



CNEN/SP

ipen Instituto de Pesquisas
Energéticas e Nucleares

BR9432234
INIS-BR--3396

AUTARQUIA ASSOCIADA À UNIVERSIDADE
DE SÃO PAULO

**IDADES ISOCRÔNICAS Pb/Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA
DE Pb DAS ROCHAS CARBONÁTICAS DO GRUPO
BAMBUÍ, NA PORÇÃO SUL DA BACIA
DO SÃO FRANCISCO**

MARLY BABINSKI

Tese apresentada como parte dos
requisitos para obtenção do Grau
de "Doutor em Ciências" na Área
de Tecnologia Nuclear.

Orientador: Prof. Dr. Koji Kawashita

São Paulo

1983

**INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES
AUTARQUIA ASSOCIADA À UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

**IDADES ISOCRÔNICAS Pb/Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Pb DAS
ROCHAS CARBONÁTICAS DO GRUPO BAMBUÍ, NA PORÇÃO SUL DA BACIA
DO SÃO FRANCISCO**

Marly Babinski



**Tese apresentada como parte dos
requisitos para obtenção do Grau
de "Doutor em Ciências" na Área
de Tecnologia Nuclear.**

Orientador: Prof. Dr. Koji Kawashita

São Paulo

1993

ÍNDICE

RESUMO.....	x
ABSTRACT.....	xiii
AGRADECIMENTOS.....	xvi
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos e localização da área de estudo.....	4
2. METODOLOGIA ISOTÓPICA Pb/Pb.....	7
2.1. Generalidades.....	7
2.2. Geoquímica do Pb e U.....	7
2.3. Modelos de evolução isotópica de Pb.....	9
2.3.1. Modelo de Holmes - Houtermans (1946).....	9
2.3.1.1. Determinação da idade da Terra.....	10
2.3.2. Modelo de Evolução Isotópica de Pb de Stacey & Kramers (1975).....	11
2.3.3. Modelo de Evolução Isotópica de Pb de Cumming & Richards (1975)..	13
2.4. Determinação de idades isocrônicas Pb/Pb.....	13
3. PROCEDIMENTOS QUÍMICO-ANALÍTICOS DA METODOLOGIA ISOTÓPICA Pb/Pb.....	15
3.1. Testes preliminares para a implantação da metodologia isotópica Pb/Pb.....	16
3.1.1. Dissolução com ácido clorídrico.....	16
3.1.2. Dissolução com ácido bromídrico.....	17
3.1.3. Resultados dos experimentos preliminares.....	20
3.2. Procedimentos químico-analíticos para preparação de rochas carbonáticas na determinação de idades Pb/Pb.....	21
3.3. Parâmetros utilizados para determinação das idades isocrônicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	25
3.4. Procedimentos químico-analíticos para análise de isótopos estáveis (Carbono e Oxigênio).....	26
4. BACIA DO SÃO FRANCISCO.....	27
4.1. Geologia Regional.....	27

