desvios analíticos. A datação convencional Rb-Sr, utilizando-se R.I. de 0.705, forneceu uma idade de aproximadamente 1.9 Ga (Tabela 2).

8.3 - MONZOGRANITO MATA SURRÃO

8.3.1 - Localização

O Monzogranito Mata Surrão acha-se localizado na Folha Marajoara (5B-22-Z-C-V), a cerca de 19 Km a oeste da Vila de Marajoara. O acesso é realizado através de estrada vicinal (Figura 10). Segundo Duarte et al. (1991) e Duarte (no prelo) este granitóide limita-se a norte e nordeste por ortognaisses tonalíticos e a noroeste e sudoeste por gnaisses migmatíticos do Complexo Xingu. As feições deformacionais se restringem às bordas norte e sul do corpo. O Monzogranito Mata Surrão apresenta xenólitos de gnaiss caracterizando uma relação de intrusão com as rochas encaixantes do Complexo Xingu, segundo observações de Duarte et al. (1991). Essa ordem estratigráfica tinha sido proposta por Medeiros et al. (1987) e Souza et al. (1990) com base em critérios estruturais e litológicos.

8.3.2 - Resultados analíticos

Foram escolhidas sete amostras de rochas totais (KZ-06, KY-94A, KY-98A, KY-98E, KY-109B, KY-111B e KY-113C) para serem submetidas à análise isotópica, conforme mapa de amostragem (Figura 10). Petrograficamente as amostras apresentam composição predominantemente monzogranítica com variações para granodiorito

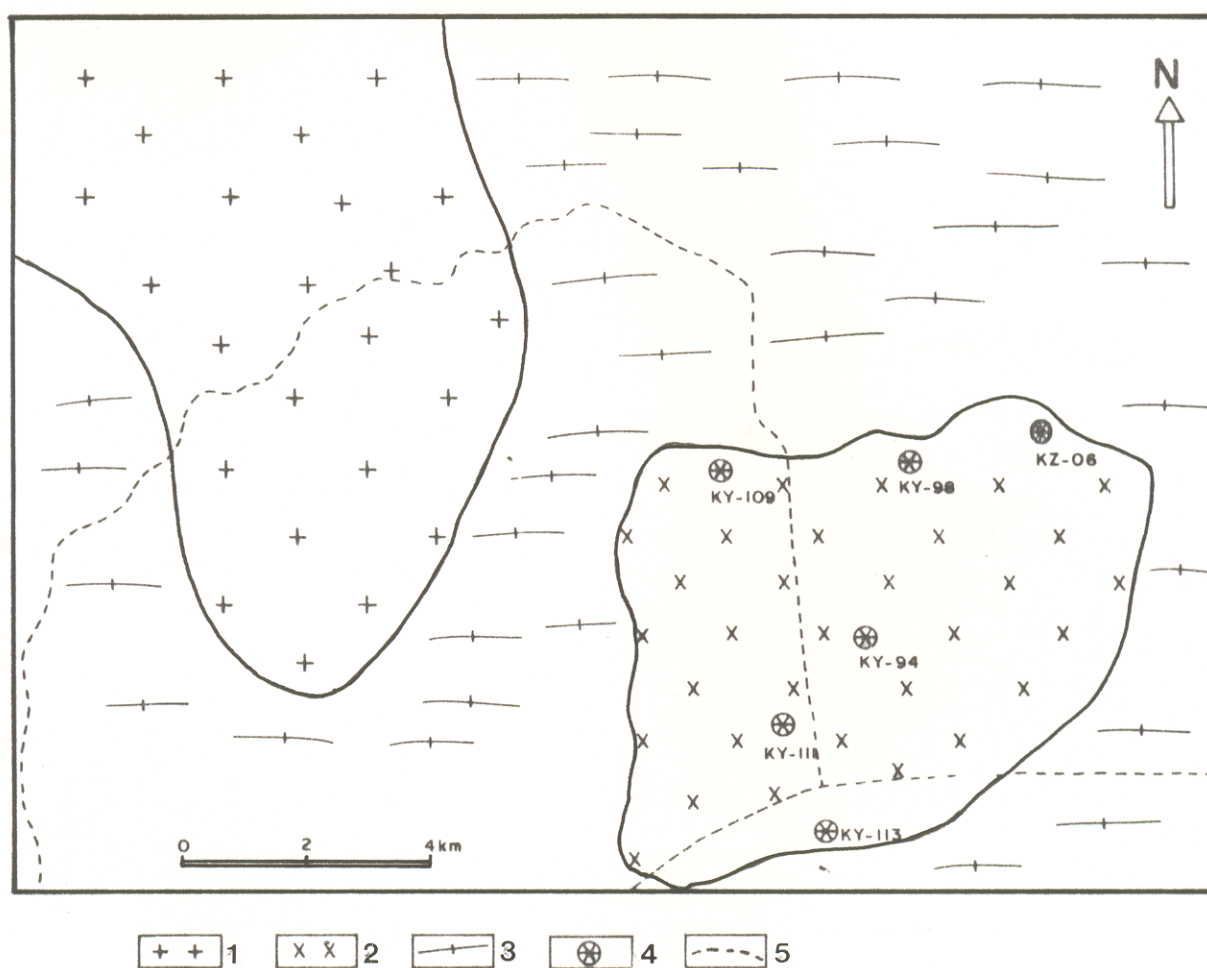


Figura 10 - Mapa Geológico e de distribuição das amostras do Monzogranito Mata Surrão, segundo Duarte et al. (1991). 1- Granito Banach; 2- Ortognaisse Tonalítico e Migmatítico; 3- Monzogranito Mata Surrão; 4- Amostras datadas; 5- Estradas não pavimentadas.

e tonalito (Figura 7). Compõem-se essencialmente por plagioclásio (saussuritizado), K-feldspato (perítico), quartzo, biotita (cloritizada). Os minerais em geral apresentam-se subédricos a euédricos, com texturas deformacionais locais evidenciadas pelos cristais de plagioclásio (maclamentos encurvados e com tendência a formar feições ocelares), e quartzo (estirados e recristalizados).

Os resultados analíticos dos sete pontos experimentais forneceram uma idade de 2541 ± 74 Ma e uma razão isotópica inicial de 0.7104 ± 343 e uma MSWD de 2.8 (Tabela 3 e Figura 11). A MSWD é relativamente baixa para o conjunto de amostras datadas e o grau de espalhamento é satisfatório. A precisão sobre a razão isotópica inicial ficou prejudicada devido à ausência de pontos experimentais com razão Rb/Sr inferiores a 0.73. Contudo o resultado obtido pode ser considerado como significativo.

8.4 - GRANULITO PIUM

8.4.1 - Localização

O Complexo Pium ocorre a sul da Serra dos Carajás sob a forma de dois corpos cortados pelos rios homônimo e Cateté, estando localizado na folha Serra dos Carajás (Figura 12).

Tabela 3 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Monzogranito Mata Surrão.

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr87/Sr86 | sY |
|---------|--------|-------|-------|-----------|-------|-----------|----------|
| KZ-06 | 127.94 | 174.4 | 0.73 | 2.139 | 0.035 | 0.791049 | 0.000093 |
| KY-111B | 178.12 | 222.4 | 0.80 | 2.337 | 0.045 | 0.793506 | 0.000088 |
| KY-113C | 176.36 | 160.5 | 1.10 | 3.217 | 0.059 | 0.826443 | 0.000077 |
| KY-109B | 239.11 | 172.0 | 1.39 | 4.085 | 0.079 | 0.866458 | 0.000068 |
| KY-94A | 208.03 | 104.9 | 1.98 | 5.854 | 0.103 | 0.918841 | 0.000116 |
| KY-98E | 267.04 | 106.6 | 2.51 | 7.447 | 0.165 | 0.987429 | 0.000153 |
| KY-98A | 268.20 | 104.1 | 2.58 | 7.661 | 0.171 | 0.993752 | 0.000146 |

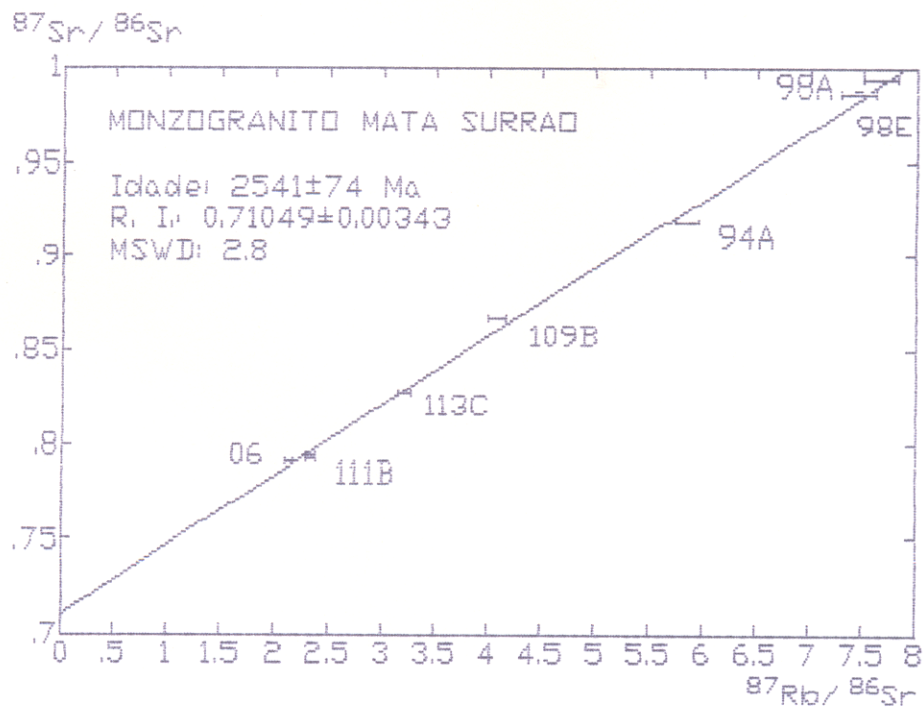


Figura 11 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Monzogranito Mata Surrão.

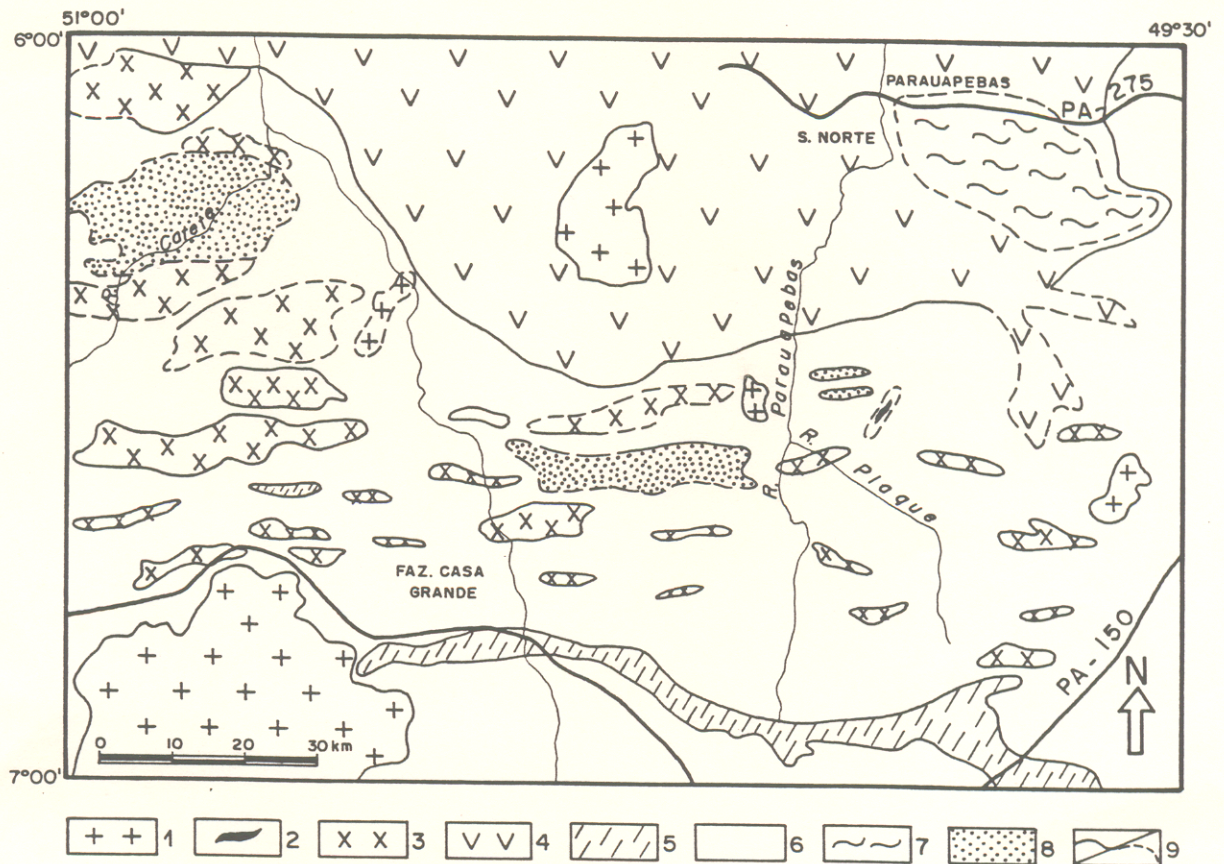


Figura 12 - Mapa geológico da Serra dos Carajás, segundo Araújo et al. (1988), mostrando a localização do Complexo Pium. 1- Granitos Anorogênicos; 2- Intrusões Ultramáficas; 3- Suíte Plaque; 4- Grupo Grão Pará; 5- Grupo Sapucaia; 6- Complexo Xingu; 7- Gnaiss Estrela; 8- Complexo Pium; 9- Contato definido e indefinido.

8.4.2 - Resultados analíticos

8.4.2.1 - Granulito Pium da região homônima

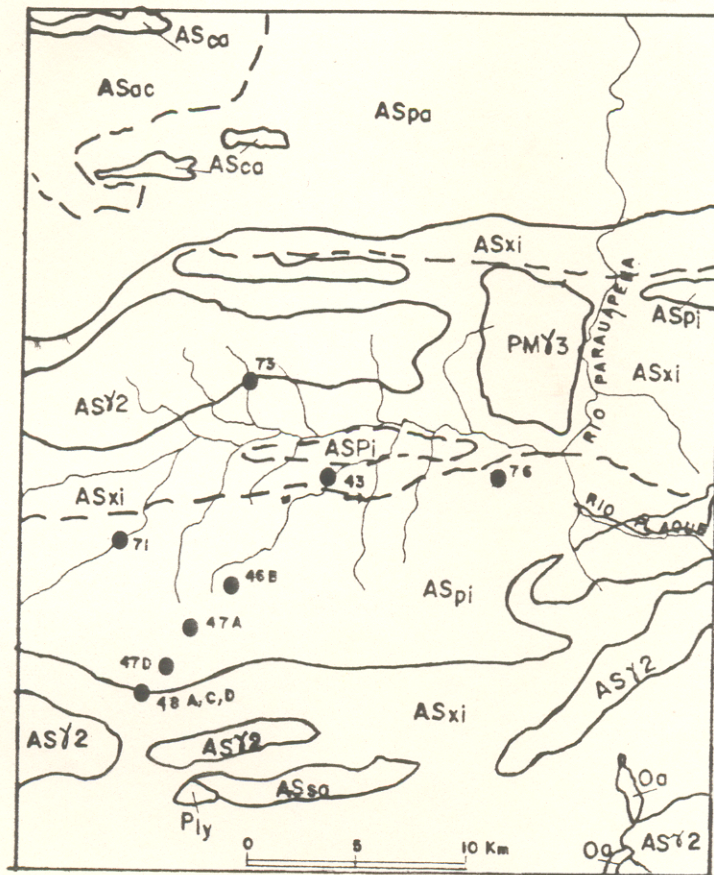
O estudo geocronológico pelo método Rb-Sr das rochas do Complexo Pium foi inicialmente realizado por Lafon et al. (1988), os quais, a partir da análise de sete amostras de granulitos enderbíticos, obtiveram uma idade preliminar de 2556 ± 97 Ma e R.I. de 0.7016 ± 1 e uma MSWD de 26.89.

Nesse estudo, procurou-se obter uma melhor definição da reta isocrônica, sendo selecionada mais três amostras com valores variáveis da razão Rb-Sr que foram acrescentadas no cálculo de regressão, conforme mapa de amostragem (Figura 13). Numa segunda etapa foi realizada uma datação em minerais.

Petrograficamente as rochas apresentam texturas granuloblásticas a inequigranuloblásticas. O plagioclásio ocorre frequentemente antipertítico e moderadamente sericitizado, quartzo (estirado e recristalizado), biotita (alterada para estilpelomelana), piroxênio (microfraturado) e hornblenda (estirada, recristalizada e alterada para biotita).

As amostras (OA-76, OA-73 e OA-71A) foram adicionadas ao conjunto de sete amostras de rocha total inicialmente datado por Lafon et al. (1988). As duas primeiras amostras apresentaram elevadas razões Rb/Sr e a terceira uma baixa razão Rb/Sr.

As dez amostras de rochas totais forneceram uma idade de 2325 ± 71 Ma e uma razão isotópica inicial de 0.7016 ± 1 e uma MSWD de 35.47 (Tabela 4 e Figura 14).



LEGENDA

| | | | |
|------|-----------------------------|------|---------------------------|
| PMY3 | Suíte Granítica Anorogênica | Oa | Cobertura Aluvionar |
| ASY2 | Suíte Plaque | Ply | Ultramáfica tipo Vermelho |
| ASca | Formação Carajás | ASac | Formação Águas Claras |
| ASsa | Grupo Sepucala | ASpa | Formação Parauapebas |
| ASxi | Complexo Xingu | ASpi | Complexo Pium |

Figura 13 - Mapa de amostragem litológica dos Granulitos do Complexo Pium da região homônima, segundo CPRM (1991).

Tabela 4 - Resultados analíticos para as amostras de rochas granulíticas do Complexo Pium da região homônima.
(amostra duplicada * , (1) Lafon et al.; 1988))

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr 7/Sr86 | sY |
|-----------|--------|-------|-------|-----------|-------|-----------|----------|
| OA-48C(1) | 5.92 | 705.3 | 0.01 | 0.024 | 0.000 | 0.702658 | 0.000039 |
| OA-48A(1) | 5.30 | 473.7 | 0.01 | 0.032 | 0.000 | 0.702734 | 0.000042 |
| OA-48A* | 5.00 | 401.5 | 0.01 | 0.036 | 0.000 | 0.702772 | 0.000069 |
| OA-47D(1) | 8.99 | 564.6 | 0.02 | 0.046 | 0.000 | 0.703275 | 0.000048 |
| OA-48D(1) | 16.26 | 539.5 | 0.03 | 0.087 | 0.001 | 0.704417 | 0.000056 |
| OA-71A | 38.28 | 700.7 | 0.05 | 0.158 | 0.001 | 0.706984 | 0.000048 |
| OA-47A(1) | 37.16 | 464.1 | 0.08 | 0.232 | 0.002 | 0.708783 | 0.000060 |
| OA-46B | 44.34 | 284.6 | 0.16 | 0.451 | 0.003 | 0.718870 | 0.000140 |
| OA-43B(1) | 69.65 | 306.2 | 0.23 | 0.659 | 0.004 | 0.724520 | 0.000290 |
| OA-76 | 150.06 | 632.3 | 0.24 | 0.688 | 0.006 | 0.723280 | 0.000066 |
| OA-73 | 153.52 | 313.0 | 0.49 | 1.425 | 0.013 | 0.750672 | 0.000036 |

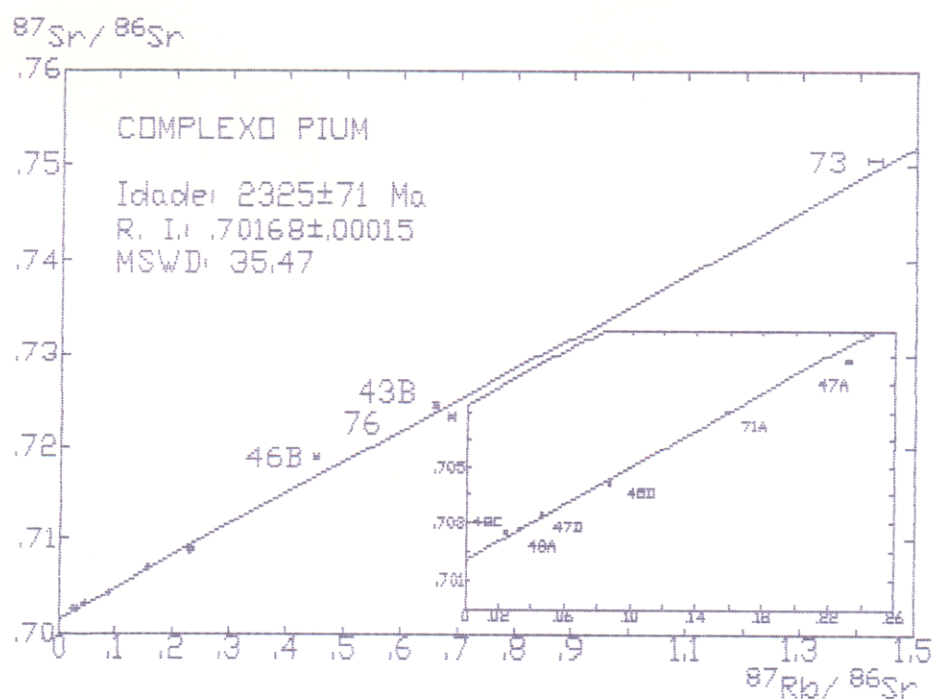


Figura 14 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais dos granulitos do Complexo Pium da região homônima.

