



Universidade Federal do Pará

Centro de Geociências

Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

"GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS ÍGNEAS E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS ASSOCIADAS DA PORÇÃO CENTRO SUL DO ESTADO DE TOCANTINS (REGIÃO DE PORTO NACIONAL - MONTE DO CARMO)"

TESE APRESENTADA POR

JOAO AUGUSTO DA SILVA BARRADAS

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

Data de Aprovação 10 / 05 / 94

Comitê de Tese :


JEAN MICHEL LAFON (ORIENTADOR)


BASTILLE KOTSCHOUBEY


YOCITERU HASUI

BELÉM

Para
Gel
e
João.
Para
Yukari.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que, de algum modo, colaboraram para a efetivação deste trabalho. De modo particular, gostaria de externar minha gratidão a:

- a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES - pela concessão de bolsa de estudo durante a execução do trabalho.

- a Universidade Federal do Pará que, através do Centro de Geociências, ofereceu condições técnicas e materiais que permitiram a execução da pesquisa.

- o Prof. Dr. Jean-Michel Lafon por sua valiosa orientação, por todas as discussões, sugestões e ensinamentos.

- o Prof. Dr. Basile Kotschoubey que, como co-orientador, sempre auxiliou com benéficas sugestões e discussões.

- o Prof. Dr. Yociteru Hasui por sua participação na banca examinadora, por suas críticas e sugestões ao trabalho.

- o Prof. Dr. Thomas Scheller por sua imprescindível colaboração em todas as fases da pesquisa no Laboratório de Geologia Isotópica.

- a colega de laboratório Elisabeth Maria Rodrigues por sua colaboração na parte química.

- as técnicas do LGI Roselene Garcia e Cíntia Maria Silva pelo auxílio durante as etapas de laboratório.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 - INTRODUÇÃO	5
2 - OBJETIVOS	6
3 - METODOLOGIA DE TRABALHO	8
3.1 - MÉTODO Rb-Sr	8
3.2 - MÉTODO Pb-Pb (aplicação em rochas totais e feldspatos)	9
3.3 - MÉTODO Pb-Pb (aplicação em galenas)	11
4 - GEOLOGIA REGIONAL	13
4.1 - ARCABOUÇO TECTÔNICO	13
4.2 - UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS	14
5 - GEOLOGIA LOCAL	19
5.1 - GRANITO MATANÇA	19
5.2 - GRANITO LAJEADO	23
5.3 - ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS	29
5.4 - VEIOS DE QUARTZO MINERALIZADOS	33
6 - GEOCRONOLOGIA	35
6.1 - RESULTADOS EXPERIMENTAIS	35
6.1.1 - Granito Matança	35
6.1.2 - Granito Lajeado	38
6.1.3 - Rochas Vulcânicas Ácidas	43
6.1.4 - Galenas	49

6.2 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	49
6.2.1 - Granito Matança	49
6.2.2 - Granito Lajeado	54
6.2.3 - Rochas Vulcânicas Ácidas	55
6.2.4 - Galenas	57
7 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados geocronológicos obtidos em rochas ígneas e mineralizações sulfetadas e auríferas da área de Monte do Carmo - Porto Nacional, centro-sul do Estado de Tocantins. Foram estudados o Granito Matança, o Granito Lajeado e um conjunto de rochas vulcânicas ácidas, até então sem denominação formal, através das metodologias Rb-Sr e Pb-Pb. A metodologia Pb-Pb também foi empregada na análise das galenas contidas em veios de quartzo auríferos.

O Granito Matança forneceu uma idade Rb-Sr de 510 ± 15 Ma, com razão inicial de $0,71286 \pm 59$ (MSWD = 5,4). Este resultado pode ser interpretado seja como indicativo da época de cristalização do corpo granítico, caracterizando um magmatismo contemporâneo ao Evento Brasileiro, seja como a idade de reomogeneização isotópica durante este Evento. As razões isotópicas encontradas para o chumbo foram baixas e as pequenas variações entre elas favorecem a hipótese de uma idade do Proterozóico Superior para este corpo.

Os pontos experimentais obtidos em rocha total e minerais do Granito Lajeado mostram-se fortemente dispersos no diagrama Rb-Sr, refletindo os processos de deformação cisalhante e de alteração hidrotermal ocorridos na região. O melhor indicativo de idade, obtido com as amostras mais preservadas, corresponde a 1741 ± 54 Ma, com razão inicial de $0,72184 \pm 249$ (MSWD = 6). Pelo método Pb-Pb foram analisadas amostras de rocha total e feldspato, resultando em uma idade isocrônica de 1999 ± 32 Ma (MSWD = 1,5), interpretada como a idade de cristalização do Granito Lajeado.

As rochas vulcânicas ácidas mostram um comportamento similar ao do Granito Lajeado. Os dados Rb-Sr são marcados por forte dispersão no diagrama isocrônico devido aos processos deformacionais e hidrotermais tardios. O método Pb-Pb, por outro lado, permitiu determinar a idade de cristalização dessas rochas em 2028 ± 103 Ma (MSWD = 2,5). A similaridade entre os resultados Pb-Pb do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas permite supor que estas unidades litológicas são geneticamente relacionadas.

As galenas da área de Monte do Carmo foram analisadas pelo método Pb-Pb. Oito amostras alinharam-se em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com uma inclinação de $0,151301 \pm$

4186 (MSWD = 1,1). Esses dados foram interpretados como uma equação de mistura e a combinação da linha das galenas com a curva de crescimento de CUMMING & RICHARDS (1975) permitiu definir a idade de mineralização em 550 Ma e a sua origem a partir de um material fonte com idade em torno de 2,1 Ga.

ABSTRACT

This work presents the geochronological results obtained by analysis of igneous rocks and sulphide and gold mineralization from the Monte do Carmo - Porto Nacional area, central southern of Tocantins State. The studied units are the Matança Granite, the Lajeado Granite and acid volcanic rocks, which, so far, did not receive any formal designation. All of these formations were analysed by the Rb-Sr and Pb-Pb methods. The Pb-Pb methodology was used also in analysis of galenas from gold bearing quartz veins.

A Rb-Sr age of 510 ± 15 Ma, with initial ratio of 0.71286 ± 59 (MSWD = 5.4), was obtained for the Matança Granite. This result can be interpreted either as the time of granite crystallization, characterizing a magmatism contemporary to the Brazilian Event, or as the age of isotopic resetting during this event. The isotopic ratios found for lead are low and the variations between them rather small, suggesting an Upper Proterozoic age for this body.

The experimental points obtained by whole rock and minerals analysis of the Lajeado Granite show an accentuated scattering, reflecting the superimposition of the intense shearing and hydrothermal alteration processes widely recognized in the region. The best indicative of age obtained with the better preserved samples correspond to 1741 ± 54 Ma, with an initial ratio of 0.72184 ± 249 (MSWD = 6). With the Pb-Pb method whole rock and feldspar samples were analyzed, resulting in an isochronic age of 1999 ± 32 Ma (MSWD = 1.5), interpreted as the crystallization age of the Lajeado Granite.

The acid volcanic rocks show a similar behaviour to that of the Lajeado Granite. The Rb-Sr data are marked by strong scattering in the isochronic plot due to late deformational and hydrothermal processes. The Pb-Pb method, on the other hand, allowed to determine 2028 ± 103 Ma (MSWD = 2.5) as the age of crystallization of these rocks. The similarity between the Pb-Pb results for Lajeado Granite and for acid volcanic rocks allows to suppose that these rocks are genetically related.

The galenas from the Monte do Carmo area were analyzed by Pb-Pb method. Eight samples aligned in a $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot with a slope of 0.151301 ± 4186 (MSWD = 1.1). These data were interpreted as a mixing equation and the combination of the galena line with the

CUMMING & RICHARDS (1975) growth curve allowed to define a mineralization age of 550 Ma and an age of about 2.1 Ga for the source rock of the metal.

1 INTRODUÇÃO

As investigações que por ora foram executadas na região que atualmente abriga o Estado do Tocantins (antiga porção norte do Estado de Goiás) proporcionaram resultados significativos para o entendimento de sua geologia e já permitiram, com alguma segurança, definir a distribuição espacial das principais unidades regionais, delinear as feições estruturais de ordem maior e, de modo geral, ter uma idéia mais precisa sobre a evolução desta área no tempo geológico (BARBOSA et al., 1966; SCHOBENHAUS et al., 1975; COSTA et al., 1976; COSTA et al., 1988a). As pesquisas têm enfocado temas variados, porém cabe destacar aqui os trabalhos voltados à petrologia e ao modelamento tectônico regional desenvolvidos por pesquisadores do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, no âmbito de vários projetos de pesquisa, dissertações e teses (COSTA et al., 1982; COSTA, 1985; SILVA, 1987, entre outros).

Todavia, apesar dos avanços obtidos, ainda restam diversos problemas à espera de soluções, sobretudo no que concerne à própria ordenação estratigráfica da região. As raras datações disponíveis não permitiram, até agora, obter uma visão totalmente satisfatória do quadro estratigráfico e da sucessão de eventos termo-tectônicos.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é o de contribuir para o entendimento do quadro geológico regional, através de um estudo geocronológico aprofundado das rochas ígneas aflorantes na região de Porto Nacional e Monte do Carmo, no centro-sul do Estado do Tocantins, empregando os geocronômetros Rb-Sr e Pb-Pb. Este objetivo acarreta desdobramentos para as questões de caráter local, principalmente:

- a definição das idades das rochas ígneas, plutônicas e vulcânicas, da área de Monte do Carmo, com sua integração no âmbito regional e o questionamento das relações genéticas entre estes conjuntos litológicos;

- a caracterização geocronológica da Suíte Matança, localizada na região de Porto Nacional, e a discussão dos seus aspectos genéticos e a sua eventual relação com a estruturação tectônica regional.

Ademais, são conhecidas na área de Monte do Carmo ocorrências auríferas relacionadas a campos filonianos, desde o século XVIII objetos de exploração e de eventual mineração, e, atualmente, alvos de atividade garimpeira intermitente.

Pretende-se, particularmente neste contexto, investigar a idade destas mineralizações através do estudo da composição isotópica do chumbo presente nos sulfetos associados, verificando uma possível contribuição das rochas ígneas da região no fornecimento dos metais envolvidos.

A relevância desta etapa reside não só na busca dos resultados em si, com sua integração no contexto geocronológico e metalogenético regional mas, principalmente, no fato de que se trata da utilização de mais uma importante ferramenta disponível no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará. Com efeito, há tempo o estudo dos isótopos de chumbo vem sendo empregado em alguns laboratórios de pesquisa para resolver problemas relacionados à origem de rochas e de depósitos minerais (CANNON et al., 1961; AMARAL, 1968; DOE & STACEY, 1974), sempre oferecendo informações que podem ser utilizadas tanto para se estabelecer a cronologia dos eventos mineralizantes, como para identificar as áreas fontes dos metais.

Um esboço da área de abrangência do trabalho é apresentado na Figura 1.

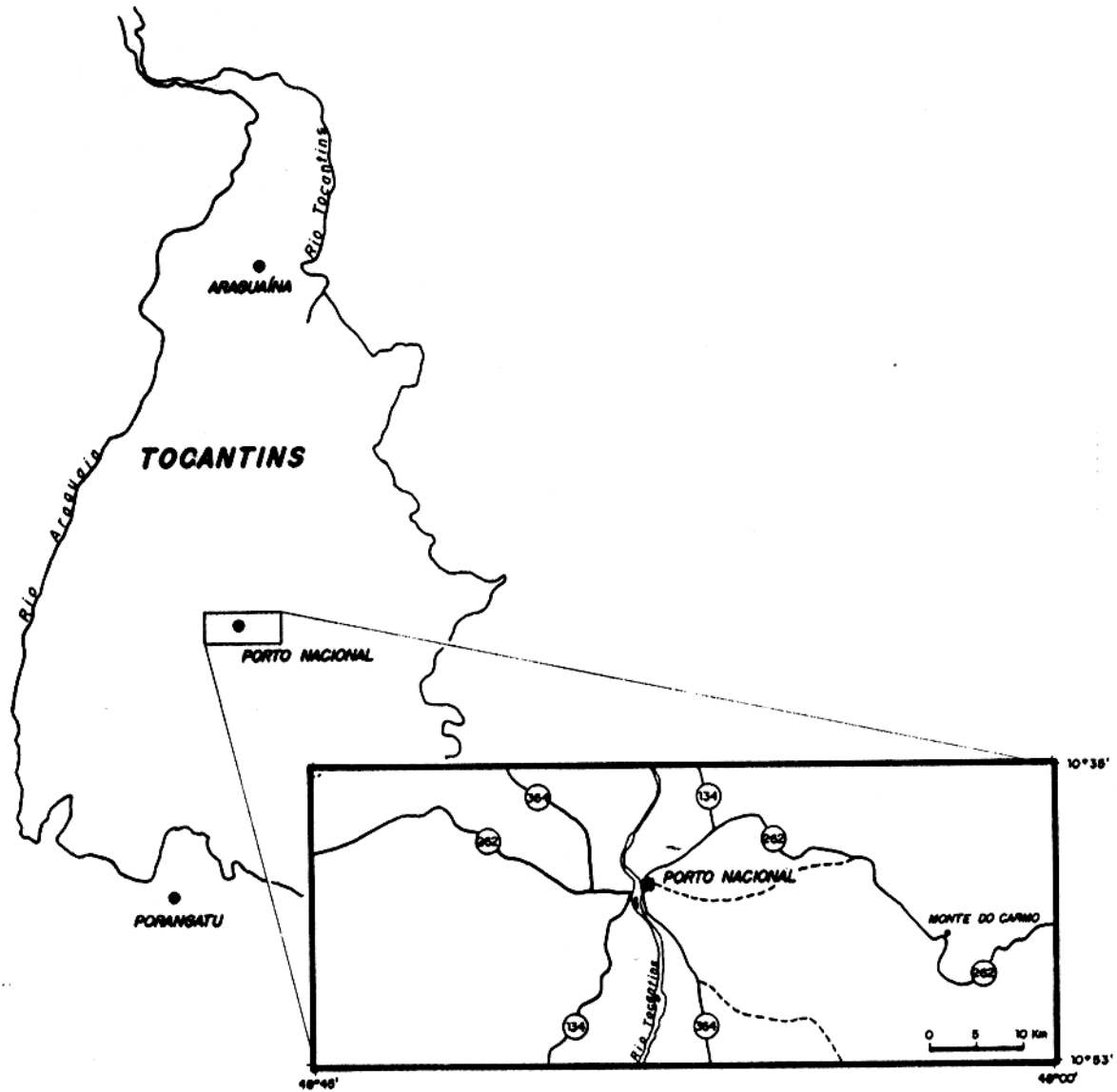


Figura 1 Área de trabalho e sua situação dentro do Estado do Tocantins.

3 METODOLOGIA DE TRABALHO

O presente estudo consistiu em duas etapas principais. A primeira, dedicada ao levantamento de dados geológicos convencionais, constou das seguintes atividades:

- a) Levantamento bibliográfico sobre os principais aspectos geológico-geocronológicos da região em questão. Foi igualmente efetuada uma análise bibliográfica específica relacionada aos métodos geocronológicos empregados neste ensaio.
- b) Etapa de campo para a coleta de informações geológicas e amostragem sistemática dos conjuntos rochosos em pauta. Foram empregados nesta fase do trabalho os mapas geológicos disponíveis e, como base topográfica, folhas plani-altimétricas em escala de 1:100.000.
- c) Etapa de laboratório que consistiu basicamente de um estudo microscópico das amostras coletadas em vista da seleção preliminar de material adequado para as determinações radiométricas, além de sua caracterização e classificação petrográfica.

A segunda etapa de trabalho consistiu em estudos geocronológicos propriamente ditos. Pela própria tônica do estudo, esta etapa recebeu maior ênfase. Foram empregadas as metodologias Rb-Sr e Pb-Pb, com análises tanto em rocha total quanto em minerais separados.

As amostras selecionadas para a análise radiométrica foram inicialmente trituradas e pulverizadas a 80 mesh, sendo a homogeneização das amostras efetuada através de quarteamento. A partir de então, as amostras receberam tratamento diferenciado em função da metodologia a ser empregada. Para as análises em minerais, os concentrados foram obtidos através do Separador Magnético Frantz Isodynamic ou com emprego de bromofórmio. O concentrado final foi purificado por triagem manual sob lupa binocular.

As técnicas de análise empregadas são descritas a seguir.

3.1 MÉTODO Rb-Sr

A metodologia Rb-Sr baseia-se no decaimento radioativo natural do isótopo ^{87}Rb para o isótopo ^{87}Sr , através da emissão de uma partícula β como uma função do tempo. Os resultados de idade são

obtidos através de diagramas isocrônicos, elaborados com as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A validade destes diagramas, e conseqüentemente das idades, depende de certas condições: as rochas analisadas devem possuir a mesma idade, a mesma razão isotópica inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i e ter sofrido uma evolução em sistema fechado para o Rb e o Sr.

Na técnica experimental adotada as amostras foram previamente submetidas a uma seleção baseada em análises petrográficas e nos teores preliminares de Rb e Sr obtidos por fluorescência de raios-X. Os teores finais de Rb e Sr foram determinados por diluição isotópica. Neste processo, aproximadamente 50 mg de rocha total sofrem a introdução de um traçador misto ^{87}Rb - ^{84}Sr , sendo posteriormente submetidos a um ataque ácido com 1 ml de HF^* (o símbolo "*" indica o número de vezes que a solução foi destilada) e 500 μl de HNO_3^* + 500 μl de HClO_4 , executado a quente durante cerca de 24 horas. A separação de Rb e Sr é feita por cromatografia em resina trocadora de íons, do tipo DOWEX AG50x8, em meio clorídrico. Os concentrados de Rb e Sr são depositados em filamentos simples de tungstênio, com a adição de um ativador de tântalo.

Como as demais análises isotópicas, as de Rb e Sr foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (CG-UFPA), em espectrômetro de massa VG ISOMASS 54E, com monocoletor. Todos os cálculos de regressão processados basearam-se nas teorias de YORK (1966, 1969) e no algoritmo de WILLIAMSON (1968, modificado). Os resultados são apresentados com desvio-padrão de 1σ (sigma). A constante de desintegração utilizada para os cálculos de idade foi aquela proposta por STEIGER & JÄGER (1977): $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$. A correção de discriminação de massa foi normalizada para a relação $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

3.2 MÉTODO Pb-Pb (aplicação em rochas totais e feldspatos)

A técnica de datação Pb-Pb em rochas totais foi iniciada por Sobotovich citado por BOWEN (1988) e baseia-se na hipótese de que a cristalização de um certo volume de magma origina uma série de rochas com diferentes razões U/Pb e Th/Pb, com o chumbo evoluindo desde então ao longo de trajetórias divergentes e curvas, correspondentes aos valores de μ (razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) de cada amostra individual. Se esta evolução se processar sem interrupção a série de rochas forma uma linha isocrônica em

um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, desde que as rochas apresentem a mesma razão inicial para o chumbo, tenham se formado no mesmo tempo e tenham permanecido como sistemas fechados até o presente.

Os dados isotópicos de chumbo geralmente são apresentados sob duas formas: os diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

O diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ é a forma mais comum de apresentação. Por reunir os dois isótopos uranogênicos (^{206}Pb e ^{207}Pb), ele reflete diretamente as modificações ocorridas na sistemática U-Pb do material estudado. O outro diagrama de uso comum é o que envolve o isótopo torogênico (^{208}Pb), particularmente adequado para a detecção das modificações no sistema U-Th do ambiente geoquímico estudado (GULSON, 1986).

Em relação ao método em si, a técnica adotada nas análises Pb-Pb em rochas totais derivou dos procedimentos sugeridos por MANHÊS (1982) e foi implantada no Laboratório de Geologia Isotópica por RODRIGUES (1992). Esta técnica consiste na dissolução, através de ataque ácido, de aproximadamente 500 mg de rocha total com 5 ml de HF^{**} por períodos de 8 horas (a frio) e 12 horas (a quente), em cadinho fechado. A solução é levada então a evaporar e aí permanece até que reste aproximadamente 1 ml. A etapa seguinte consiste num ataque com 5 ml de HBr^* 8N, executado a quente até que ocorra a secagem total da amostra. O resíduo obtido é dissolvido com HBr^* 0,5N, homogeneizado em ultra-som e centrifugado.

A separação do Pb é feita em uma microcoluna contendo resina aniônica, do tipo DOWEX AG1x8 (200 - 400 mesh), condicionada com HBr^* 0,5N. Na eluição do Pb emprega-se HCl^* 6N. Para permitir a concentração do Pb, são introduzidos 20 μl de H_3PO_4 0,125M. O concentrado final é depositado em filamento simples de rênio, com adição de sílica-gel.

A técnica empregada nas análises dos feldspatos é similar àquela adotada em rochas totais. As diferenças residem basicamente na quantidade de amostra tratada, 200 mg neste caso, e no tratamento preliminar a que os feldspatos são submetidos antes da dissolução ácida propriamente dita. Este tratamento consiste numa série de lavagens com 1 ml de HCl^* 6N, H_2O^{***} , HF^{**} 1N e novamente HCl^* 6N, aplicadas

nesta ordem. Entre cada uma destas etapas as amostras são submetidas a ultra-som, aquecidas por cerca de 20 minutos, finalizando-se a operação com a retirada do excesso de solução.

Os cálculos de regressão para o melhor ajuste dos pontos analíticos obedeceram as teorias de Ludwig citado por RODRIGUES (1992). Os resultados registram um nível de confiança de 1σ . Os valores do fator de discriminação de massa foram determinados a partir da análise repetida de padrões de chumbo NBS 981 e NBS 982, situando-se sempre no intervalo de $0,0015 \pm 0,0003$. Os brancos de química realizados durante o período de análises situaram-se em torno de 1 ng de chumbo (RODRIGUES, 1992).