4.1.1. Aspectos Gerais.....	27
4.1.2. Estratigrafia.....	27
4.1.2.1. Grupo Macaúbas.....	30
4.1.2.2. Grupo Bambuí.....	32
4.1.3. Ambientes de Sedimentação.....	32
4.1.3.1. Grupo Macaúbas.....	32
4.1.3.2. Grupo Bambuí.....	33
4.1.4. Tectônica e Metamorfismo.....	34
4.1.5. Gênese da Bacia do São Francisco.....	35
4.2. Dados Geocronológicos Anteriores.....	39
4.2.1. Grupo Macaúbas.....	39
4.2.2. Grupo Bambuí.....	40
4.2.2.1. Dados radiométricos diretos.....	43
4.2.2.2. Dados indiretos.....	44
4.2.2.2.1. Dados paleontológicos.....	44
4.2.2.2.2. Idades de diques básicos.....	45
4.2.2.2.3. Dados $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas carbonáticas.....	45
4.2.2.2.4. Dados isotópicos de Pb em galenas.....	46
5. RESULTADOS OBTIDOS.....	48
5.1. Dados isotópicos de Pb.....	48
5.1.1. Zona Central.....	52
5.1.1.1. Afloramento MF-7.....	52
5.1.1.2. Afloramento MF-6.....	62
5.1.1.3. Afloramento MF-17.....	64
5.1.1.4. Afloramento MF-10.....	66
5.1.1.5. Afloramento MF-19.....	69
5.1.2. Zona Leste - Influência do Cinturão Araçuaí.....	71
5.1.2.1. Afloramento MF-3.....	71
5.1.2.2. Afloramento MF-4.....	74
5.1.2.3. Afloramento MF-5.....	76
5.1.2.4. Afloramento MF-11.....	77
5.1.3. Zona Oeste - Influência do Cinturão Brasília.....	78
5.1.3.1. Afloramento MF-9.....	78
5.2. Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio.....	81
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS E CONSIDERAÇÕES SOBRE A IDADE DE DEPOSIÇÃO DAS ROCHAS DO GRUPO BAMBUÍ	85
6.1. Geoquímica isotópica de Pb e idades isocrônicas Pb/Pb das rochas carbonáticas.....	85
6.1.1. A problemática da metodologia isotópica Pb/Pb.....	95
6.2. Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio.....	96
6.3. A deformação das rochas da porção sul da Bacia do São Francisco.....	99

6.3.1. A tectônica dos cinturões marginais ao Cráton do São Francisco.....	100
6.3.1.1. Faixa Araçuaí.....	100
6.3.1.2. Faixa Brasília.....	102
6.3.2. A idade de deformação das rochas do Grupo Bambuí.....	103
6.4. Considerações sobre a idade de deposição do Grupo Bambuí com base nos dados disponíveis.....	106
6.4.1. Dados radiométricos diretos.....	106
6.4.2. Dados radiométricos indiretos.....	107
6.4.2.1. Idades de diques anorogênicos.....	107
6.4.2.2. Razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas.....	108
6.4.2.4. Inferência da idade do Grupo Bambuí através da idade do Grupo Macaúbas e unidades correlatas.....	110
6.4.3. Registro paleontológico do Grupo Bambuí.....	111
6.4.4. Qual poderia ser a idade de deposição do Grupo Bambuí?.....	113
7. CONCLUSÕES.....	115
7.1. Procedimentos químico-analíticos da metodologia isotópica Pb/Pb.....	115
7.2. Geoquímica isotópica de Pb e idades isocrônicas Pb/Pb das rochas carbonáticas do grupo Bambuí.....	115
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	119
ANEXO 1.....	133

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo com os pontos de amostragem.....	6
Figura 2.1 - Representação gráfica do modelo de evolução isotópica de Pb em duplo estágio, proposto por Stacey & Kramers (1975).....	12
Figura 3.1 - Comportamento das razões isotópicas de Pb, em função da influência do branco analítico.....	20
Figura 3.2 - Esquema do procedimento químico-analítico para preparação de amostras de rochas carbonáticas na determinação de idades Pb/Pb.....	24
Figura 4.1 - Mapa de localização (a) e mapa geológico simplificado (b) do Cráton do São Francisco.....	28
Figura 4.2 - Coluna estratigráfica das unidades da Bacia do São Francisco (Dardenne, 1978, mod.).....	29
Figura 4.3 - Quadro-síntese com as principais colunas estratigráficas propostas para o Grupo Bambuí.....	31
Figura 4.4 - Mapa geológico-estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco.....	36
Figura 4.5 - Perfis esquemáticos ao longo da borda oeste (a, b) e borda leste (c, d, e) da Bacia do São Francisco.....	37
Figura 4.6 - Quadro-síntese das idades disponíveis para as rochas da Formação Bebedouro e Grupo Macaúbas.....	41
Figura 4.7 - Quadro-síntese das idades disponíveis para as rochas do Grupo Bambuí na parte sul da Bacia do São Francisco, em Minas Gerais.....	42
Figura 5.1 - Mapa geológico-estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco com localização dos pontos amostrados.....	49