O valor da MSWD é elevado demais para se considerar a isócrona obtida como estatisticamente verdadeira. A confiabilidade do alinhamento ficou prejudicada pela distribuição irregular dos pontos experimentais na reta isocrônica. O espalhamento dos pontos experimentais definiu dois grupos com razões Rb/Sr baixas e altas que variam de 0.01 a 0.08 e 0.16 a 0.49 respectivamente.

O conjunto de quatro amostras de rochas totais com razões Rb/Sr elevadas forneceu uma idade de 2256 ± 262 Ma, e uma razão isotópica inicial de 0.7029 ± 257 , e uma MSWD de 79.26 (Figura 15). A MSWD apresenta-se excessivamente elevada para se considerar este resultado como definitivo. O espalhamento dos pontos experimentais é irregular.

O segundo grupo contém seis amostras com razões Rb/Sr baixas que forneceram uma idade de 2150 ± 73 Ma, e uma razão isotópica inicial de 0.7018 ± 1 , e uma MSWD de 9.69 (Figura 16). A MSWD é também relativamente elevada, porém o espalhamento é relativamente satisfatório. Estes resultados indicam que o sistema Rb-Sr das rochas granulíticas encontra-se perturbado.

Separou-se da amostra OA-46B, de composição charno-enderbítica, situada no interior do corpo granulítico, as frações minerais de apatita, feldspato + quartzo, biotita e piroxênio através do separador magnético tipo Frantz, líquidos pesados (bromofórmio) e chapa vibratória, segundo o organograma de separação (Figura 5). A fração concentrada de piroxênio associado com apatita foi separada com iodeto de metileno e licor de clereci no laboratório de Géochimie Isotopique da Universidade de Montpellier - França.

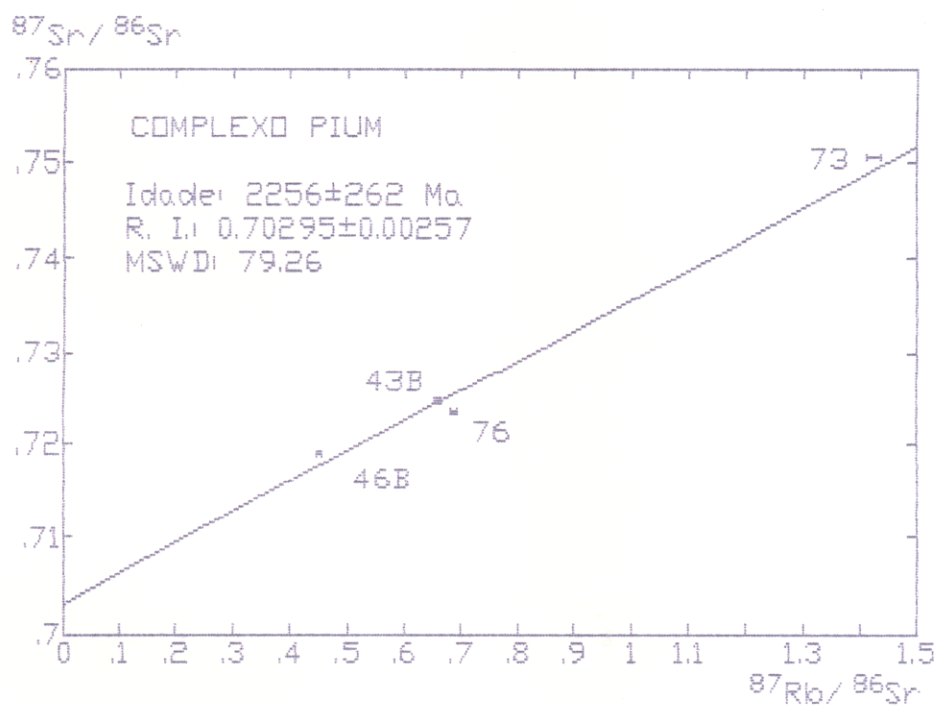


Figura 15 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais dos granulitos com elevada razão Rb/Sr do Complexo Piom em relação ao conjunto analisado.

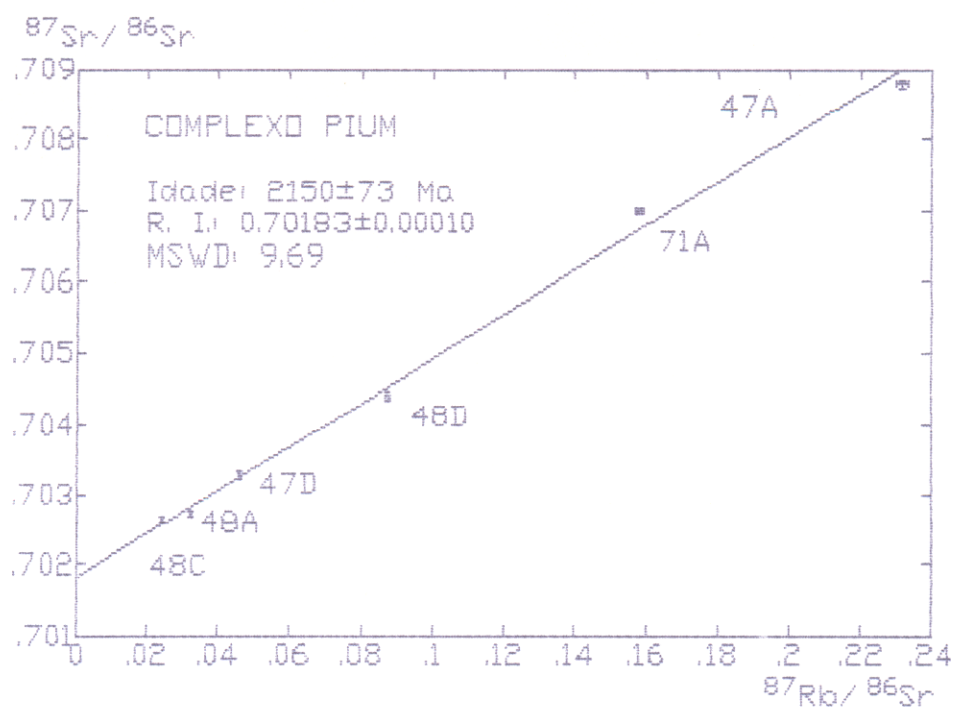


Figura 16 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais dos granulitos com baixa razão Rb/Sr do Complexo Piom.

O conjunto dos pontos experimentais com a inclusão da rocha total forneceu uma idade de 2143 ± 391 Ma e uma razão inicial de 0.7024 ± 12 e uma MSWD de 480.28 (Tabela 5 e Figura 17). A MSWD apresenta-se exageradamente elevada devido ao acentuado desalinhamento dos pontos experimentais.

Na tentativa de uma melhor definição dos resultados isotópicos realizou-se um novo cálculo de regressão utilizando-se somente as frações minerais de apatita, feldspato + quartzo e biotita, que forneceu uma idade de 1857 ± 48 Ma com razão isotópica inicial de 0.7024 ± 1 e uma MSWD de 5.99 (Figura 18). O resultado obtido corresponde a uma idade convencional onde a razão isotópica inicial é fornecida pelas frações de feldspato + quartzo e apatita. Os dados isotópicos das rochas totais e minerais apresentaram elevadas MSWD, prejudicando a confiabilidade estatística dos resultados.

A rocha total (46B) e a fração mineral de piroxênio (46B/Px) apresentaram um comportamento anômalo em relação a reta isocrônica. A fração de piroxênio foi duplicada e a reprodutibilidade não foi satisfatória. Os teores de Rb e Sr do piroxênio são muito baixos e o espectrômetro de massa (ISOMASS 54E) trabalhou no seu limite de detecção. Não se pode descartar a possibilidade de erros analíticos no caso da amostra de piroxênio (OA-46B/Px).

Tabela 5 - Resultados analíticos para as frações minerais da amostra OA-46B do Complexo Pium. (A = apatita, F = Feldspato, Px = Piroxênio e B = Biotita)

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr87/Sr86 | sY |
|----------|--------|-------|-------|-----------|-------|-----------|----------|
| OA-46B/A | 2.92 | 560.7 | 0.01 | 0.015 | 0.000 | 0.702995 | 0.000077 |
| OA-46B/F | 4.64 | 610.1 | 0.01 | 0.022 | 0.000 | 0.702904 | 0.000082 |
| OA-46B | 44.34 | 284.6 | 0.16 | 0.451 | 0.003 | 0.718870 | 0.000140 |
| OA-46BPx | 1.49 | 8.6 | 0.17 | 0.505 | 0.007 | 0.708787 | 0.000178 |
| OA-46BPx | 1.78 | 9.7 | 0.18 | 0.528 | 0.007 | 0.709456 | 0.000218 |
| OA-46B/B | 278.57 | 51.7 | 5.38 | 16.230 | 0.173 | 1.136442 | 0.000322 |

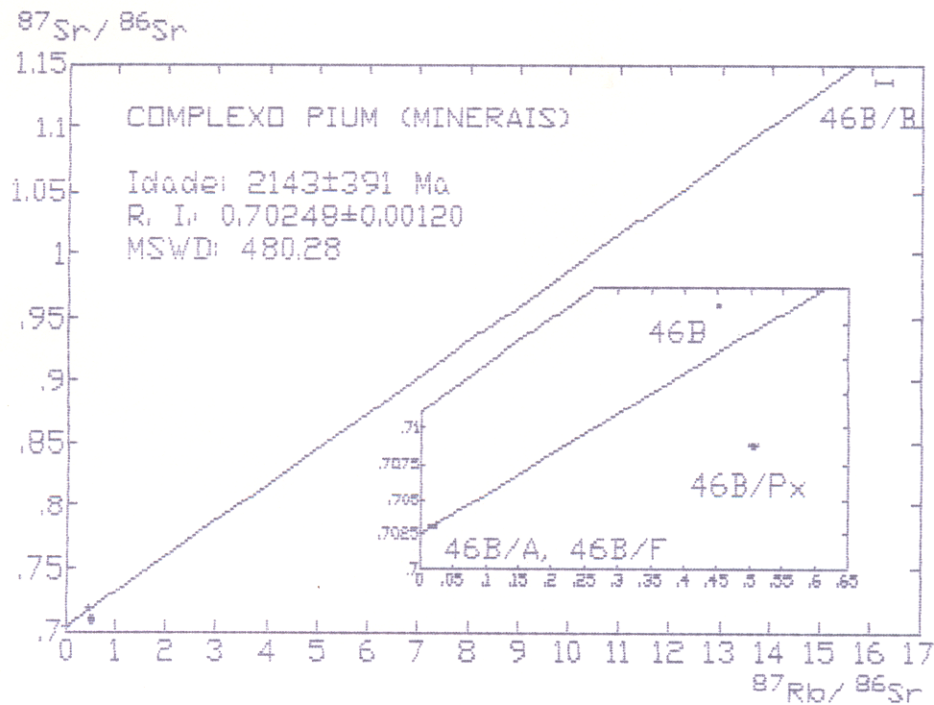


Figura 17 - Diagrama isocrônico das frações minerais do Complexo Pium com a inclusão da amostra OA-46B.

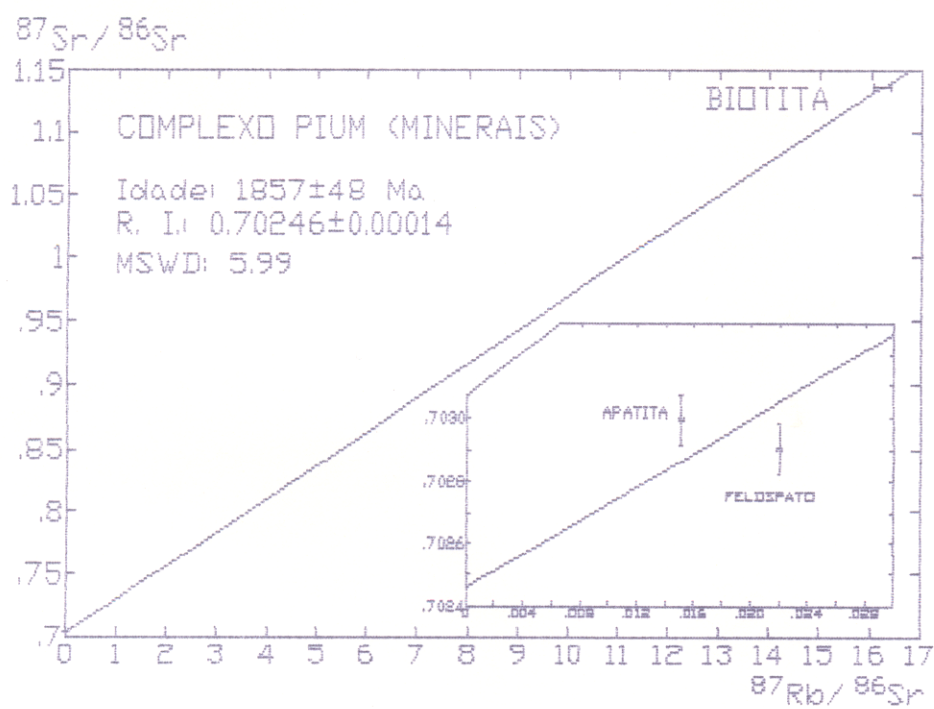


Figura 18 - Diagrama isocrônico das frações minerais de apatita, feldspato + quartzo e biotita do Complexo Piom.

8.4.2.2 - Granulito Pium da região do rio Cateté

Um conjunto de sete amostras de rochas totais (OA-161A, OA-160B, OA-175, OA-164B, OA-176E, OA-177 e OA-179C) proveniente do perfil de direção NE a SW ao longo do rio Cateté, conforme mapa de amostragem (Figura 19) foi escolhido para as análises isotópicas.

No diagrama isocrônico as sete amostras forneceram uma idade de 1163 ± 495 Ma e razão isotópica inicial de 0.7077 ± 168 e uma MSWD de 187.59. A amostra OA-160B posicionou-se claramente acima da isócrona evidenciando um empobrecimento em Rb. A análise repetida da referida amostra demonstrou boa reprodutibilidade das análises isotópicas. Além disso, o estudo petrográfico da amostra OA-160B não permitiu evidenciar diferenças texturais ou mineralógicas em relação às demais amostras analisadas. Finalmente, os teores de Rb e Sr encontram-se dentro da faixa do conjunto das amostras datadas. Portanto, aparentemente não há uma explicação para o desalinhamento da amostra na reta isocrônica. A boa reprodutibilidade da amostra duplicada descarta a possibilidade de um erro analítico.

Um novo cálculo de regressão, eliminando a referida amostra, forneceu uma idade de 2018 ± 25 Ma e uma razão isotópica inicial de 0.7039 ± 2 e uma MSWD de 1.83 (Tabela 6 e Figura 20). Os pontos experimentais definiram um bom alinhamento e um espaçamento em intervalos regulares na reta isocrônica, resultando em uma isócrona de boa qualidade. As baixas razões Rb/Sr apresentadas pelas amostras permitiram uma boa precisão analítica sobre a razão isotópica inicial.

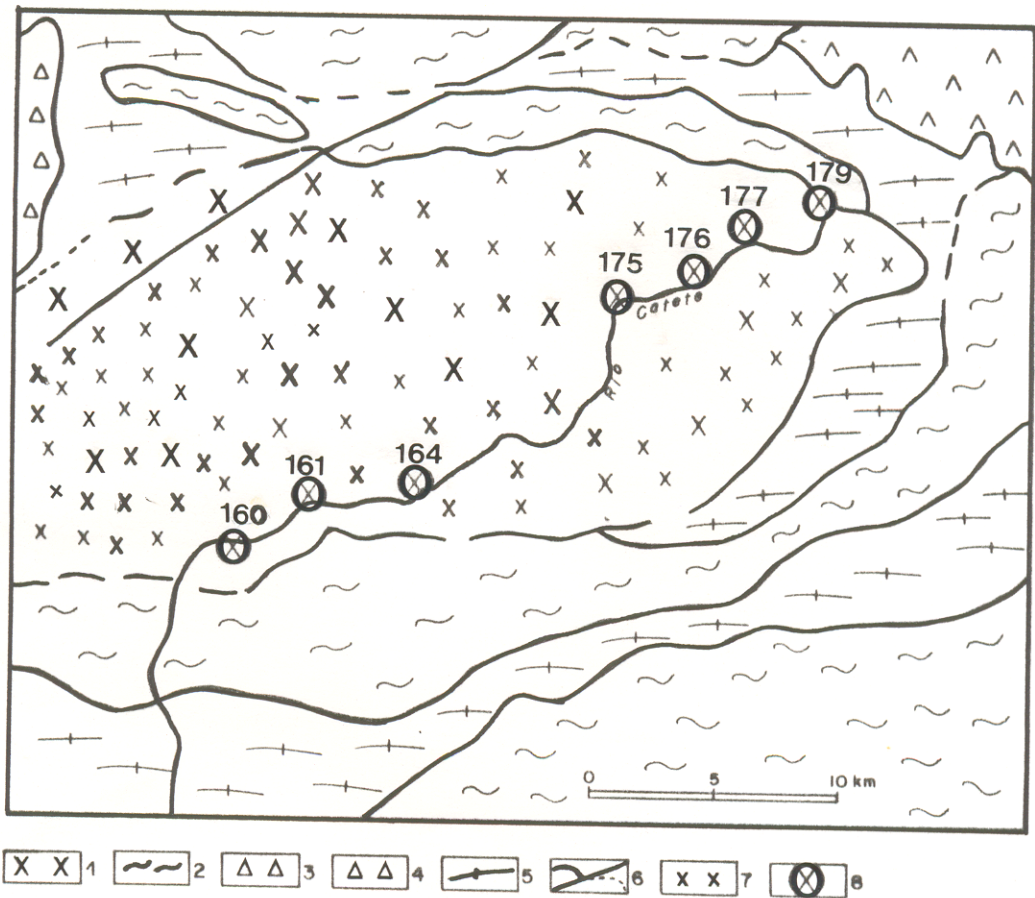


Figura 19 - Mapa de amostragem litológica dos granulitos do Complexo Pium da região do Rio Cateté, segundo CPRM (1991). 1- Complexo Pium; 2- Ortognaisse; 3- Metaultramáfica; 4- Formação Ferrífera; 5- Complexo Gnáissico - migmatítico; 6- Contato definido e indefinido; 7- Ortognaisse; 8- Amostra datada.

Tabela 6 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Complexo Pium da região do rio Cateté.
(amostra duplicada *)

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr87/Sr86 | sY |
|----------|-------|-------|-------|-----------|-------|-----------|----------|
| OA-161-A | 24.59 | 521.8 | 0.05 | 0.136 | 0.001 | 0.707704 | 0.000139 |
| OA-160B | 18.03 | 366.1 | 0.05 | 0.143 | 0.001 | 0.711506 | 0.000067 |
| OA-160B* | 17.54 | 356.0 | 0.05 | 0.143 | 0.001 | 0.711278 | 0.000115 |
| OA-175 | 41.95 | 667.3 | 0.06 | 0.182 | 0.001 | 0.709379 | 0.000095 |
| OA-164B | 32.00 | 366.5 | 0.09 | 0.253 | 0.002 | 0.711349 | 0.000101 |
| OA-176E | 29.36 | 284.5 | 0.10 | 0.299 | 0.002 | 0.712754 | 0.000083 |
| OA-177 | 34.45 | 298.5 | 0.12 | 0.334 | 0.003 | 0.713497 | 0.000095 |
| OA-179C | 34.09 | 242.1 | 0.14 | 0.408 | 0.003 | 0.715845 | 0.000255 |

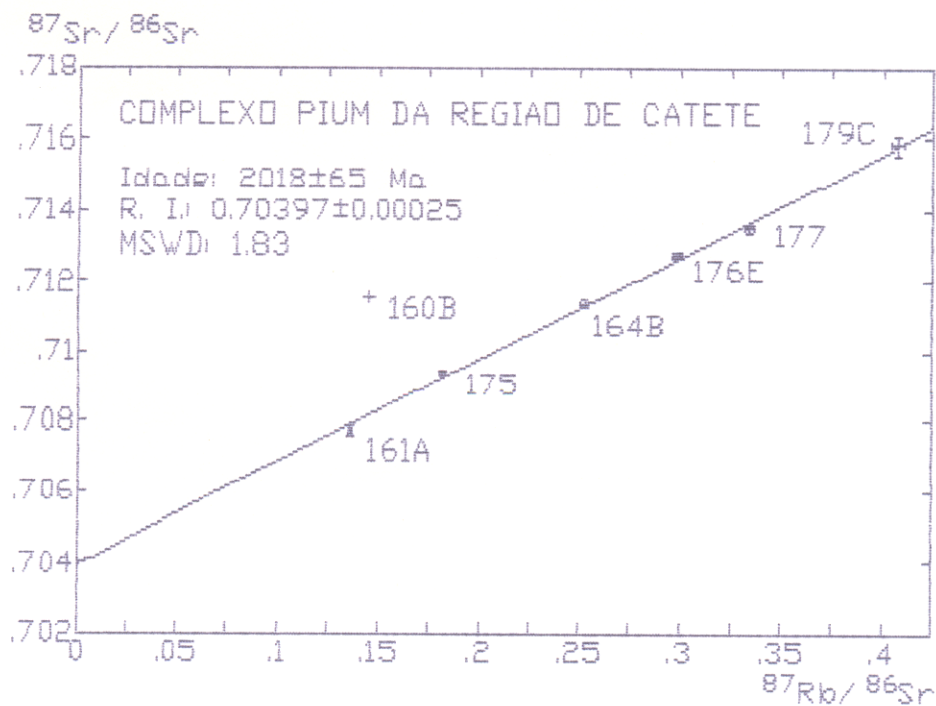


Figura 20 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Complexo Pium da região do rio Cateté.