3.3 MÉTODO Pb-Pb (aplicação em galenas)

São várias as maneiras que permitem decifrar as idades de mineralizações a partir da composição isotópica do chumbo em minerais onde há um amplo domínio deste elemento sobre o urânio e o tório (DOE & STACEY, 1974; GULSON, 1986).

Quando a composição isotópica do chumbo é uniforme em um determinado depósito mineral ou em um grupo de depósitos, uma idade-modelo de mineralização pode ser obtida através de uma das várias curvas de crescimento da Terra disponíveis (CUMMING & RICHARDS, 1975; STACEY & KRAMERS, 1975; AMOV, 1983a,b). Estas curvas diferem entre si seja pela variação de seus parâmetros iniciais, seja por variações na razão pai-filho do material fonte através do tempo. Isto explica o fato de diferentes modelos resultarem em diferentes idades de mineralização.

No entanto, se em um único depósito mineral ou num grupo de depósitos houver variação significativa na composição isotópica do chumbo, várias interpretações são possíveis.

Se a evolução isotópica do chumbo em um determinado material fonte se processar de maneira simples resultando em um arranjo linear, então a idade da mineralização pode ser calculada conhecendo-se a inclinação desta linha. Contudo, o mesmo padrão linear pode originar-se da mistura de chumbo oriundo de duas fontes distintas, inclusive em termos de história isotópica. Um dos modos para se obter a idade da mineralização é a combinação do arranjo linear com as curvas de crescimento da Terra (ANDREW et al., 1984; JOHANSSON & RICKARD, 1984; IYER et al., 1992).

A parte analítica desenvolvida para a preparação das galenas foi adaptada da proposta de BROWNING et al. (1987). Cerca de 1 mg de amostra é submetido a um ataque ácido inicialmente com 500 μl de HCl^* 6N e posteriormente com 800 μl de HNO_3^* . Este ataque é executado a quente e perdura até a secagem completa da amostra. No resíduo obtido é introduzido novamente 1 ml de HCl^* 6N, sendo a homogeneização efetuada com uso de ultra-som. A etapa final consiste na introdução de 1 ml de H_2O^{***} .

Uma alíquota da solução obtida é diretamente depositada em filamento simples de rênio, com a adição de sílica-gel e H_3PO_4 0,125M.

4 GEOLOGIA REGIONAL

4.1 ARCABOUÇO TECTÔNICO

Nos últimos anos várias propostas foram apresentadas para explicar a evolução geotectônica da região que hoje abriga o Estado do Tocantins. Nesse sentido, ALMEIDA et al. (1977) abordaram a região segundo o conceito de Províncias Estruturais, denominando de "Província Tocantins" à região situada entre os Crátoms de São Francisco e Amazônico, comportando rochas muito antigas na sua parte central e faixas de dobramentos mais recentes nas suas bordas. Em termos de unidades, os autores definiram o Maciço Central de Goiás, correspondente ao Complexo Basal Goiano (BERBERT, 1980), distinguindo as Faixas de Dobramento Uruaçu e Brasília, a leste, e Paraguai-Araguaia, a oeste. Estas unidades geotectônicas ter-se-iam individualizado através de uma evolução policíclica envolvendo os Ciclos Jequié, responsável pela estruturação inicial, Transamazônico, Uruaçuanos e Brasiliano, responsáveis pelo desenvolvimento das faixas de dobramentos (HASUI et al., 1975, 1980; CUNHA et al., 1981; HERZ et al., 1989).

As investigações geológicas/geofísicas efetuadas mais recentemente, aliadas à revisão dos dados até então colhidos, levaram a um novo modelo tectônico regional, baseado numa interpretação diferente da estruturação, ou seja, no reconhecimento da justaposição de vários blocos crustais. Tal proposta explicaria o padrão de distribuição dos terrenos de alto grau metamórfico, dos terrenos granito-"greenstone" e também das bacias que acolheram várias seqüências metassedimentares, entre as quais a do Grupo Natividade e a do Supergrupo Baixo Araguaia (HARALYI & HASUI, 1981, 1982a,b; HASUI & HARALYI, 1985). Particularmente na região de Porto Nacional, HARALYI & HASUI (1981) identificaram importante descontinuidade crustal, de orientação N30°E, limitando dois grandes blocos denominados Brasília (a sudeste) e Araguacema (a noroeste). O contato entre estes blocos dar-se-ia por cavalgamento do primeiro sobre o segundo, a descontinuidade sendo marcada pela exposição de porções granulíticas da base da crosta; nas partes internas dos blocos ocorreriam os terrenos granito-"greenstone" e as seqüências metassedimentares. Em resposta a este processo, situado por HASUI & COSTA (1990) no final do Arqueano, em ambos os blocos as rochas teriam sido afetadas por deformações dúcteis resultando

internamente em fragmentações, enfatiamentos e remobilizações variadas, o que explicaria a disposição do atual quadro litoestrutural (HASUI et al., 1987).

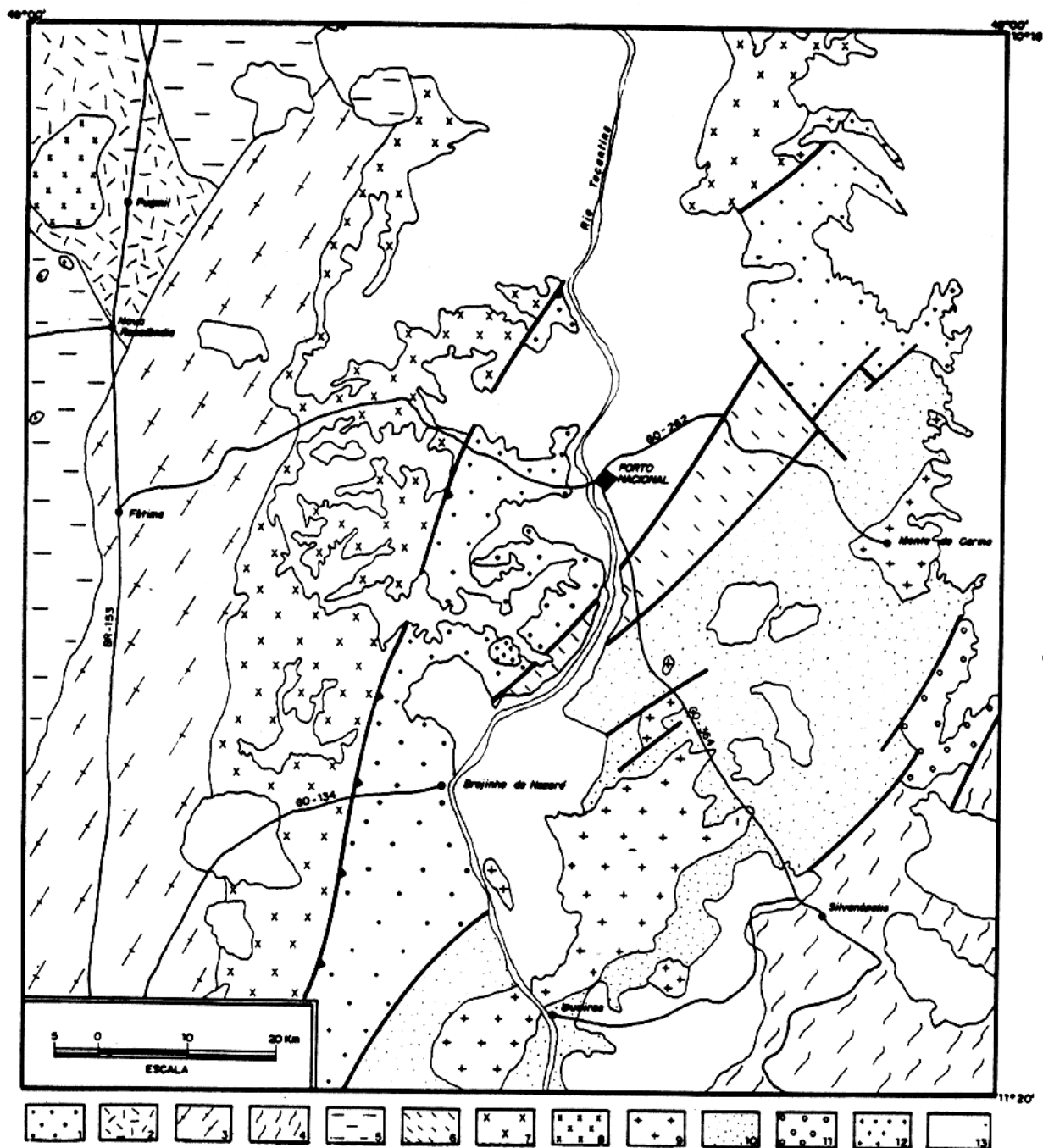
Os lineamentos rúpteis de direção NNE que cortam extensivamente a região central do Brasil constituem o chamado Lineamento Transbrasiliano. Estas estruturas foram interpretadas como um feixe de falhas transcorrentes desenvolvido no final do Evento Brasileiro (SCHOBENHAUS et al., 1975). Mais recentemente, COSTA & HASUI (1988) reinterpretaram esse lineamento com base na sua localização na zona de justaposição dos blocos crustais e atribuíram a sua evolução a um regime transcorrente dúctil de idade Proterozóica Inferior ou Arqueana.

4.2 UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS

O contexto litológico e estrutural da porção centro-sul do Estado do Tocantins é bastante complexo e variado, com unidades rochosas desde arqueanas até recentes (Figura 2).

No âmbito das unidades mais antigas, três associações litológicas maiores são reconhecidas: complexos gnáissico-granitóides, seqüências metavulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt" e complexos de alto grau metamórfico (BERBERT, 1980; MARINI et al., 1984; HASUI & MIOTO, 1988).

Os complexos gnáissico-granitóides possuem ampla distribuição regional, sendo interpretados como representantes do embasamento e com evolução vinculada ao Arqueano (HASUI et al., 1980; DANNI et al., 1982). Nos últimos anos diversas denominações foram adotadas ao se referir a essas rochas, por exemplo: Pré-Cambriano Indiferenciado, de BARBOSA et al. (1966) e SCHOBENHAUS et al. (1975); Complexo Basal Goiano, de ALMEIDA (1967), dentre outras, e assim várias associações litológicas permaneciam agrupadas. Contudo, o refinamento das pesquisas geológicas na região permitiu que algumas dessas associações fossem separadas, a exemplo dos terrenos tipo "greenstone belt" e das seqüências de alto grau, sendo as unidades remanescentes incluídas no Complexo Goiano (CUNHA et al., 1981). Assim, este último passou a abrigar basicamente gnaisses ortoderivados, quartzo-dioríticos a graníticos, com enclaves de anfíbolitos e metassedimentos.



1. COMPLEXO PORTO NACIONAL; 2. COMPLEXO COLMÉIA; 3. COMPLEXO RIO DOS MANGUES; 4. COMPLEXO MANOEL ALVES; 5. GRUPO ESTRONDO; 6. FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES; 7. SUÍTE MATANÇA; 8. GRANITO SERROTE; 9. SUÍTE LAJEADO; 10. GRUPO NATTIVIDADE; 11. FORMAÇÃO MONTE DO CARMO; 12. SUÍTE SANTA LUZIA; 13. COBERTURAS FANEROZÓICAS.

Figura 2 Distribuição dos principais conjuntos litoestratigráficos da região centro-sul do Estado do Tocantins (COSTA & HASUI, 1988, modificado).

Os dados geocronológicos disponíveis para estas rochas são coerentes com uma evolução policíclica, envolvendo diferentes eventos termo-tectônicos. As idades obtidas variam desde 2,5 - 2,6 Ga até idades entre 450 e 650 Ma, sendo relacionadas aos Eventos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (HASUI et al., 1980; TASSINARI et al., 1981).

Seqüências metavulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt" foram primeiramente reconhecidas na região de Almas-Dianópolis (COSTA et al., 1976; CORRÊA FILHO & SÁ, 1980). Tais seqüências ocorrem em faixas estreitas e alongadas, com direções submeridianas, encaixadas em um substrato formado por gnaisses tonalíticos e anfíbolitos; em meio aos terrenos gnáissicos destacam-se intrusões tonalíticas a granodioríticas que deformam as seqüências supracrustais. A exemplo de outros terrenos granito-"greenstone", é característica a estruturação em formas ovaladas, em cujos núcleos aparecem as intrusões tonalíticas-granodioríticas, enquanto que as seqüências tipo "greenstone belt" ocupam os espaços interovais (BERBERT, 1980; COSTA, 1985; DANNI, 1988).

COSTA (1985) reuniu as faixas metavulcano-sedimentares da região de Almas - Dianópolis no Grupo Riachão do Ouro, enquanto que as formações gnáissicas foram agrupadas no Complexo Goiano e os corpos intrusivos na Suíte Serra do Boqueirão. O Grupo Riachão do Ouro foi definido comportando rochas metabásicas na sua base e metavulcanitos ácidos e intermediários na sua parte superior; no topo encontram-se metarenitos e metaconglomerados polimíticos. Faixas de rochas ultramáficas, de provável derivação komatiítica, foram também descritas no Grupo Riachão do Ouro (DANNI, 1988). A Suíte Serra do Boqueirão agrupa grande variedade de corpos ígneos, predominando os de composição tonalítica.

Na região de Paraíso do Tocantins encontra-se outra seqüência vulcano-sedimentar, igualmente interpretada como "greenstone belt", denominada Grupo Rio do Coco (BARREIRA, 1980; BARREIRA & DARDENNE, 1981). Ela é constituída por um pacote basal que inclui metapelitos, formações ferríferas e ultramáficas; na porção superior encontram-se micaxistos e metatufos. Intrusões de biotita-granito seccionam essa seqüência. Todo este conjunto está alojado em gnaisses do Complexo Colméia.

O Complexo Porto Nacional é a unidade que reúne as rochas de mais alto grau metamórfico na região. Os principais termos petrográficos são gnaisses granulíticos máficos, anortositos, enderbitos, kinzigitos e leptinitos, que exibem amplas variações texturais (HASUI et al., 1987). Estas rochas formam uma faixa de direção NNE, com aproximadamente 25 km de largura, que estreita-se para sul. Junto com os granulitos da região de Porangatu, compõem o chamado Cinturão Granulítico do Médio Tocantins (HASUI et al., 1984).

COSTA et al. (1984) reconheceram na região várias outras faixas com orientação NNE-SSW, caracterizadas por uma forte estruturação das unidades envolvidas e por feições planares bem desenvolvidas. Dentre estas faixas inclui-se a Suíte Matança, um extenso corpo granitóide, alongado na direção NE-SW, constituído por rochas graníticas de granulação grossa ou contendo megacristais de feldspato imersos em matriz fina.

COSTA (1985) analisou isotopicamente rochas da Suíte Matança através da metodologia Rb-Sr sem, no entanto, obter resultados significativos. O conjunto de amostras analisadas apresentou grande dispersão, enquanto que um grupo mais restrito de amostras forneceu uma idade de 496 ± 26 Ma, interpretada como o registro de um evento termo-tectônico que reomogeneizou parcialmente a unidade.

Nas regiões de Porto Nacional e Tocantínia, BARBOSA et al. (1966) descreveram vários corpos graníticos denominando-os de "Granito Lajeado" e posicionando-os no Pré-Cambriano. Seguiram-se outros trabalhos de cunho regional, sendo essas rochas sempre tratadas no contexto do Pré-Cambriano Indiferenciado e reunidas em um complexo grupo de rochas polimetamórficas (SCHOBENHAUS et al., 1975). Posteriormente, CUNHA et al. (1981) definiram a Suíte Intrusiva Ipueiras, um conjunto de rochas ácidas englobando além dos corpos anteriormente descritos por BARBOSA et al. (1966), rochas vulcânicas ácidas, tonalitos e granitos porfiríticos.

Coube a COSTA et al. (1984) a retomada da designação Suíte Lajeado adotada inicialmente por BARBOSA et al. (1966). Esta suíte estaria representada por vários "stocks" e alguns batólitos expostos em meio aos metassedimentos do Grupo Natividade. Na constituição desses corpos estariam basicamente granitos e granófiros. Nenhuma associação com rochas vulcânicas foi verificada. Nesse trabalho, os autores discutiram também a relação entre os corpos graníticos e os metassedimentos do

Grupo Natividade, apontando a ausência de transformações térmicas e de deformação nos metassedimentos, além da ausência de xenólitos nos granitóides, como fatos indicadores de um posicionamento pré-Natividade para os corpos graníticos.

Uma idade Rb-Sr foi obtida por COSTA (1985) para a Suíte Lajeado. Cinco amostras foram analisadas e definiram uma isócrona de 1873 ± 25 Ma, interpretada como a idade de cristalização da Suíte Lajeado. Esse resultado foi importante na elaboração do quadro tectono-estratigráfico regional pois permitiu situar relativamente no tempo os eventos de tectônica compressiva e transcorrente descritos na região (COSTA & HASUI, 1988).

Os metassedimentos do Grupo Natividade, por sua vez, têm sido atribuídos ao Proterozóico Médio (MARINI et al., 1984; COSTA, 1985). Essas rochas foram inicialmente descritas por MOORE (1963) e COSTA et al. (1976), com Montalvão citado por BEZERRA et al. (1981) englobando-as no Grupo Santo Antonio. Em suma, o pacote é constituído por quartzitos e mármore dolomíticos, com intercalações pelíticas (COSTA et al., 1984; GORAYEB et al., 1988), metamorfisados no grau xisto verde baixo e preservando estruturas primárias.

A Formação Monte do Carmo é de distribuição restrita e ocorre em pequenos grabens situados a sudeste da cidade de Monte do Carmo. Esta unidade comporta conglomerados polimíticos, grauvacas e siltitos, com intercalações de andesitos, dacitos e brechas vulcânicas, sendo interpretada como do Proterozóico Superior (CUNHA et al., 1981).

Sedimentos paleozóicos da Bacia do Maranhão, principalmente conglomerados, arenitos ferruginosos e siltitos das Formações Serra Grande e Pimenteiras, recobrem discordantemente todas as unidades anteriormente citadas. Enfim, depósitos colúvio-aluvionares e crostas lateríticas do Cenozóico formam extensas coberturas nas zonas mais arrasadas.

5 GEOLOGIA LOCAL

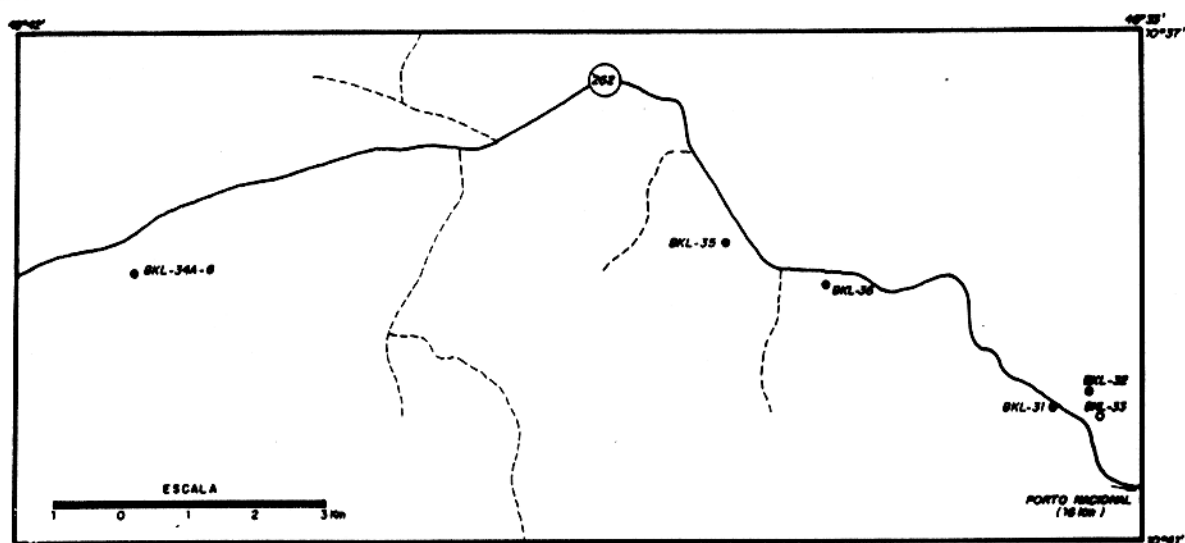
Nas imediações de Porto Nacional e Monte do Carmo as principais unidades litológicas reconhecidas são o Complexo Porto Nacional, a Suíte Matança, a Formação Morro do Aquiles, a Suíte Lajeado, o Grupo Natividade, a Formação Monte do Carmo e as unidades de rochas fanerozóicas, que, em geral, têm sido apresentadas nesta ordem (COSTA et al., 1988c). PALERMO (1988) individualizou ainda um conjunto de rochas vulcânicas ácidas, sem atribuir-lhes todavia uma posição estratigráfica definitiva.

Como a principal meta é discutir a geocronologia das rochas ígneas e das mineralizações auríferas da região, seguir-se-á com a apresentação das principais características litológicas destas unidades. Serão abordados, por ordem, o Granito Matança, o Granito Lajeado, as rochas vulcânicas ácidas e os veios de quartzo mineralizados. A discussão seguirá a ordem comumente apresentada para a área (COSTA, 1985; PALERMO, 1988).



5.1 GRANITO MATANÇA

O Granito Matança (ou Suíte Matança, COSTA, 1985) corresponde a um extenso corpo granitóide situado a oeste de Porto Nacional, cuja parte aflorante apresenta uma forma lenticular e cujos contatos têm sido descritos como tectônicos com as unidades mais antigas e discordantes com as unidades fanerozóicas (COSTA et al., 1988b).