Figura 5.2 - Coluna estratigráfica da porção sudoeste da Bacia do São Francisco com o posicionamento das amostras submetidas a este estudo (Muzzi Magalhães, 1989, mod.).....	50
Figura 5.3 - Coluna estratigráfica da porção sudeste da Bacia do São Francisco com o posicionamento das amostras submetidas a este estudo (Dardenne, 1978, mod.).....	51
Figura 5.4 - Esquema de amostragem no afloramento MF-7, na região de Moema- Bom Despacho, MG.....	54
Figura 5.5 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com os diferentes tipos de Pb determinados nos carbonatos da Formação Sete Lagoas, no afloramento MF-7.	58
Figura 5.6 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-7 contendo Pb Tipo I.....	61
Figura 5.7 - Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-7 contendo Pb Tipo I.....	61
Figura 5.8 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos dados isotópicos das amostras MF-5, MF-6 (Formação Lagoa do Jacaré) e MF-11 (Formação Sete Lagoas), contendo Pb Tipo II.....	63
Figura 5.9 - Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-17 contendo Pb Tipo III. Amostras MF-7 são plotadas para comparação.....	65
Figura 5.10 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-10, Formação Sete Lagoas.....	68
Figura 5.11 - Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-10, Formação Sete Lagoas.....	68
Figura 5.12 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-19, Formação Januária.....	70

Figura 5.13 - Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-19, Formação Januária.....	70
Figura 5.14 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-3, Formação Sete Lagoas.....	73
Figura 5.15 - Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-3, Formação Sete Lagoas.....	73
Figura 5.16 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-4, Formação Sete Lagoas.....	75
Figura 5.17 - Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-4, Formação Sete Lagoas.....	75
Figura 5.18 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-9, Formação Sete Lagoas.....	80
Figura 5.19 - Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-9, Formação Sete Lagoas.....	80
Figura 5.20 - Composições isotópicas de Carbono e Oxigênio das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí.....	84
Figura 5.21 - Composições isotópicas de Carbono das frações orgânica e carbonática das rochas do Grupo Bambuí.....	84
Figura 6.1. - Modelo de evolução isotópica de Pb proposto para as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco.....	86
Figura 6.2. - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras carbonáticas contendo Pb Tipo III (MF-7 e MF-17), e daquelas determinadas pelo Dr. P.N.Taylor em Oxford, Inglaterra (dados inéditos cedidos pelo Dr. K. Kawashita).....	89

Figura 6.3. - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras de carbonatos do Grupo Bambuí, contendo Pb Tipo III (MF-7), e dos mármores do embasamento, na região do Quadrilátero Ferrífero.....	89
Figura 6.4. - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos carbonatos contendo Pb Tipo III (MF-7 e MF-17), e das mineralizações de galenas do Grupo Bambuí (dados sumarizados por Iyer et al., 1992).....	91
Figura 6.5. - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos carbonatos, contendo Pb Tipo II e Tipo III, que definem a geócrona de terceiro estágio (S&K) de 500 - 550 Ma.....	92
Figura 6.6. - Quadro-síntese das idades disponíveis para as faixas Brasília e Araçuaí e para o Grupo Bambuí.....	i05

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 5.1 - Características gerais dos diferentes tipos de Pb determinados nas rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco.....	52
Tabela 5.2 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-7, Formação Sete Lagoas.....	55
Tabela 5.3 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-6, Formação Lagoa do Jacaré.....	62
Tabela 5.4 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-17, Formação Sete Lagoas.....	65
Tabela 5.5 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-10, Formação Sete Lagoas.....	67
Tabela 5.6 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-19, Formação Januária.....	69
Tabela 5.7 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-3, Formação Sete Lagoas.....	72
Tabela 5.8 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-4, Formação Sete Lagoas.....	74
Tabela 5.9 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-5, Formação Lagoa do Jacaré.....	77
Tabela 5.10 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-11, Formação Sete Lagoas.....	78
Tabela 5.11 - Dados analíticos de U e Pb das amostras MF-9, Formação Sete Lagoas.....	79
Tabela 5.12 - Dados analíticos de Carbono e Oxigênio das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí.....	82