8.5 - INTERPRETAÇÕES DOS RESULTADOS

8.5.1 - O Granodiorito Cumarú

A idade Rb-Sr de 2577 ± 27 Ma obtida a partir dos minerais do Granodiorito Cumarú coincide com a idade Rb-Sr em rocha total de 2543 ± 53 Ma fornecida por Lafon & Macambira (1990), e indica que o sistema Rb-Sr não reabriu a nível dos minerais após a cristalização do corpo granodiorítico. Este granitóide apresenta-se como um corpo isotrópico e com textura ígnea preservada. O Granodiorito Cumarú e Rio Maria apresentam similaridades petrográficas, entretanto suas feições estruturais são distintas. O Granodiorito Rio Maria encontra-se foliado e metamorfisado no fácies xisto-verde.

Datações convencionais em micas brancas oriundas das zonas de cisalhamento de Cumarú, geralmente mineralizadas a ouro, forneceram idades em torno de 2.5 a 2.3 Ga. Esses resultados sugerem que a reativação do embasamento ocorreu provavelmente concomitante com a formação de zonas de cisalhamento no final do Arqueano. Por outro lado, data indiretamente a idade do evento hidrotermal responsável pela mineralização de ouro na região.

A zona de cisalhamento da área de Identidade (região de Rio Maria) apresentou datação convencional Rb-Sr a partir de micas brancas de aproximadamente 1.9 Ga. Este registro foi também identificado nas idades Rb-Sr e K-Ar em minerais de 1.7 a 1.9 Ga (Macambira et al. 1988) e na idade Rb-Sr em biotita de 1.8 Ga do Granodiorito Rio Maria (Macambira et al. 1990). Esses resultados

podem ser interpretados através de duas hipóteses: (1) As idades Rb-Sr e K-Ar em torno de 1.9 e 1.8 Ga são geralmente interpretadas como provocadas pela reativação do embasamento durante o evento Transamazônico. Entretanto, como na região de Gradaús não se observa a atuação deste evento, conforme corroborado pela não abertura do sistema Rb-Sr a nível de minerais do Granodiorito Cumaru, deve-se inferir que o evento Transamazônico teria ocorrido provavelmente com intensidades variáveis, mesmo em regiões próximas. (2) As idades Rb-Sr e K-Ar são rejuvenescidas em resposta aos efeitos térmicos ligados à fase distensiva relacionada às intrusões dos granitos anorogênicos durante o Proterozóico Inferior. Esta hipótese pode ser considerada a mais provável, pois as idades que registram o evento Transamazônico são geralmente obtidas a partir de minerais e idades convencionais, exceto a idade Rb-Sr das rochas granulíticas do Complexo Pium.

8.5.2 - O Monzogranito Mata Surrão

A idade Rb-Sr de 2541 ± 74 Ma obtida para o Monzogranito Mata Surrão pode ser interpretada como uma idade de cristalização do corpo. Esse resultado permite posicioná-lo definitivamente no arqueano e incluí-lo ao conjunto de granitóides associados aos "greenstone belts" do Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO, 1988).

O Monzogranito Mata Surrão apresenta similaridades petrográficas com o Monzogranito Xinguara (idade Rb-Sr de 2528 ± 21 Ma, Macambira et al. (1991) da região de Rio Maria e um com-

portamento estrutural distinto. O granitóide Mata Surrão apresenta-se deformado com menor intensidade que o Granito Xinguara e o Metatonalito Gnáissico Arco-verde. O evento tectono-metamórfico que afetou toda a região de Rio Maria no final do Arqueano provavelmente atuou com intensidade diferente na região, provocando uma deformação heterogênea em corpos situados num mesmo contexto geológico e de idade similar. Beakhouse et al. (1988) estudaram granitóides arqueanos isentos de deformação e mostraram que o sistema Rb-Sr pode fornecer idades rejuvenescidas mesmo para granitóides arqueanos não deformados após a sua cristalização.

Datação U-Pb em zircões para o Granodiorito Rio Maria indica idade de 2.87 Ga (Macambira & Lancelot, 1991a) enquanto que a obtida pelo método Rb-Sr forneceu uma idade de 2.56 Ga (Gastal et al., 1987). As idades fornecidas pelo geocronômetro Rb-Sr apresentam pouca precisão quando comparadas com àquelas obtidas por U-Pb. Considerando-se as limitações do método Rb-Sr e o fato das idades fornecidas apresentarem desvios na ordem de dezenas não é possível definir se os granitóides arqueanos são oriundos de um mesmo evento magmático ou de sucessivas pulsações magmáticas dentro de um mesmo ciclo. O Monzogranito Mata Surrão apresenta diferenças composicionais marcante em relação aos granitóides arqueanos pertencentes a associação TTG comumente encontrada na região.

O Monzogranito Mata Surrão apresenta uma razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de 0.7104 ± 343 , relativamente elevada em relação às razões isotópicas iniciais dos demais granitóides arqueanos da região de Rio Maria (Montalvão et al., 1988, Macambi-

ra et al., 1990b, Gastal et al., 1987) e de Cumaru (Lafon & Macambira, 1990). A primeira, possivelmente, pode estar relacionada a um material com importante contribuição crustal. Entretanto, caso estas datações representem idades rejuvenescidas, as razões isotópicas iniciais obtidas apresentam-se sem significado genético e suas interpretações permanecem no campo especulativo.

8.5.3 - Os Granulitos do Complexo Pium

As dez amostras granulíticas do Complexo Pium forneceram uma idade de 2325 ± 71 Ma e uma MSWD de 35.47. A disposição dos pontos experimentais sugeriu a existência de dois conjuntos de rochas totais, distinguidos pelas elevadas e baixas razões Rb-Sr, com idades de 2256 ± 262 Ma e 2150 ± 73 Ma respectivamente. Também realizou-se datação em minerais que forneceu idade de 1857 ± 48 Ma.

Os resultados isotópicos das rochas totais e minerais apresentaram valores elevados de MSWD afetando na confiabilidade estatística dos dados experimentais. Contrastantemente, o Granulito Pium da região do rio Cateté apresenta baixas razões Rb-Sr e idade de 2018 ± 25 Ma, definida por uma isócrona de boa qualidade. Deve-se considerar que as idades Rb-Sr obtidas em rochas granulíticas são sempre de difícil interpretação.

As idades Rb-Sr em rocha total definem intervalos entre 2.32 a 2.02 Ga, e indica que o sistema Rb-Sr foi perturbado por um evento tectono-metamórfico capaz de desestabilizar o geocronômetro no final do Arqueano.

Idade preliminar U-Pb em zircões de aproximadamente 2.75 Ga (Lafon & Macambira, comunicação verbal), sugere idade arqueana para o protólito das rochas granulíticas do Complexo Pium. Idades Rb-Sr em minerais do Complexo Pium indicam 1.86 Ga e os dados Ar-Ar em biotita e hornblenda de rocha granulítica do Complexo Pium forneceram idades em torno de 1.96 e 2.7 Ga respectivamente, mostrando que temperaturas superiores a 300° C e inferiores a 500° C existiram na região durante o Proterozóico inferior (Renne et al., 1988). Desse maneira, pode-se considerar que o geocronômetro Rb-Sr apresentou seu sistema isotópico perturbado pelo efeito do Ciclo Transamazônico na região que possivelmente ocorreu sob condições de fácies xisto-verde ou, caso contrário, o evento tectônico-metamórfico não existiu nas regiões em estudo, e os registros Rb-Sr estão diretamente relacionados a um efeito térmico ligado à fase distensiva geradora dos granitos anorogênicos (idade de cristalização U-Pb de aproximadamente 1.88 Ga) durante o Proterozóico Inferior.

9 - GEOCROLOGIA Rb/Sr DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE SÃO FELIX DO XINGU.

9.1 - INTRODUÇÃO

A região de São Felix do Xingu apresenta um quadro lito-estrutural bastante complexo e encontra-se até agora carente de dados geocronológicos, algumas datações foram realizadas por Amaral (1971) e Basei (1974) para o vulcanismo Uatumã e Granito Velho Guilherme, respectivamente.

A região possui um conjunto de rochas magmáticas de características petrológicas e temporais distintas. Neste estudo foram realizadas datações Rb-Sr em rocha total do Monzogranito Manelão, Granodiorito Ourilândia, Granito Parauari e Granito Velho Guilherme, todos oriundos do domínio geotectônico do terreno "granito-greenstone", exceto o Granito Parauari que pertence ao domínio da Bacia Intracratônica do Médio Xingu, segundo Macambira & Vale (no prelo). Os resultados obtidos auxiliaram para o entendimento do posicionamento estratigráfico e correlações dos diferentes corpos no contexto geotectônico regional.

9.2 - LOCALIZAÇÃO

Os granitóides Manelão, Ourilândia, Parauari e Velho Guilherme estão localizados na folha São Felix do Xingu (SB-22-Y-B) na área compreendida pelas coordenadas 6° 00' e 7° 00' de latitude sul e 51° 00' e 52° 30' de longitude oeste (Figura 4) que

abrange uma superfície de aproximadamente 18.300 Km². O Monzogranito Manelão, o Granito Velho Guilherme e o Granodiorito Ourilândia situam-se na porção sudeste da área em estudo. Os dois primeiros corpos localizam-se na região de Tucumã e o terceiro corpo no município de Ourilândia do Norte. O Granito Parauari ocupa a porção noroeste da área sendo cortado pelo Rio Xingu.

O acesso rodoviário dá-se através da PA-279 que liga Xinguará a São Felix do Xingu. A porção ocidental da área pode ser atingida por via fluvial através dos rios Xingu e Fresco.

9.3 - RESULTADOS ANALÍTICOS

9.3.1. - Monzogranito Manelão

Petrograficamente as rochas apresentam uma textura hipidiomórfica e granulo - porfirítica e por vezes encontram-se em um estágio avançado de deformação exibindo textura milonítica. Compõem-se essencialmente por plagioclásio (saussuritizado), K-feldspato, quartzo (recristalizado e estirado), biotita (cloritizada).

As análises modais do Monzogranito Manelão atestam seu caráter composicional granítico, onde predominam as composições monzograníticas, com variações para granodiorito e, menos comumente, tonalito (Figura 21, Tabela em anexo).

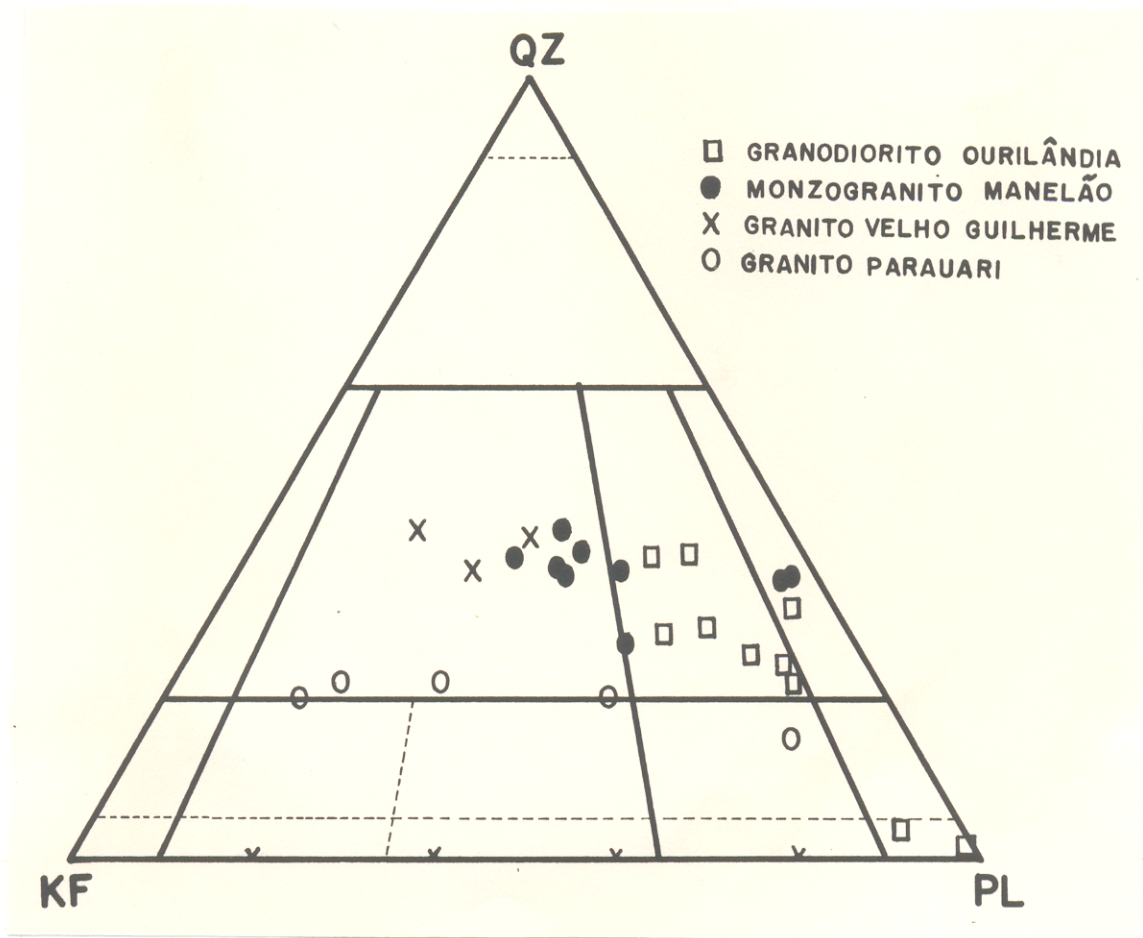


Figura 21 - Diagrama de Classificação modal Q-A-P de Streckeisen (1976) para os Granitóides da região de São Felix do Xingu.

As amostras AVR-184A, AVR-184B, AVR-184D, AVR-184E, AVR-184F, AVR-184G, AVR-253, AVR-256C e AVR-315A foram escolhidas para análise isotópica, conforme mapa de amostragem (Figura 22).

No diagrama isocrônico, as nove amostras de rocha total definiram um alinhamento fornecendo uma idade de 2723 ± 38 Ma e uma razão isotópica inicial de 0.7029 ± 3 com uma MSWD de 4.12, (Tabela 8 e Figura 23).

O valor relativamente alto da MSWD é provocado pela amostra AVR-315A que apresenta-se posicionada logo abaixo da reta isocrônica. Um comportamento anômalo é relativamente comum, em rochas com elevadas razões Rb/Sr. Além disso, essa amostra apresenta um estágio deformacional mais avançado que o conjunto de rochas datadas. As amostras AVR-253 e AVR-256C apresentam composição tonalítica, segundo análise modal (Tabela em anexo).

Na Figura 21 a variação composicional do granitóide Manelão de monzogranítica para tonalítica é sensivelmente brusca, em decorrência da falta de pontos experimentais mais representativos para se observar esta transição. Os teores de Rb-Sr da amostra AVR-253 está dentro da faixa dos teores encontrados para as amostras AVR-184. No caso da amostra AVR-256C, os teores de Rb e Sr apresentam-se baixos em relação ao conjunto analisado. Entretanto, considerando a distância do ponto de coleta da referida amostra e sabendo-se que o corpo monzogranítico não é homogêneo e que apresenta variações para tonalito, a amostra AVR-256C pode ser considerada cogenética.

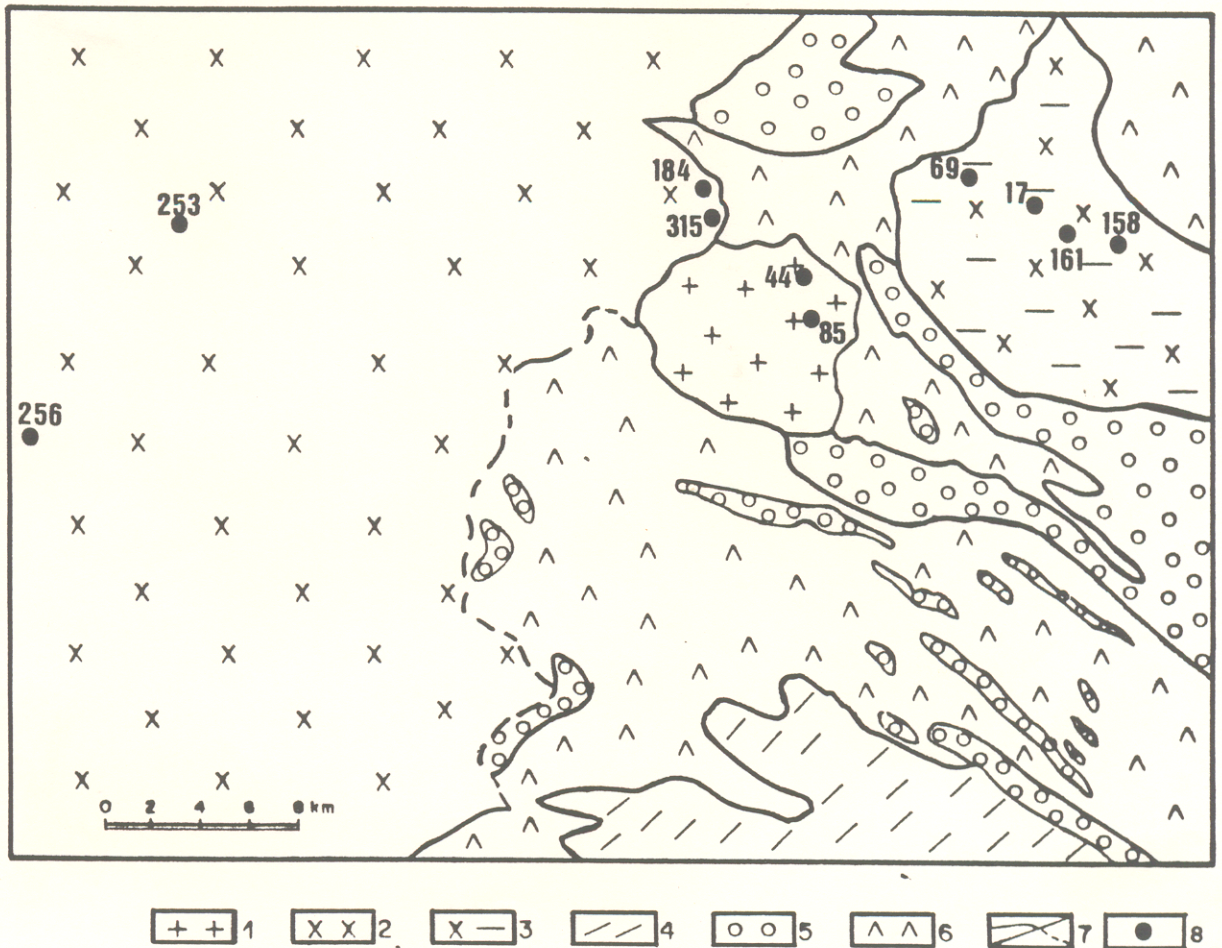


Figura 22 - Mapa de amostragem litológica dos granitóides da porção sudeste da Folha São Felix do Xingu, segundo Macambira & Vale (no Prelo). 1- Granito Velho Guilherme; 2- Monzogranito Manelão; 3- Granodiorito Ourilândia; 4- Formação Igarapé da Pista; 5- Formação Igarapé Abelha; 6- Formação Igarapé Cuca; 7- Contato definido e indefinido; 8- Amostra datada.