Neste corpo as texturas são variadas. Dentre as amostras coletadas (Figura 3) predominam rochas heterogranulares, grosseiras, com coloração rosada ou cinza-esbranquiçada, sempre com pontuações escuras devidas aos minerais máficos. Existem tipos notadamente porfiríticos, caracterizados por fenocristais centimétricos de feldspato alojados em uma matriz de granulação fina/média. Em muitos casos estes fenocristais encontram-se alinhados, chegando a formar faixas ou lentes que se alternam com níveis de matriz, resultando em certo bandamento na rocha. Em outros casos, os fenocristais são raros ou inexistem, embora eventualmente ainda possa ser reconhecido um certo padrão de orientação, sublinhado principalmente pelos minerais máficos.



CONVENÇÕES

-  Estradas
-  Trilhas e Caminhos

AMOSTRAGEM




-  Amostras não analisadas
-  Amostras datadas pelo método Rb/Sr
-  Amostras datadas pelo método Pb/Pb

Figura 3 Mapa de localização das amostras coletadas do Granito Matança.

Em todos os tipos estudados os principais constituintes minerais são o quartzo, a microclina, o plagioclásio, a biotita e o anfibólio. Destacam-se como minerais acessórios a alanita, o zircão, a titanita e os minerais opacos.

Com relação aos aspectos texturais, em geral o que se tem é uma matriz granoblástica ou granolepidoblástica que engloba ou se alterna com os fenocristais (Figura 4). Neste contexto, o quartzo comparece seja na forma de agregados junto com os feldspatos e com os minerais ferromagnesianos, seja como cristais maiores, anedrais, de contatos interlobados, marcados por fragmentação interna e forte extinção ondulante. O quartzo pode ocorrer também como inclusões na microclina ou na forma vermicular quando nas mirmequitas.

A microclina ocorre principalmente em fenocristais, embora esteja também presente nos agregados granoblásticos da matriz. Os fenocristais são subédricos a euédricos, caracterizados por suas maclas em xadrez e por seus intercrescimentos pertíticos bem distribuídos nos cristais. Os contatos com o plagioclásio são irregulares, sendo muitas vezes marcados pela presença de mirmequitas e, mais raramente, de bordas albiticas. Alterações para argilo-minerais foram verificadas e são mais acentuadas nos fenocristais.

O plagioclásio ocorre igualmente na forma de fenocristais e de cristais intersticiais na matriz. Os fenocristais são subedrais/euedrais, com uma composição entre An_{16} e An_{24} . Alguns cristais apresentam um zoneamento normal e contínuo, apesar das zonas mais cálcicas muitas vezes mostrarem-se corroídas, originando feições de "patchy zoning" (Figura 5). O plagioclásio da matriz possui naturalmente menor granulação; trata-se de cristais subédricos a anédricos nos quais predominam maclas do tipo Albita. Em relação aos fenocristais, sua composição é mais sódica e varia entre An_6 e An_{18} . As transformações secundárias (sericitização, saussuritização e carbonatação), freqüentes nos fenocristais, são raras nos cristais da matriz.

A biotita é o mineral máfico mais abundante. Ela ocorre em agregados de pequenas palhetas entremeadas na matriz ou formando cordões que se alternam com faixas quartzo-feldspáticas ou contornam os fenocristais. Sob todas as formas, os cristais são subedrais, com contatos retilíneos ou denteados.

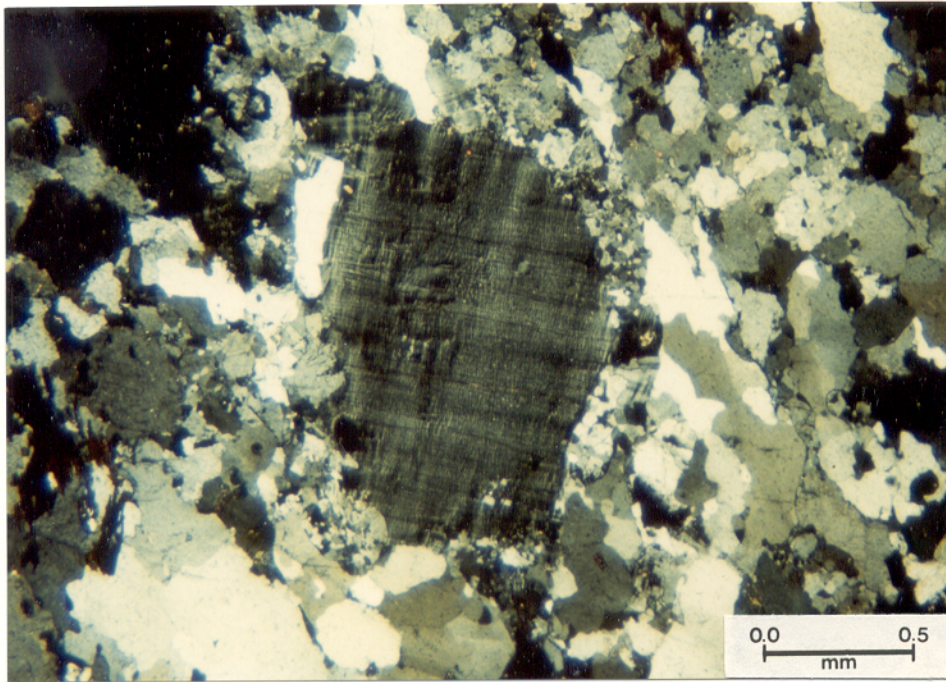


Figura 4 Aspecto microtextural caracterizado por fenocristais de microclina pertítica alojados em matriz granoblástica enriquecida em quartzo. Granito Matança (BKL-34C / Luz Polarizada).

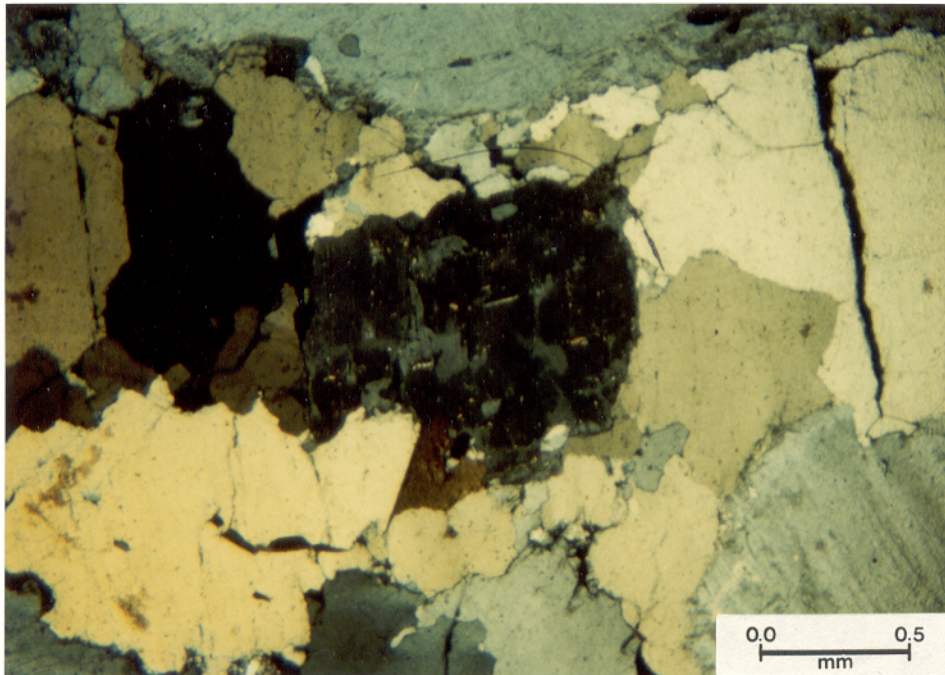


Figura 5 Cristal de plagioclásio na matriz granoblástica; o cristal sofre corrosão e mostra feições de "patchy zoning". Granito Matança (BKL-31B / Luz Polarizada).

Localmente existem concentrações de biotita ("schlieren") onde domina uma textura essencialmente lepidoblástica; são feições centimétricas ou eventualmente métricas, quando então se tornam destacadas em afloramento e sublinham um bandamento composicional.

O anfibólio (ferrohastingsita, de acordo com suas propriedades óticas) mostra uma constante associação com a biotita. São cristais subedrais/anedrais fortemente alterados para epidoto e, algumas vezes, para carbonato. Os minerais acessórios ocorrem preferencialmente associados aos minerais máficos.

Os aspectos texturais e morfológicos observados são compatíveis com a superimposição de deformação em estado sólido sobre uma foliação magmática pretérita (PATERSON et al., 1989). Por outro lado, a hipótese de uma origem magmática do bandamento é particularmente favorecida pela presença de cristais de feldspato alinhados, alguns deles euedrais, que preservam microestruturas ígneas, sobretudo o zoneamento oscilatório. Há grãos de plagioclásio mostrando orientação preferencial e a geminação Albita paralela a esta orientação. Tal fato implica o envolvimento de um componente de fluxo magmático já que esta morfologia quase sempre se deve à forma original do cristal (PATERSON et al., 1989). Por outro lado, há rochas com fortes evidências de recristalização, expressas principalmente pela presença de agregados minerais nos limites de grãos e a eventual redução no tamanho dos grãos combinada com o estiramento dos agregados, resultando geralmente em um aspecto aleitado.

5.2 GRANITO LAJEADO

"Granito Lajeado" é a denominação aqui adotada referindo-se às rochas graníticas da Suíte Lajeado aflorantes nas imediações de Monte do Carmo. Anteriormente, para essas mesmas rochas, PALERMO (1988) propôs a denominação de "Granito do Carmo", adotando a posição estratigráfica sugerida por COSTA et al. (1984), situando este magmatismo antes da deposição do Grupo Natividade. Na área em pauta, o Granito Lajeado se encontra em grande parte encoberto pelas formações fanerozóicas da Bacia do Parnaíba e por coberturas detrítico-aluvionares recentes, de tal modo que suas relações estratigráficas exatas com os metassedimentos Natividade ainda não foram claramente definidas.

Granitos "stricto sensu" e granófiros, estes ocupando as bordas de alguns corpos, são os principais termos petrográficos agrupados na Suíte Lajeado. Existem nestes corpos variações texturais-mineralógicas significativas, embora, na área de trabalho, o número restrito de pontos de coleta de amostras (Figura 6) fez com que estas variações fossem só parcialmente observadas. Os principais tipos encontrados foram anfibólio-granitos, com leucogranitos subordinados.

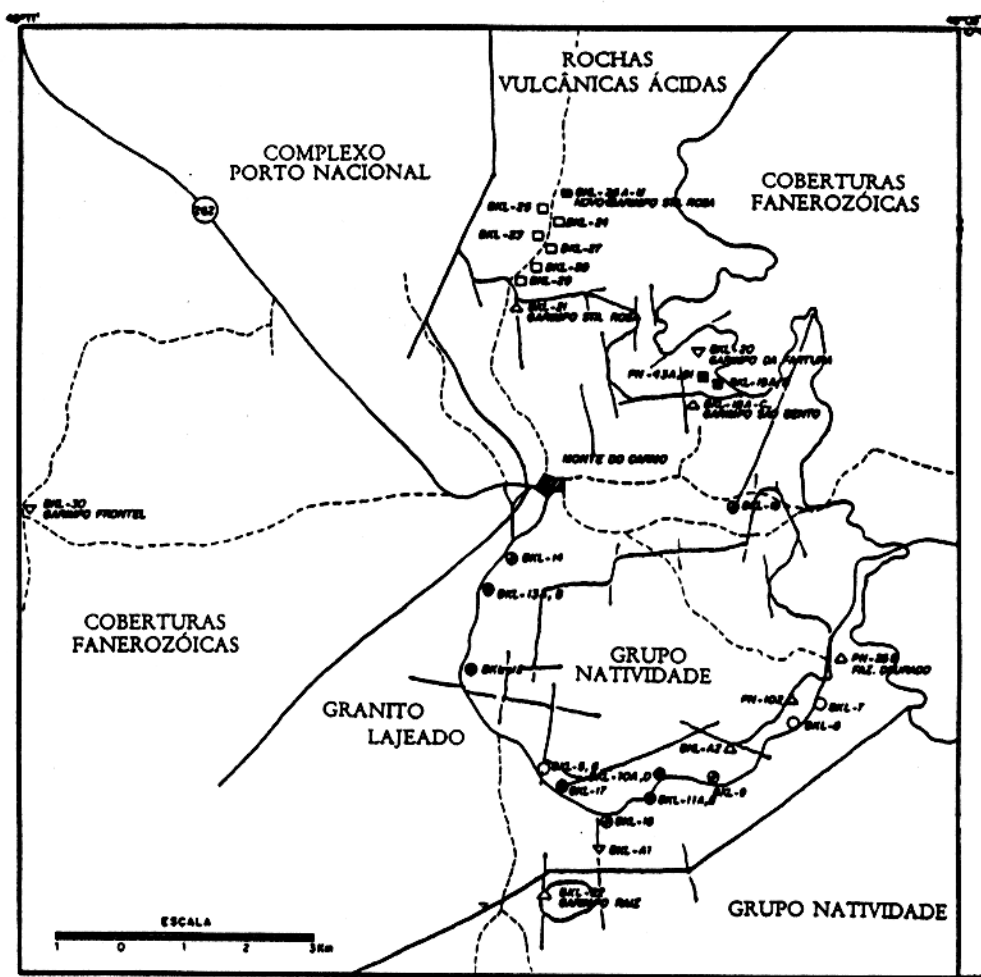
Os anfibólios-granitos são rochas de granulação grossa, equigranulares, apesar de localmente existirem tipos notadamente porfiríticos; são rochas leucocráticas, com coloração rosada a cinza-esbranquiçada (Figura 7).

Ao microscópio revelam uma textura granular hipidiomórfica (Figura 8). Em termos mineralógicos, são constituídas por microclina, quartzo, plagioclásio e anfibólio como componentes principais, enquanto biotita, titanita, alanita, zircão e minerais opacos representam a fase acessória.

A microclina forma cristais de contornos subédricos, identificados quase sempre por suas geminações Albita-Periclina. Intercrescimentos peritéticos são relativamente comuns e constituem outro aspecto característico deste mineral. Os cristais por vezes encontram-se fraturados, sendo as fraturas preenchidas por agregados de quartzo, epidoto e estilpnomelana. As alterações para argilo-minerais também são comuns.

O quartzo forma cristais anedrais, freqüentemente fraturados, de tal modo a propiciar algumas vezes o desenvolvimento de sub-grãos, geralmente caracterizados por contatos suturados e por forte extinção ondulante. Restritamente, encontram-se diminutos cristais de quartzo associados à albita, formando cordões que podem ocupar as microfraturas ou ainda contornar os cristais maiores.

O plagioclásio desenvolve cristais subedrais, algo retangulares, com maclas predominantemente do tipo Albita, algumas das quais mecanizadas. Os contatos com outros cristais são retilíneos e quando feitos com a microclina podem originar bordas albíticas ou apresentar fenômenos de coroas trocadas. As alterações secundárias são freqüentes e dão origem a sericita, epidoto e carbonato. É importante destacar que as massas de alteração sericítica normalmente ocupam o centro dos cristais, sugerindo a existência de um zoneamento normal (Figura 9). Com efeito, as determinações de composição dos cristais confirmaram um núcleo de composição An_{12-14} e bordas de composição An_{10} .



CONVENÇÕES

- Estradas
- Trilhas e Caminhos
- Cidade
- Contatos aproximados
- Falhas e fraturas

AMOSTRAGEM

GRANITO LAJEADO

- Amostras não analisadas
- Amostras datadas pelo método Rb/Sr
- Amostras datadas pelo método Pb/Pb

ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS

- Amostras não analisadas
- Amostras datadas pelo método Rb/Sr
- Amostras datadas pelo método Pb/Pb

SULFETOS

- Galenas
- Piritas

Figura 6 Mapa de localização das amostras coletadas na região de Monte do Carmo. O esboço geológico da área foi elaborado a partir de dados de campo, análise de fotografias aéreas e do trabalho de PALERMO (1988, modificado).



Figura 7 Amostras de mão do Granito Lajeado; principais tipos coletados.

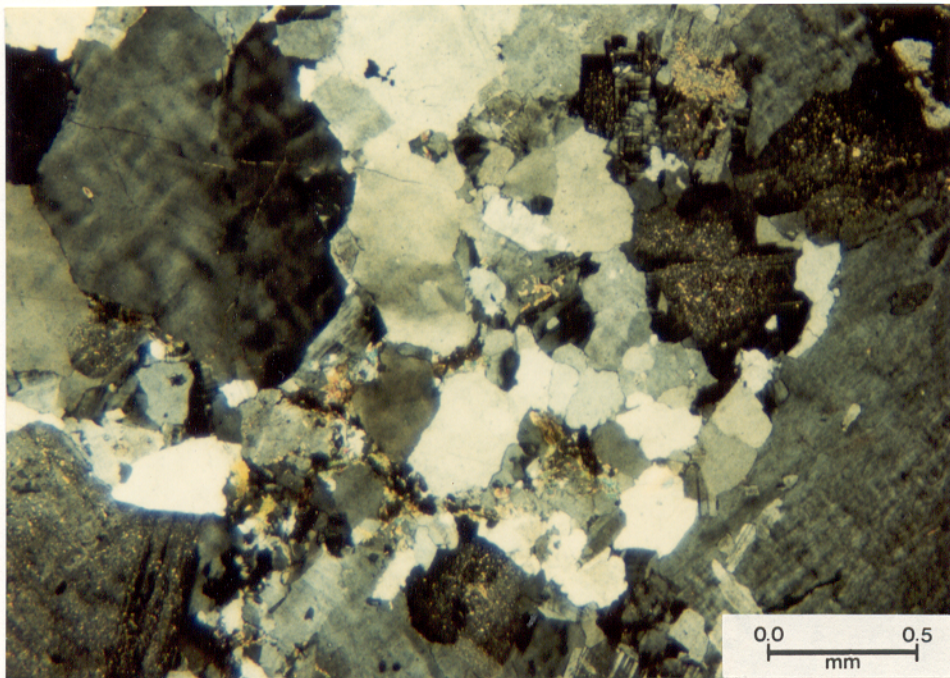


Figura 8 Textura granular hipidiomórfica do Granito Lajeado. O quartzo possui extinção ondulante e o plagioclásio comumente mostra-se alterado. Granito Lajeado (BKL-11B / Luz Polarizada).

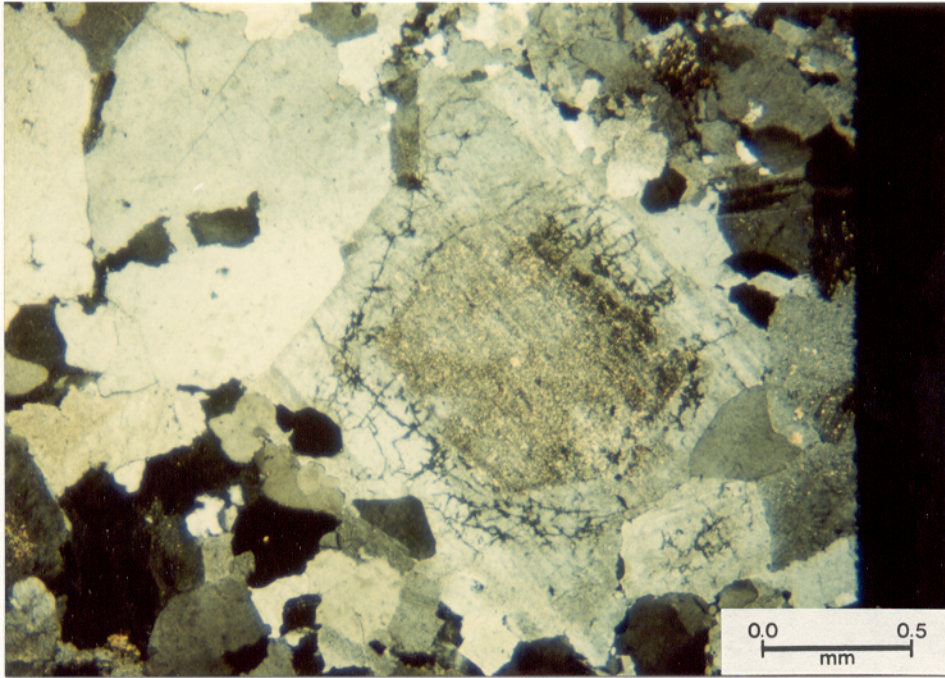


Figura 9 Alterações superimpostas no plagioclásio ocupando a parte central do cristal, sugerindo a existência de um zoneamento normal. Granito Lajeado (BKL-10C/ Luz Polarizada).

O anfibólio é do tipo ferrohastingsita. Ele ocorre quase sempre sob a forma de cristais subedrais, bastante fraturados e alterados. Os principais produtos secundários são o epidoto e a estilpnomelana. Já os minerais acessórios, embora ocorram dispersos em meio aos constituintes principais, mostram uma certa tendência a acumular-se junto ao anfibólio, principalmente quando se trata de biotita, titanita e alanita.

Os leucogranitos apresentam granulação média a grossa; são equigranulares e possuem coloração predominantemente cinza-esbranquiçada. A exemplo dos anfibólio-granitos, muitas vezes observam-se em amostras de mão faixas milimétricas, regularmente distribuídas, as quais exibem uma coloração esverdeada.

A textura é granular hipidiomórfica e os principais constituintes minerais são a microclina, o quartzo e o plagioclásio; biotita, titanita, minerais opacos e zircão comparecem em quantidades acessórias.