Tabela 6.1 - Variações das razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas carbonáticas para o intervalo entre 1000 e 600 Ma (Veizer et al., 1983).....	109
Anexo 1 - Dados analíticos de Pb dos carbonatos analisados em Oxford, Inglaterra. (Dados inéditos cedidos pelo Dr. K.Kawashita).....	133

IDADES ISOCRÔNICAS Pb/Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Pb DAS ROCHAS CARBONÁTICAS DO GRUPO BAMBUÍ, NA PORÇÃO SUL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

RESUMO

Este estudo envolve o estabelecimento de procedimentos químico-analíticos para datação de rochas carbonáticas neoproterozóicas pelo método isotópico Pb/Pb e sua aplicação na obtenção de idades isocrônicas de carbonatos do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco, compreendendo áreas do Estado de Minas Gerais.

Experimentos preliminares mostraram que a dissolução de carbonatos em dois lixiviados, com o emprego de HBr 0,6N, fornece melhores resultados, especialmente em relação aos brancos analíticos. Pb e U foram separados e purificados através da técnica de troca iônica e as composições isotópicas foram obtidas com o espectrômetro de massa VG Sector. Concentrações de Pb e U foram determinadas pela técnica de diluição isotópica - espectrometria de massa.

As composições isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb determinadas em mais de 90 amostras (\approx 600 análises) das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí, coletadas em diferentes locais da porção sul da bacia, apresentaram quatro tipos distintos de Pb, aqui denominados Tipos I, II, III e IV.

Pb Tipo I foi encontrado em amostras com baixas concentrações de Pb (geralmente entre 0,10 - 0,88 ppm) e, relativamente, altas de U (0,17 - 0,95 ppm, sendo as razões U/Pb geralmente > 1); representa crescimento *in situ* de Pb radiogênico e é capaz de fornecer idades isocrônicas Pb/Pb. Pb Tipo II ocorre em amostras com altas concentrações de Pb (0,76 - 35,0 ppm) e, relativamente, baixas de U (0,01 - 3,9 ppm); é Pb crustal não-radiogênico, que pode representar composições isotópicas da água do mar da época de deposição ou, como aqui interpretado, aquelas obtidas pelas rochas, durante uma fase deformacional. Pb Tipo III está, também, presente em rochas com altas concentrações de Pb (1,8 - 50,0 ppm) e baixas de U (0,19 - 1,22 ppm) mas é Pb radiogênico crustal. Este Pb pode ser dividido em Tipos IIIa, IIIb, e IIIc de acordo com suas composições isotópicas; é Pb do embasamento arqueano/paleoproterozóico, que foi incorporado às rochas carbonáticas durante a Orogênese Brasileira. Pb Tipo IV ocorre em amostras que apresentam razões U/Pb geralmente mais baixas que 1, possui composições isotópicas intermediárias entre aquelas do Pb Tipo III e Pb Tipo I e representa a mistura entre aqueles dois tipos de Pb. Embora a maioria dos afloramentos estudados apresenta apenas um tipo de Pb, três dos quatro tipos de

Pb determinados foram encontrados em rochas do afloramento MF-7 (região de Moema - Bom Despacho, MG).

As idades isocrônicas obtidas em rochas, mesoscopicamente, indeformadas, contendo Pb tipo I, mostram valores entre 686 ± 69 Ma e 520 ± 53 Ma. Pelo fato da idade de 686 ± 69 Ma ter sido determinada no mesmo afloramento (MF-7) onde outros tipo de Pb foram também detectados (Tipos III e IV, incorporados durante o tectonismo do Ciclo Brasileiro), esta é interpretada como a idade mínima de deposição da Formação Sete Lagoas. As idades mais jovens podem representar épocas de homogeneização do sistema U/Pb, posteriores ao processo deposicional.