Tabela 7 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Monzogranito Manelão. (amostra duplicada *)

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr87/Sr86 | sY |
|----------|--------|-------|-------|-----------|-------|-----------|----------|
| AVR-256C | 11.23 | 168.0 | 0.07 | 0.193 | 0.002 | 0.710438 | 0.000090 |
| AVR-253* | 99.29 | 336.2 | 0.30 | 0.857 | 0.013 | 0.739694 | 0.000126 |
| AVR-253 | 101.49 | 325.9 | 0.31 | 0.904 | 0.013 | 0.739808 | 0.000041 |
| AVR-184B | 182.83 | 263.0 | 0.70 | 2.026 | 0.035 | 0.784503 | 0.000064 |
| AVR-184G | 184.93 | 246.7 | 0.75 | 2.186 | 0.038 | 0.789847 | 0.000201 |
| AVR-184A | 194.46 | 242.1 | 0.80 | 2.344 | 0.041 | 0.793179 | 0.000044 |
| AVR-184F | 206.47 | 252.2 | 0.82 | 2.389 | 0.043 | 0.797253 | 0.000081 |
| AVR-184D | 197.71 | 230.1 | 0.86 | 2.509 | 0.043 | 0.801659 | 0.000081 |
| AVR-184E | 230.63 | 212.8 | 1.08 | 3.172 | 0.058 | 0.828349 | 0.000094 |
| AVR-315A | 255.87 | 133.8 | 1.91 | 5.641 | 0.116 | 0.905501 | 0.000183 |

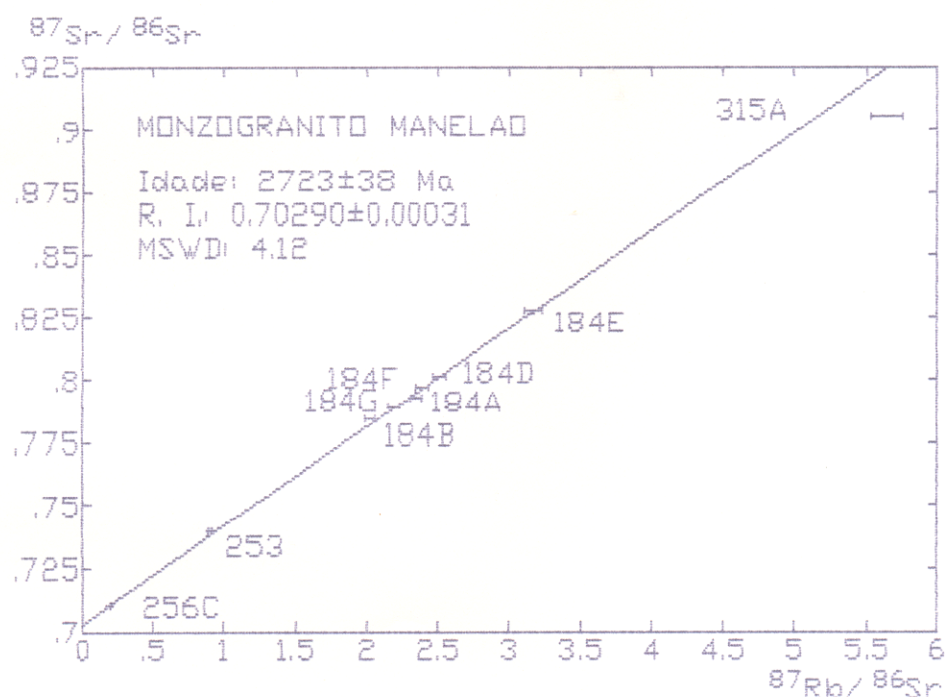


Figura 23 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Monzogranito Manelão.

Um novo cálculo de idade, excluindo a amostra AVR-315A, forneceu uma idade de 2749 ± 24 Ma e uma razão isotópica inicial de 0.7027 ± 2 com uma MSWD de 1.42 (Figura 24). O baixo valor da MSWD indicou um bom alinhamento dos pontos experimentais, tornando a reta isocrônica de boa qualidade. Os pontos experimentais apresentaram um espalhamento relativamente irregular tendendo a se concentrar na parte superior da reta isocrônica. A razão isotópica inicial foi muito bem definida devido a existência de pontos experimentais muito próximos da origem (baixas razões Rb/Sr).

9.3.2 - Granodiorito Ourilândia

Foram selecionadas onze amostras de rocha total, provenientes dos pontos de coleta 16, 69, 158 e 161 para serem submetidas a análises isotópicas, conforme mapa de amostragem, (Figura 22). Petrograficamente as rochas apresentam estágios progressivos de deformação evidenciados pelas texturas que variam desde granulares hipidiomórficas até protomiloníticas. Constituí-se por plagioclásio (saussuritizado), microclina, quartzo (microfraturado e recristalizado), hornblenda e biotita (cloritizada). As análises modais atestam composições predominantemente granodioríticas com variações para tonalito e diorito (em menores proporções), Figura 21, Tabela em anexo.

As amostras EMR-17, AVR-69A, AVR-69B, AVR-69C, AVR-69D, AVR-69E, AVR-69F, AVR-69G, AVR-69H, AVR-158C e AVR-161 foram escolhidas para datação radiométrica.

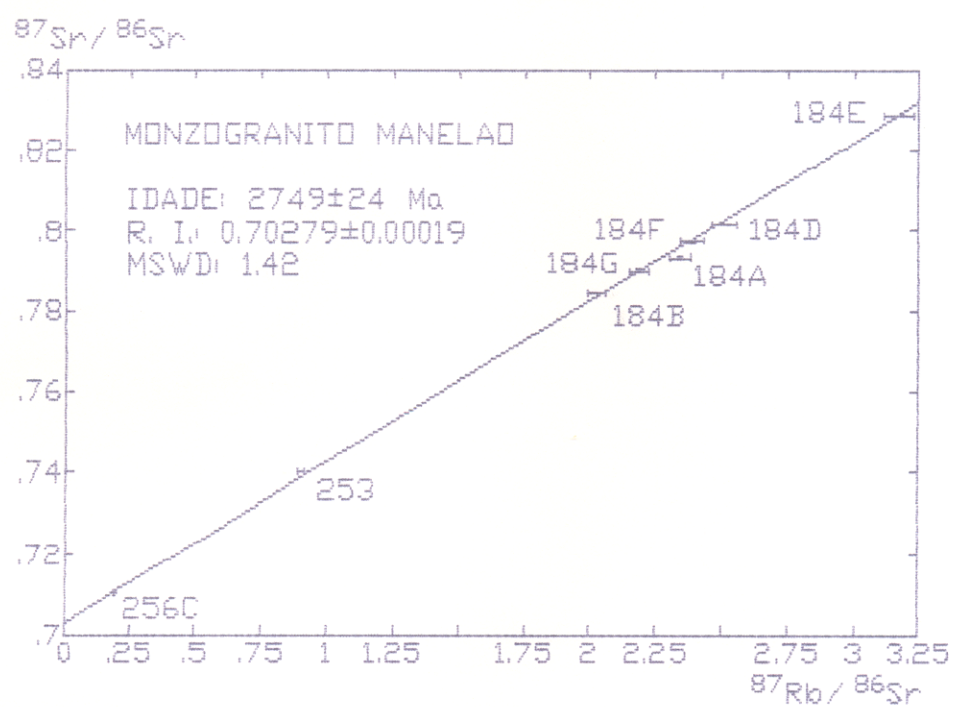


Figura 24 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Monzogranito Manelão sem a amostra AVR-315A.

Os resultados analíticos das onze amostras de rochas totais, incluindo três duplicadas (AVR-161, AVR-69G e AVR-69E) estão apresentados na Tabela 9. As três duplicadas mostraram uma boa reprodutibilidade para as análises isotópicas.

No diagrama isocrônico os onze pontos experimentais representativos das amostras analisadas forneceram um alinhamento definindo uma idade de 2532 ± 130 Ma e uma razão isotópica inicial de 0.7019 ± 6 com uma MSWD de 45.63 (Figura 25).

O valor da MSWD é bastante elevado e mostra que o sistema Rb-Sr não se comportou como um sistema fechado após a cristalização do Granodiorito Ourilândia. Este valor elevado é provocado essencialmente pelo desalinhamento dos pontos correspondentes as amostras AVR-69E e EMR-17. A cogeneticidade do ponto AVR-69E com as outras amostras dificilmente pode ser colocada em dúvida, devido ao fato das amostras AVR-69 terem sido coletadas em um mesmo afloramento. Por outro lado, a duplicada dessa amostra apresenta uma boa reprodutibilidade das análises isotópicas, o que descarta a possibilidade de um problema analítico. Eliminando as amostras AVR-69E e EMR-17 do conjunto de pontos experimentais, um novo cálculo de regressão forneceu uma idade de 2677 ± 50 Ma e uma razão isotópica inicial de 0.7016 ± 2 com uma MSWD de 5.21 (Figura 26). O valor da MSWD ainda permaneceu elevada, sendo que a dispersão dos pontos experimentais tem provável origem geológica (deformação). A aceitabilidade dos resultados analíticos é boa devido ao espalhamento relativamente bom dos pontos experimentais. O baixo desvio sobre a razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) deve-se à

existência de um ponto (AVR-158C) próximo da origem com uma razão $875r/865r$ extremamente baixa (0.703).

Tabela 8 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Granodiorito Ourilândia. (amostra duplicada *)

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr87/Sr86 | sY |
|----------|--------|--------|-------|-----------|-------|-----------|----------|
| AVR-158C | 48.39 | 2504.9 | 0.02 | 0.056 | 0.001 | 0.703833 | 0.000108 |
| AVR-161 | 65.33 | 1015.1 | 0.06 | 0.186 | 0.002 | 0.708804 | 0.000046 |
| AVR-161* | 64.51 | 998.5 | 0.06 | 0.187 | 0.003 | 0.709052 | 0.000071 |
| AVR-69A | 86.96 | 918.1 | 0.09 | 0.274 | 0.004 | 0.711911 | 0.000026 |
| AVR-69G | 90.59 | 633.1 | 0.14 | 0.414 | 0.006 | 0.718736 | 0.000071 |
| AVR-69G* | 88.43 | 612.3 | 0.14 | 0.418 | 0.006 | 0.718935 | 0.000197 |
| AVR-69C | 121.17 | 581.5 | 0.21 | 0.604 | 0.009 | 0.725087 | 0.000116 |
| AVR-69F | 120.67 | 531.6 | 0.23 | 0.658 | 0.010 | 0.726327 | 0.000069 |
| AVR-69D | 132.08 | 531.3 | 0.25 | 0.721 | 0.011 | 0.728929 | 0.000135 |
| AVR-69H | 128.19 | 512.5 | 0.25 | 0.725 | 0.011 | 0.729082 | 0.000081 |
| AVR-69B | 137.95 | 525.6 | 0.26 | 0.761 | 0.012 | 0.731929 | 0.000074 |
| AVR-69E | 177.56 | 580.6 | 0.31 | 0.886 | 0.015 | 0.725946 | 0.000135 |
| AVR-69E* | 178.14 | 576.5 | 0.31 | 0.896 | 0.015 | 0.726285 | 0.000274 |
| EMR-17 | 137.57 | 245.1 | 0.56 | 1.631 | 0.027 | 0.752064 | 0.000057 |

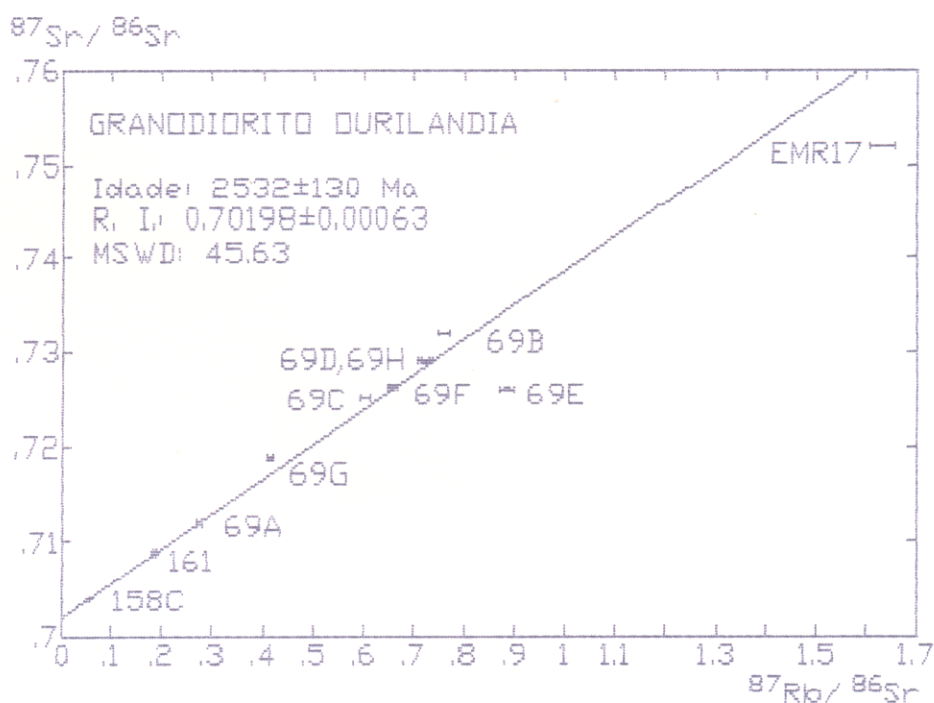


Figura 25 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Granodiorito Ourilândia

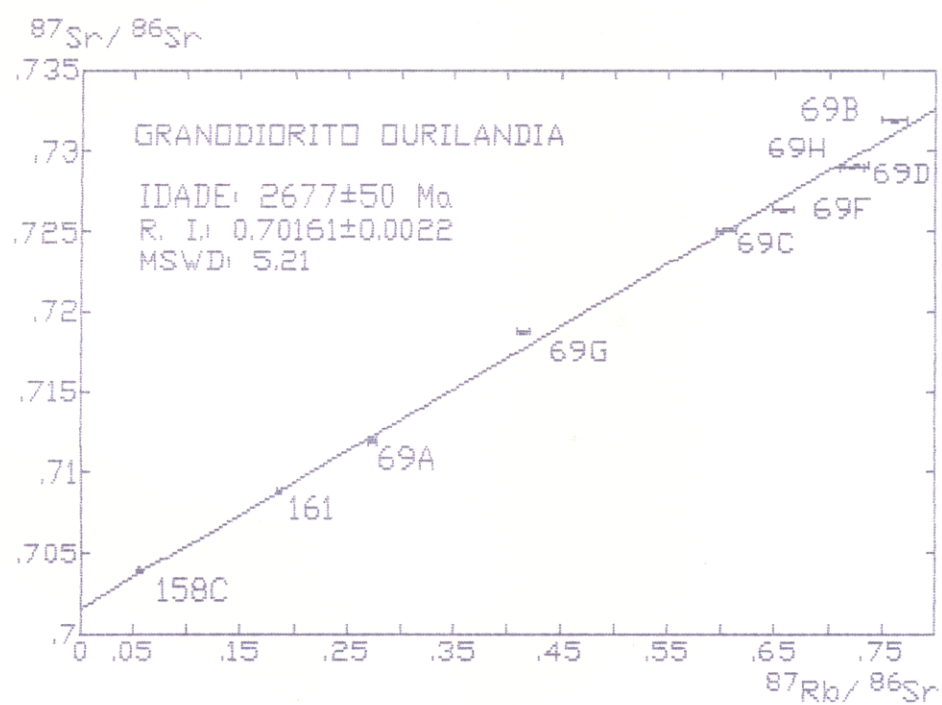


Figura 26 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Granodiorito Ourilândia sem as amostras AVR-69E e AVR-17.

9.3.3 - Granito Parauari

Petrograficamente o Granito Parauari apresenta textura granular hipidiomórfica com variação para textura porfirítica. Em geral os cristais mostram-se euédricos a subédricos. Compõem-se essencialmente por plagioclásio (saussuritizado), piroxênio, K-feldspato, quartzo, hornblenda, biotita (cloritizada). Os cristais apresentam marcante isotropismo. As análises modais indicam composições graníticas com variações para quartzozonodiorito (Figura 21, Tabela em anexo) semelhante as encontradas para o Adamelito Água Branca (Jorge João et al., 1985).

As amostras EMR-291, EMR-284, EMR-289B, EMR-285, EMR-282A, EMR-287, EMR-289A e EMR-333 foram selecionadas para análise isotópica, conforme mapa de amostragem (Figura 27).

Os resultados analíticos dos oito pontos experimentais forneceram uma idade de 1902 ± 39 Ma e uma razão isotópica inicial de 0.7046 ± 5 e uma MSWD de 2.69 (Tabela 10 e Figura 28). O valor da MSWD é relativamente baixo para o conjunto de amostras analisado e o espalhamento dos pontos é prejudicado pela falta de pontos experimentais intermediários entre o conjunto de pontos com razão $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ inferiores a 1.5 e o ponto com razão $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ de 5.38.

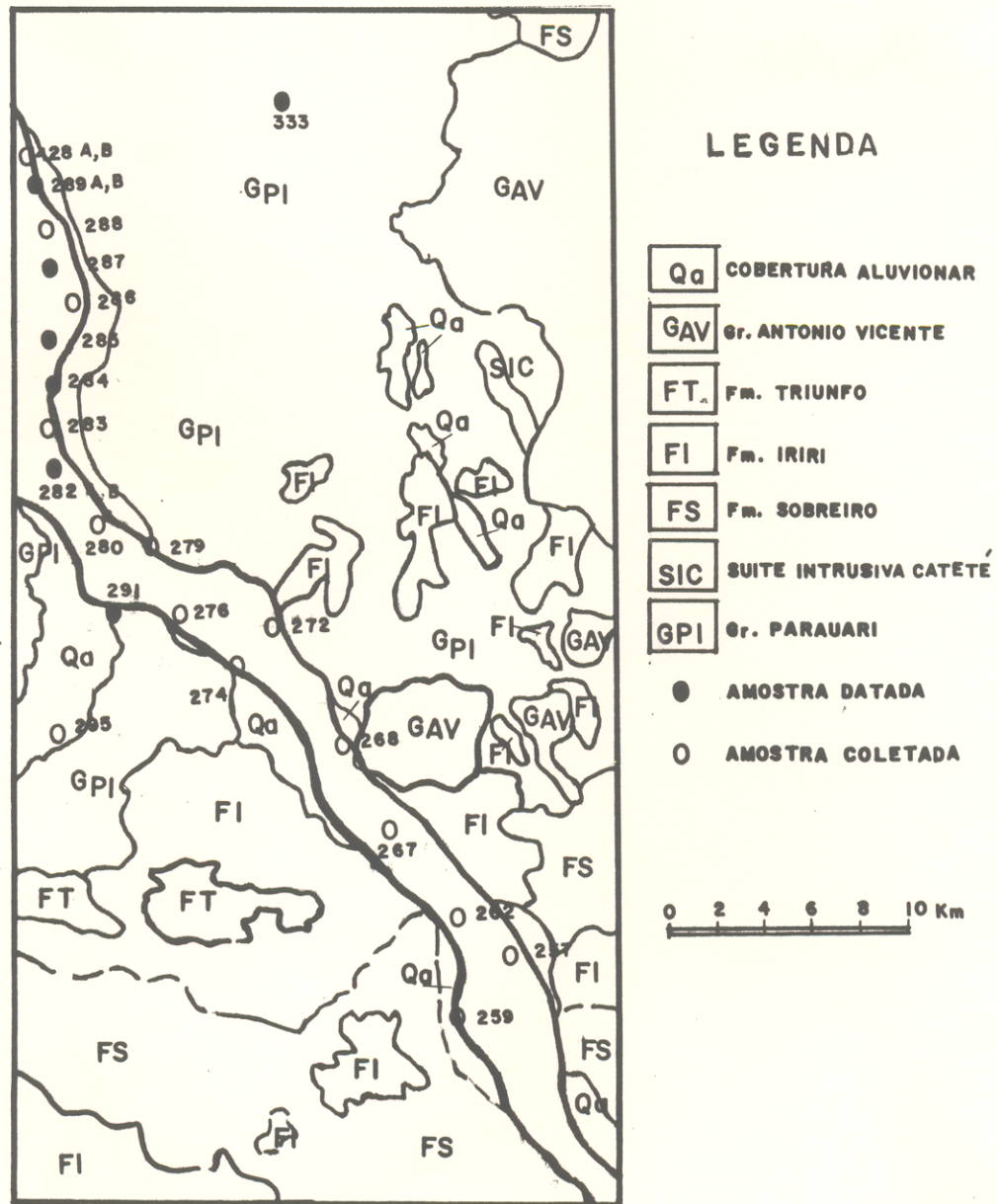


Figura 27 - Mapa de amostragem litológica da porção noroeste da Folha São Felix do Xingu, segundo Macambira & Vale (no prelo).

Tabela 10 - Resultados analíticos para as amostras de rochas totais do Granito Parauari.