A microclina possui contornos subédricos a anédricos, sendo caracterizada geralmente pelo aparecimento de estruturas pertíticas, já que os típicos maclamentos nem sempre são perceptíveis. Nos intercrescimentos pertíticos a fase sódica ocorre como filetes do tipo "flame". Intercrescimentos gráficos também estão presentes, embora de modo bem mais restrito. Alguns cristais encontram-se fraturados, havendo preenchimento das fraturas por agregados de quartzo, albita ou estilpnomelana fibrosa; na interface microclina-plagioclásio é comum a presença de bordas albíticas. Como nos anfibólio-granitos, os argilo-minerais são os principais produtos de alteração da microclina.

O quartzo é anédrico e geralmente forma agregados de pequenos cristais. Pode ocorrer também preenchendo fraturas ou contornando cristais maiores de microclina ou plagioclásio, sempre em grãos de dimensões reduzidas.

O plagioclásio possui contornos subedrais; sua composição situa-se em torno de An_4 e entre suas maclas predominam as do tipo Albita. Os principais efeitos de alteração observados neste mineral são a sericitização/muscovitização e a saussuritização. Inclusões de minerais opacos e de titanita são raras, embora presentes.

Dentre os minerais acessórios dominam a biotita e os minerais opacos, distribuídos aleatoriamente ou formando agregados ao longo de faixas preferenciais.

Comumente se observa que as rochas graníticas encontram-se seccionadas por zonas de cisalhamento rúpteis ou rúpteis-dúcteis, ao longo das quais se processam modificações texturais e mineralógicas importantes. Em escala mesoscópica estas zonas caracterizam-se por forte cataclase e descoloração das rochas envolvidas. Suas espessuras variam desde poucos centímetros até vários metros, com orientações submeridianas, acompanhando a direção geral do cisalhamento e dos veios regionais.

Ao microscópio as transformações são melhor observadas. O quartzo apresenta-se em diminutos cristais, com forte extinção ondulante, e contatos suturados ou poligonizados por efeito de recristalização; os feldspatos também sofrem redução na granulação, embora a resposta mais evidente à deformação seja o fraturamento dos cristais e conseqüentes alterações secundárias, demonstrando a íntima relação entre a deformação e a atividade hidrotermal na área. Além destas feições de recristalização e

transformação, ocorre ainda a neoformação de minerais via alteração da associação original, principalmente representados por agregados de epidoto e estilpnomelana finamente granulados.

5.3 ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS

Imediatamente a norte de Monte do Carmo, PALERMO (1988) individualizou um conjunto de rochas vulcânicas ácidas, sem contudo apresentar-lhe uma denominação formal. Com base na semelhança entre estes litotipos e rochas pertencentes ao Grupo Natividade, o referido autor sugeriu incluir as vulcânicas ácidas nesta unidade.

Os contatos destes vulcanitos com as unidades fanerozóicas são nitidamente discordantes; com o Granito Lajeado as relações não são totalmente claras, apesar de que observações feitas no campo em vários locais sugerem fortemente relações intrusivas entre o Granito Lajeado e a seqüência vulcânica ácida. Anteriormente, BEZERRA et al. (1981) sugeriram que poderia tratar-se de uma seqüência plutono-vulcânica única, enquanto que PALERMO (1988) interpretou estas rochas como uma seqüência ígnea posterior ao Granito Lajeado, ressaltando que talvez representassem o início de um ciclo vulcano-sedimentar que culminou com a deposição do Grupo Natividade. Uma proposta mais recente englobou estas rochas na Formação Monte do Carmo (GORAYEB et al., 1992).

Dentre os tipos litológicos estudados encontram-se riolitos, riodacitos, dacitos e tufos riolíticos, alguns dos quais fortemente deformados e alterados, preservando entretanto texturas reliquias.

As rochas riolíticas e riodacíticas foram coletadas ao longo de trilhas que levam ao Garimpo Santa Rosa e também em cavas deste garimpo (Figura 6). Trata-se de rochas de coloração cinza-esverdeada e aspecto maciço, afíricas ou com poucos fenocristais perceptíveis a olho desarmado. Sob observação microscópica, no entanto, revela-se uma textura porfírica, caracterizada por microfenocristais de feldspato e quartzo imersos em uma matriz fina, microcristalina, ligeiramente orientada (Figura 10). Microfenocristais de anfibólio e minerais opacos ocorrem subordinadamente.

O plagioclásio é o mineral que mais freqüentemente constitui fenocristais; desenvolve cristais de contornos subédricos, geminados segundo a lei da Albita e eventualmente zonados. Minerais de alteração são freqüentes, tratando-se basicamente de sericita, epidoto e carbonato.

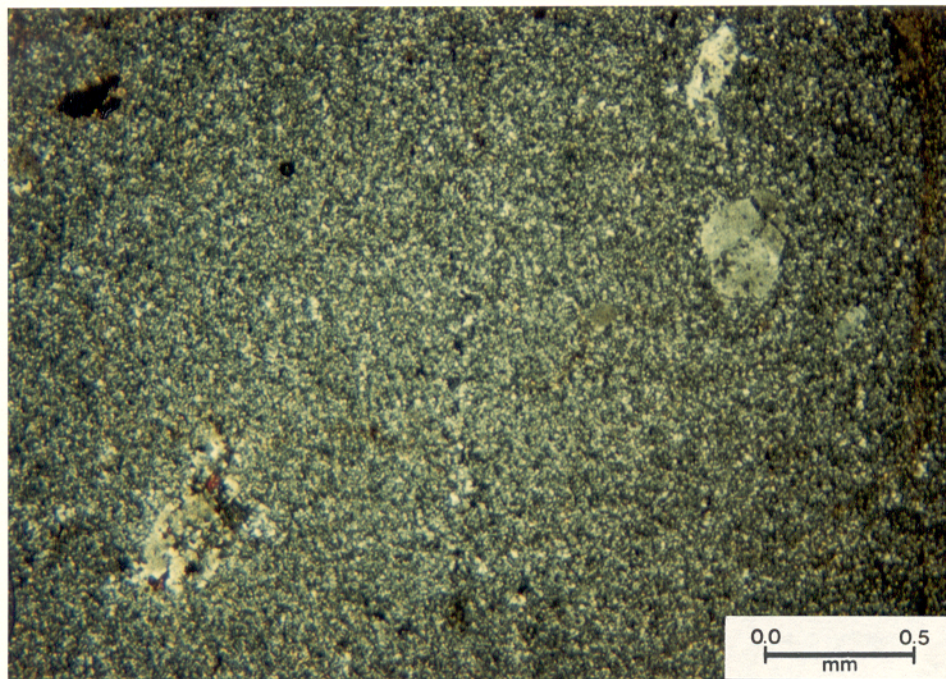


Figura 10 Fenocristais de feldspatos e quartzo distribuídos em uma matriz fina, ligeiramente orientada, definindo o padrão textural geral nos riolitos e dacitos. Rochas Vulcânicas Ácidas (BKL-19A/ Luz Polarizada).

A determinação da composição destes cristais foi dificultada pela falta de seções adequadas e também pela presença quase constante de produtos de alterações. A microclina ocorre em cristais anédricos a subédricos, caracterizados por suas geminações Albita-Periclina e/ou por discretas estruturas peritíticas; transformações secundárias para argilo-minerais também são comuns. O quartzo ocorre raramente na forma de fenocristais. Todavia, quando presentes, estes últimos aparecem formados por agregados policristalinos que reúnem cristais anédricos, de contatos suturados e granulação pouco maior do que a da matriz. O anfibólio é encontrado somente na forma de relictos quase inteiramente transformados para tremolita-actinolita. Os principais minerais opacos são pirita e galena que, embora pouco abundantes, aparecem localmente concentrados, chegando a formar estreitas faixas. Zircão, apatita e titanita são os principais minerais acessórios.

As rochas dacíticas predominam na região dos garimpos São Bento e Fatura. São rochas de coloração acinzentada e granulação fina a muito fina; as características texturais destas rochas são

bastante similares às dos riolitos e riodacitos e, por isso a distinção entre elas é feita unicamente com base nas quantidades relativas dos minerais principais.

Às proximidades do chamado Novo Garimpo Santa Rosa foi coletado um conjunto de rochas vulcânicas piroclásticas cuja composição varia entre dacítica e riolítica (LEITE, 1992). Macroscopicamente, são rochas de coloração cinza-escuro, afaníticas. Em alguns tipos foi possível caracterizar uma textura clástica ou mesmo identificar estruturas eutaxíticas (PALERMO, 1988).

A caracterização textural das rochas estudadas obedeceu à proposição de SCHMID (1981), baseada no diâmetro médio dos piroclastos, de tal modo que se distinguiu dentro do conjunto de amostras tufos de lapilli e tufos de cinza (no sentido de "ash tuffs").

De modo geral, quando observadas no microscópio, as rochas apresentam uma textura vitroclástica caracterizada por uma constante associação de componentes vítreos e de fragmentos, em proporções variadas, mas sempre com amplo domínio do material vítreo. A matriz devitrificada é constituída quase totalmente por micrólitos e por diminutos grãos de minerais opacos, todos ligeiramente orientados (Figura 11). Localmente encontram-se concentrações de carbonato que eventualmente alcançam quantidades significativas. Algumas destas rochas apresentam estruturas complexas, com formas curvilíneas ou ramificadas contornando os fragmentos (Figura 12).

Os fragmentos são variados tanto em forma, quanto em tamanho. Nos tufos de lapilli o seu diâmetro médio situa-se em torno de 1 mm, excepcionalmente alcançando tamanho decimétrico (PALERMO, 1988). Composicionalmente se trata de fragmentos de quartzo, plagioclásio, microclina e mais raramente de rochas. Os de quartzo são os mais abundantes; suas formas são geralmente irregulares, com certa tendência à esfericidade ou lenticularização. O plagioclásio ocorre em cristais ligeiramente tabulares, fortemente transformados para sericita, epidoto e carbonato. Os fragmentos de microclina possuem contornos angulosos, bastante irregulares, e são marcados por pequenos intercrescimentos pertíticos, perceptíveis apesar da forte argilização superimposta. Os fragmentos de rochas aparecem como agregados minerais fortemente alterados.

Os tufos de cinza são constituídos por fragmentos cujo diâmetro médio não ultrapassa 1 mm. Os principais fragmentos são os de quartzo, microclina e plagioclásio.

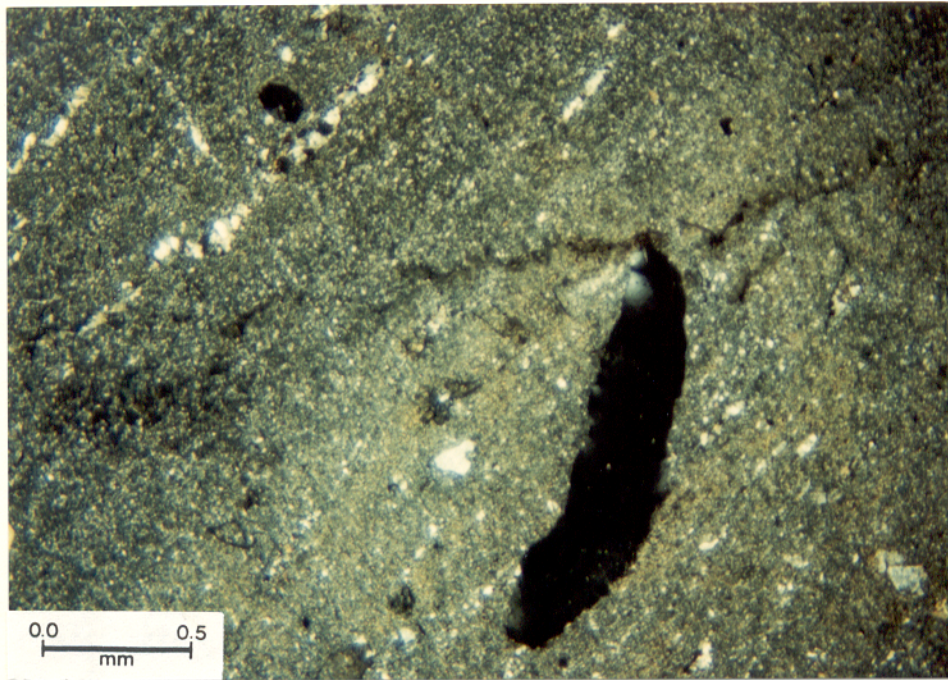


Figura 11 Microtextura vitroclástica caracterizada por fragmentos variados alojados em uma matriz devitrificada, levemente orientada. Rochas Vulcânicas Ácidas (BKL-26K/ Luz Polarizada).

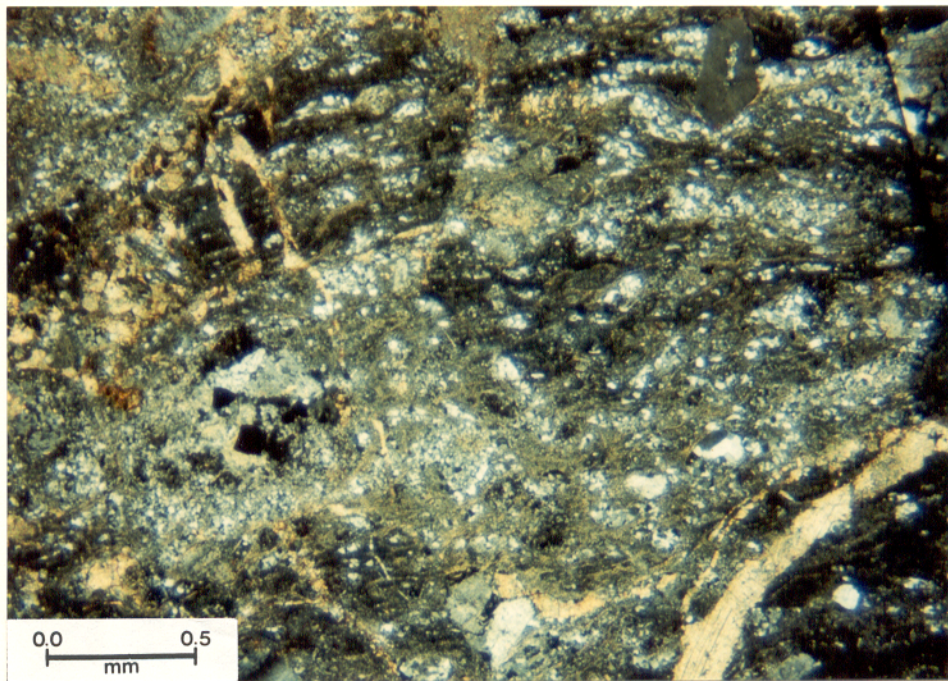


Figura 12 Matriz devitrificada, com estruturas alongadas e curvilíneas contornando cristais. Rochas Vulcânicas Ácidas (BKL-26I/ Luz Polarizada).

O quartzo novamente é o mineral mais freqüente, sendo caracterizado por suas formas arredondadas ou concóides, eventualmente aparecendo sob a forma de agregados microcristalinos, com orientações óticas diferentes. A microclina comparece em cristais tabulares, subédricos, com discretos intercrescimentos peritíticos. O plagioclásio ocorre raramente como piroclasto; quando presente, surge na forma de ripas fortemente sericitizadas.

Os minerais opacos têm participação relativamente importante no conjunto das rochas piroclásticas. Bastante abundantes em algumas amostras, eles geralmente formam faixas orientados em meio à matriz vítrea.

Deve-se destacar que as rochas vulcânicas ácidas também são afetadas por estreitas zonas de cisalhamento, com caráter rúptil ou rúptil-dúctil. Tais zonas exibem maior expressão às proximidades do contato Granito Lajeado - rochas vulcânicas, sugerindo que as diferenças químicas e de competência entre esses dois meios podem ter tido certa influência no desenvolvimento de tais zonas. Controles químico-estruturais semelhantes têm sido amplamente descritos na literatura geológica (KERRICH et al., 1977; GROVES et al., 1984; HOUSTON, 1987).

Nas partes internas das zonas de cisalhamento encontram-se sobretudo agregados de grãos de quartzo, sempre com acentuadas feições de recristalização, associados ou não a agregados de epidoto e cristais fibrosos de estilpnomelana. O carbonato também é um constituinte freqüente nestas zonas.

5.4 VEIOS DE QUARTZO MINERALIZADOS

Estas formações são descritas aqui por serem portadoras da mineralização aurífera e das fases sulfetadas. Em geral, os veios estão encaixados no Granito Lajeado, embora possam igualmente ser observados nas rochas vulcânicas e nos metassedimentos do Grupo Natividade (PALERMO, 1988).

Os veios ocorrem isoladamente ou em feixes, com espessura individual centimétrica a métrica e extensão longitudinal variável. Predomina a direção submeridiana, que coincide com a direção geral das zonas de cisalhamento. Por conseguinte, diversos autores têm apontado as mineralizações auríferas como epigenéticas, de natureza hidrotermal e condicionadas pelo processo de cisalhamento (STEIN et al., 1976; CARVALHO et al., 1988; LEONARDOS et al., 1988).

Os veios possuem textura maciça a cataclástica. São compostos essencialmente de quartzo leitoso, ligeiramente rosado ou enfumado, com sericita e sulfetos em quantidades subordinadas. Os sulfetos ocorrem disseminados ou em agregados centimétricos a decimétricos. Os principais são galena, pirita, calcopirita e blenda. Os minerais secundários observados são a limonita, malaquita e azurita. O ouro ocorre livre e incluso no quartzo ou como inclusões na pirita (LACERDA, 1990).

As escavações realizadas na região de Monte do Carmo mostram que, via de regra, os maiores teores de ouro encontram-se nas bordas dos veios ou na interface veio/rocha encaixante. As principais ocorrências explotadas na região são as das Fazendas Fofoca, Wilson, Frontel, Dourado, Douradinho e Santa Rosa (OLIVEIRA, 1984; COSTA & BARRETO F^o, 1988; LACERDA, 1990).

Um modelo evolutivo para a mineralização aurífera da área de Monte do Carmo foi apresentado por PALERMO (1988). Segundo este modelo, fluidos mineralizantes correspondentes à fase tardia do magmatismo Lajeado teriam lixiviado as rochas regionais (Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles) ou extraído do próprio magma granítico o ouro e os outros elementos, precipitando-os em zonas de dilatação. O evento metamórfico-deformacional subsequente, que segundo PALERMO (1988) afetou o Grupo Natividade, teria permitido alcançar as condições favoráveis para a mobilização de soluções, a consequente lixiviação do ouro e a sua deposição em zonas de fratura.

Os estudos ora efetuados na área mostram que esta proposta é discutível, já que não existem feições estruturais que apontem para a existência de zonas de dilatação. Além disso, a proveniência do ouro a partir do magma granítico é hipotética; a origem a partir do embasamento é mais aceitável. Entretanto, a discussão sobre a origem do ouro dentro do atual quadro de conhecimento da área é meramente especulativa, já que este elemento pode ter sido mobilizado em profundidade e se alojado, em seguida, em zonas superficiais, estruturalmente adequadas. Deve-se ressaltar o caráter essencialmente transcorrente da deformação e destacar também a impossibilidade de se distinguir qualquer fase distensiva preliminar e um hidrotermalismo tardi-magmático.

6 GEOCRONOLOGIA

6.1 RESULTADOS EXPERIMENTAIS

6.1.1 Granito Matança

Com base nos teores iniciais de Rb e Sr obtidos por fluorescência de raios-X e após um exame microscópico, seis amostras do Granito Matança foram selecionadas para análise isotópica por meio da sistemática Rb-Sr. Na Tabela 1 encontram-se os resultados analíticos obtidos. Os teores de Rb situam-se entre 93 e 187 ppm e os de Sr entre 72 e 180 ppm. Os erros experimentais médios variam de 1,40 a 1,65% para a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e de 0,006 a 0,013% para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

As seis amostras analisadas alinharam-se em um diagrama Rb-Sr (Figura 13) segundo uma reta correspondente a uma idade de 510 ± 15 Ma, com razão isotópica inicial de $0,71286 \pm 0,00059$ e MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) igual a 5,38. Do diagrama isocrônico apresentado por COSTA (1985) para amostras deste mesmo corpo, selecionaram-se três pontos experimentais que foram reunidos no primeiro diagrama resultando em uma idade de 506 ± 9 Ma, para uma razão inicial de $0,71280 \pm 0,00028$ e MSWD = 4,16 (Figura 14). O bom espalhamento dos pontos experimentais ao longo da reta, aliado ao valor obtido para o parâmetro MSWD, permite considerar o alinhamento estatisticamente significativo e a idade obtida com conotação geológica.

A sistemática Pb-Pb foi empregada também nesse grupo de amostras, bem como em duas frações separadas de feldspato potássico. Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 2.

Os valores de razão isotópica do chumbo situam-se entre 16,031 e 16,470 para a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e entre 15,339 e 15,431 para a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 36,599 a 37,699. Estas variações são muito pequenas em se tratando de rocha total, impossibilitando a elaboração de um diagrama isocrônico convencional a partir deste grupo de amostras.

Como alternativa, os pontos experimentais foram reunidos em diagramas Pb-Pb e comparados com as curvas de evolução global do chumbo do modelo "Plumbotectonics", de ZARTMAN & DOE (1981). No diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 15) todos os pontos agrupam-se entre as curvas de evolução do manto e do orógeno, entre as orogenias de 1,2 e 1,6 Ga.

Tabela 1 Concentrações de Rb e Sr e razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Granito Matança, incluindo as amostras datadas por COSTA (1985).

Amostra	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ
BKL-35	93	180	0,52	1,497	0,021	0,723979	0,000059
BKL-32	142	138	1,03	2,997	0,046	0,733995	0,000050
BKL-36	120	95	1,27	3,675	0,054	0,738422	0,000079
BKL-31A	161	101	1,58	4,590	0,073	0,746315	0,000102
BKL-34E	187	87	2,14	6,211	0,103	0,758154	0,000077
BKL-34A	182	72	2,54	7,404	0,121	0,769105	0,000093
*PPN-10A	76	170	0,45	1,299	0,011	0,722173	0,000020
*PPN-10B	118	120	0,98	2,837	0,024	0,732842	0,000066
*PPN-1A	133	132	1,01	2,924	0,027	0,733841	0,000016

(*) Amostras datadas por COSTA (1985).