Amostras, contendo Pb Tipo I e com evidências de deformação, forneceram regressões que indicam idades de 872 ± 290 Ma e 842 ± 240 Ma. Embora estas possam representar a época aproximada da deposição dos carbonatos, seus altos erros não permitem uma interpretação precisa, e são aqui consideradas idades aparentes.

Composições isotópicas de Pb Tipo III definem uma reta, em cujo limite inferior situam-se as razões isotópicas do Pb Tipo II. Esta reta intercepta a curva de evolução de Pb de Stacey & Kramers (S&K) a, aproximadamente, 520 e 2100 Ma, sugerindo que Pb antigo do embasamento foi incorporado às rochas carbonáticas há cerca de 500-550 Ma. Esta reta é interpretada como uma geócrona de terceiro estágio (S&K) de 500-550 Ma. O Pb antigo foi, provavelmente, introduzido nas rochas da cobertura através de um evento de percolação de fluidos, em grande escala, que pode ter iniciado-se antes de 500-550 Ma, mas não é possível precisar, com os dados disponíveis, a época exata do início do processo. O caminho estes fluidos pode ter sido as falhas antigas do embasamento, que foram reativadas durante o Ciclo Brasileiro.

De acordo com os dados obtidos neste trabalho, é possível sugerir que as rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas foram depositadas anteriormente a 686 ± 69 Ma. As rochas da Formação Lagoa do Jacaré apresentaram Pb Tipo II, não sendo possível determinar suas idades Pb/Pb. Durante o intervalo entre 690 a 500 Ma, o sistema isotópico foi perturbado, e em alguns locais da bacia foi totalmente zerado. Idades U/Pb, embora imprecisas, em torno de 550-600 Ma, obtidas em alguns dos carbonatos, refletem este distúrbio. As idades determinadas para as rochas do Grupo Bambuí são concordantes com a maioria das idades disponíveis na literatura, para o tectonismo das faixas móveis brasileiras marginais ao Cráton do São Francisco, mostrando que os sistemas isotópicos das rochas da Bacia do São Francisco foram extensivamente afetados pelo tectonismo brasileiro.

Dados de isótopos de Carbono das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre + 16,1 e +1,1 ‰, sendo que se observa uma depleção de ^{13}C em

direção à base da Formação Sete Lagoas. Estes dados, em conjunto com os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ determinados na base da Formação Sete Lagoas (Chang et al., 1993), podem indicar que a deposição destas rochas iniciou-se durante ou imediatamente após um período glacial. Os valores extremamente enriquecidos em ^{13}C , obtidos em rochas do topo da Formação Sete Lagoas e nas da Formação Lagoa do Jacaré, podem representar um aumento na produção e/ou na preservação de matéria orgânica. Entretanto, a possibilidade destes altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ corresponderem a um enriquecimento secundário, através de processos diagenéticos, não pode ser descartada. Os isótopos de Oxigênio apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ (-9 a -5‰) que são consistentes com deposição das rochas em ambiente marinho. Algumas amostras, que possuem valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$, podem ter tido suas composições afetadas por água meteórica ou por outros processos secundários.

**Pb/Pb ISOCHRON AGES AND Pb ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF BAMBUÍ GROUP
CARBONATE ROCKS FROM THE SOUTHERN PORTION OF THE SÃO FRANCISCO
BASIN**

ABSTRACT

This study involves the establishment of chemical and analytical procedures for Pb/Pb dating of Neoproterozoic carbonate rocks and their application to obtaining isochron ages of Bambuí Group rocks from the southern portion of the São Francisco Basin, Minas Gerais State.

Preliminary experiments indicated that dual-leach dissolution using 0.6N HBr yielded best results, especially with regard to analytical blanks. Pb and U were separated and purified using ion-exchange techniques, and isotopic compositions were determined with a VG Sector Mass Spectrometer. Pb and U concentrations were obtained by mass-spectrometric isotope dilution techniques.