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr87/Sr86 | sY |
|----------|--------|-------|-------|-----------|-------|-----------|----------|
| EMR-291 | 65.55 | 411.7 | 0.16 | 0.461 | 0.006 | 0.717258 | 0.000060 |
| EMR-284 | 96.96 | 325.4 | 0.30 | 0.864 | 0.013 | 0.728293 | 0.000195 |
| EMR-289B | 118.63 | 362.6 | 0.33 | 0.949 | 0.016 | 0.731474 | 0.000088 |
| EMR-285 | 129.15 | 330.9 | 0.39 | 1.132 | 0.018 | 0.734332 | 0.000147 |
| EMR-282A | 119.41 | 297.9 | 0.40 | 1.163 | 0.018 | 0.736981 | 0.000037 |
| EMR-287 | 128.19 | 313.9 | 0.41 | 1.185 | 0.019 | 0.736198 | 0.000098 |
| EMR-289A | 139.25 | 293.1 | 0.48 | 1.379 | 0.023 | 0.743315 | 0.000103 |
| EMR-333 | 204.35 | 111.6 | 1.83 | 5.373 | 0.103 | 0.850761 | 0.000159 |

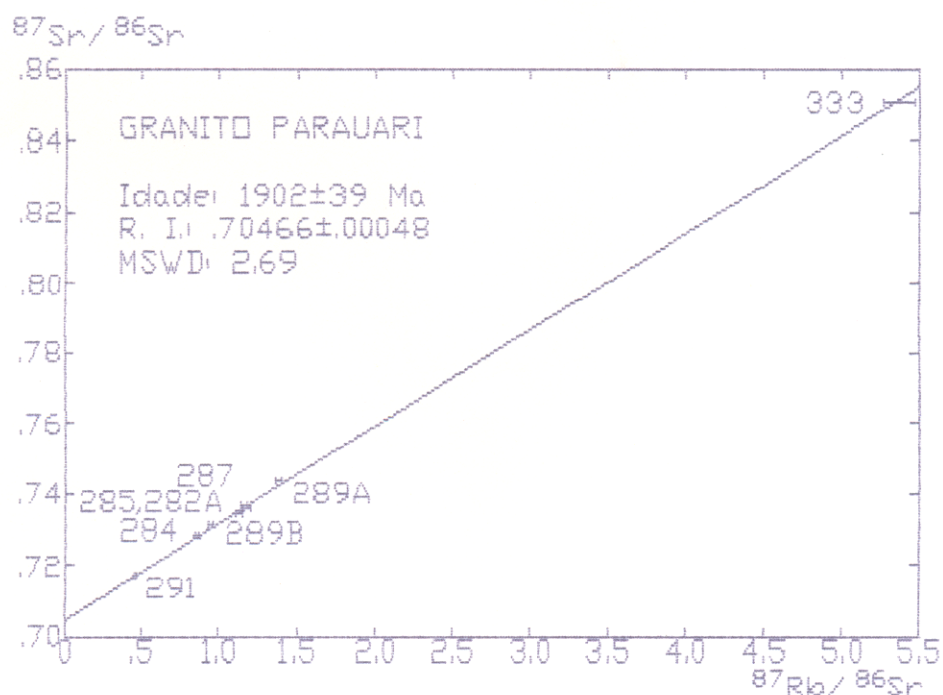


Figura 28 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Granito Parauari

A partir da exclusão da amostra EMR-333 de razão Rb/Sr mais elevada do conjunto datado, realizou-se um novo cálculo de regressão que produziu uma idade de 1908 ± 52 Ma e razão isotópica inicial de 0.7045 ± 6 com uma MSWD de 3.19 (Figura 29). Observa-se que as idades obtidas nos cálculos de regressões não apresentaram significativas variações. Dessa forma, optou-se pela datação Rb-Sr de 1908 ± 52 Ma e razão isotópica inicial de 0.7046 ± 61 como resultado para o Granito Parauari.

9.3.4 - Granito Velho Guilherme

Petrograficamente, as rochas do Granito Velho Guilherme apresentam texturas granulares hipidiomórficas e, por vezes, intercrescimentos granofíricos localizados. Compõem-se essencialmente por ortoclásio (com intercrescimento pertítico e alterado para argilo-minerais), plagioclásio (sericitizado), quartzo, biotita (cloritizada).

As amostras EMR-44A, EMR-44B, EMR-44C, EMR-44D, EMR-44E, EMR-44F, EMR-44G e EMR-85C foram selecionadas para análise isotópica, conforme mapa de amostragem (Figura 22). A amostra EMR-85C apresentou a menor razão Rb/Sr, porém o seu valor ainda é muito elevado para obter-se uma boa definição da razão isotópica inicial. Buscou-se, na tentativa de melhor definir a razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) introduzir frações minerais da amostra EMR-44F (feldspato) e EMR-44D (feldspato e biotita), (Tabela 10). Foi também adicionado o resultado obtido por Basei (1974) para a amostra RM-9 do Granito Velho Guilherme.

No diagrama isocrônico um conjunto de oito amostras de rochas totais forneceu uma idade de 1653 ± 14 Ma com uma razão isotópica inicial de 0.7082 ± 2361 e uma MSWD de 1.71 (Tabela 11 e Figura 31).

O alinhamento dos pontos experimentais é de boa qualidade e a reta isocrônica apresenta boa confiabilidade conforme o valor baixo da MSWD. O erro sobre a razão isotópica inicial é muito elevado devido à ausência de pontos próximo à origem da reta isocrônica. As frações minerais de feldspato das amostras EMR-44E e EMR-44D apresentaram comportamento anômalo na reta isocrônica enquanto que a fração de biotita da amostra EMR-44D alinhou-se com os pontos experimentais referentes às amostras de rochas totais.

O comportamento do sistema Rb-Sr dos feldspatos das amostras analisadas são distintos. O feldspato da amostra EMR-44F apresenta-se pouco enriquecido em Sr em relação as amostras do mesmo ponto de coleta, e caso inverso para o Rb na amostra EMR-44D. Observa-se um sensível enriquecimento do nuclídeo ^{87}Sr nos minerais feldspáticos, considerando-se que os mesmos são excelentes receptores deste elemento. Por outro lado, a fração de biotita da mesma amostra (EMR-44D) apresentou teores de Rb e Sr dentro da média dos teores encontrados para as rochas analisadas, indicando que mesmo alterada, o sistema Rb-Sr da biotita não foi perturbado.

Ao conjunto datado adicionou-se a amostra RM-9 de Basei (1974), chegando-se assim a uma idade de 1608 ± 40 Ma com uma razão inicial de 0.7397 ± 7584 e uma MSWD= 19.42 (Figura 31). A

amostra RM-9 situou-se claramente abaixo da reta isocrônica demonstrando um comportamento anômalo em relação ao conjunto analisado.

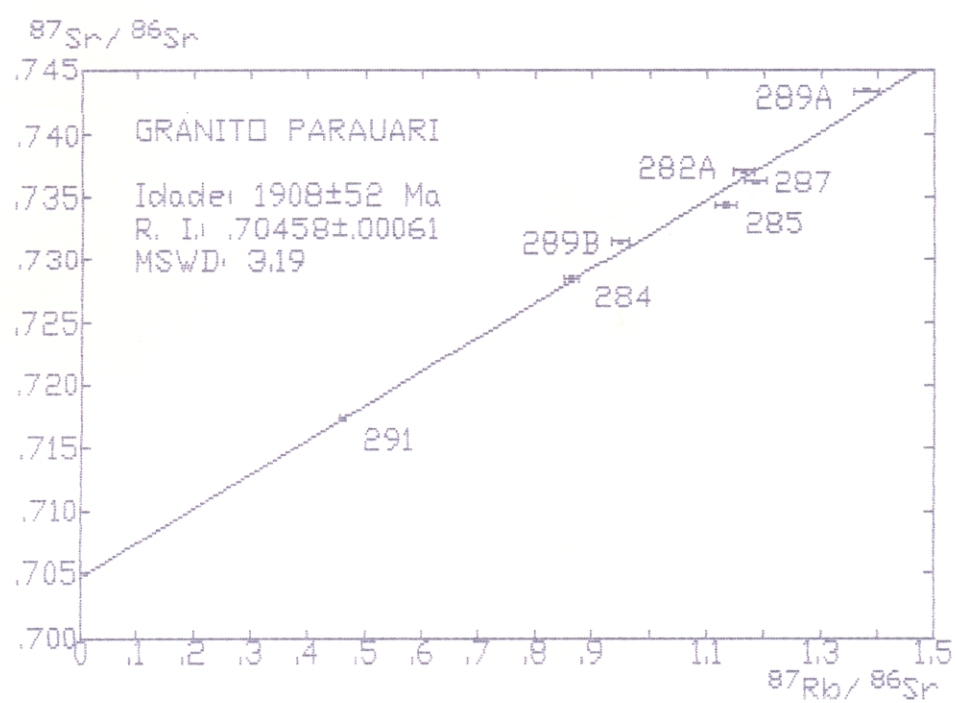


Figura 29 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Granito Parauari sem a amostra EMR-333.

Tabela 10 - Resultados analíticos das amostras de rochas totais do Granito Velho Guilherme. (FEL = Feldspato e BIO = Biotita)

| Amostra | Rb | Sr | Rb/Sr | Rb87/Sr86 | sX | Sr87/Sr86 | sY |
|----------|--------|------|-------|-----------|--------|-----------|----------|
| EM-R-85C | 414.90 | 27.1 | 15.29 | 49.298 | 0.621 | 1.880361 | 0.000705 |
| 44-F-FEL | 437.26 | 12.4 | 35.38 | 154.251 | 2.459 | 5.893564 | 0.007809 |
| 44-D-FEL | 398.32 | 9.5 | 42.11 | 187.726 | 2.785 | 6.229075 | 0.007511 |
| 44-D-BIO | 501.88 | 9.9 | 50.64 | 223.688 | 3.300 | 6.089468 | 0.005333 |
| EM-R-44B | 504.83 | 9.0 | 56.28 | 257.429 | 3.595 | 6.651659 | 0.008310 |
| EM-R-44D | 495.89 | 8.5 | 58.62 | 283.535 | 3.922 | 7.566703 | 0.007169 |
| EM-R-44F | 494.69 | 6.2 | 79.92 | 507.417 | 7.529 | 12.929297 | 0.011502 |
| EM-R-44A | 549.51 | 6.6 | 83.64 | 551.756 | 8.309 | 13.809869 | 0.011535 |
| EM-R-44E | 520.12 | 5.8 | 90.14 | 637.989 | 9.311 | 15.495892 | 0.013323 |
| EM-R-44G | 600.39 | 6.7 | 89.21 | 659.333 | 10.364 | 16.589449 | 0.017987 |
| EM-R-44C | 545.01 | 6.0 | 90.99 | 681.635 | 10.322 | 16.972496 | 0.032258 |

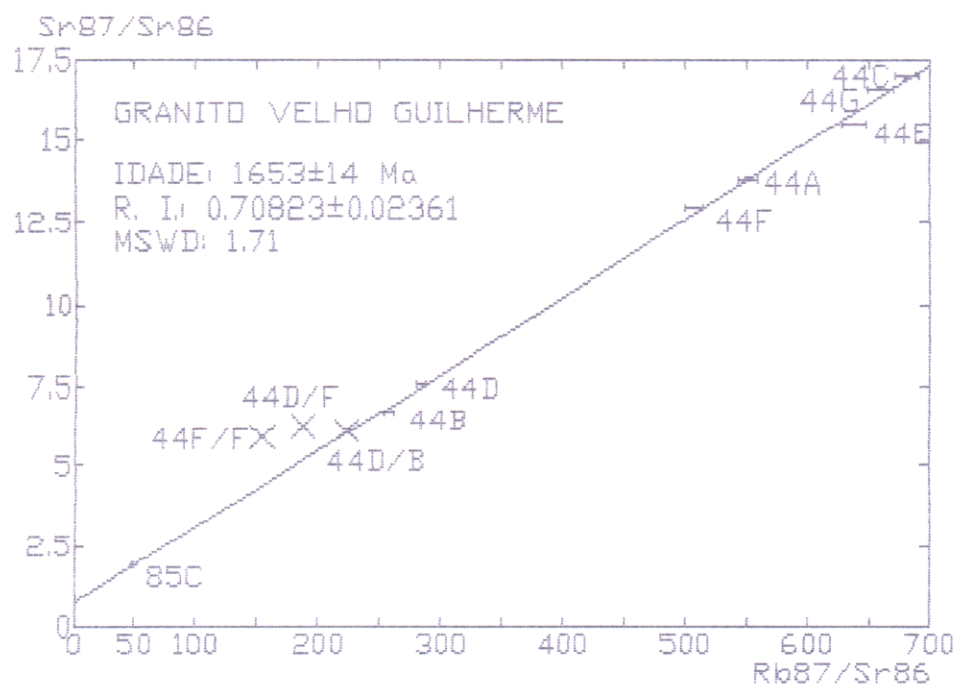


Figura 30 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Granito Velho Guilherme

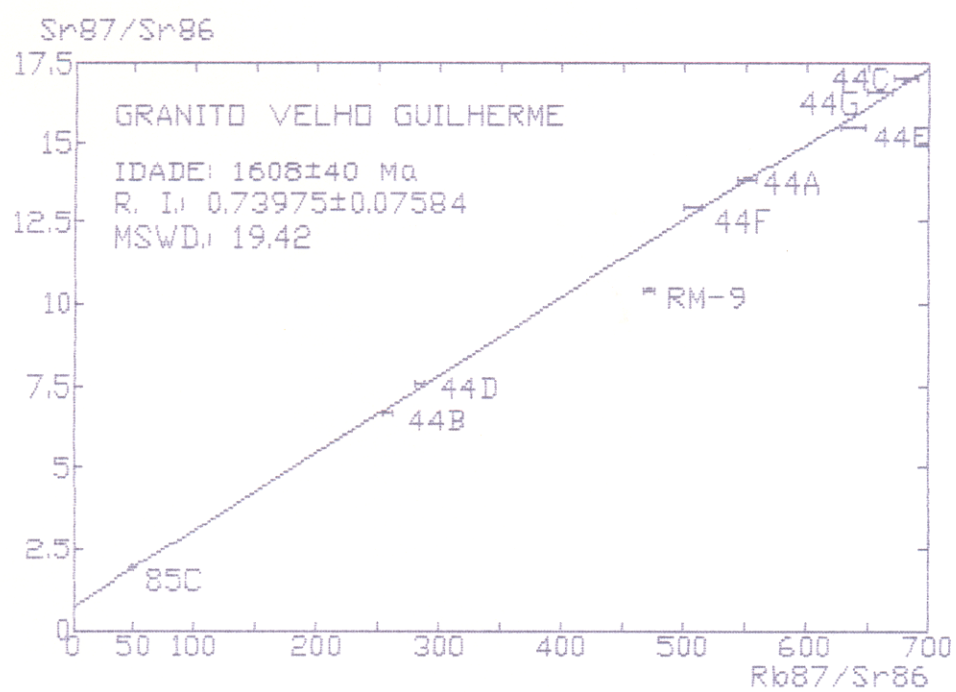


Fig. 31 - Diagrama isocrônico para as amostras de rochas totais do Granito Velho Guilherme com a amostra RM-9

9.4 - INTERPRETAÇÕES DOS RESULTADOS

9.4.1 - Os granitóides Manelão e Ourilândia

O Monzogranito Manelão e o Granodiorito Ourilândia exibem texturas protomiloníticas a miloníticas, havendo texturas reliquiárias preservadas com maior frequência no segundo corpo.

As idades Rb-Sr de 2749 ± 24 Ma e 2677 ± 50 Ma obtidas para o Monzogranito Manelão e o Granodiorito Ourilândia podem ser interpretadas a priori como sendo as idades de cristalização dos corpos, respectivamente. Entretanto, não se pode descartar a possibilidade do evento tectono-metamórfico que afetou a região no final do Arqueano ser o responsável pelas feições deformacionais impressas nos granitóides. Conseqüentemente os resultados obtidos podem ser considerados preferencialmente como idades rejuvenescidas. Datação Rb-Sr realizada em rochas gnáissicas do Complexo Xingu no domínio do Cinturão Itacaiúnas forneceu uma idade de 2574 ± 57 Ma (Lafon et al., 1991), sendo interpretada como uma idade de rehomogeneização isotópica do sistema Rb-Sr durante a atuação do referido evento. De qualquer forma, esses resultados demonstram a idade arqueana das sequências "greenstone belts" da região de São Felix do Xingu e permitem confirmar a existência de um magmatismo monzogranítico arqueano associado a essas sequências. Fato semelhante foi reconhecido na região de Rio Maria por Macambira et al. (1991) e neste trabalho. Considerando as similaridades lito-estratigráficas encontradas entre os terrenos da região de Rio Maria e da porção SE da Folha São Felix do Xingu,

além das idades comparáveis entre os granitóides arqueanos das duas áreas pode-se propor que os terrenos "greenstones" da região de Tucumã sejam a continuação a oeste do Supergrupo Andorinhas.

As interpretações genéticas das razões isotópicas iniciais para estes corpos são bastante especulativas, visto que as idades foram consideradas rejuvenescidas, e que, portanto, as isócronas encontram-se rotacionadas. Entretanto pode-se ressaltar que as razões isotópicas iniciais ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de 0.7027 ± 2 e 0.7016 ± 2 para o Monzogranito Manelão e Granodiorito Durilândia, respectivamente, são baixas, implicando uma fonte com características mantélicas em torno de 2.9 a 2.8 Ga (idade U-Pb de ortognaisse do Complexo Xingu e Granodiorito Rio Maria, respectivamente; (Macambira & Lancelot, 1991a).

9.4.2 - O Granito Parauari

A idade de 1908 ± 52 Ma fornecida pelo Granito Parauari pode ser interpretada como a idade de cristalização do granito, devido a ausência de deformação e metamorfismo nas rochas analisadas. O Granito Parauari apresenta idade mais antiga do que as idades obtidas para os granitos anorogênicos da Província Amazônica Central e, em particular, da Província Mineral de Carajás. Por outro lado, o Adamelito Água Branca, localizado a NW do Estado do Pará, apresenta similaridades petrográficas com o Granito Parauari e os dados químicos do corpo adamelítico sugerem que o mesmo pertence a um magmatismo cálcio-alcalino (Jorge João et al., 1985). Segundo as observações de campo de Macambira & Vale (no

prelo) o Granito Parauari é coberto parcialmente pelas rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, sendo caracterizado como um granito pré-Uatumã segundo a proposição de Santos & Reis Neto (1982). Isso indica uma idade inferior a 1902 ± 39 Ma para este vulcanismo. Por outro lado, o corpo granítico é cortado pelo Granito Antonio Vicente e por corpos de rochas máficas-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté indicando também idades inferiores para estas unidades. As mesmas precisam, no entanto, de uma melhor caracterização geocronológica.

A razão isotópica inicial de 0.7045 ± 7 obtida para o Granito Parauari sugere uma evolução a partir de um material com importante contribuição crustal. Por outro lado, o Adamelito Água Branca apresenta uma razão isotópica inicial (0.7023 ± 6) baixa compatível com materiais proveniente do manto ou de curta residência crustal (Jorge João et al. 1985).

9.4.3 - O Granito Velho Guilherme

A idade de 1653 ± 14 Ma obtida para o Granito Velho Guilherme poderia ser interpretada como sendo a idade de cristalização do corpo granítico em decorrência do mesmo não apresentar evidência de metamorfismo e deformação posteriores. Esse resultado invalida definitivamente a idade convencional em torno de 1400 Ma, obtida por Basei (1974) a partir de uma única amostra de rocha total. Esse autor, conjuntamente com Cordani et al. (1984), alertaram para o risco de se considerar esse dado como definitivo para o Granito Velho Guilherme.

A idade de 1653 Ma obtida para o Granito Velho Guilherme indica que este maciço granítico pertence a intensa atividade geradora de granito em toda a Província Amazônia Central, conforme isócronas Rb-Sr obtidas para o Granito Central de Carajás (Tassinari et al. 1982), Seringa (Lafon et al. 1988), Cigano (Gonzalez et al. 1988), Musa (Gastal et al. 1987) e Jamon (Dall'Agnol et al. 1984).

A razão isotópica inicial de 0.7082 ± 2361 apresenta elevado erro analítico provocado pela ausência de pontos experimentais com baixa razão Rb/Sr, refletindo o estágio avançado de diferenciação magmática do corpo granítico. Portanto, a interpretação da razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) fica prejudicada, não sendo possível tecer considerações genéticas.

A fração mineral de biotita apresentou um comportamento semelhante aos dos pontos experimentais referentes as rochas totais, enquanto às frações minerais de feldspatos das amostras EMR-44F e EMR-44D apresentaram um comportamento anômalo em relação à reta isocrônica. Os feldspatos ocorrem bastante alterados para sericita e argilo-minerais, o que poderia ter provocado o desequilíbrio do sistema Rb-Sr, evidenciado pelo desalinhamento dos pontos experimentais. Um fator importante, ocorre no conteúdo de Rb e Sr das amostras que apresentam altos teores de Rb e muito baixos de Sr, provocando um desequilíbrio na razão isotópica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Welin et al. (1983) observaram que as alterações nos cristais de plagioclásio e biotita provocadas pelos fluidos hidrotermais poderiam causar migrações dos isótopos de Rb e Sr da rocha total. Tal processo forneceria uma idade aparente mais jovem para o corpo granítico.