Tabela 2 Razões isotópicas do Pb para as amostras do Granito Matança.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ
FEL-32	16,031	0,0096	15,338	0,014	36,599	0,043
BKL-34A	16,113	0,0055	15,379	0,012	37,228	0,025
FEL-31A	16,159	0,0097	15,364	0,014	36,696	0,044
BKL-32	16,176	0,0044	15,367	0,011	37,474	0,019
BKL-34E	16,232	0,0043	15,387	0,011	37,699	0,020
BKL-36	16,238	0,0042	15,378	0,011	37,243	0,019
BKL-31A	16,305	0,0048	15,402	0,012	37,461	0,021
BKL-35	16,470	0,0045	15,431	0,011	37,257	0,019

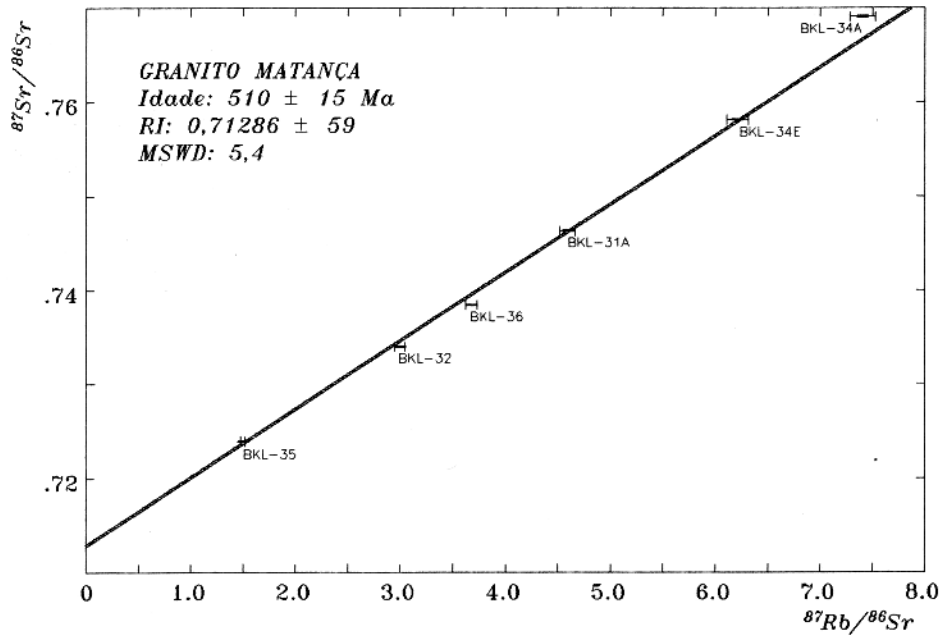


Figura 13 Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras do Granito Matança.

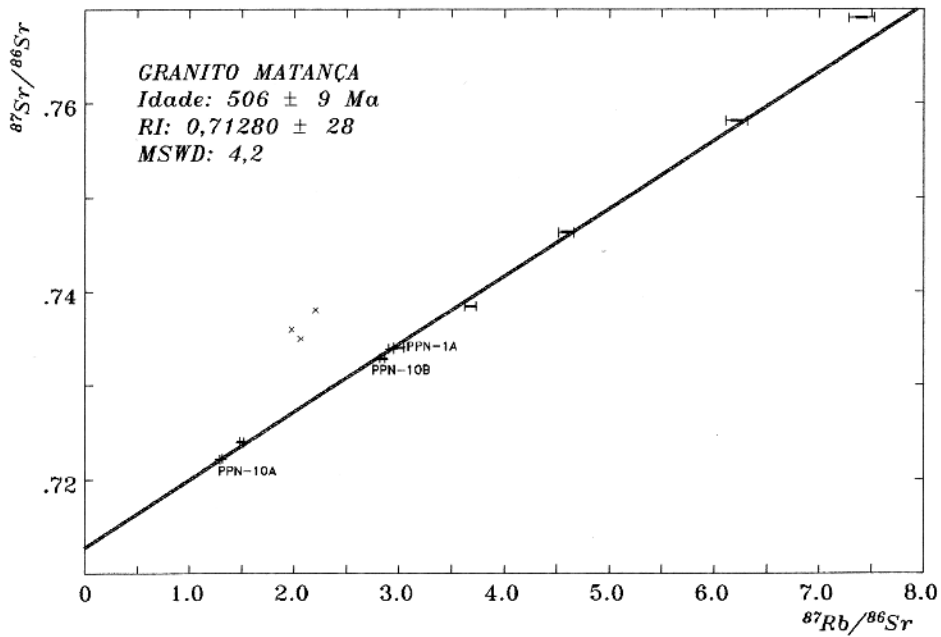


Figura 14 Diagrama isocrônico Rb-Sr para o Granito Matança, incluindo três amostras datadas por COSTA (1985). As amostras assinaladas com "X" foram excluídas do cálculo.

O diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 16), que reflete o comportamento do chumbo torogênico, mostra uma concentração das amostras próximo a curva de evolução do Pb da crosta inferior, entre 0,8 e 1,2 Ga.

6.1.2 Granito Lajeado

Como no caso anterior, os critérios adotados para a seleção das amostras foram os teores preliminares de Rb e Sr e um breve exame microscópico. Assim, doze amostras do Granito Lajeado foram selecionadas e submetidas à análise pelo método Rb-Sr em rocha total. Além destas, quatro frações de minerais separadas separadas das amostras BKL-13A e BKL-16 foram analisadas. Cada uma destas frações corresponde a um concentrado de quartzo + feldspato ou de anfibólio das duas amostras. A Tabela 3 apresenta os resultados analíticos obtidos com o tratamento isotópico de todo este conjunto. Os teores de Rb variam para a rocha total entre 101 e 298 ppm, enquanto que os de Sr variam entre 20 e 199 ppm. Os erros experimentais médios das razões variam entre 1,36 e 1,85% para a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e entre 0,011 e 0,06% para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Os pontos experimentais correspondentes às rochas totais foram plotados em um diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 17). Estes pontos mostraram forte dispersão, resultando em uma idade de 1440 ± 79 Ma, com razão isotópica inicial de $0,73122 \pm 0,00513$ e $\text{MSWD} = 64,40$. O valor de MSWD implica em uma baixa confiabilidade para a isócrona.

Como ensaio, cinco amostras do conjunto total das rochas foram selecionadas e reunidas num diagrama isocrônico, mediante os critérios apresentados por BROOKS (1980). Estas amostras se ajustaram segundo uma reta correspondente a uma idade de 1741 ± 54 Ma, com razão inicial de $0,72184 \pm 0,00249$ e $\text{MSWD} = 6,03$ (Figura 18). Neste caso, o grau de confiabilidade da reta aumentou devido à boa distribuição dos pontos e a um valor de MSWD de melhor qualidade que no caso anterior.

A Figura 19 mostra o padrão de espalhamento dos pontos experimentais ao compará-los com a isócrona apresentada por COSTA (1985), que até recentemente dava a estimativa mais confiável para a idade do Granito Lajeado.

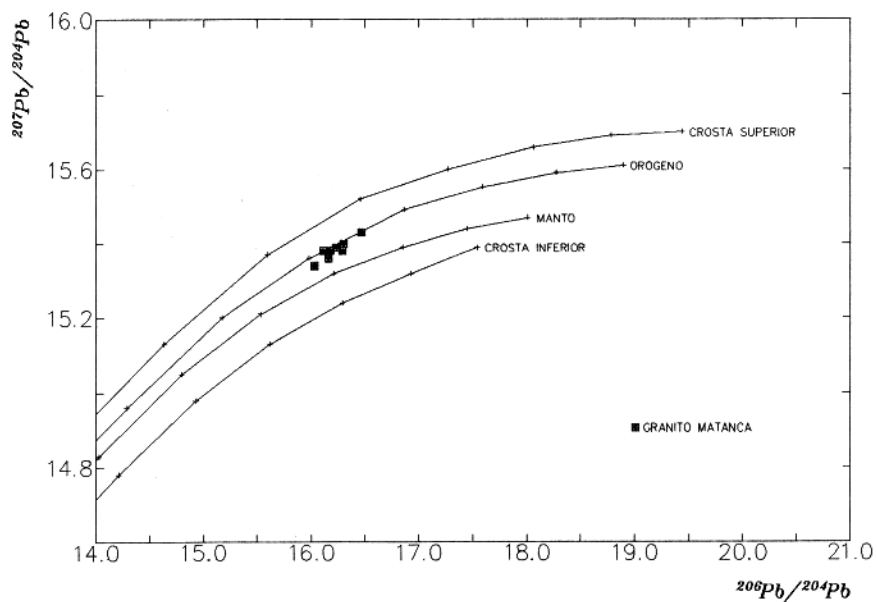


Figura 15 Diagrama Pb-Pb elaborado com as amostras do Granito Matança. Curvas de evolução global do chumbo do modelo "Plumbotectonics", de ZARTMAN & DOE (1981).

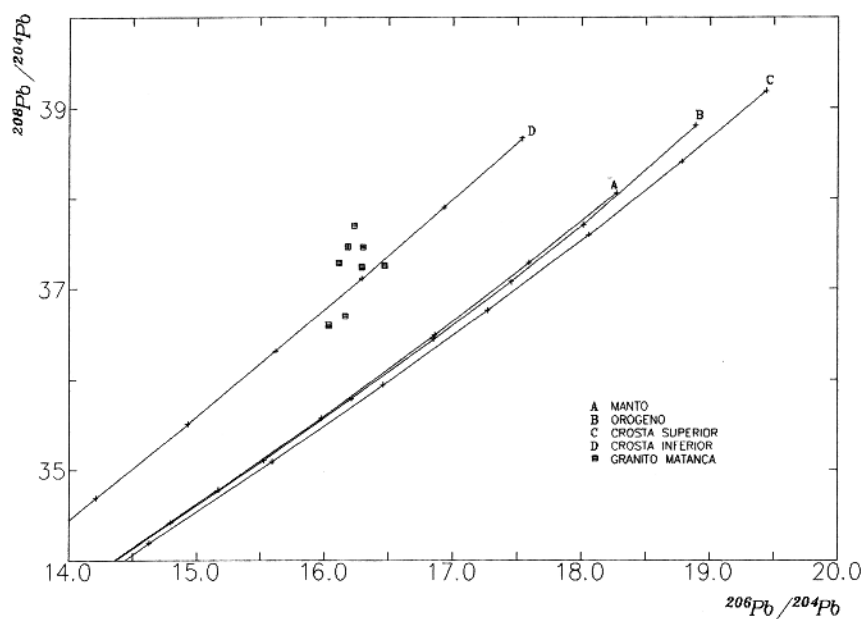


Figura 16 Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ elaborado com amostras do Granito Matança com as curvas de evolução do modelo "Plumbotectonics".

Tabela 3 Concentrações de Rb e Sr e razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Granito Lajeado.

Amostra	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ
BKL-17	124	199	0,62	1,814	0,026	0,767248	0,000189
BKL-13B	111	89	1,25	3,652	0,054	0,814211	0,000086
BKL-13A	110	80	1,37	4,009	0,055	0,822111	0,000116
BKL-14	101	51	1,97	5,780	0,079	0,830172	0,000183
BKL-11B	245	73	3,36	9,966	0,173	0,956314	0,000471
BKL-16	254	66	3,86	11,443	0,190	0,953305	0,000167
BKL-10C	219	56	3,91	11,608	0,199	0,970125	0,000162
BKL-11A	260	54	4,84	14,433	0,251	1,011145	0,000216
BKL-12	309	47	6,59	20,066	0,362	1,245839	0,000280
BKL-15	201	23	8,62	26,161	0,418	1,205740	0,000489
BKL-9	298	24	12,15	37,828	0,702	1,489882	0,000501
BKL-10B	249	20	12,48	38,574	0,644	1,399587	0,000838
*13-ANF	139	213	0,65	1,921	0,029	0,866117	0,000111
*13A-QF	115	59	1,94	5,670	0,082	0,810625	0,000115
*16-QF	216	57	3,78	11,185	0,193	0,943133	0,000134
*16-ANF	668	89	7,49	22,474	0,689	1,089391	0,000115

(*) Minerais separados.

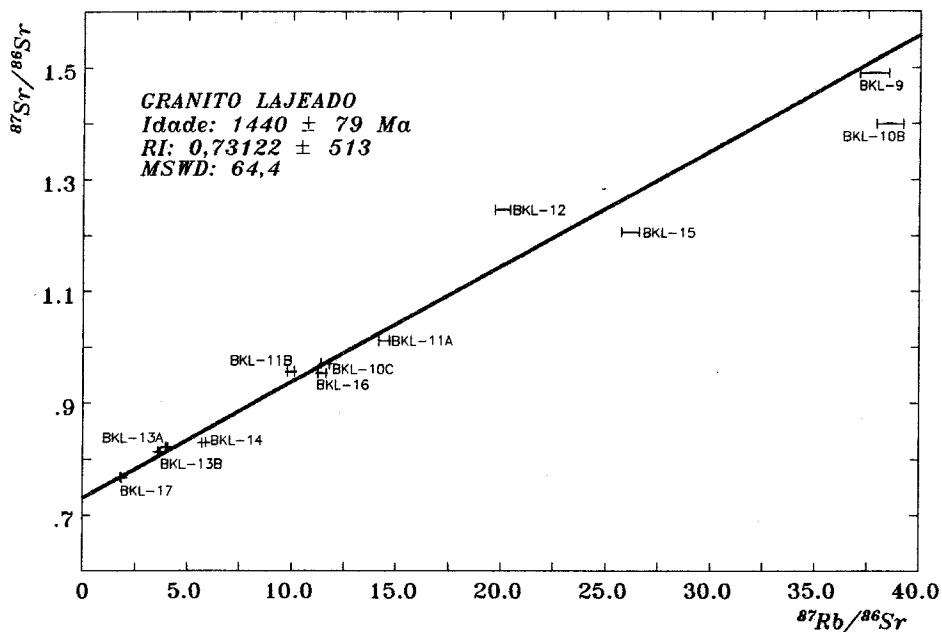


Figura 17 Diagrama isocrônico Rb-Sr envolvendo as doze amostras de rochas totais analisadas do Granito Lajeado.

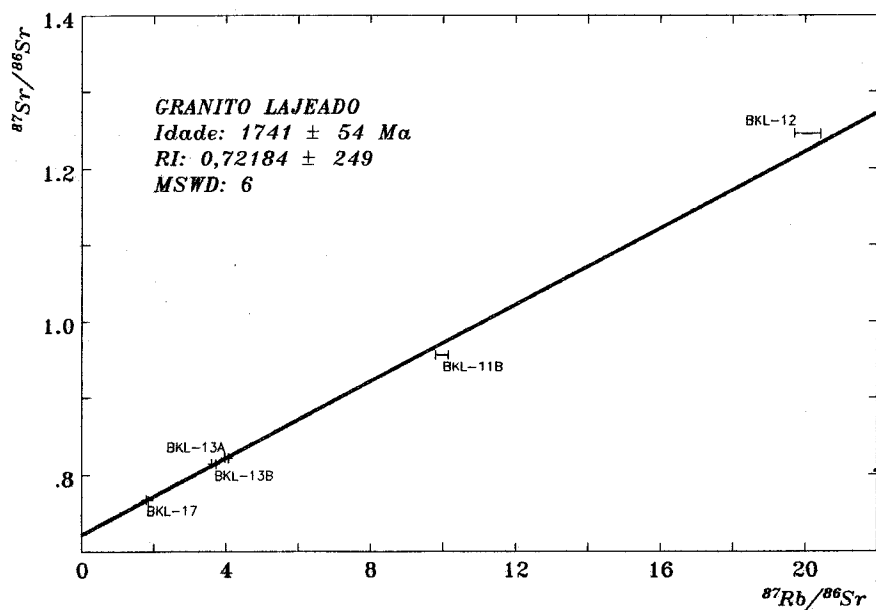


Figura 18 Diagrama isocrônico Rb-Sr elaborado somente com as cinco amostras melhor preservadas do Granito Lajeado.

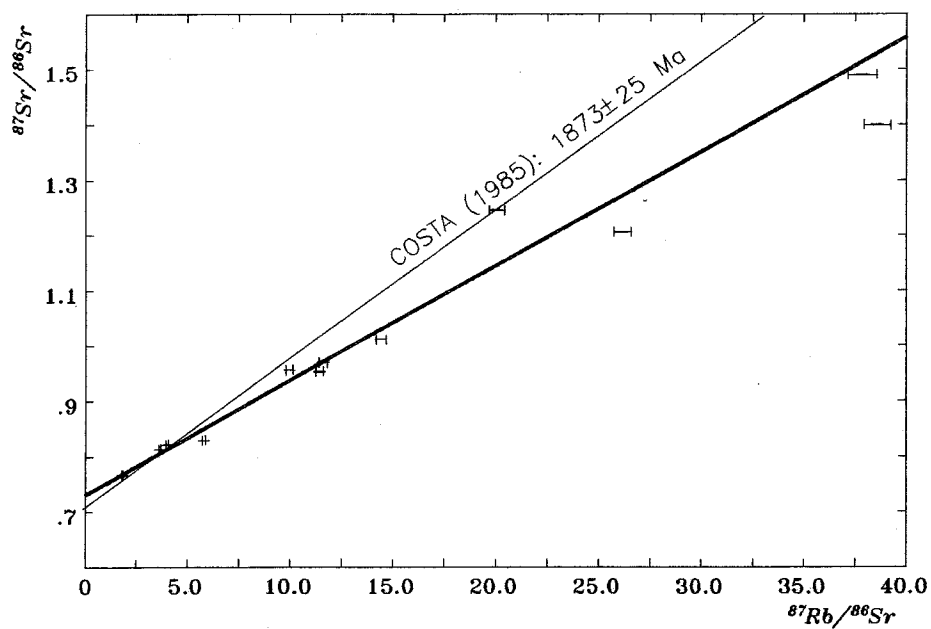


Figura 19 Isócrona de referência comparando o resultado apresentado por COSTA (1985) e os dados ora obtidos.

Tentou-se ainda reunir em diagramas isocrônicos os pontos referentes aos minerais e as respectivas rochas. Os resultados não foram satisfatórios. Os pontos BKL-13A, 13A-QF e 13A-ANF não definiram nenhuma isócrona no diagrama Rb-Sr (Figura 20a) e seu comportamento anômalo foi interpretado como resultante de problemas analíticos. Já os pontos BKL-16, 16-QF e 16-ANF forneceram uma idade de 906 ± 120 Ma (Figura 20b).

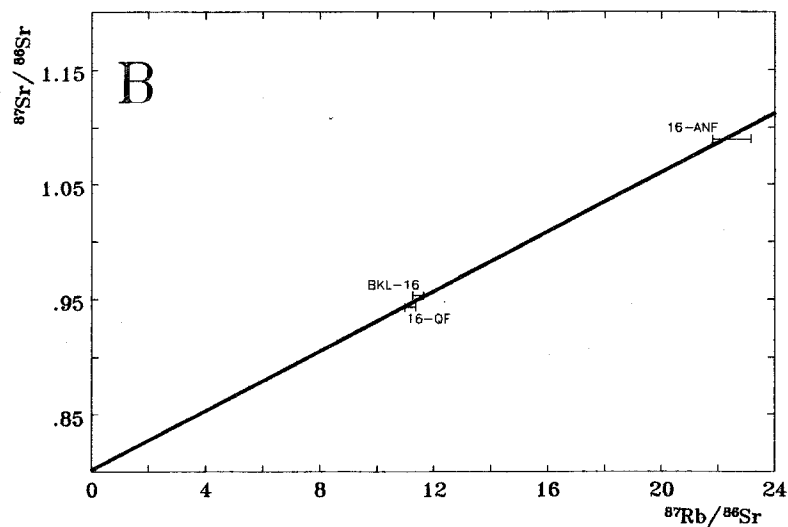
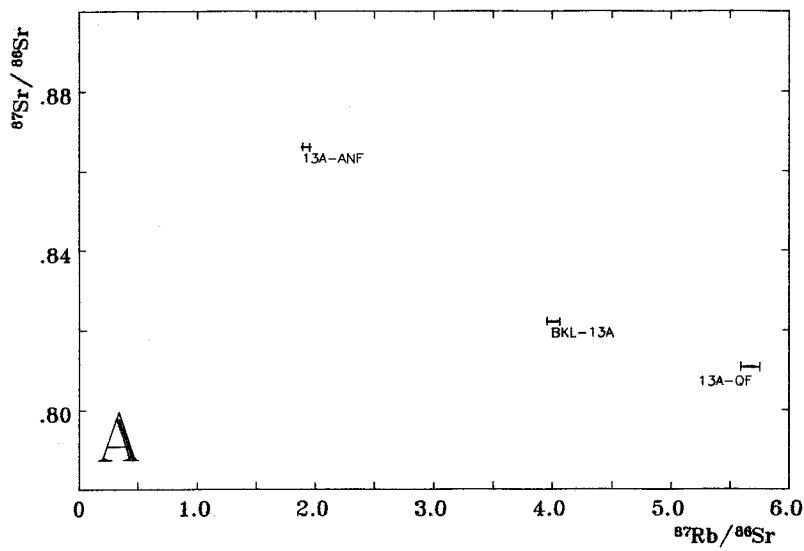


Figura 20 Diagramas isocrônicos elaborados com amostras de minerais: (a) amostra BKL-13A; (b) amostra BKL-16.