The Pb isotopic compositions and U and Pb concentrations determined on more than 90 samples (~ 600 analyses) from Sete Lagoas and Lagoa do Jacaré formations, Bambuí Group, from different parts of the basin, showed four distinct types of Pb, here called Types I, II, III and IV.

Type I Pb was found in samples with low Pb concentrations (generally between 0.10 and 0.88 ppm) and relatively high U concentrations (0.17 - 0.95 ppm) (U/Pb ratios generally > 1); it represents *in situ* growth of radiogenic Pb and is able to yield Pb/Pb isochron ages. Type II Pb is present in samples with relatively high Pb concentrations (0.76 - 35.0 ppm) and low U concentrations (0.01 - 3.9 ppm); it is non-radiogenic crustal Pb showing Pb isotopic compositions that could represent either average crustal Pb at the time of deposition or, as interpreted here, the deformation of these rocks. Type III Pb is also found in samples with high Pb concentrations (1.8 - 50.0 ppm) and low U concentrations (0.19 - 1.22 ppm) but it is radiogenic crustal Pb. This Pb can be divided in Type IIIa, IIIb, and IIIc according to isotopic compositions; it is Pb from the Archean/Transamazonian basement that was incorporated into the carbonate rocks during the Brasiliano Orogeny. Type IV Pb occurs in samples with U/Pb ratios lower than 1 and is intermediate in composition between Type III and Type I Pb; it represents a mixture of those two types. Although most outcrops contain only one type of Pb, three out of four types of Pb were found in rocks of outcrop MF-7 (Moema - Bom Despacho region).

The Pb/Pb isochron ages obtained from mesoscopically undeformed carbonate rocks containing Type I Pb range from 686 ± 69 Ma to 520 ± 53 Ma. Because the older age (686 ± 69 Ma) was determined on the same outcrop (MF-7) where other types of Pb were also detected (Types III and IV, which were incorporated into the carbonates during the Brasiliano Orogeny), this age is considered as the minimum depositional age for carbonate rocks from the Sete Lagoas Formation. The younger age may represent post-depositional re-homogenization of the U-Pb system.

Samples with Type I Pb and displaying deformational features yielded regressions of 872 ± 290 Ma and 842 ± 240 Ma. Although these could represent the approximate time of deposition of the carbonates, the errors are too large to allow precise interpretation, and they are considered apparent ages.

Isotopic compositions from Type III Pb define a straight line; the Pb isotopic compositions of Type II Pb fall on the lower end of this line, which intercepts the Stacey & Kramers (S&K) Pb growth curve at about 520 and 2100 Ma, suggesting that old Pb from the basement was incorporated in the carbonate rocks at about 500-550 Ma. This line is interpreted as a S&K third stage 500-550 Ma geochron. This old (detrital) Pb from the basement was probably incorporated into the carbonate rocks through a large scale fluid percolation event that could have begun before 500-550 Ma, but it is not possible to define, with the available data, the precise time that the process started. The path of these fluids may have been along the old basement faults that were reactivated during the Brasiliano Orogeny.

According to these data, it is suggested that carbonate rocks from Sete Lagoas Formation were deposited before 686 ± 69 Ma. Rocks from the Lagoa do Jacaré Formation contained only Type II Pb, which does not permit determination of a Pb/Pb age. During the interval from 690 to 500 Ma, the Pb isotope system of the carbonate rocks from the São Francisco Basin was disturbed, and in some areas it was totally reset. The imprecise U/Pb ages of 550-600 Ma obtained from some of the carbonate rocks reflect this disturbance. The ages determined in this study are in agreement with most of the published ages of the tectonism from the Brasiliano fold belts marginal to São Francisco Craton, showing that the isotopic systems of São Francisco Basin rocks were largely affected by Brasiliano tectonism.