As primeiras datações U-Pb em zircões para os granitos Central de Carajás, Musa e Cigano forneceram idades em torno de 1.88 Ga (Machado et al., 1988, 1991). As idades U-Pb em zircões de rochas magmáticas fornecem geralmente uma idade de cristalização enquanto as obtidas pelo geocronômetro Rb-Sr tendem a ser mais jovens. O geocronômetro Rb-Sr pode ter sofrido uma reabertura através de transformações tardias à pós-magmáticas, conforme proposto por Welin et al. (1983). Essa possibilidade não pode ser descartada no caso do Granito Velho Guilherme e a idade de 1653 ± 14 Ma obtida nesse estudo deve ser considerada como uma idade mínima de cristalização do corpo.

10 - SÍNTESE E CONCLUSÕES DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS DA PARTE ORIENTAL DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL.

O conjunto de dados geocronológicos anteriores e os resultados obtidos neste estudo, permitem-nos tecer as seguintes considerações:

Os granitóides Manelão e Ourilândia intrusivos na sequência vulcanossedimentar tipo "greenstone" da região de Tucumã forneceram idades de 2749 ± 24 Ma e 2677 ± 50 Ma, interpretadas como idades mínimas de cristalização dos corpos. A existência de um evento tectono-metamórfico a 2.57 Ga, registrado nos gnaisses do Complexo Xingu (Lafon et al., 1991) seria provavelmente responsável pela estruturação da região (Cinturão Itacaiúnas) no final do Arqueano e pode ter certamente provocado o rejuvenescimento na idade dos granitóides estudados. Esses dados forneceram uma idade mínima para a sequência "greenstone-belts" do Grupo Tucumã. As similaridades lito-estratigráficas entre os terrenos da região de Rio Maria e da porção SE da Folha São Felix do Xingu, permitiram propor que o Grupo Tucumã seja a continuidade a oeste do Supergrupo Andorinhas.

A idade Rb-Sr de 2541 ± 74 Ma para o Monzogranito Mata Surrão foi interpretada como a idade mínima de cristalização do corpo. Esse resultado confirma que este corpo pertence também ao magmatismo arqueano evidenciado na área e constitui mais um exemplo de magmatismo de composição monzogranítica, similar ao encontrado para o Monzogranito Xinguara (idade Rb-Sr de 2528 ± 21 Ma, Macambira et al., 1991) e Monzogranito Manelão.

A reunião de todos estes dados geocronológicos reforçam a idéia de uma estruturação essencialmente arqueana para toda a região sudeste do Estado do Pará.

Os poucos resultados U-Pb disponíveis para os granitóides arqueanos e os gnaisses do Complexo Xingu na região de Rio Maria parecem confirmar que as idades Rb-Sr devem serem interpretadas em termos de idade do metamorfismo, e não de idade do magmatismo.

As diferenças de idades encontradas poderiam refletir variações na resposta do sistema Rb-Sr ao evento tectono-metamórfico de amplitude regional e não diferenças nas idades de formação desses corpos. Esta observação associada com elevados desvios sobre os resultados Rb-Sr não permitiram tecer mais considerações sobre estes dados e detalhar as sucessões dos eventos magmáticos.

Investigações pelo método U-Pb em zircões e Sm-Nd seriam necessários para aprofundar os conhecimentos quanto a evolução desse magmatismo no sentido de definir se todos esses corpos são resultados de um único evento ou se as variações de composições encontradas para esses corpos refletem a existência de vários eventos sucessivos.

Foram plotados os valores máximos e mínimos das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no diagrama de evolução (Figura 32). Observa-se que as razões isotópicas iniciais dos monzogranitos apresentam-se geralmente elevadas em relação as rochas trondhjemiticas, granodioríticas e tonalíticas. Essas razões sugerem que durante a sua formação, as rochas monzograníticas tenham assimiladas importante quantidade de materiais crustais.

Caso se trate de idades rejuvenescidas, as interpretações das razões isotópicas iniciais em termos genéticos tornam-se bastante especulativas. Entretanto, os baixos valores encontrados para as razões isotópicas iniciais são compatíveis com uma cristalização a partir de uma fonte com características mantélicas em torno de 2.9 a 2.8 Ga (idade U-Pb do ortognaisse do Complexo Xingu e Granodiorito Rio Maria, respectivamente, Macambira & Lancelot , 1991a, 1991b).

O Granodiorito Cumarú apresenta idade em minerais de 2577 ± 27 Ma coincidindo com a idade em rocha total obtida anteriormente. Este resultado indica que o sistema Rb-Sr não reabriu a nível de minerais após a cristalização do corpo granodiorítico ou teve um resfriamento rápido dentro do erro das idades.

As zonas de cisalhamentos portadoras de mineralizações de ouro que cortam o Granodiorito Cumarú apresenta idades em torno de 2.3 a 2.5 Ga sugerindo que a reativação do embasamento regional provocou a formação das zonas de cisalhamento no final do arqueano e data indiretamente a idade do evento hidrotermal responsável pela mineralização de ouro na região de Gradaús. Por

outro lado, a zona de cisalhamento da área Identidade apresentou idade convencional de aproximadamente 1.9 Ga. Resultados similares, também foram encontrados nas idades Rb-Sr em minerais (1798 ± 16 Ma) e K-Ar em biotitas (1958 ± 54 Ma) do Granodiorito Rio Maria, e uma idade Rb-Sr em biotita (1881 ± 54 Ma) obtida para os gnaisses do Complexo Xingu (Macambira et al., 1990a).

Datações Rb-Sr (minerais e rocha total) em rochas granulíticas do Complexo Pium também forneceram idades entre 2.26 e 1.86 Ga. Os sistemas Rb-Sr em minerais e rocha total (Granulito Pium) e K-Ar registraram um evento no Proterozóico Inferior entre 1.8 e 2.0 Ga, entretanto, a existência do evento tectono-metamórfico Transamazônico na região enfocada é um ponto bastante discutível. Por outro lado, as idades obtidas através do geocronômetro U-Pb não forneceram consistência para a atuação deste evento na região.

Idades U-Pb em torno de 1.88 Ga foram encontradas e interpretadas como indicativas de idades de cristalizações dos granitos anorogênicos. Idades Ar-Ar (1.96 e 2.75 Ga em biotita e hornblenda, respectivamente, indicaram que temperaturas superiores a 300° C e inferiores a 500° C existiam na região durante o Proterozóico Inferior (Renne et al., 1988). Considerando-se os dados acima expostos pode-se deduzir duas hipóteses: (1) Caso o evento tectono-metamórfico Transamazônico tenha ocorrido na região em estudo, possivelmente restringiu-se a um metamorfismo de baixo grau capaz de perturbar apenas os sistemas Rb-Sr e K-Ar.

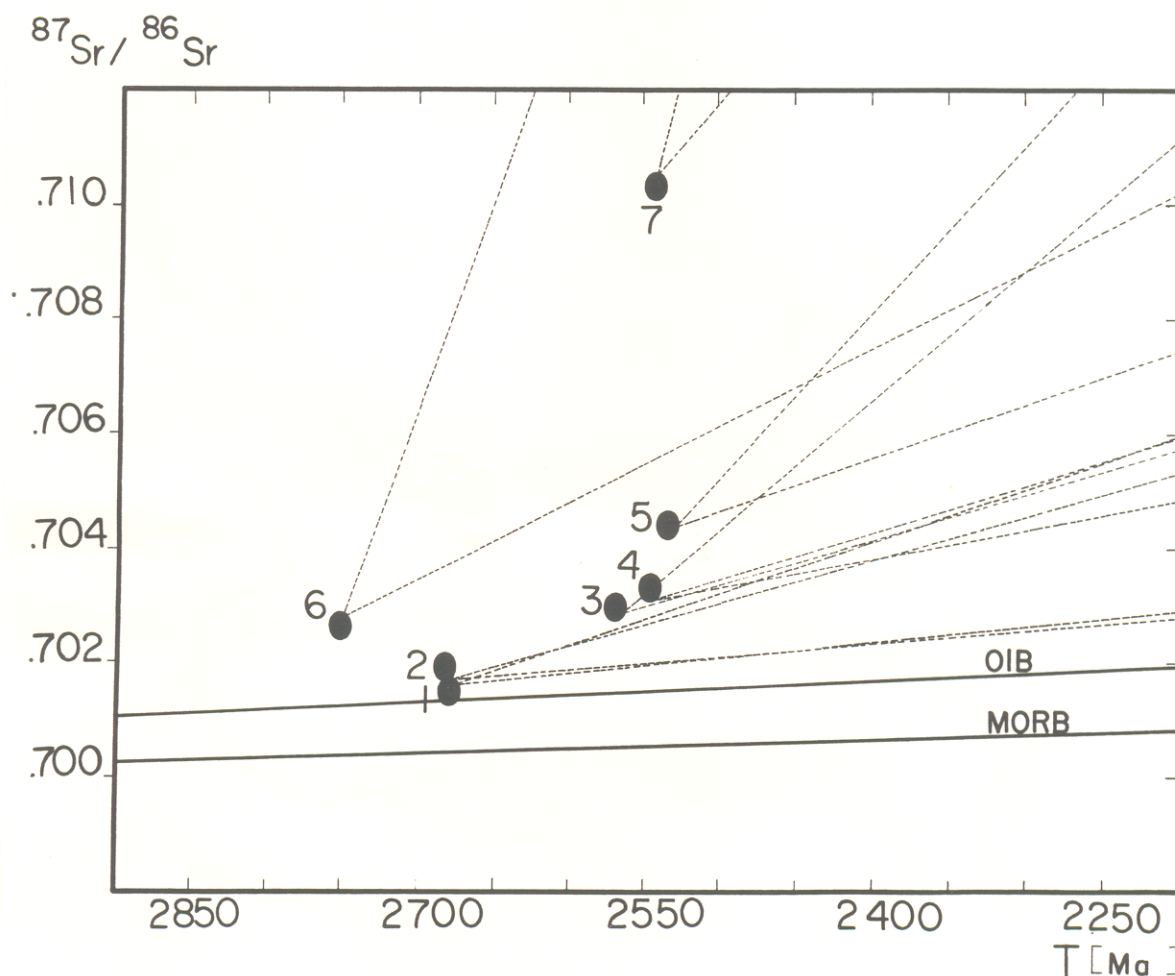


Figura 32 - Diagrama de evolução da razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) versus o tempo geológico (Faure, 1977) para os granitóides arqueanos do sul do Pará; fontes MORB com $\text{Rb}/\text{Sr} = \text{cte} = 0.018$; fonte OIB com $\text{Rb}/\text{Sr} = \text{cte} = 0.028$; 1- Trondhjemito Mogno (2680±60 Ma, $\text{RI} = 0.7017 \pm 2$, Montalvão et al., 1988); 2- Granodiorito Durilândia (2677±50 Ma, $\text{RI} = 0.7016 \pm 22$); 3- Granodiorito Rio Maria (2564±63 Ma, $\text{RI} = 0.7028 \pm 92$; Gastal et al. 1987); 4- Granodiorito Cumarú (2543±53 Ma, $\text{RI} = 0.7031 \pm 34$, Lafon & Macambira, 1990); 5- Monzogranito Xinguara (2528±35 Ma, $\text{RI} = 0.7044 \pm 61$, Macambira et al. 1990c); 6- Monzogranito Manelão (2749±24 Ma, $\text{RI} = 0.7028 \pm 19$); 7- Monzogranito Mata Surrão (2541±74, $\text{RI} = 0.7105 \pm 343$).

(2) O evento tectônico-metamórfico Transamazônico não atuou nas regiões em estudo, e os registros dos sistemas Rb-Sr (em minerais) e K-Ar provavelmente estão relacionados a um efeito térmico ligado à fase distensiva geradora dos granitos anorogênicos durante o Proterozóico Inferior. Estas hipóteses foram também levantadas por Macambira et al. (1990a) e Machado et al. (1991).

As rochas granulíticas do Complexo Pium, da serra homônima forneceram idades de 2325 ± 71 Ma em rochas totais e uma idade de 1857 ± 48 Ma em minerais separados. Na área Cateté, as rochas granulíticas apresentam idade de 2018 ± 25 Ma. Os resultados isotópicos indicam diversidade de idades, juntamente com os elevados valores de desvios experimentais indicando que o sistema Rb-Sr desses granulitos arqueanos foi perturbado no Proterozóico Inferior.

O Granito Parauari apresenta uma idade de 1902 ± 52 Ma considerada como a idade de cristalização do corpo. Este corpo granítico marca a existência na porção sudeste da Província Amazônia Central de um evento magmático similar ao magmatismo tipo Adamelito Água Branca localizado a NW do Estado do Pará (Jorge João et al. 1985). As relações stratigráficas deste tipo de granito com o vulcanismo Uatumã permitem determinar um limite inferior para a idade deste vulcanismo. O significado geotectônico deste magmatismo, ainda não é bem definido na Província Amazônia Central. Dall'Agnol et al. (1987) consideraram este tipo de granito como reflexo na Província Amazônia Central do Ciclo Transamazônico, atuante mais intensamente a norte do

Escudo das Guianas. Macambira & Vale (no prelo) consideram este magmatismo como ligado à fase distensiva geradora também do vulcanismo Uatumã, dos granitos anorogênicos e das intrusões máficas-ultramáficas que caracterizam o Proterozóico na Porção Oriental do Cráton Amazônico.

Esse problema merece ser melhor investigado, através de estudos geocronológicos, petrológicos e geoquímicos mais aprofundados destes diferentes tipos de magmatismo. Outros granitóides correlacionados aos granitos tipo Parauari ou Água Branca, como os granitos Juruena e Jamanxim, precisam também de uma melhor caracterização petrológica e geocronológica.

A idade de 1653 ± 14 Ma obtida para o Granito Velho Guilherme foi interpretada como a idade mínima de cristalização do corpo. Esse resultado indica que o mesmo se insere na intensa atividade geradora de granitos ocorrida em toda a Província Amazônia Central. As datações U-Pb em zircões para o Granito Central de Carajás, Cigano, Musa e Pojuca (Wirth et al., 1986; Machado et al., 1988 e 1991) apresentaram idades sistematicamente maiores do que aquelas obtidas pelo método Rb-Sr e em rochas totais. Possivelmente, as idades Rb-Sr podem estar relacionadas às transformações tardi a pós magmáticas que afetaram o sistema Rb-Sr, conforme foi proposto por Welin et al. (1983).

As diferenças dessas idades entre as duas metodologias no caso dos Granitos Musa (idade Rb-Sr 1692 ± 22 Ma e U-Pb $1883 \pm 5/-2$ Ma) e Cigano (idade Rb-Sr 1731 ± 28 Ma e U-Pb 1885) variaram de 154 a 191 Ma. Esta diferença é elevada demais para ser interpretada como consequência de resfriamento lento e de

diferenças nas temperaturas de fechamento dos sistemas U-Pb e Rb-Sr, mesmo considerando que a região se manteve aquecida durante a intensa atividade plutônica que ocorreu neste período. Por outro lado, estes granitos apresentam elevadas razões Rb-Sr sugerindo tratar-se de corpos bastante diferenciados sendo comum ocorrer estes tipos de problemas.

11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. - 1978 - A evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com as dos seus homólogos do hemisfério norte. In: Anais XXX Cong. Bras. Geol., Recife. Anais... Recife, SBG, v.6, p. 2393-2407.
- 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: Simp. Geol. Amaz. III, 1991, Belém. Anais... Belém, SBG, p. 130-141.
- AMARAL, G. - 1969 - Nota prévia sobre o reconhecimento geocronológico do Pré-Cambriano da região Amazônica. In: Cong. Bras. de Geol., 23, Salvador. Resumo das Comunicações (Boletim especial), SBG, p.81-82.
- AMARAL, G. - 1971 - Considerações sobre a evolução tectônica da Amazônia no pré-Cambriano. In: Cong. Bras. Geol. XXV, São Paulo. Resumo das Comunicações, p.161.
- AMARAL, G. - 1984 - Província Tapajós e Província Rio Branco In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coords.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blucher. p.6-35.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J. B. S. - 1988 - A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás In: Anais V Cong. Lat. Amer. Geol., Belém, p.324-338.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Boletim do DNPM, Div. Geol. Mineral, Monografia Nº 19, 36p.

- BASEI, M.A.S. - 1974 - Estudos geocronológicos do magmatismo ácido da região Meridional da Amazônia. In: Anais XXVIII Cong. Bras. Geol., Porto Alegre. Anais...Porto Alegre, SBG, V.6, p.287-296.
- BASEI, M.A.S. - 1975 - Geocronologia do Território Federal de Roraima e parte norte do Estado do Amazonas. In: BRASIL. MME/DNPM/RADAM. Relatório Interno, Belém, 19p.
- BASEI, M.A.S. - 1977 - Idade do vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica. Tese de Mestrado. São Paulo, IG-USP. 98p.
- BEAKHOUSE, G.P.; MCNUTT, R.H.; KROGH, T.E. - 1988 - Comparative Rb-Sr and U-Pb zircon geochronology of late-post tectonic plutons in the Winnipeg River Belts, north western Ontario, Canadá. In: Chemical Geol. (Isotope Geoscience Section) 72:337-351.
- BELL, T. H. & ETHERIDGE, M. A. - 1973 - Microstruture of milonites and their descriptive terminology. Lithos 6:337-348.
- BEZERRA, P.,E.,L. - 1984 - Cronoestratigrafia das coberturas sedimentares proterozóicas do Craton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazônia Legal). In: Anais XXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG, V.5, p.2125-2138.
- BIZINELLA, G.A.; ANDRADE, A.F.; YAMAGUTI, H.S.; OLIVEIRA, J.R.; CARMONA, J.R.M.; DANTONA, R.J.G.; LOPES, R.C.; MELLO, A.F.F. - 1980 - Projeto Tapajós - Sucunduri. Relatório Final. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, convênio DNPM/CPRM, relatório inédito, 6v.

- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. - 1982 - The geological evolution of South American during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.* 12(1/3):78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. - 1984 - A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, 9:6-11.
- 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. *Actas II Cong. Geol. Chileno*, p. 137-148.
- CORDEIRO, A.A.C. - 1982 - Geologia Preliminar da região de Andorinhas. In: *I Simp. Geol. Amaz.*, Belém, 1982. *Anais ...*, Belém, SBG, V.1, p. 45-49.
- CORDEIRO, A.A.C. & SAURESSIG, R. - 1980 - Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: *Anais XXXI Cong. Bras. Geol., Resumos, Camboriú, Bol.2*, 344p.
- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.; FONSECA, L.R. - 1982 - Geologia da região da Serra dos Gradaús. In: *Anais do I Simp. Geol. Amaz.*, Belém, 1982. *Anais ...*, Belém, SBG, V.1, p.50-53.
- COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BEMERGUY, R. - 1990 - Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. In: *Cong. Bras. Geol. 36º, Natal. Anais...Natal*, SBG, V.5, p. 2345-2357.
- CPRM (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS) - 1991 - Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará. Brasília: DNPM/CPRM. 136p.

- 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 - Geologia. In: MME- Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22 - Tocantins. Levantamento de Recursos Naturais, V.22, p. 21-196.
- CUNHA, E.C.C.; PRADO, P.; SANTOS, D.B. - 1984 - Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com enfoque no Grupo Rio Fresco. In: Anais XXXIII Cong. Bras.Geol., Rio de Janeiro. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, V.2, p. 873-885.
- DALL'AGNOL, R. - 1982 - Maciço Jamon: evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. In: Anais I Simp. Geol. Amaz., Belém. Anais...Belém, SBG, V.2, p. 139-161.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H. T.; MACAMBIRA M.J.B.- 1987 - Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. Rev. Bras. Geoc., 17(4):382-403.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M.J.B. - 1991 - Petrological and geochemical characteristic of the Lower and Middle Proterozoic Anorogenic Granites of the Central Amazonian Province, Amazonian Craton. In: Haapala, I. & Ramo, O. T. (Eds.). Symposium on rapakivi granites and related rocks. Helsinki. IGCP project 315. Abstr. Vol. Geol. Surv. Finland. Opas-Guide 34, 32p.

- 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: Anais II Symp. Amaz. Manaus, p. 59-74.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. - 1986 - Estudo atual do conhecimento sobre rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. Rev. Bras. Geol. 16(1):11-23.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração) - 1987 - Lithostratigraphic Review of the Carajás District and Southern Pará-Brazil. In: IUGS. Precambrian Evolution of the Amazonian Region, Carajás, 1987. Final meeting of working group. Extended abstract. Carajás, p. 11-19.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração) - 1988 - Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: Cong. Bras. de Geol., 35, Belém, 1988. Anexo aos anais, Belém, SBG, p. 11-54.
- DUARTE, K.D. - (no prelo) - Geologia e Petrologia do Granito Mata Surrão, Tese de Mestrado, CG-UFPa.
- 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: III Simp. Geol. Amaz., Belém, SBG, p.7-20.
- FAURE, G. - 1977 - Principles of Isotopic Geology. New York, John Wiley, 464 p.