A metodologia Pb-Pb também foi aplicada ao Granito Lajeado. Seis amostras de rocha total foram selecionadas e analisadas, além de quatro frações separadas de feldspato potássico, sendo duas lixiviadas e outras duas não lixiviadas. Dentre as amostras escolhidas foram incluídas as cinco amostras que forneceram o melhor resultado Rb-Sr. Na Tabela 4 foram registrados os resultados analíticos.

No diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 21), as amostras de rocha total e de feldspatos lixiviados alinharam-se segundo uma reta que forneceu uma idade isocrônica de 2000 ± 32 Ma, com um valor de μ_1 de $8,2 \pm 0,12$ e um MSWD de 1,47. A distribuição dos pontos experimentais ao longo da reta mostrou-se boa e o valor de MSWD satisfatório, permitindo que se atribua boa confiabilidade ao resultado e que se considere a idade obtida como geologicamente significativa.

Neste mesmo diagrama, as duas amostras de feldspatos não-lixiviados ocuparam uma posição acima da reta isocrônica, o que pode ser indicativo da presença de urânio ou chumbo na estrutura mineral, já que o chumbo radiogênico pode ser incorporado durante processos pós-cristalização tais como alteração hidrotermal ou metamorfismo (ROSHOLT et al., 1973; GULSON, 1986).

Na Figura 22 encontra-se o diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ elaborado com as amostras do Granito Lajeado, incluindo as frações de feldspatos não-lixiviados. O alinhamento melhor definido é formado exclusivamente pelas amostras de rocha total e possui uma inclinação mais baixa, apesar de suas razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ serem mais elevadas. O valor de k encontrado para esta reta é de $1,28 \pm 0,07$ (MSWD = 7). Pode ser observado ainda um outro alinhamento correspondendo aos feldspatos, tanto lixiviados como não-lixiviados, embora a correlação não seja tão bem definida (MSWD = 35). A razão Th/U é de $1,85 \pm 0,24$.

6.1.3 Rochas Vulcânicas Ácidas

Do conjunto de amostras de rochas vulcânicas ácidas coletadas, dez foram selecionadas para análise pelo método Rb-Sr, sendo oito amostras de tufos (amostras com nomenclatura BKL-26), uma de riodacito (PN-43A) e uma amostra de dacito pórfiro (BKL-19A). Os resultados analíticos aparecem na Tabela 5, enquanto que o diagrama isocrônico resultante está representado na Figura 23.

Tabela 4 Razões isotópicas do Pb para as amostras seleccionadas do Granito Lajeado (rochas totais e feldspatos).

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ
FEL-17	16,741	0,017	15,383	0,018	35,900	0,054
FEL-13B	17,365	0,017	15,484	0,019	35,961	0,054
BKL-17	18,123	0,018	15,543	0,019	38,412	0,058
BKL-13A	18,999	0,019	15,651	0,019	38,476	0,058
BKL-13B	19,131	0,019	15,689	0,019	38,416	0,058
BKL-10C	23,377	0,023	16,168	0,019	40,176	0,060
BKL-11B	24,672	0,025	16,381	0,020	40,602	0,061
BKL-12	25,435	0,025	16,462	0,020	40,923	0,061
*FEL-11B	19,039	0,019	15,786	0,019	36,635	0,055
*FEL-12	21,932	0,022	16,120	0,019	38,587	0,058

(*) Feldspatos não-lixiviados.

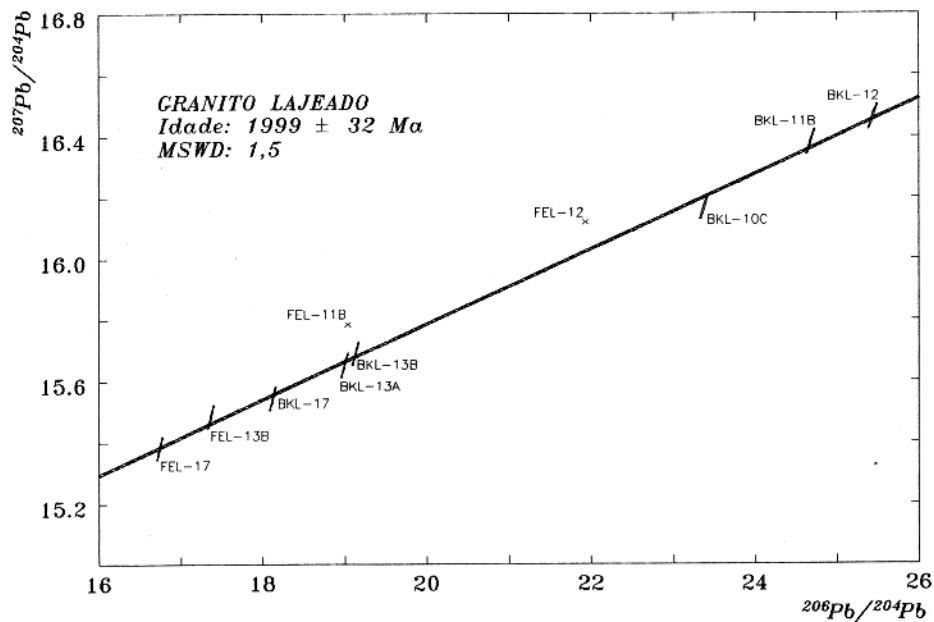


Figura 21 Diagrama isocrônico Pb-Pb construído com amostras do Granito Lajeado. As amostras de feldspatos não-lixiviados estão assinaladas com "X".

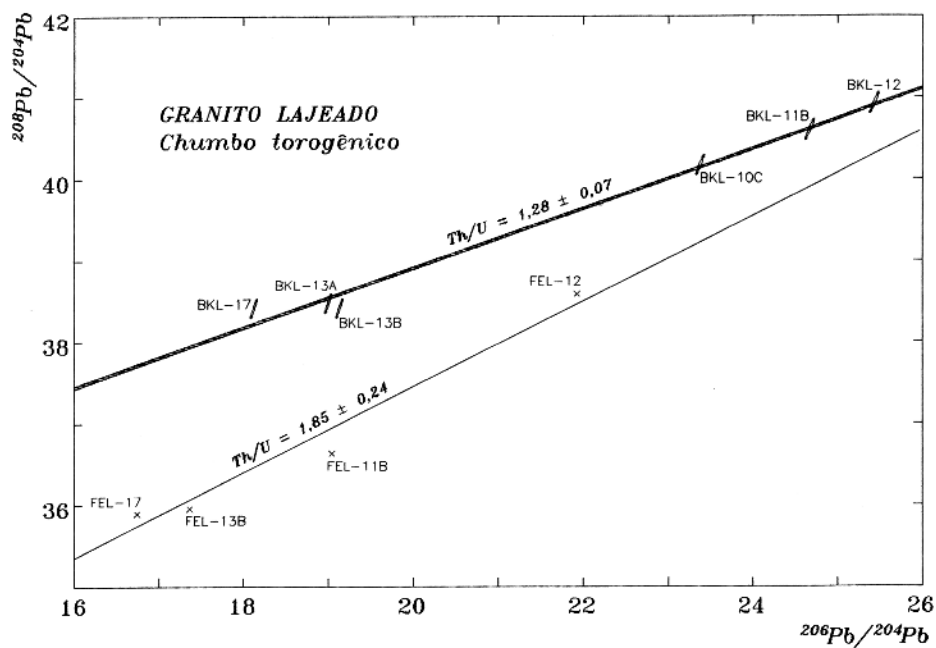


Figura 22 Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ construído com amostras do Granito Lajeado, incluindo feldspatos não-lixiviados.

Tabela 5 Concentrações de Rb e Sr e razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as rochas vulcânicas ácidas.

Amostra	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ
BKL-26B	18	285	0,06	0,179	0,002	0,719909	0,000070
BKL-26I	57	144	0,40	1,147	0,015	0,739360	0,000075
BKL-26E	94	217,	0,43	1,256	0,018	0,730855	0,000089
BKL-26D	97	211	0,46	1,333	0,019	0,742909	0,000084
BKL-26K	61	101	0,61	1,769	0,029	0,763999	0,000120
BKL-26G	105	116	0,90	2,622	0,037	0,769438	0,000097
BKL-26L	92	87	1,05	3,063	0,042	0,762030	0,000189
BKL-26M	115	98	1,17	3,423	0,049	0,781163	0,000077
BKL-19A	202	104	1,94	5,693	0,096	0,854014	0,000095
PN-43A	122	36	3,36	9,949	0,147	0,950478	0,000220

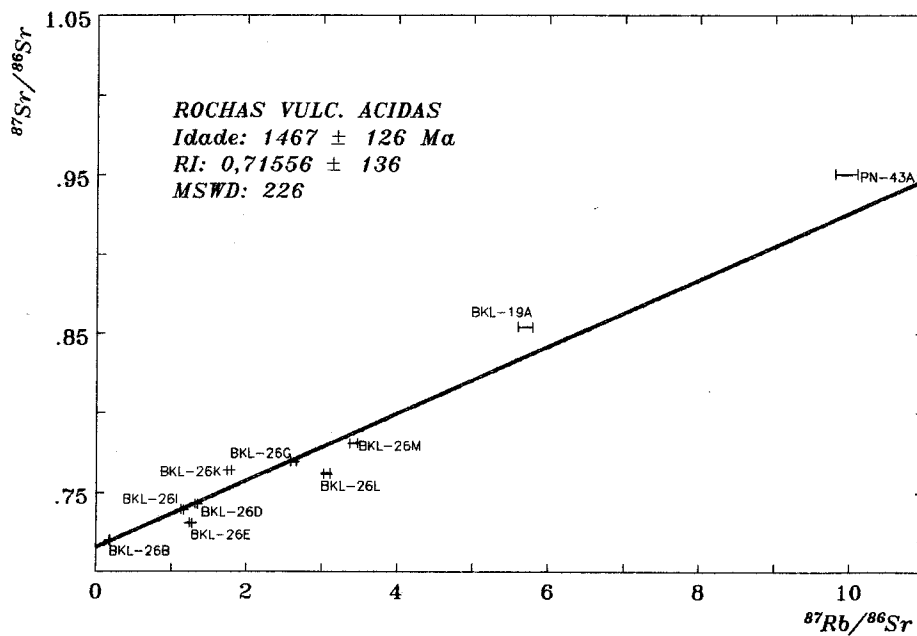


Figura 23 Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas vulcânicas ácidas.

No diagrama isocrônico, as amostras forneceram uma idade de 1467 ± 126 Ma, com uma razão inicial de $0,71556 \pm 0,00136$ e $MSWD = 226$. A exemplo do Granito Lajeado, a forte dispersão dos pontos experimentais impossibilita qualquer interpretação confiável quanto ao significado desta idade. A proximidade da amostra BKL-26B com a origem do diagrama isocrônico conduz, todavia, a uma avaliação relativamente precisa do valor da razão isotópica inicial destas rochas.

O método Pb-Pb foi também utilizado para estudar as rochas vulcânicas ácidas. Neste caso, foram selecionadas seis amostras para análise, incluindo cinco anteriormente tratadas pelo método Rb-Sr e mais a amostra PN-91, correspondendo a um riodacito. Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 6.

Os pontos obtidos foram reunidos em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 24) alinhando-se segundo uma reta que definiu uma idade isocrônica de 2029 ± 103 Ma, com $\mu_1 = 8,2 \pm 0,4$ para uma evolução em estágio simples, sendo 2,55 o valor de $MSWD$. O erro associado ao valor de idade é relativamente elevado e pode ser atribuído ao reduzido espalhamento dos pontos ao longo da isócrona bem como à má repartição destes pontos, concentrados em apenas dois grupos. Apesar deste fato, considera-se a idade como geologicamente significativa. No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, os resultados aparecem igualmente na forma de dois grupos de pontos analíticos (Figura 25), com uma forte dispersão e conseqüentemente um valor estatístico bastante elevado para a reta de regressão ($MSWD = 179$). O valor de k calculado para a fonte é de $2,26 \pm 0,59$.

Tabela 6 Razões isotópicas do Pb para as amostras selecionadas do conjunto total de rochas vulcânicas ácidas.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ
BKL-26M	20,057	0,020	15,801	0,019	38,215	0,057
BKL-26G	20,937	0,020	15,863	0,019	39,292	0,059
BKL-26K	20,999	0,021	15,872	0,019	38,881	0,058
PN-91	23,423	0,023	16,203	0,019	40,935	0,061
PN-43A	23,499	0,023	16,177	0,019	41,574	0,062
BKL-19A	23,809	0,024	16,265	0,020	40,157	0,060

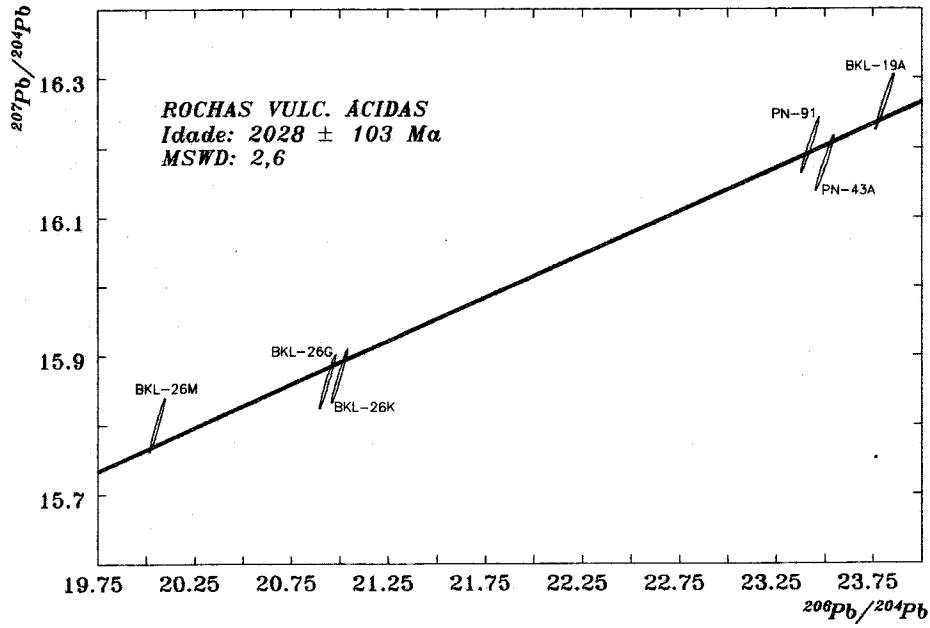


Figura 24 Diagrama isocrônico Pb-Pb elaborado com amostras de rochas vulcânicas ácidas.

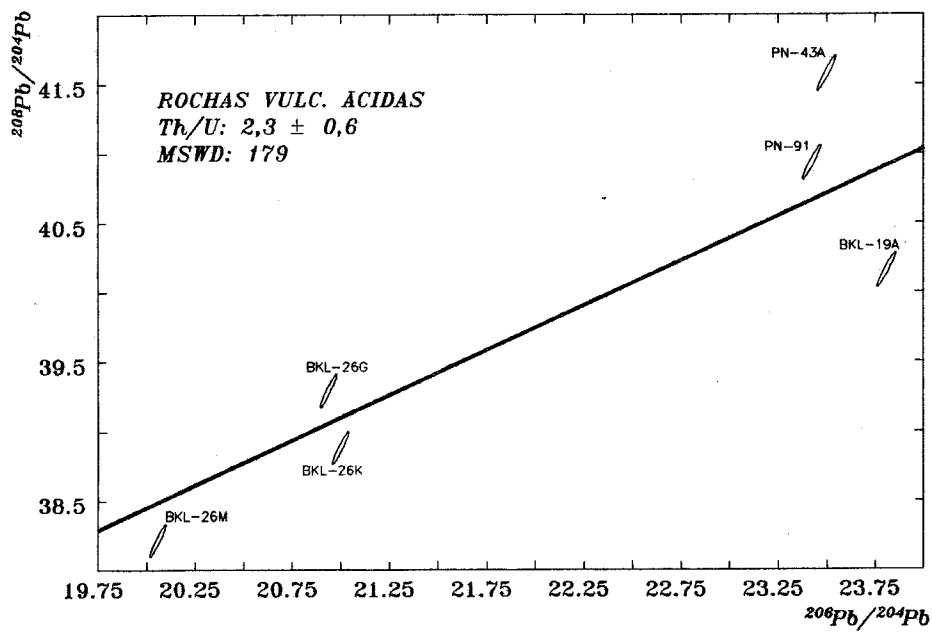


Figura 25 Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ construído com amostras de rochas vulcânicas ácidas.

6.1.4 Galenas

As composições isotópicas do chumbo das galenas da região de Monte do Carmo (Figura 7) são apresentadas nas Tabelas 7a,b e ilustradas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 26). Tratando-se das primeiras análises de composição isotópica do chumbo em galenas efetuadas no L.G.I., foram realizadas várias análises em cada amostra e o valor final da composição isotópica foi obtido através da média aritmética dos valores para cada amostra. Este procedimento serviu para minimizar as diferenças entre cada análise e testar a reprodutibilidade do método.

No diagrama do chumbo uranogênico, a feição de maior destaque é a disposição dos pontos experimentais que, apesar de pequenos desvios, formam um "trend" linear, onde as composições isotópicas estendem-se desde valores não-radiogênicos, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em torno de 17,5, até valores altamente radiogênicos, superiores a 21 para a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Estes dados foram submetidos a um cálculo de regressão para se obter o melhor ajuste dos pontos analíticos. O cálculo resultou em uma linha com inclinação de $0,151301 \pm 0,004186$, com um intercepto em $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ igual a $12,869083 \pm 0,079685$ e um MSWD = 1,14.

O diagrama chumbo-tório (Figura 27) também se ajusta para a maioria das amostras (MSWD = 14,8), com exceção das amostras BKL-21 e BKL-18C que comparativamente mostram um desvio maior dentro do conjunto, sugerindo a participação de materiais fontes diferentes colaborando na composição final do chumbo. A inclinação da linha fornece um valor Th/U de $1,86 \pm 0,16$.

6.2 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

6.2.1 Granito Matança

As amostras de rochal total do Granito Matança analisadas pelo método Rb-Sr forneceram uma idade de 510 ± 15 Ma, permitindo duas interpretações distintas, ambas válidas no contexto regional.

Primeira alternativa: a idade de 510 Ma corresponderia à época de cristalização das rochas graníticas, tratando-se portanto de um magmatismo contemporâneo ao Evento Brasileiro. Resultados e interpretações similares têm sido apresentadas na região em diferentes corpos ígneos, principalmente no domínio do Cinturão Araguaia.

Tabela 7a Razões isotópicas do Pb das galenas de Monte do Carmo. Todas as análises processadas.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ
BKL-21	17,374	0,0105	15,476	0,0140	37,184	0,044
BKL-21	17,387	0,0031	15,510	0,0109	37,231	0,011
BKL-21	17,389	0,0104	15,493	0,0139	38,223	0,045
BKL-21	17,395	0,0112	15,505	0,0156	37,281	0,046
BKL-18B	17,675	0,0230	15,549	0,0231	36,979	0,060
BKL-18B	17,695	0,0106	15,530	0,0140	36,962	0,044
BKL-18B	17,707	0,0076	15,570	0,0128	37,051	0,031
BKL-18A	17,703	0,0106	15,524	0,0140	36,930	0,044
BKL-18A	17,710	0,0190	15,572	0,0200	37,028	0,060
BKL-18C	17,919	0,0108	15,554	0,0140	37,405	0,045
BKL-18C	17,930	0,0035	15,591	0,0110	37,459	0,013
BKL-22	18,951	0,0090	15,768	0,0131	37,655	0,026
BKL-22	18,958	0,0042	15,777	0,0112	37,681	0,014
A-2	20,175	0,0120	15,895	0,0143	38,329	0,045
A-2	20,177	0,0120	15,897	0,0143	38,330	0,045
A-2	20,179	0,0120	15,897	0,0143	38,334	0,045
A-2	20,183	0,0041	15,924	0,0113	38,345	0,014
PN-102	20,603	0,0040	16,011	0,0113	38,819	0,013
PN-102	20,609	0,0125	15,992	0,0145	38,834	0,047
PN-25B	21,454	0,0130	16,081	0,0146	39,130	0,047
PN-25B	21,462	0,0129	16,091	0,0145	39,156	0,046
PN-25B	21,472	0,0040	16,131	0,0113	39,216	0,013

Tabela 7b Razões isotópicas do Pb das galenas de Monte do Carmo obtidas através da média aritmética das análises.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ
BKL-21	17,386	0,0174	15,496	0,0187	37,229	0,055
BKL-18B	17,692	0,0177	15,534	0,0187	36,997	0,055
BKL-18A	17,711	0,0177	15,554	0,0187	36,983	0,055
BKL-18C	17,925	0,0179	15,573	0,0188	37,432	0,056
BKL-22	18,952	0,0190	15,771	0,0190	37,638	0,056
A-2	20,179	0,0202	15,903	0,0192	38,335	0,057
PN-102	20,595	0,0206	15,986	0,0193	38,788	0,058
PN-25B	21,462	0,0215	16,117	0,0195	39,167	0,058

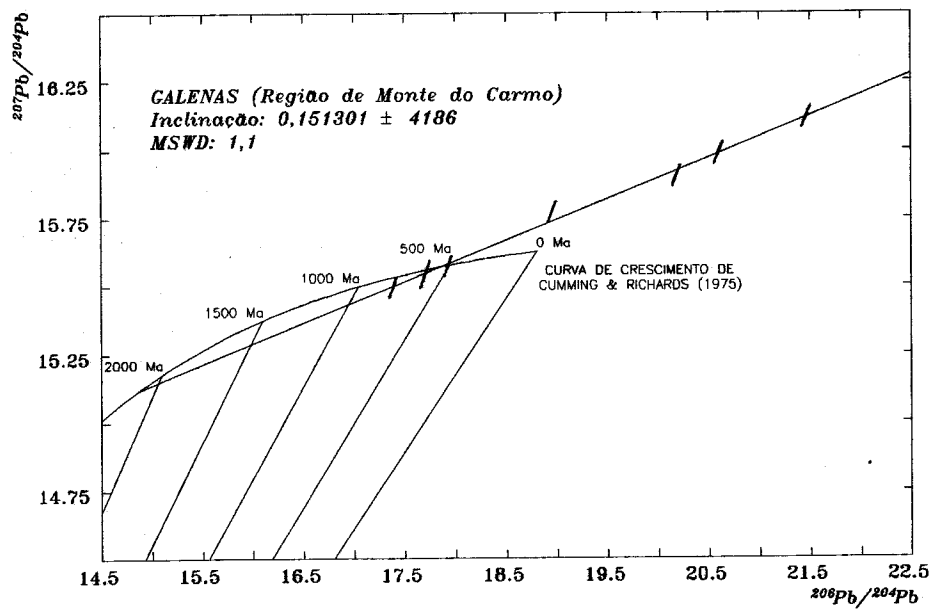


Figura 26 Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ referente às galenas de Monte do Carmo.

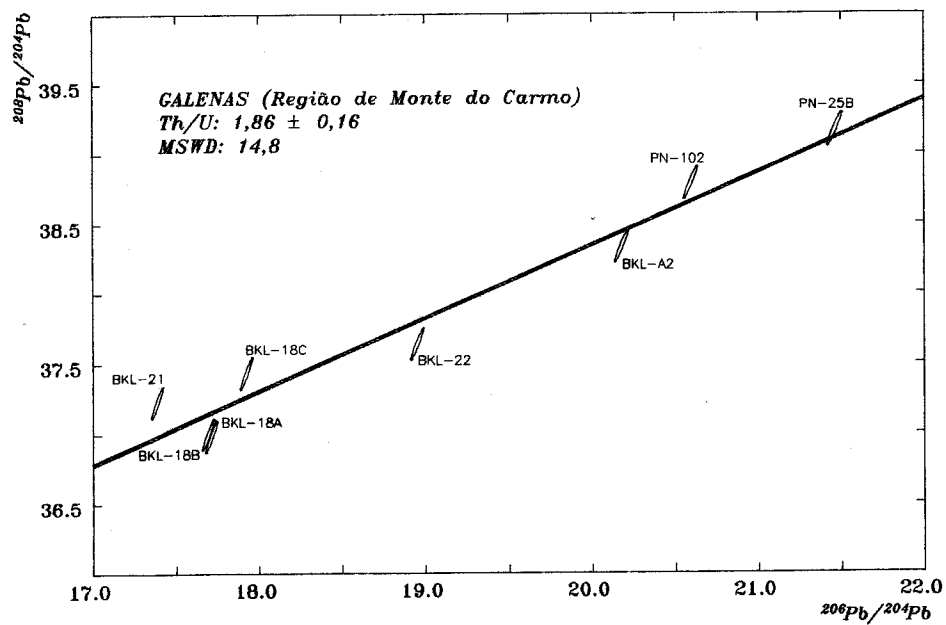


Figura 27 Diagrama do chumbo torogênico. Galenas de Monte do Carmo.

Na área de Paraíso do Tocantins, para a Suíte Santa Luzia, que corresponde a um conjunto de corpos graníticos isotrópicos entremeados no pacote de supracrustais do Grupo Estrondo, AVELAR (1993) apresentou uma idade Rb-Sr de 665 ± 12 Ma, interpretando-a como a idade de cristalização das rochas graníticas. Os minerais separados deste corpo forneceram idades em torno de 500 Ma. Por outro lado, MOURA & GAUDETTE (1992) empregando a metodologia U-Pb, dataram zircões de veios graníticos também encaixados em rochas do Grupo Estrondo, obtendo idades de 542 ± 72 Ma e 498 ± 19 Ma; a análise de um zircão proveniente de um corpo granítico da Suíte Santa Luzia resultou em uma idade de 583 ± 39 Ma. Estes dados foram considerados como idades mínimas de cristalização dos zircões, permitindo conseqüentemente aos autores situar a estruturação tectônica principal do Cinturão Araguaia no Ciclo Brasileiro.

Outros granitóides alojados nas rochas do Grupo Estrondo foram analisados pelo método Rb-Sr. MACAMBIRA et al. (1982) obtiveram idades de 620 e 500 Ma para os corpos de Presidente Kennedy e Ramal do Lontra respectivamente, caracterizando a granitogênese como sin- a tarditectônica em relação ao Evento Brasileiro.

Segunda alternativa: o valor de 510 Ma corresponderia a uma idade de rejuvenescimento isotópico durante o Evento Brasileiro; neste caso, o Granito Matança seria um corpo ígneo mais antigo. Entretanto, por ora não se dispõe de dados geocronológicos ou geológicos seguros que possam corroborar esta interpretação. A única interpretação dada neste sentido é de HASUI et al. (1980) que obtiveram uma idade Rb-Sr de 560 Ma através da análise do que chamaram na época "Granito de Porto Nacional", concluindo que a isócrona registrava a reabertura isotópica do sistema Rb-Sr durante o Evento Brasileiro.

A atribuição ao Granito Matança de uma idade mais antiga, até mesmo Arqueana, fundamenta-se basicamente em interpretações estruturais (COSTA, 1985; COSTA & HASUI, 1988). O corpo é considerado como parte do embasamento regional e teria sido afetado pelos mesmos deformacionais que foram datados em 2,7 Ga (HASUI et al., 1980).

Por outro lado, a hipótese de uma idade rejuvenescida leva a considerar a vigência de altos gradientes de temperatura e pressão para explicar a completa homogeneização isotópica do sistema Rb-Sr, haja vista a ampla distribuição geográfica dos pontos analisados.

A razão isotópica inicial do Sr no Granito Matança é relativamente elevada, situando-se no entanto abaixo da média da crosta continental em 500 Ma. FAURE & POWELL (1972) mostram que em regiões de subducção a razão inicial do Sr geralmente resulta de uma mistura entre componentes basálticos e siálicos. Essa mistura ocorre durante a ascensão do magma granítico, com o conseqüente aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a partir do valor original, mantélico ou da crosta inferior (ARMSTRONG, 1968; HAMILTON, 1969).

As mesmas amostras de rocha total do Granito Matança estudadas pelo método Rb-Sr foram analisadas pelo método Pb-Pb, incluindo-se ainda duas frações separadas de feldspato. Neste caso, observaram-se apenas pequenas variações entre as razões isotópicas do chumbo, o que impossibilitou a obtenção de uma idade isocrônica para o corpo.

À princípio, essa homogeneidade nas razões isotópicas pode indicar que se trata de rochas empobrecidas em urânio e tório, ou indicar um espaço de tempo relativamente curto para a evolução dos isótopos de chumbo, favorecendo a hipótese de uma idade Proterozóica Superior para o corpo.

Foram feitas também comparações entre as amostras do Granito Matança e as curvas de evolução global do chumbo do modelo "Plumbotectonics", de ZARTMAN & DOE (1981), embora, com todo rigor, somente as amostras de feldspato devessem ser avaliadas, já que elas representam teoricamente as composições isotópicas iniciais do chumbo.

No diagrama do chumbo uranogênico os pontos experimentais situam-se entre as orogenias de 1,2 e 1,6 Ga, implicando que ou a idade do corpo não é de 500 Ma ou as amostras não evoluíram segundo este modelo. Em relação às curvas de evolução, as amostras ocupam uma posição intermediária entre as curvas do manto e do orógeno, sem que apareça mais claramente a afinidade com um ou outro destes ambientes. O diagrama do chumbo torogênico, por sua vez, mostra uma boa afinidade das amostras com a curva de evolução da crosta inferior, o que pode ser indicativo da participação de materiais deste ambiente na geração do magma granítico.

6.2.2 Granito Lajeado

A idade Rb-Sr de 1440 Ma referente ao Granito Lajeado é considerada como uma idade rejuvenescida, mostrando que o sistema Rb-Sr foi afetado por processos pós-cristalização que favoreceram seu reajuste à escala da rocha total. Os minerais não forneceram resultados satisfatórios; o indicativo de idade obtido com as amostras BKL-16, 16-QF e 16-ANF - 900 Ma - é interpretado igualmente como o resultado de uma redistribuição de núclídeos, provando que o reajuste isotópico ocorreu também à escala do mineral.

Os pontos experimentais correspondentes às amostras melhor preservadas do Granito Lajeado forneceram a idade de 1741 Ma, um valor próximo daquele apresentado por COSTA (1985). Ressalta-se que as amostras aqui analisadas provêm de uma zona afetada por processos cisalhantes, rúpteis e rúpteis-dúcteis, com intensa atividade hidrotermal associada. As amostras datadas por COSTA (1985), por sua vez, foram coletadas a sudoeste de Monte do Carmo, numa área melhor preservada dos processos antes citados. Como consequência, a comparação dos resultados e das características geológicas das áreas de coleta permite atribuir aos processos de deformação e ao hidrotermalismo a responsabilidade pela abertura e desequilíbrio do sistema Rb-Sr na área de Monte do Carmo.

Por analogia com outros resultados Rb-Sr obtidos na região e considerando a validade dos dados obtidos em minerais, sugere-se uma idade Proterozóica Superior para estes fenômenos.

Os valores de razão isotópica inicial são relativamente elevados e compatíveis com uma evolução a partir de um reservatório crustal. Contudo, esta interpretação deve ser feita com cuidado por se tratar de isócronas rotacionadas, onde seguramente o valor da razão isotópica do Sr à época da cristalização foi inferior ao valor apresentado. Uma boa aproximação deste valor pode ser o resultado apresentado por COSTA (1985).

O método Pb-Pb aplicado ao Granito Lajeado revelou a idade isocrônica de 2000 Ma, aqui considerada como a época de cristalização da rocha. Este resultado confirma a interpretação dos dados fornecidos pelo método Rb-Sr, indicando que esse sistema sofreu reomogeneização às custas de um fenômeno mais recente; por outro lado, ele confirma o comportamento menos sensível do sistema Pb-Pb frente aos processos secundários, tal como definido por RODRIGUES (1992).

6.2.3 Rochas Vulcânicas Ácidas

As rochas vulcânicas ácidas forneceram resultados geocronológicos similares aos do Granito Lajeado. Com o método Rb-Sr, obteve-se um indicativo de idade de 1470 Ma, considerado novamente como resultado de rejuvenescimento isotópico do sistema. Já o método Pb-Pb permitiu definir uma idade isocrônica de 2030 Ma que, à semelhança do Granito Lajeado, é considerada como a idade de cristalização destas rochas. Outra vez, o sistema Pb-Pb mostrou-se pouco perturbado pelos fenômenos que afetaram o sistema Rb-Sr, confirmando-se portanto a sua utilização como uma poderosa ferramenta no estudo de áreas antigas submetidas posteriormente à deformação e alteração hidrotermal.

O valor da razão isotópica inicial do Sr obtido nas rochas vulcânicas ácidas é relativamente elevado, mesmo comparado com o valor determinado para o Granito Lajeado. Apesar do erro relativamente elevado na idade Rb-Sr, a razão isotópica inicial é bastante precisa em função da proximidade da amostra BKL-26B com a origem do diagrama isocrônico.

A semelhança entre as idades Pb-Pb e, principalmente, entre os valores de μ_1 do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas permite postular que essas rochas constituem uma seqüência única, cogenética, em concordância com a hipótese anteriormente formulada por BEZERRA et al. (1981). A Figura 28 é um diagrama isocrônico Pb-Pb reunindo as amostras de rocha total do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas. Neste diagrama, os pontos experimentais mostram bom alinhamento e bom espalhamento. A idade resultante é de 2018 ± 40 Ma (MSWD = 2) e o valor de μ_1 para o grupo total de amostras é de $8,2 \pm 0,16$.

As linhas tório-chumbo ajustadas individualmente para o Granito Lajeado e para as rochas vulcânicas ácidas indicam que o sistema isotópico do chumbo evoluiu em um ambiente que permitiu variações internas relativamente significativas no sistema U-Th. A Figura 29 apresenta o diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ elaborado para as amostras do Granito Lajeado e para as rochas vulcânicas ácidas, evidenciando as diferenças existentes entre estes sistemas.

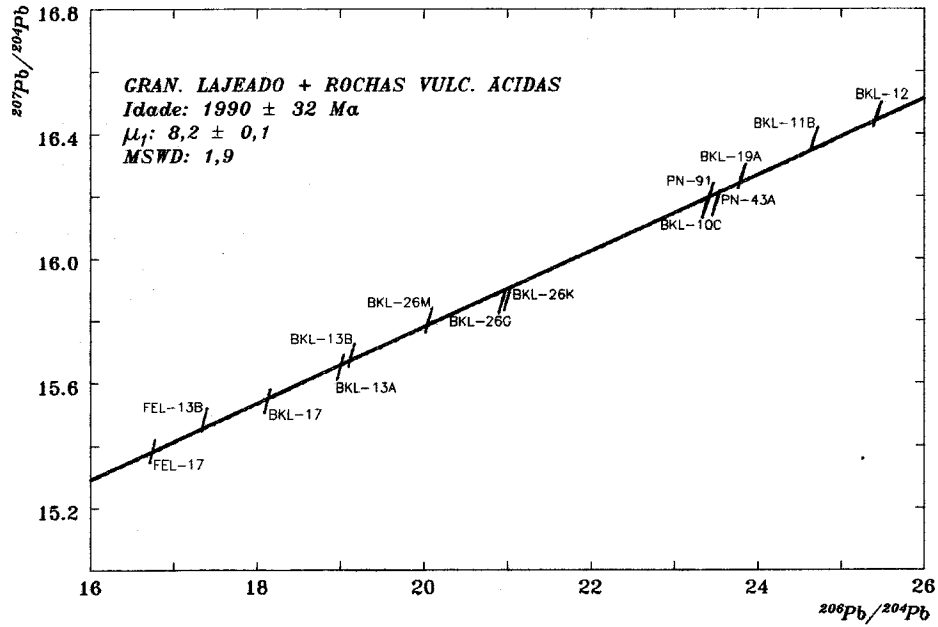


Figura 28 Diagrama isocrônico Pb-Pb elaborado com as amostras do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas.

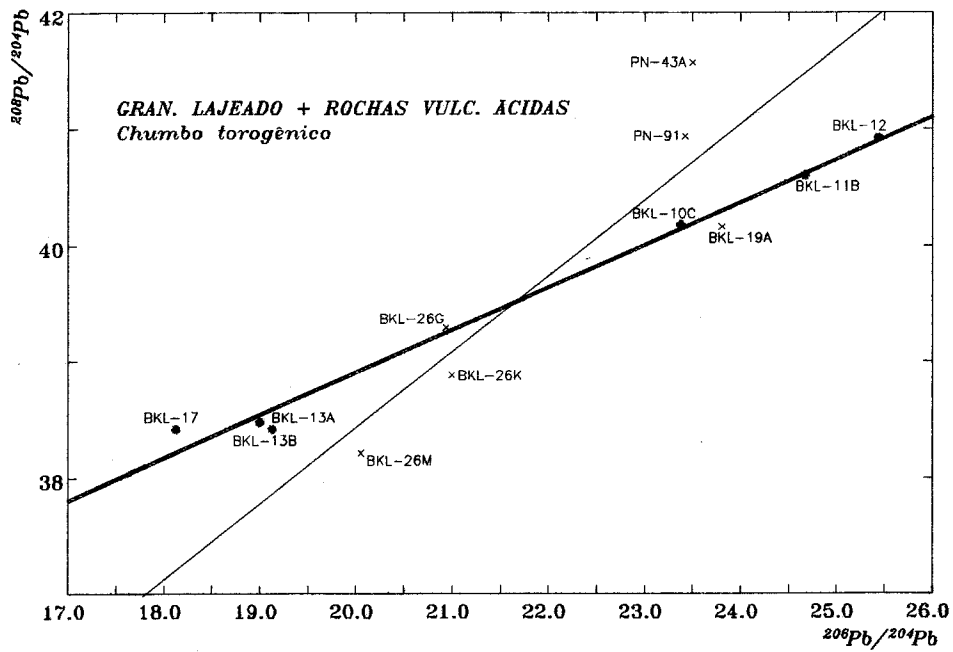


Figura 29 Diagrama do chumbo torogênico elaborado com as amostras do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas.

6.2.4 Galenas

As galenas de Monte do Carmo mostraram bom espalhamento e um alinhamento significativo no diagrama de evolução do chumbo uranogênico, definindo uma reta de inclinação 0,1513. Se esta reta for considerada como uma linha isocrônica originada por um processo em estágio simples, a inclinação representa uma idade de 2360 Ma, com um valor de μ_1 de 8,3. No entanto, a disposição e o arranjo dos pontos experimentais indicam que esta reta representa o produto final de uma equação de mistura de dois membros extremos, com composições isotópicas distintas.

A combinação da linha das galenas com a curva de crescimento global do chumbo terrestre, de CUMMING & RICHARDS (1975), forneceu dois interceptos, um inferior, correspondente à idade de 2109 \pm 74/-80 Ma, e outro superior, em 552 \pm 59/-52 Ma. Estes valores foram interpretados respectivamente como a idade do material fonte e como a idade da mineralização (Figura 26). A validade destas idades leva necessariamente a admitir para o chumbo uma evolução segundo um modelo em estágio duplo. Neste modelo, o primeiro estágio iniciar-se-ia em 2,1 Ga com a completa homogeneização do sistema isotópico do chumbo e provavelmente com o fracionamento U/Pb e Th/Pb; o segundo estágio começaria com o crescimento das razões isotópicas do chumbo, findando em 550 Ma, com a incorporação do chumbo nas galenas.

Um certo zoneamento pode ser observado na composição isotópica do chumbo das galenas. As composições menos radiogênicas pertencem às amostras coletadas a norte de Monte do Carmo, próximo ao contato Granito Lajeado - rochas vulcânicas, enquanto que em direção a sul as amostras se tornam mais radiogênicas, principalmente quando alcançam o domínio do Granito Lajeado. Este zoneamento aparente da composição isotópica pode ser explicado dentro do modelo de mistura pela interação de diferentes soluções contendo chumbo comum e chumbo radiogênico com as rochas regionais. HEYL et al. (1974) destacam que o tempo de interação é um fator preponderante na composição final do chumbo, já que um contato de curta duração remove preferencialmente o chumbo radiogênico, enquanto que reações prolongadas afetam o chumbo menos radiogênico, normalmente alojado na estrutura dos feldspatos.

A Figura 30 apresenta o diagrama tório-chumbo obtido com os dados referentes às galenas e com os resultados de análise do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas. Este diagrama condiz com o modelo de mistura proposto e permite sugerir que o chumbo teve como origem o granito e as rochas vulcânicas; a incorporação do chumbo nas galenas parece ter sido acompanhada de uma homogeneização das composições isotópicas, evidenciada pela obtenção de uma reta Th/U melhor definida se comparada com os alinhamentos obtidos de um lado com as amostras do granito e por outro com as rochas vulcânicas.

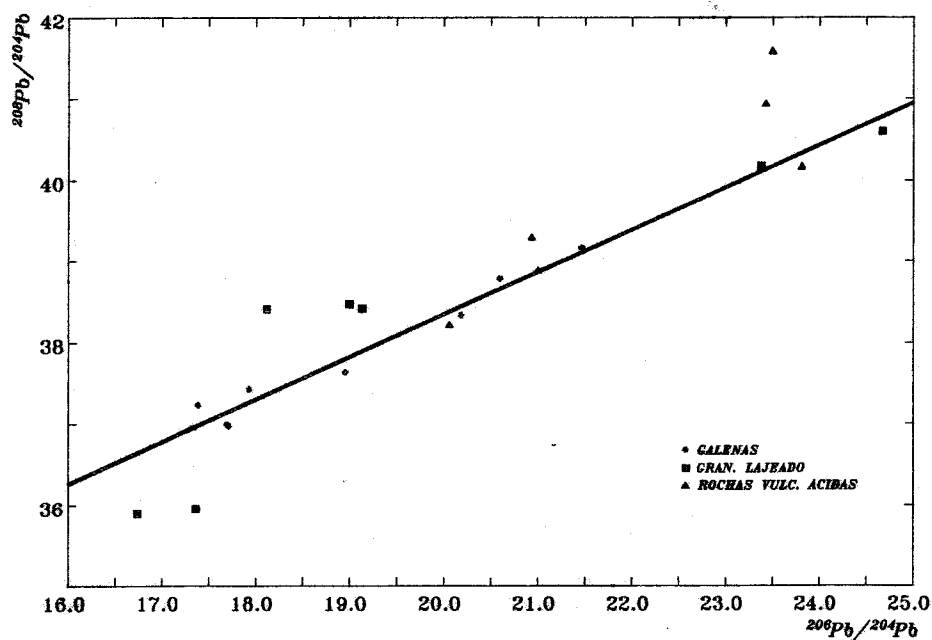


Figura 30 Diagrama do chumbo torogênico comparando as amostras de galenas e os dados referentes ao Granito Lajeado e às rochas vulcânicas ácidas.

7 INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES

As idades Pb-Pb de 2 Ga obtidas nas seqüências ígneas de Monte do Carmo são bastante significativas para o entendimento do quadro regional pois, além de estabelecer precisamente o posicionamento cronoestratigráfico das unidades, sugerem que os eventos de deformação dúctil que se processaram no interior do bloco Brasília antecedem essa idade.

Idades Rb-Sr em torno de 2,1 Ga têm sido encontradas também nos granulitos de Porto Nacional (P. S. S. Gorayeb, informação verbal), comprovando a incidência de um evento expressivo durante o Proterozóico Inferior, no limite do bloco Brasília. Este evento poderia representar o metamorfismo granulítico ou mesmo a ascensão dos granulitos devido a interação dos blocos Brasília e Araguacema. As rochas ígneas de Monte do Carmo poderiam ter sua gênese também vinculada a este evento.