- GAMA Jr., T.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B. - 1982 - Contribuição à litoestratigrafia da região da Serra das Andorinhas-sudeste do Pará. In: Anais de I Simp. Geol. Amaz., Belém, V.1, p. 111-127.
- GASTAL, M.C.P. - 1987 - Petrologia do Maciço Granítico Musa. Sudeste do Pará. Tese de Mestrado, Belém, CG-UFPA, 316p.
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. - 1987 - Idade e geoquímica isotópica Rb-Sr da Granito Musa e do Granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. Geochim. Brasil., 1(2):247-259.
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. - 1983 - The Guiana Shield reviewed. Episodes, 6(2):7-14.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI JR., W.J. - 1986 - Ages and compositions of the Grão-Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc., 16:201-211.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. - 1975 - Radiometric ages from Serra dos Carajás area, northern Brazil. Geol. Soc. America. Bull., 86:938-942.
- GONÇALEZ, M.G.B.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MACAMBIRA, M. J.B.; DELLA SENTA, N. - 1988 - Geologia do Maciço Anorogênico Cigano, Vale do Rio Parauapebas - PA. In: CONG. BRAS. GEOL., 35º, Belém. Anais...Belém, SBG, V.3, p. 1132-1146.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.I.E.; SCHOBENHAUS, C. - 1984 - Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. In: II Symp. Amaz., Manaus, V.2, P.129-146.

- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. - 1985 - The Central Brazil shield reviewed. Episodes, 8:63-80.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. - 1982 - Geologia regional da província mineral de Carajás. In: Anais I Simp. Geol. Amaz., Belém. Anais... Belém, SBG, V.1, p. 100-110.
- HUNH, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. - 1988 - O terreno granito-"greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. In: Anais XXXV Cong. Bras. Geol., Belém. Anais... Belém, SBG, V.3, p. 1438- 1453.
- ISSLER, R.S. - 1977 - Esboço geológico-tectônico do cráton do Guaporé. Rev. Bras. Geoc., 7:177-211.
- JORGE JOÃO, X.S.; SANTOS, C.A.; PROVOST, A. - 1985 - Magmatismo Adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do Estado do Pará). In: Simp. Geol. AMAZ., Belém, 1985. Anais...Belém, SBG, V. 2, p.93-109.
- LAFON, J.M. & MACAMBIRA, J.B.- 1990 - Age archéan de la granodiorite Cumarú (Serra dos Gradaus, Pará, Brésil). C. R. Acad. Sci. Paris, 310, II, p. 1635-1641.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M. J. B.; SCHELLER, T.; GARCIA, R. - 1988 - Relatório sobre o estudo geocronológico Rb-Sr do Maciço Granítico Serra da Seringa e dos granulitos da Serra do Pium (PA), conv. FADESP/CPRM- Belém, Relatório final, 23 p.

- LAFON, J.M. ; PEREIRA, E.D. ; MACAMBIRA , E.M.B.; VALE, A.G. ;
BARRADAS, J.A.S. - 1991 - Geocronologia Rb-Sr da região de São
Felix do Xingu - Resultados Preliminares. In: III Simp. Geol.
Amaz., Belém, 1991. Anais...Belém, SBG, p. 21-31.
- LIMA, M.I.C. - 1984 - Evolução geológica do cráton Amazônico no
Brasil. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro,
1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, V.7, p.3032-3043.
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P.; TASSINARI, C.C.G - 1982 - Cinturão
granulítico da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: I
Simp. Geol. Amaz., Belém, 1982. Anais...Belém, SBG, Vol.1,
p.147-162.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT J. - 1991a - Em busca do embasamento
arqueano da região de Rio Maria - sudeste do Estado do Pará.
In: III Simp. Geol. Amaz., 1991. Anais...Belém, SBG, p 49-58.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT J. - 1991b - História arqueana da re-
gião de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões
detriticos de greenstone belts e cobertura plataformar. In:
III Simp. Geol. Amaz., Belém, 1991. Anais...Belém, SBG, p
59-69.
- MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G. - (no prelo) Programa Grande Cara-
jás. Folha SB. 22-Y-B, São Felix do Xingu, Belém, Convênio
DNPM/CPRM .
- MACAMBIRA, M.J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; SANTOS, M.D.; MOURA, C. A. ;
RAMOS, J.F.F. - 1986 - Estratigrafia e mineralizações primá-
rias de ouro da aba sul do sinclínio de Gradaús- Sul do Pa-
rá. In: Cong. Bras. Geol., 34º, Goiânia, 1986. Anais...Goiâ-
nia, SBG, v. 5, p. 1956-1964.

- MACAMBIRA, M.J.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, p.781-785.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; JORGE JOÃO, X.S. - 1990a - Geocronologia da granitogênese da Província Amazônica Central Brasileira: Uma revisão. In: Rev. Bras. Geol. 20(1-4):258-266.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; LANCELOT, J.; BARRADAS, J.A.S.; BARBOSA, A.A. - 1990b - Geocronologia U-Pb, Rb-Sr e K-Ar dos granitóides da região de Rio Maria (Pa). In: Boletim de resumos, 36º Cong. Bras. Geol., Natal, SBG, 168-170p.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J.R.; LAFON, J.M. - 1990c - Evolution des granitoides Pré-Cambrien de la région de Rio Maria (sudest Amazonie, Brésil). D'après les données U-Pb, Rb-Sr et K-Ar. 113ème Réunion de Science de la Terre, Grenoble, 2-4 avril. Resumo M83.
- MACAMBIRA, M.J.B.; PEREIRA, E.D.; KAWASHITA, K.; MEDEIROS, H. - 1988 - Contribuição à história tectono-termal da região da Serra das Andorinhas (SE do Pará) com base em dados geocronológicos. In: XXXV Cong. Bras. Geol., Belém, 1988. 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: Anais V Cong. Lat. Amer. Geol., Belém, p.339-347.

- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. - 1991
- U/Pb geocronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brasil. *Precamb. Resear.*, 49:329-354.
- MEDEIROS, H. - 1987 - Petrologia da porção leste do maciço granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. tese de Mestrado, CG-UF-Pa, Belém, 184 p.
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. - 1988 - Petrologia da porção leste do batólito Granodiorito Rio Maria, sudeste do Pará, In: 36° CONG. BRAS. GEOL., Natal, 1988. Anais ...Natal, SBG, V.3, p 1488-1499.
- 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 archaean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. In: IUGS. Precambrian evolution of the amazonian region, Carajás, 1987. Final meeting of the working group. Extended Abstract. Carajás. p.97-105.
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W.C. - 1984 - Geologia das folhas Carajás e Rio verde. Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, 1984, Anais...Rio de Janeiro, SBG, V.5, p.2164-2174.
- MONTALVÃO, R.M.G. & BEZERRA, P.E.L. - 1980 - Geologia e tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônico (parte da Amazônia Legal Brasileira). *Rev. Bras. Geoc.*, 10:1-27.

- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; DRAGO, V.A.; CUNHA, B.C.C. - 1984a - Cobertura de Plataforma da Amazônia sua sedimentação e evolução tectônica. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG, V.4, p. 2101-2124.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L.- 1984b - Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões do Rio Maria, Fazenda Mata geral e Rio Itacaiunas, sul do Pará (Distrito Carajás-Cumarú). In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, V.6, p. 2757-2766.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VASCONI, A.V. - 1988 - Caracterização geocronológica Rb/Sr dos terrenos granodioríticos e trondhjemíticos da região de Rio Maria, sul da Serra dos Carajás. In: XXXV Cong. Bras. Geol., Belém, 1988. Anais...Belém, SBG, V.3, p. 1478-1487.
- RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; JORGE JOÃO, X.S. - 1988 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from the Guaporé Shield: further implications for the nature of Middle-Late Proterozoic mobile belts of Gondwanaland, In: Anais VII Cong. Latino-Americano Geol., Belém, Vol.1, 348-353.
- SANTOS, J.D.S. & LOGUÉRCIO, S.D.C. - 1984 - A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis, Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS, A.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUZ, H.E. (coords): Geologia do Brasil. Brasília, DNPM, p.93-127.

- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. - 1982 - Algumas idades de rochas graníticas do Craton Amazônico. In: Cong. BRAS. Geol., 32º, Salvador, 1984. Anais...Salvador, SBG, V.1, p. 339-348.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. - 1981 - Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2500000. Brasília, DNPM.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Folhas Sb-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Levant. Rec. Nat. V.4, p.1-143.
- SMITH, J.V. - 1974 - Feldspar minerals, chemical and textural properties, New York, Springer Verlag, V.2, 690p.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. - 1990 - Geologia dos terrenos granito-"greenstone" arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: XXXVI Cong. Bras. Geol., Natal, 1990. Anais...Natal, SBG, V.6, p. 2913-2928.
- SOUZA, Z.S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUNH, S.R.B.; COSTA, V.G. - 1988 - Feições geológicas e estruturais do "greenstone-belt" de Identidade, região de Xinguara- Rio Maria, sul do Pará. In: XXXV Cong. Bras. Geol., Belém, 1988. Anais...Belém, SBG, V.3, p.1453-1467.
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. - 1977 - Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth. Planet. Sci. Lett., 36:359-362
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Reviews, 12:1-33.

- TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Evolução Geotectônica da Província Rio Negro Juruena na região Amazônica. Tese de Mestrado, São Paulo, IG-USP, 99p..
- 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: Anais XXXI Cong. Bras. Geol.: Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG, V.5. p. 2744-2750.
- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. - 1982 - Geologic Evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Rev. Bras. Geoc. 12 (1-3):263-267.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. - 1984 - épocas metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Craton Amazônico. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, V.6, p. 2963-2977.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI C. C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. - 1989 - A review of the geochronology of the Amazonian Craton, Tectonic Implications. Precamb. Resear. 42:213-227.
- VALE, A.G. & PEREIRA, E.R. - 1983 - Garimpos de ouro da região de Cumarú - Pará. In: MME-DNPM e Garimpos do Brasil, Brasília, Avulso nº5, p. 197-236.
- VALE, A.G.; JORGE JOÃO, X.S.; LEAL, J.N.L., NEVES, A.P. - 1982 - Ouro de Gradaus - Geologia e Garimpagem. In: Anais I Simp. Geol. Amaz., Belém, 1982. Anais...Belém, SBG, Vol. 2, p. 116-135.

- WELIN, M.; VAASJOKI, M.; SUOMINEN, V. - 1983 - Age differences between Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon ages of syn-and- post-orogenic Svecokarelian granitoids in Sottunga, SW Finland. *Lithos*, 16:297-305.
- WILLIAMSON, J.H. - 1968 - Least-squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Phys.*, 46:1845-1847.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI Jr, W.J. - 1986 - U-Pb ages of zircons from Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:195-200
- YORK, D. - 1966 - Least-squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Phys.*, 44:1079-1085.
- YORK, D. - 1969 - Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Plan. Sci. Let.* 5:320-324.

ANEXO: DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS DAS AMOSTRAS DATADAS.

GRANODIORITO CUMARU

As amostras JML-2, JML-4a, JML-5, JML-6, JML-7, JML-8, PVS-35, PVS-37, PVS-38, PGI-38A, PGI-60A e PGI-146B oriundas do Granodiorito Cumaru foram observadas ao microscópio. Em geral essas rochas exibem uma textura inequigranular hipidiomórfica com variações porfiríticas. Constituem-se por plagioclásio, microclina, quartzo, hornblenda e biotita e, em menores proporções titanita, zircão e apatita.

O plagioclásio apresenta-se euédrico a subédrico, de composição oligoclásio a andesina sódica pelo método Michel Levy. As geminações albita, albita-periclíneo e albita-carlsbad são frequentemente encontradas. O zoneamento é ressaltado pela disposição das palhetas de sericita. Os cristais encontram-se intensamente saussuritizados.

A hornblenda apresenta-se subédrica, com pleocroísmo nas direções Z= verde, Y= verde amarelado e X= amarelo pálido e, as vezes, geminada. Altera-se parcialmente a totalmente para actinolita e biotita.

O epidoto ocorre subédrico a anédrico e dispõe-se em agregados associado aos cristais de plagioclásio e subordinadamente a hornblenda.

A microclina ocorre anédrica, totalmente a parcialmente geminada. Alguns cristais apresentam intercrescimento peritítico na forma de strings e patch perititas, Alling citado por Smith (1974) e outros contêm inclusão de plagioclásio e biotita, evidenciando uma textura poiquilítica. A microclina geralmente assume caráter intersticial entre os cristais de plagioclásio e quartzo.

O quartzo apresenta-se anédrico, com uma extinção moderada a fortemente ondulante e pouco fraturado.

A biotita ocorre anédrica a subédrica, apresentando um pleocroísmo nas direções Z= marrom e X= amarelo. As palhetas de biotita dispõem-se em agregados localizados, isoladas e entre os cristais granulares. Altera-se totalmente a parcialmente para clorita. Raras palhetas apresentam feições de kink-band.

A titanita encontra-se em cristais euédricos a subédricos, disseminados e em agregados, frequentemente associada a biotita e opacos.

Apatita, zircão e opacos ocorrem em cristais euédricos a subédricos frequentemente inclusos nos minerais máficos.

MONZOGRANITO MATA SURRÃO

As amostras KY-111B, KY-98A, KZ-06, KZ-41, KY-113C, KY-109B, KY-94A e KY-98E foram analisadas em lâminas delgadas e constituem-se mineralogicamente por plagioclásio, microclina, quartzo, biotita e epidotos.

As amostras KY-111B e KY-98A apresentam texturas granulares hipidiomórficas.

O plagioclásio ocorre subédrico a anédrico, maclamento albita, fraturado. Alguns cristais apresentam o maclamento mascarado pela alteração, em outros cristais o maclamento encontra-se encurvado. Altera-se intensamente para sericita e moderadamente para epidoto.

A microclina encontra-se subédrica a anédrica, maclamento xadrez característico, contém pertitas em forma de filme, Alling citado por Smith (1974). Alguns cristais possuem inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo evidenciando aspecto poiquilítico. Apresenta-se pouca fraturada e recristalizada.

O quartzo apresenta-se subédrico a anédrico, forte extinção ondulante, estirado e recristalizado, formando por vezes sub-grãos. Os cristais de quartzo encontram-se em contato retos e curvos com os cristais feldspáticos e suturados entre si. Alguns cristais deliniam parcialmente os cristais de plagioclásio e microclina. É comum encontrar-se quartzo mimerquítico nos contatos dos cristais feldspáticos.

A biotita ocorre em palheta subédrica a anédrica, dispõe-se isolada entre os cristais granulares com uma sutil tendência a delinearlos. Algumas palhetas estão deformadas exibindo "kink-band". Altera-se intensamente para clorita.

O epidoto ocorre subédrico a anédrico disperso na rocha e por vezes metamictizado.

As amostras KZ-06, KZ-41, KY-111B, KY-113C, KY-109B, KY-94A e KY-98E apresentam texturas granulares hipidiomórficas com pequenas modificações no arcabouço textural. Os cristais de plagioclásio encontram-se subédricos a anédricos, com maclamento albita, frequentemente recristalizados e fraturados. Em alguns cristais o zoneamento está mascarado pela disposição das palhetas de sericita enquanto que em outros o maclamento encontra-se encurvado, exibindo por vezes feições ocelares. Altera-se para sericita e moderadamente para epidoto.

A microclina ocorre subédrica a anédrica, maclamento xadrez característico, contém pertitas em forma de filme Alling citado por Smith (1974). Alguns cristais encontram-se fraturados e recristalizados e com tendência a formar feições ocelares, semelhante aos cristais de plagioclásio. A microclina delinea parcialmente a totalmente os cristais de plagioclásio. As microfaturas frequentemente estão preenchidas por microclina e quartzo recristalizados.

O quartzo apresenta-se anédrico, estirado e recristalizado. Alguns cristais encontram-se na forma de sub-grãos. Os contatos são irregulares com os cristais feldspáticos e geralmente suturados entre si.

A biotita ocorre subédrica a anédrica, dispõe-se em agregados localizados ou em cristais isolados. As palhetas delinham parcialmente a totalmente os cristais feldspáticos definindo a foliação milonítica. Altera-se parcialmente a totalmente para clorita.

O epidoto (alanita e pistacita) ocorre subédrica em agregados e nas bordas dos cristais feldspáticos. Associam-se geralmente a biotita cloritizada. A alanita encontra-se frequentemente metamictizada.

GRANULITOS DO COMPLEXO PIUM DA REGIÃO HOMÔNIMA E CATETÉ

As amostras OA-47D, OA-48A, OA-48C, OA-48D, OA-76, OA-47A, OA-43B e OA-73 foram analisadas em lâminas delgadas e apresentaram as seguintes características petrográficas:

Microscopicamente as amostras OA-47D, OA-48A, OA-48C, OA-48D, e OA-76 da região homônima apresentam textura granuloblástica a inequigranuloblástica. Constituem-se de plagioclásio, k-feldspato, piroxênio, hornblenda, quartzo, biotita e, como acessórios, opacos, apatita e zircão.

Os cristais de plagioclásio ocorrem subédricos a anédricos, com maclamentos albita e albita-periclínio. Alguns cristais apresentam um incipiente maclamento devido à deformação tender a apagar esta feição. É comum encontrar-se maclamento com leves até marcantes ondulações, por vezes chegando a formar "kink-band" e microfaturas. Os cristais exibem frequentemente extinção fortemente ondulante. Os contatos são curvos, retos e as vezes suturados entre si. Geralmente encontra-se textura em mosaico evidenciando recristalização. Os porfiroclastos apresentam-se de formas poligonais e contatos tríplexes. Altera-se parcialmente para sericita e epidoto. É comum encontrar-se antipertitas.

Os piroxênios (orto e clino) ocorrem subédrico a anédrico em agregado e isolado entre os cristais feldspáticos. Encontra-se geralmente transformado para hornblenda e biotita, principalmente ao longo das fraturas e planos de clivagens. Alguns cristais apresentam somente o núcleo preservado.

O quartzo ocorre anédrico com extinção leve a ondulante, e contato suturado e reto. Encontra-se geralmente na forma de subgrãos e "ribbon quartzo". Os contatos poligonais entre os cristais de quartzo evidenciam recristalização.

A biotita apresenta-se em palhetas subédricas, com pleocroísmo Z=Y= marrom e X= amarelo pálido. Ocorre em concentração e isolada entre os cristais feldspáticos, geralmente orientada definindo a foliação milonítica. Encontra-se a estilpelomelana frequentemente ao longo dos planos de clivagens e microfaturas como produto da alteração da biotita.

Os cristais de opacos, apatita e zircão são acessórios e ocorrem subédricos distribuídos aleatoriamente ou inclusos nos minerais máficos.

As amostras OA-47A, OA-43B e OA-73 apresentam faixas irregulares, descontínuas e alternadas constituídas por minerais félsicos (plagioclásio, k-feldspato e quartzo) e por minerais máficos (piroxênio, hornblenda e biotita). Os cristais de feldspatos encontram-se subédricos a anédricos, orientados e delineados parcialmente pelas palhetas de biotita, definindo uma textura protomilonítica.

Os cristais de plagioclásio ocorrem subédricos a anédricos, com maclamento albita e extinção fortemente ondulante. Os cristais comumente apresentam maclamento encurvado formando feições de "kink-band". Os cristais e os subgrãos de plagioclásio encontram-se estirados e exibem contatos suturados e retos. A textura em mosaico evidencia uma forte taxa de recristalização, alguns cristais exibem feições ocelares.

A hornblenda apresenta-se com pleocroísmo nas direções Z= verde oliva, Y= verde e X= amarelo, orientada, pouco fraturada, estirada e recristalizada. Transforma-se para biotita ao longo dos planos de clivagens.

O quartzo ocorre anédrico, com extinção fortemente ondulante, estirado e recristalizado. Seus contatos mostram-se irregulares, podendo predominar os tipos suturados.

O piroxênio (orto e clino) ocorre subédrico a anédrico, microfraturado. Os cristais apresentam-se orientados definindo uma foliação milonítica. Apresenta contatos triplícies com os cristais feldspáticos.

A biotita apresenta-se subédrica a anédrica, pleocroísmo Z = Y= marrom e X= amarelo pálido delinea parcialmente a totalmente os porfiroclastos definindo uma textura lepidoblástica. Encontram-se geralmente nas palhetas de biotitas feições de "kink-bands".

As amostras do Granulito Pium da região do rio Cateté constituí-se microscopicamente por plagioclásio, k-feldspato, quartzo, biotita, piroxênio e como acessório opacos, apatita e zircão. As amostras (OA-161A, OA-179C, OA-175 e OA-177) apresentam-se deformadas, onde os cristais em geral exibem formas subédricas a anédricas, contatos curvos, suturados e retos. Dispõem-se aleatoriamente na rocha caracterizando uma textura granuloblástica.

O plagioclásio apresenta-se subédrico a anédrico, maclamento albita e albita-periclínio, por vezes encontra-se encurvado, extinção fortemente ondulante e microfraturado. Os cristais de plagioclásio ocorrem frequentemente como antipertitas. Altera-se parcialmente para sericita.