Com relação às galenas, a definição da idade do material fonte em torno de 2,1 Ga leva a considerar a seqüência ígnea (Granito Lajeado e rochas vulcânicas ácidas) como provável fonte do chumbo e dos outros metais, inclusive do ouro, sem contudo se descartar a possível contribuição dos granulitos ou de outras unidades geológicas nesse processo.

Para a comprovação deste fato seria necessário alinhar a isócrona das rochas ígneas com a provável idade da mineralização (550 Ma), demonstrando assim uma eventual relação genética entre as rochas ígneas e a mineralização. A Figura 31 ilustra este procedimento.

Nesta figura, percebe-se que o alinhamento é imperfeito, embora a não coincidência possa ser explicada pelo fato de que a composição isotópica inicial considerada para o chumbo talvez seja irreal. O valor da composição isotópica inicial utilizado é o valor obtido com a amostra de feldspato potássico FEL-17. A utilização do feldspato neste processo baseia-se na hipótese de que, por possuir razão Pb/U muito elevada, este mineral congelaria teoricamente a composição inicial do chumbo na época da cristalização. Todavia, há problemas com este tratamento devido principalmente às modificações da composição isotópica do chumbo causadas pelo decaimento do urânio e/ou tório que muitas vezes se alojam na estrutura cristalina do feldspato, ou pela incorporação posterior de chumbo radiogênico.

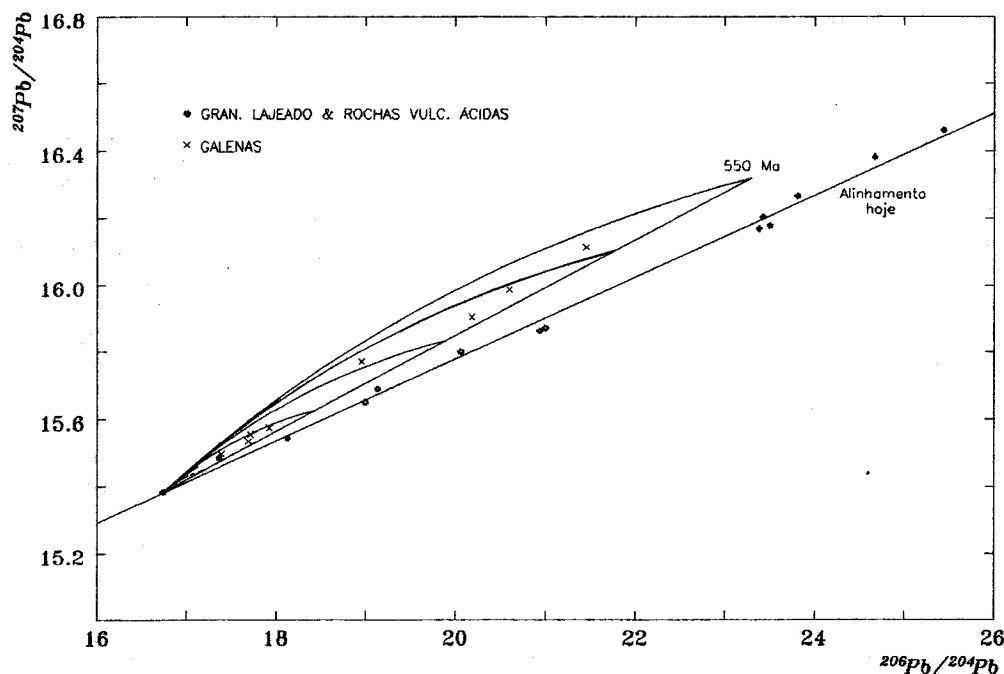


Figura 31 Diagrama Pb-Pb com o alinhamento atual das rochas ígneas e o alinhamento no passado (550 Ma) das galenas.

Portanto, para se obter uma melhor aproximação do real valor da composição isotópica inicial do chumbo deve-se fazer uma correção da quantidade de chumbo radiogênico produzido desde a cristalização medindo as concentrações de chumbo e urânio no feldspato potássico (ZARTMAN & WASSERBURG, 1969; OVERSBY, 1976). No caso presente, este tratamento poderia permitir uma boa aproximação da composição inicial do chumbo e, talvez, o alinhamento das rochas ígneas com a linha das galenas.

O fato de as composições isotópicas do chumbo das galenas encontrarem-se dentro do intervalo das composições isotópicas do granito e das vulcânicas ácidas também favorece a hipótese da participação destas rochas no fornecimento do chumbo.

O estudo da paragênese metálica associada aos veios de quartzo na área de Monte do Carmo mostrou que a mineralização aurífera é contemporânea da galena (PALERMO, 1988); a idade desta última foi definida como sendo de aproximadamente 550 Ma. As composições isotópicas hoje encontradas no chumbo seriam, portanto, o resultado da mistura de um componente de chumbo radiogênico, com

características crustais, com um componente de chumbo não-radiogênico (ou pouco radiogênico), como aquele encontrado nos feldspatos do Granito Lajeado ou talvez nas rochas vulcânicas ácidas. O crescimento das razões isotópicas teria tido início em torno de 2,1 Ga, após a homogeneização do sistema isotópico do chumbo no material fonte, e teria prosseguido até 550 Ma, quando então ocorreu a incorporação do metal nas galenas. Por analogia, admite-se um comportamento similar para o ouro contido nos veios. No entanto, não há um modo de se definir quantitativamente a participação do Granito Lajeado ou das rochas vulcânicas ácidas no fornecimento tanto do chumbo como do ouro.

Numa primeira avaliação a idade de 550 Ma pode ser estendida à formação das zonas de cisalhamento da região portadoras de mineralização e ao processo hidrotermal que mobilizou e permitiu a concentração dos metais nos veios..

O Granito Matança forneceu a idade Rb-Sr de 510 Ma. Este resultado é inconclusivo e conduz a duas hipóteses antagônicas que podem explicar a evolução do corpo e da região como um todo. De acordo com a primeira, o Granito Matança representa um evento magmático de idade Brasiliana; segundo a outra hipótese, trata-se de um corpo mais antigo, isotopicamente reomogeneizado durante o evento Brasiliano. Os isótopos de chumbo, apesar de não fornecerem resultados definitivos, permitem indicar que as pequenas variações entre as razões isotópicas devem-se ao curto espaço de tempo disponível para o crescimento destes isótopos. Se isto for verdade, deve-se considerar o Proterozóico Superior como a idade mais provável para o Granito Matança.

Os dados expostos acima permitem, portanto, delinear as seguintes etapas de evolução:

- Desenvolvimento do embasamento regional, com estruturação/metamorfismo pré-2,0 Ga.
- Por volta de 2,0 Ga, intensa atividade magmática e geração das rochas vulcânicas ácidas e do Granito Lajeado.
- Por volta de 500 - 600 Ma, formação das zonas de cisalhamento submeridianas e dos veios de quartzo mineralizados a sulfetos e ouro.
- O Granito Matança continua problemático. As interpretações com base em dados estruturais consideram-no como parte do embasamento regional, portanto de idade muito antiga; contudo, os dados geocronológicos apontam o Proterozóico Superior como a idade mais adequada para este corpo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro, DGM-DNPM. (Bol. 241).
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. 1977. **Províncias estruturais brasileiras**. In: Simp. Geol. Nord., 8., Campina Grande, 1977. Atas. Campina Grande, SBG. p.363-391.
- AMARAL, G. 1968. **Aplicação do estudo da composição isotópica do chumbo a problemas metalogenéticos: resultados preliminares para galenas de depósitos do Grupo Bambuí**. In: Cong. Bras. Geol., 22., Rio de Janeiro, 1968. Anais. Rio de Janeiro, SBG. v.1, p.131-138.
- AMOV, B.G. 1983a. **Evolution of uranogenic and thorogenic lead. 1. A dynamic model of continuous isotopic evolution**. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65:61-74.
- AMOV, B.G. 1983b. **Evolution of uranogenic and thorogenic lead. 2. Some differences in the variations of the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios**. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65:311-321.
- ANDREW, A.; GODWIN, C.I.; SINCLAIR, A.J. 1984. **Mixing line isochrons: A new interpretation of galena lead isotope data from southeastern British Columbia**. *Econ. Geol.*, 79:919-932.
- ARMSTRONG, R.L. 1968. **A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth**. *Rev. Geophys.*, 6:175-199.
- AVELAR, V.G. 1993. **Estudo petrográfico e geocronológico da Suíte Granítica Santa Luzia, região de Paraíso do Norte - Tocantins**. Belém, UFPa.CG.DGP. 36p. (Trab. Conc. Curso).
- BARBOSA, O.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R.; RAMOS, J.R.A. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro, DFPM-DNPM. (Monografia, 11).
- BARREIRA, C.F. 1980. **Geologia, prospecção geoquímica e geofísica da área do Rio do Coco, Paraíso do Norte, GO**. Brasília, UNB. Dept. Geoc. 143p. Tese (Mestrado) - Dept. Geoc., UNB, 1980.
- BARREIRA, C.F. & DARDENNE, M.A. 1981. **A seqüência vulcano-sedimentar Rio do Coco**. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1. Goiânia, 1981. Ata. Goiânia, SBG. p.241-264.

- BERBERT, C.O. 1980. Complexo Basal Goiano. In: Cong. Bras. Geol., 31., Camboriú, 1980. *Anais. Camboriú, SBG. v.5, p.2837-2849.*
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C.; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA, J.J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S. 1981. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. In: *Simp. Geol. Centro-Oeste, 1., Goiânia, 1981. Ata. Goiânia, SBG. p.363-375.*
- BOWEN, R. 1988. *Isotopes in the Earth Science.* London, Elsevier. 647p.
- BROOKS, C. 1980. The Rb/Sr geochronology of the Archean Chibougamau pluton, Quebec. *Can. J. Earth Sci., 17:776-783.*
- BROWNING, P.; GROVES, D.I.; BLOCKLEY, J.G.; ROSMAN, K.J.R. 1987. Lead isotope constraints on the age and source of gold mineralization in the Archean Yilgarn Block, Western Australia. *Econ. Geol., 82:971-986.*
- CANNON, R.S.; PIERCE, A.P.; ANTWEILER, J.C.; BUCK, K.L. 1961. The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis. *Econ. Geol., 56:1-38.*
- CARVALHO, W.T.; BOTELHO, L.C.A.; CUBA, E.A. 1988. Pequena mineração de ouro em Pontal. *Brasil Mineral, 57:34-38.*
- CORRÊA FILHO, F.C.L. & SÁ, A.M. 1980. *Projeto Natividade - Relatório Final.* Goiânia, DNPM.CPRM. (Inédito).
- COSTA, J.B.S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás.* Belém, UFPa. CG. 209p. Tese (Doutorado em Geologia) - CPGG, CG, UFPa, 1985.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1988. Aspecto do lineamento Transbrasiliiano na região de Porto Nacional - Natividade, GO. In: Cong. Bras. Geol., 35., Belém, 1988. *Anais. Belém, SBG. v.5, p.2208-2216.*
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. 1988a. Cinturão Araguaia. In: Cong. Bras. Geol., 35., Belém, 1988. *Roteiro de Excursões.* Belém, SBG. p.91-92.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; GORAYEB, P.S.S. 1988b. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte - Gurupi, GO. In: Cong. Bras. Geol., 35., Belém, 1988. *Anais. Belém, SBG. v.5, p.2187-2196.*

- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. 1988c. A zona de articulação dos Blocos Brasília e Araguacema no centro-norte de Goiás. In: Cong. Bras. Geol., 35., Belém, 1988. Anais. Belém, SBG. v.5, p.2197-2207.
- COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GÓES, A.M.; HASUI, Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 14:3-11.
- COSTA, J.B.S.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GÓES, A.M.; LEMOS, R.L.; GORAYEB, P.S.S. 1982. **Projeto Porto Nacional ; Relatório Final.** Belém, DNPM.UFPA. 107p.
- COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.; NILSON, A.A.; PALE, C.R.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L.; MANEGESSO, G.; INDA, H.A.V.; STERNA, R.; MARCHETTO, M.; BAPTISTA, M.B.; FRATIN, O.; MOSHANN, R.; OLIVEIRA, T.F.D.; SILMA, W.G. 1976. **Projeto leste do Rio Tocantins/oeste do Rio São Francisco.** Rio de Janeiro, PROSPEC. 200p. (Inédito).
- COSTA, S.A.G. & BARRETO Fº, J.A. 1988. **Mapa Ouro do Estado de Goiás - Texto Explicativo.** Goiânia, DNPM.CPRM. 7p. (Relatório).
- CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.R. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28:155-171.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA Jr. J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. In: **BRASIL. PROJETO RADAMBRASIL.** Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. p. 21-196 (Levantamento dos Recursos Naturais, 22).
- DANNI, J.C.M. 1988. Os greenstone belts da Província Tocantins no Estado de Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 18:381-390.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. 1982. Archean and Lower Proterozoic units in Central Brasil. *Geol. Rundschau*, 71:291-317.
- DOE, B.R. & STACEY, J.S. 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review. *Econ. Geol.*, 69:757-776.
- FAURE, G. & POWELL, J.L. 1972. **Strontium isotope geology.** Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag. 188p.

- GORAYEB, P.S.S.; COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; GAMA Jr., T.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1988. O Pré-Cambriano da região de Natividade, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 18:391-397.
- GORAYEB, P.S.S.; PALERMO, N.; KOTSCHOUBEY, B.; LEITE, A.A.S. 1992. As vulcânicas de Monte do Carmo - TO: caracterização geológica-petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo. In: *Cong. Bras. Geol.*, 37., São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.* . São Paulo, SBG. v.1, p.313-314.
- GROVES, D.I.; PHILLIPS, G.N.; HO, S.E.; HENDERSON, C.A.; CLARK, M.E.; WOAD, G.M. 1984. Controls on distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia. In: FOSTER, R.P. ed., *Gold '82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Rotterdam, A.A. Balkema. p. 689-712.
- GULSON, B.L. 1986. *Lead isotopes in mineral exploration*. Amsterdam, Elsevier. 245 p.
- HAMILTON, W. 1969. Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80:2409-2430.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1981. Anomalias gravimétricas e estruturais maiores do sul de Goiás. In: *Simp. Geol. Centro-Oeste*, 1., Goiânia, 1981. *Ata. Goiânia*, SBG. p.73-92.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982a. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: *Cong. Bras. Geol.*, 32., Salvador, 1982. *Anais. Salvador*, SBG. v.1, p.374-386.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982b. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:160-166.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: *Cong. Bras. Geol.*, 36., Natal, 1990. *Anais. Natal*, SBG. v.6, p.2535-2549.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. A megaestruturação de Goiás. In: *Simp. Geol. Centro-Oeste*, 2., Goiânia, 1985. *Ata. Goiânia*, SBG. p.120-144.
- HASUI, Y. & MIOTO, J.A. 1988. A zona sismogênica de Porangatu. In: *Cong. Bras. Geol.*, 35. Belém, 1988. *Anais. Belém*, SBG. v.5, p.2173-2186.

- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. 1984. Província Tocantins - Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coord., **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Ed. Edgard Blücher. p.187-204.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. 1975. Idades K-Ar do Pré-Cambriano da região centro-norte do Brasil. **Bol. IG**, 6:77-83.
- HASUI, Y.; BARTORELLI, A.; MORTARI, D.; RIBEIRO, A.C.O.; JÁCOMO, A.A.C. 1987. Considerações sobre a geologia da região entre Porto Nacional e Ipueiras, GO. **Rev. Bras. Geoc.**, 17: 295-301.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: Cong. Bras. Geol., 31., Camboriú, 1980. **Anais. Camboriú, SBG**. v.5, p.2659-2676.
- HERZ, N.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; MATTA, M.A.S. 1989. Araguaia-Tocantins fold belt, Brazil: a Brazilian-Panafrican cycle (550 Ma) reactivated suture. **Precambrian Research**, 42:371-386.
- HEYL, A.V.; LANDIS, G.P.; ZARTMAN, R.E. 1974. Isotopic evidence for the origin of Mississippi Valley Type Mineral deposits: a review. **Econ. Geol.**, 69:992-1006.
- HOUSTON, S.M. 1987. Competency contrasts and chemical controls as guide to gold mineralization: an example from the Barberton Mountain Land. Geol. Dept. & Extension Service, Univ. West. Australia. Publ. 11, p.147-160.
- IYER, S.S.; HOEFS, J.; KROUSE, H.R. 1992. Sulfur and lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil - implications for ore genesis. **Econ. Geol.**, 87:437-443.
- JOHANSSON, A. & RICKARD, D. 1984. Isotopic composition of Phanerozoic ore leads from the Swedish segment of the Fennoscandian Shield. **Mineral. Deposita**, 19:249-255.
- KERRICH, R.; FYFE, W.S.; GORMAN, B.E.; ALLISON, I. 1977. Local modification of rock chemistry by deformation. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 65:183-190.
- LACERDA, H. 1990. Contribuição à tipologia dos depósitos auríferos da região central do Brasil. **Rev. Bras. Geoc.**, 20:32-45.

- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E.; SOUZA, A.C.C. 1990. A Faixa de Dobramentos Araguaia (TO), novos dados geocronológicos. In: Cong. Bras. Geol., 36., Natal, 1990. *Anais. Natal, SBG. v.6, p.2550-2563.*
- LEITE, A.A.S. 1992. *Estudo petrográfico e petroquímico das rochas vulcânicas e sub-vulcânicas da região de Monte do Carmo - porção centro-sul do Estado do Tocantins.* Belém, UFPa.CG.DGL 46p. (Trab. Conc. Curso).
- LEONARDOS, O.H.; JOST, H.; VEIGA, A.T.C. 1988. Brazilian gold districts: How many are not associated with shear zones? In: *Bicentennial Gold*, 88. Melbourne. Ext. Abst. Post. Prog., 3:611-613.
- MACAMBIRA, J.B.; KAWASHITA, K.; SOUZA, A.C.C. 1982. Geocronologia na região da braquianticlinal de Lontra - Goiás. In: Cong. Bras. Geol., 32., Salvador, 1982. *Bol. Resumos e Breves Comunicações.* Salvador, SBG. p.12.
- MANHÈS, G. 1982. *Developpement de l'ensemble chronometrique U-Th-Pb. Contribution a la chronologie initiale du systeme solaire.* Paris, Université de Paris VII. Thèse (Doctorat d'État). 294p.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. 1984. Província Tocantins - Setores Central e Sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coord., *O Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo, Ed. Edgard Blücher. p.205-264.
- MOORE, B. 1963. *Geological reconnaissance of the Southwest corner of the Maranhão Basin.* Rio de Janeiro, DEPEX.PETROBRÁS (Rel. Int. nº 1854).
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1992. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia belt: implications for Gondwana evolution. In: Cong. Bras. Geol., 37., São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.* São Paulo, SBG. v.1, p.316-317.
- OLIVEIRA, R.A. 1984. Ocorrência de ouro do Pontal, Município de Brejinho de Nazaré, GO. In: *Enc. Reg. do Ouro de Goiás*, 1., Goiânia, 1984. *Anais. Goiânia, SBG.* p.130-136.
- OVERSBY, V.M. 1976. Isotopic ages and geochemistry of Archaean acid igneous rocks from the Pilbara Block, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40:817-829.

- PALERMO, N. 1988. **Geologia e mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás.** Rio de Janeiro, UFRJ. Inst. Geoc., UFRJ. 139p. Tese (Mestrado) - Inst. Geoc., UFRJ, 1988.
- PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISCH, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journ. Struct. Geol.*, 11:349-363.
- RODRIGUES, E.M.S. 1993. **Implantação da metodologia Pb-Pb em rocha total. Exemplo de aplicação em rochas da Província Mineral de Carajás.** Belém, UFPa.CG. 126p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - CPGG, CG, UFPa, 1993.
- ROSHOLT, J.N.; ZARTMAN, R.E.; NKONO, I.T. 1973. Lead isotopes systematics and uranium depletion in the Granite Mountains, Wyoming. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84:989-1002.
- SÁ, J.H.S.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1980. Datações geocronológicas do norte da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. In: Cong. Bras. Geol., 31., Camboriú, 1980. **Bol. Resumos.** Camboriú, SBG. p.401.
- SCHMID, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9:41-43.
- SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDEMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. 1975. Folha Goiás (SD.22). In: SCHOBENHAUS, C. coord., **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.** Brasília, DNPM.
- SILVA, E.R.P. 1987. **Estudo das ocorrências auríferas da área de Natividade - GO.** Belém, UFPa.CG. 125p. Tese (Mestrado em Geologia) - CPGG, CG, UFPa, 1987.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. 1977. Subcomission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geochronology and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.
- STEIN, J.H.; COSTA, L.A.M.; BATISTA, M.B.; SILVA, W.G. 1976. **Projeto leste do Rio Tocantins/oeste do Rio São Francisco - Rel. Final - Fase V.** Rio de Janeiro, DNPM.PROSPEC. 257p. (Rel. Inédito).

- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. 1981. Panorama geocronológico do Centro-Oeste brasileiro: soluções, problemática e sugestões. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1., Goiânia, 1981. Ata. Goiânia, SBG. p.93-116.
- WILLIAMSON, J.H. 1968. Least-squares fitting of the straight line. *Can. J. Phys.*, 46:1945-1947.
- YORK, D. 1966. Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 44:1079-1086.
- YORK, D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5:320-324.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics - the model. *Tectonophysics*, 75:135-162.
- ZARTMAN, R.E. & WASSERBURG, G.J. 1969. The isotopic composition of lead in potassium feldspars from some 1.0 By-old North American igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33:901-942.