O K-feldspato encontra-se subédrico a anédrico, com extinção fortemente ondulante, microfraturado. Ocorrem frequentemente concentrações de pertitas em forma de filme (Alling In: Smith, 1974) nos cristais.

O quartzo apresenta-se anédrico, extinção fortemente ondulante, microfraturado e estirado. Os cristais menores de quartzo exibem caráter intersticial entre os cristais feldspático. O quartzo também ocorre na forma de intercrescimento mimerquítico ao longo dos contatos dos cristais de plagioclásio e k-feldspato.

A biotita encontra-se subédrica, pleocroísmo Z = Y = marrom avermelhado e X = amarelo pálido, dispõem-se entre os cristais feldspático com tendência a mostrar uma incipiente foliação. Associa-se geralmente aos cristais de piroxênio.

O piroxênio (orto e clino) ocorrem subédrico a anédrico, dispõem-se aleatoriamente entre os minerais feldspáticos e quartzosos, frequentemente microfraturados. Os cristais apresentam-se geralmente alterados para biotita ao longo dos planos de clivagens e microfraturas.

Os cristais de opacos, apatita e zircão distribuem-se de maneira isolada ou associam-se aos minerais máficos.

MONZOGRANITO MANELÃO

As amostras (AVR-253, AVR-256C, AVR-184A, AVR-184B, AVR-184D, AVR-184E, AVR-184F, AVR-184G e AVR-315A) foram descritas segundo seu grau de deformação e composição mineralógica.

Os tonalitos (AVR-253) e (AVR-256C) apresentam textura granular hipidiomórfica. O plagioclásio ocorre em cristais subédricos, mostrando geminações albita e albita-periclínio. O zoneamento é evidenciado pelas disposições irregulares das palhetas de sericita, onde geralmente o núcleo encontra-se preservado das alterações. Raros cristais apresentam suas maclas deformadas.

Os cristais de quartzo ocorrem anédricos em subgrãos monominerálicos com extinção reta a levemente ondulante, contatos irregulares, suturados e retos entre si. Encontram-se em aglomerados localizados e às vezes contornam parcialmente a totalmente os cristais de feldspatos. Raros cristais encontram-se estirados. A taxa de recristalização é maior do que a de estiramento.

A microclina apresenta-se em quantidades subordinadas, em forma subédrica a anédrica, maclamento xadrez típico, fraturada, contatos suturados com os cristais de plagioclásio.

A biotita encontra-se em palhetas anédricas, associadas geralmente a muscovita, epidoto e titanita, e que dispõem-se envolvendo parcialmente a totalmente os cristais de feldspato definindo uma foliação. Altera-se parcialmente para clorita.

Os monzogranitos (AVR-184A, AVR-184B, AVR-184D, AVR-184E, AVR-184F e AVR-184G) texturalmente apresentam-se em cristais hipidiomórficos a xenomórficos de plagioclásio e microclina dispostos aleatoriamente e envolvidos parcialmente a totalmente por uma matriz predominantemente constituída por plagioclásio e microclina e subordinadamente por quartzo, evidenciando uma textura granulo-porfirítica. A formação de sub-grãos nos cristais de quartzo, orientação das palhetas de biotita, muscovita e cristais de pistacita, quebraimento das bordas dos cristais de plagioclásio e microclina evidenciam a deformação sofrida pela rocha.

O plagioclásio ocorre euédrico a subédrico, frequentemente possui geminação albita, raramente albita-periclínio e albita-carlsbad. O zoneamento é ressaltado pela alteração do cristal. Os contatos são irregulares entre si e frequentemente apresentam-se com intercrescimento mimerquítico no contato com a microclina. As bordas frequentemente encontram-se recristalizadas. É comum ocorrer retalhos de microclina com geminação xadrez no interior dos cristais de plagioclásio, houve provavelmente remobilização da microclina durante a deformação. Localmente estes minerais foram atingidos por microfraturamento que encontram-se preenchidos pela matriz recristalizadas. Os cristais encontram-se intensamente sericitizado e moderadamente epidotizado.

A microclina ocorre euédrica a subédrica, contém inclusões de plagioclásio e biotita, conferindo-lhe um aspecto poiquilítico. Possui geminação xadrez típica e raramente carlsbad associadas encontra-se frequentemente pertitas em forma de filme Alling citado por Smith (1974), extinção ondulante. Os cristais encontram-se parcialmente a totalmente recristalizados, alguns cris-

tais mostram uma tendência a formar feições ocelares e microfraturamentos.

O quartzo apresenta-se anédrico em três formas: como constituinte da matriz recristalizada, em agregados monominerálicos e como quartzo de intercrescimento mimerquítico. O quartzo da matriz apresenta extinção reta a levemente ondulante, contatos irregulares, suturados e poligonais entre si. Os cristais formam às vezes faixas irregulares e descontínuas, chegando a envolver totalmente a parcialmente os porfiroclastos. O quartzo monominerálico ocorre em agregados interestriciais entre os porfiroclastos de feldspatos e preenchem as microfraturas em quantidades subordinadas. O quartzo de intercrescimento ocorre frequentemente ao longo do contato do plagioclásio com a microclina.

A biotita encontra-se subédrica a anédrica, pleocroísmo variando de marrom a amarelo, dispõe-se isolada e em agregados associados frequentemente aos cristais de pistacita, alanita, titanita, opacos e palhetas de muscovitas preenchendo os espaços intercristalinos e delineando as bordas dos cristais porfiroclastos de plagioclásio e microclina, definindo uma foliação. Altera-se parcialmente para clorita.

O epidoto (alanita e pistacita) ocorre euedrico a subédrico. A pistacita possivelmente pode se originar a partir de duas fases distintas de cristalizações. A primeira é encontrada no interior dos cristais de plagioclásio e está possivelmente relacionada a alteração deste mineral. A segunda está associada as palhetas de biotita podendo ser produto da alteração deste mineral ou estar relacionada à deformação. A alanita encontra-se em cristais euedricos geralmente metamictizada, disposta aleatoriamente na rocha.

A titanita, apatita, zircão e opacos ocorrem em quantidades acessórias na rocha. Estes minerais apresentam formas euedricas a subédricas e acham-se geralmente inclusos em minerais máficos e feldspatos.

Num estágio mais avançado de deformação a amostra AVR-315A apresenta uma matriz intensamente recristalizada constituída de plagioclásio, microclina e quartzo envolvendo totalmente os porfiroclastos de plagioclásio e microclina, definindo uma textura milonítica. O plagioclásio e a microclina ocorrem subédricos a anédricos, com bordas corroídas e recristalizadas, chegando a formar feições ocelares segundo a direção de foliação. Alguns cristais estão microfraturados e geralmente preenchidos pela matriz microcristalina.

O plagioclásio altera-se para sericita e a microclina apresenta-se frequentemente com intercrescimento pertítico em forma de filme Alling citado por Smith (1974).

O quartzo ocorre anédrico, extinção reta a fracamente ondulante, estirado e recristalizado. Os contatos ocorrem de formas irregulares, suturados e retos entre si.

As palhetas de clorita encontram-se de forma anédrica, dispondo-se em faixas irregulares e descontínuas delineando parcialmente os porfiroclastos segundo a direção de foliação. Associam-se a opacos, muscovitas e epidotos.

GRANODIORITO OURILANDIA

As amostras AVR-69A, AVR-69, AVR-69D, AVR-69B, AVR-69F, AVR-69G, AVR-69H, AVR-69C e EM-17, constituem-se mineralogicamente por plagioclásio, microclina, quartzo, biotita, hornblenda e como minerais secundários pistacitas e clorita. Os minerais acessórios presentes nas amostras são titanita, apatita, alanita e opaco. O conjunto de rochas datadas apresenta estágios progressivos de deformação evidenciado pelo aspecto texturais dos cristais.

A amostra AVR-69A e AVR-69 apresentam uma textura granular hipidiomórfica.

O plagioclásio encontra-se euédrico a subédrico, composição andesina sódica. A geminação albita é frequentemente encontrada e raramente albita-periclínio e albita carlsbad. O zoneamento é ressaltado pela intensa alteração para sericita e argilo-minerais no núcleo dos cristais. Os contatos entre os cristais de plagioclásio e do plagioclásio com os outros minerais são retos e curvos, característicos do aspecto ígneos.

A microclina ocorre em cristais anédricos, a geminação xadrez apresenta-se de forma total a parcialmente desenvolvida nos cristais. Alguns cristais contêm inclusões de plagioclásio, biotita e hornblenda evidenciando feições poiquilíticas. Os cristais apresentam um caráter intersticial em relação aos minerais de plagioclásio, anfibólio e biotita.

O quartzo encontra-se anédrico, raros cristais são subédricos, extinção moderada a fortemente ondulante e microfaturados. Os contatos são irregulares com os cristais de feldspatos e às vezes podem desenvolver-se contatos suturados entre si. Encontra-se frequentemente entre os cristais de microclina e minerais máficos. Localmente os cristais de quartzo, ocorrem em forma de mimerquitas, geralmente no contato do plagioclásio com a microclina.

A hornblenda apresenta cristais euédricos a subédrico, pleocroísmo nas direções Z= verde, Y= verde-amarelado e X = amarelo pálido, extinção de 25°. Ocorre dispersa e as vezes em concentrações.

A biotita ocorre em palhetas subédricas, pleocroísmo nas direções Z=Y marron e X= amarelo pálido. As palhetas ocorrem em cristais isolados na rocha ou em concentrações localizadas.

O epidoto apresenta-se de duas espécies, o primário representado pela alanita e o secundário pela pistacita. A alanita ocorre em cristais euédricos, às vezes envolvida por um halo de pistacita de espessura submilimétrica. A pistacita encontra-se em cristais subédricos frequentemente associada a alanita, e aos cristais de plagioclásio sericitizado.

A titanita apresenta-se em duas formas : primária e secundária. A primária euédrica a subédrica é frequentemente encontrada próximo aos cristais de biotita, hornblenda e epidoto, raramente ocorre dispersa na rocha. A secundária ocorre em cristais anédricos, submilimétricos ocupando preferencialmente os planos de clivagens das palhetas de biotita cloritizada.

O opaco e a apatita são acessórios na rocha. Os cristais apresentam-se subédricos geralmente inclusos nos minerais máficos.

A amostra AVR-69D marca o início do estágio de deformação no conjunto datado e apresenta as mesmas características petrográficas que a amostra anterior, sofrendo pequenas modificações no arcabouço textural. A amostra AVR-69D apresenta uma textura granular hipidiomórfica com algumas evidências de deformação. Começa a ocorrer na amostra maclamento encurvado, extinção ondulante nos cristais de plagioclásio e microclina, acompanhado de uma incipiente recristalização ao longo dos contatos destes cristais.

Os cristais de quartzo apresentam um estágio avançado de microfraturamento e recristalização acompanhado de uma forte extinção ondulante em porções localizadas. É comum encontrar novos cristais e cristais em estágios de "recovery" (Bell & Etheridge, 1973).

A hornblenda apresenta extinção ondulante e encontra-se microfraturada. A alteração para a biotita apresenta-se mais evidente nas bordas dos cristais e nas fraturas. Portanto é comum encontrar-se pequenas palhetas de biotita em concentrações nas bordas dos cristais de hornblenda. O pleocroísmo ocorre mais fraco em relação a amostra AVR-69A.

O epidoto encontra-se em maior concentração ao longo das bordas dos cristais de plagioclásio. É comum encontrar cristais de epidoto e biotita nas microfraturas dos cristais de plagioclásio indicando remobilizações.

As amostras AVR-69B, AVR-69F, AVR-69G e AVR-69H exibem uma textura granular hipidiomórfica ainda preservada, apresentando porém um avançado estágio de deformação em relação a amostra AVR-69D.

Os cristais de plagioclásio apresentam geminação geralmente encurvada, com extinção fortemente ondulante e microfraturas. Os contatos entre os cristais de plagioclásio e microclina são geralmente suturados e recristalizados.

O quartzo apresenta extinção fortemente ondulante. É comum encontrar-se novos cristais e localmente cristais em estágio de "recovery".

A hornblenda apresenta uma incipiente orientação, extinção fortemente ondulante. Possui um estágio mais avançado de alteração para biotita, persiste o fraco pleocroísmo.

A biotita apresenta palheta anédrica definindo uma incipiente foliação anastomosada. Encontra-se frequentemente microfraturada e com "kink-band". A alteração para clorita é mais proeminente. A biotita e o epidoto associam-se em maior frequência ao longo das bordas dos cristais de plagioclásio.

As amostras AVR-69C, AVR-69E e EM-17 apresentam um estágio mais avançado de deformação desenvolvendo uma foliação anastomosada definida pelas palhetas de biotita exibindo uma textura milonítica. Surgem faixas alternadas, irregulares e descontínuas de feldspato e biotita. A taxa de recristalização é mais intensa sobrepondo o processo de "recovery".

Os porfiroclastos de plagioclásio encontram-se bastante microfaturados e com tendência a formar feições oclares.

Os cristais de quartzo encontram-se recristalizados e fortemente estirados com extinção fortemente ondulante.

O anfibólio e o epidoto encontram-se intensamente microfraturados e orientados. Associam-se frequentemente as palhetas de biotita definindo a foliação milonítica.

A biotita ocorre nos interstícios dos cristais de quartzo e também delineando totalmente a parcialmente os porfiroclastos de plagioclásio e microclina. Altera-se intensamente para clorita.

Os gabros (AVR-158C e AVR-161) apresentam textura granular hipidiomórfica e em algumas porções das rochas ocorre uma acentuada taxa de deformação e recristalização nos cristais de plagioclásio. A amostra AVR-161 exhibe textura protomilonítica localizada.

O plagioclásio ocorre euédrico, geminação albita e albita-periclínio e alguns cristais não encontram-se geminados. Os cristais apresentam-se microfraturados, extinção ondulante e geminação encurvada, sendo essas características mais proeminentes na amostra AVR-161. Altera-se para sericita e epidoto.

O anfibólio ocorre subédrico, extinção fortemente ondulante, dispõem-se ao longo dos interstícios dos cristais de plagioclásio. Altera-se parcialmente para biotita. Associa-se aos cristais euédricos de titanitas e aos cristais subédricos de epidotos.

GRANITO PARAUARI

As amostras EMR-295, EMR-287, EMR-280A, EMR-257A, EMR-282A e EMR-276B compõem-se mineralogicamente por plagioclásio, k-feldspato, piroxênio, hornblenda, biotita e como acessórios apatita, zircão e opacos. As amostras no geral apresentam textura granular hipidiomórfica (EMR-295, 287 e 280A) com variações para textura porfiríticas (EMR-257A, 282A e 276B). Nestas amostras os pórfiros de plagioclásio estão envolvidos por uma matriz constituída por k-feldspato e quartzo e subordinadamente plagioclásio. Localmente a rocha preserva sua textura granular hipidiomórfica.

Os cristais colunares de plagioclásio dispõem-se aleatoriamente na rocha e apresentam-se de forma euédrico raros cristais são subédrico, geminação albita, albita-periclínio e albita-carlsbad, composição oligoclásio (método Michel Levy), pouco fraturado e raros cristais apresentam extinção levemente ondulante. Alguns cristais apresentam-se zonados e em outros o zoneamento é ressaltado pela alteração. O contato do plagioclásio com o k-feldspato ocorre de maneira curva e irregular. Altera-se parcialmente a totalmente para sericita e moderadamente para argilo-minerais.

O piroxênio (orto e clino) apresenta-se subédrico a anédrico, disperso na rocha, intensamente alterado para hornblenda e biotita, frequentemente os cristais encontram-se com inclusões de opacos.

A hornblenda ocorre frequentemente contornando os cristais de piroxênios transformados, pleocroísmo Z= verde, Y= verde alaranjado e X= amarelo. Alguns cristais estão transformado para actinolita.

O k-feldspato ocorre em cristais euédrico a subédrico, e desenvolve contatos retos e irregulares com os cristais de quartzo. Geralmente encontra-se intercrescimento peritítico em forma de filme e rods Alling citado por Smith (1974).

O quartzo apresenta-se anédrico a subédrico, com extinção levemente ondulante. Assume geralmente caráter intersticial entre os cristais de plagioclásio e k-feldspato. O quartzo ocorre também como quartzo granofírico no interior dos cristais de k-feldspato.

A biotita ocorre euédrica a subédrica, pleocroísmo marron a amarelo, dispõem-se isolada ou associada aos minerais máficos. Altera-se parcialmente a totalmente para clorita.

Os cristais de apatita, zircão e opacos encontram-se euédrico a subédrico e ocorrem em quantidades acessórias, geralmente associados e inclusos nos minerais máficos

GRANITO VELHO GUILHERME

As amostras EMR-44A, EMR-44B, EMR-44C, EMR-44D, EMR-44E, EMR-44F, EMR-44G e EMR-85C, foram analisadas petrograficamente e apresentam no geral as seguintes características: compõem-se mineralogicamente por plagioclásio, ortoclásio, quartzo, biotita e muscovita. Os minerais acessórios presentes são fluorita, zircão e opacos. A rocha apresenta textura granular hipidiomórfica.

O plagioclásio ocorre subédrico, disposto aleatoriamente na rocha, composição oligoclásio sódico pelo método Michel Levy, geminação albita. Altera-se para sericita e argilo-mineral.

O ortoclásio encontra-se subédrico a anédrico contendo intercrescimento pertítico em forma de patch pertitas e strings Alling citado por Smith (1974). Alguns cristais contêm inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita definindo uma textura poiquilitica. No contato do ortoclásio pertitizado frequentemente encontra-se albita intergranular. Altera-se para argilo-minerais.

O quartzo encontra-se em três formas: em cristais maiores de forma subédrica a anédrica, extinção fortemente ondulante, pouco fraturado. Apresenta-se desenvolvendo contato reto e curvo com os cristais de plagioclásio e ortoclásio e frequentemente exibe nas bordas efeitos de corrosão magmática, com baías preenchidas por ortoclásio. Os cristais de quartzo menores são anédricos, extinção ondulante a reta. Ocorrem frequentemente preenchendo os espaços intersticiais entre os cristais de plagioclásio e ortoclásio. O quartzo de intercrescimento granofírico encontra-se de forma localizada na rocha, geralmente intercrescido no interior dos cristais de ortoclásio.

A biotita apresenta-se em palhetas subédrica a anédrica, pleocroísmo Z=Y marrom e X= amarelo-pálido. Ocorre de maneira dispersa entre os cristais de plagioclásio e ortoclásio. Altera-se parcialmente a totalmente para clorita. É comum ocorrer ao longo dos planos de clivagem inclusões de quartzo, oligoclásio e opacos, raras palhetas apresentam bordas envolvidas por muscovita. A muscovita está frequentemente associada as palhetas de biotita.

Fluorita, zircão e opacos encontram-se em quantidades acessórias, dispersos na rocha e inclusos nos demais minerais.

Tabela - Resultados analíticos dos pontos modais dos granitóides da Província Mineral de Carajás e São Felix do Xingu.

| GRANITÓIDE | AMOSTRA | QZ | PL | KF |
|-----------------|----------|------|------|-------|
| MANELÃO | AVR-184B | 39.6 | 36.4 | 24.0 |
| | AVR-184A | 37.0 | 42.0 | 21.0 |
| | AVR-184E | 27.1 | 47.6 | 25.2 |
| | AVR-184D | 39.2 | 29.7 | 31.0 |
| | AVR-253 | 35.9 | 60.9 | 3.1 |
| | AVR-315A | 42.1 | 32.6 | 25.1 |
| | AVR-256C | 36.3 | 61.8 | 1.8 |
| OURILÂNDIA | AVR-69A | 63.0 | 66.0 | 9.2 |
| | AVR-69F | 22.4 | 9.3 | 68.3 |
| | AVR-69C | 39.4 | 48.2 | 12.3 |
| | AVR-161 | 3.8 | 89.7 | 6.5 |
| | EMR-17 | 47.6 | 14.6 | 37.7 |
| | AVR-158C | 1.0 | 98.0 | 1.0 |
| | AVR-69B | 26.0 | 62.0 | 12.0 |
| | AVR-69H | 29.0 | 51.0 | 20.0 |
| | AVR-69E | 29.7 | 55.2 | 15.1 |
| | AVR-69D | 39.3 | 44.3 | 16.4 |
| PARAUARI | EMR-333 | 30.9 | 37.5 | 31.5 |
| | EMR-289A | 19.3 | 16.6 | 64.0 |
| | EMR-291 | 15.0 | 71.0 | 14.0 |
| | EMR-284 | 22.0 | 19.0 | 59.0 |
| | EMR-285 | 20.3 | 50.1 | 30.0 |
| | EMR-289B | 22.4 | 30.0 | 48.0 |
| VELHO GUILHERME | EMR-44C | 37.5 | 26.0 | 36.5 |
| | EMR-44A | 41.1 | 29.9 | 29.0 |
| | EMR-44B | 42.3 | 17.2 | 40.6 |
| CUMARU | JML-4A | 32.1 | 56.7 | 11.23 |