Carbon isotope data from Bambuí Group carbonate rocks show $\delta^{13}\text{C}$ values decreasing toward the base of the Sete Lagoas Formation (+16.1 to + 1.1‰). These data, in conjunction with negative $\delta^{13}\text{C}$ values determined for carbonates at the base of Sete Lagoas Formation (Chang et al., 1993), may indicate that the deposition of these rocks began during or immediately after a glacial episode. The very enriched $\delta^{13}\text{C}$ obtained for the top of the sequence may represent increased burial rates and/or preservation of organic matter. However, the possibility that these high $\delta^{13}\text{C}$ values represent secondary enrichment by

diagenetic processes cannot be ruled out. The oxygen isotopes show $\delta^{18}\text{O}$ values (-9 to -5‰) that are consistent with deposition in a marine environment. Some samples that yielded lower $\delta^{18}\text{O}$ values may have been affected by meteoric water or other secondary processes.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho foi possível graças ao estímulo e colaboração de várias pessoas e instituições. Entre as instituições que me auxiliaram, devo ressaltar: Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN/CNEN/SP), Geology Department da University of Kansas, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Conselho Nacional de Pesquisas e Desenvolvimento (CNPq), Petróleo Brasileiro S.A. e Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

Inicialmente, gostaria de agradecer ao Dr. William R. Van Schmus pela oportunidade de realizar a parte analítica deste trabalho no Isotope Geochemistry Laboratory da University of Kansas. Agradeço-lhe pelo constante estímulo e interesse e pelas valiosas e longas discussões que se fizeram necessárias para entender o complexo comportamento dos isótopos de Pb.

Agradeço, outrossim:

Ao Dr. Koji Kawashita, meu orientador, pelo apoio e atenção dispensadas no decorrer deste trabalho.

Ao Dr. Farid Chemale Jr., sempre prestativo, que auxiliou na coleta de amostras, na interpretação dos dados obtidos e nas descrições petrográficas. Também, pelo entusiasmo e ilimitada paciência...

Ao Dr. Sundaram S. Iyer, meu orientador na fase inicial deste trabalho, por ter-me introduzido ao assunto, pelo constante apoio, e pelas análises de isótopos estáveis nos carbonatos.

Ao Dr. Benjamin Bley de Brito Neves, pelo entusiasmo e valiosas sugestões em todo o desenvolver deste trabalho.

Ao Dr. Spero Penha Morato, Superintendente do IPEN, pela oportunidade oferecida e confiança constantemente expressada.

Aos Drs. Thomas R. Fairchild, Wilson Teixeira e Antônio Thomaz Filho, pelas discussões e úteis sugestões em assuntos específicos.

Aos meus colegas e amigos do Isotope Geochemistry Lab: Doug Walker, Drew Coleman, Mark Martin, Rob Fillmore, Sharon Stern, Jean Tangeman, Greg Wortman, Kay Chung, John Linn, Steve Hoffine, Tom Sabin, Dave Gonzales, pela inestimável ajuda e companheirismo. Thanks for the memories, guys!

Aos meus amigos e colegas do IPEN e IG-USP, em especial Ivone Sato, Melissa Nolla, Miho Shihomatsu, Maria Inês Cantagallo, Noemia Moraes e Sueli Santos, pela amizade e apoio constantes. À Ivone Sonoki, que sempre teve paciência e disposição, mesmo quando o computador parecia não ter. Ao Luís Gallego, pelas análises de Difração de Raios-X.

À Mary Elizabeth, sempre pronta a ajudar, agradeço pela revisão e sugestões no manuscrito... sem contar pelo carinho, amizade, estímulo, paciência...

Ao Nelson, pelo carinho e apoio constantes..., agradeço também pela confecção das lâminas petrográficas e auxílio na impressão.

Ao Antônio, Hélène, Bruno, Fábio, Michelle, Ângela, Lucy e Iara, que foram minha "família" durante minha estada em Lawrence. Sem palavras...

Aos meus pais, irmãos e sobrinhos, que souberam entender minha ausência e esperar (com festa!) pela minha volta...

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A geocronologia em rochas sedimentares, para obtenção de idades diretas, até recentemente, se restringia à utilização dos métodos Rb/Sr e K/Ar. Estes métodos poderiam ser aplicados na determinação de idades de deposição de minerais autigênicos, tais como glauconitas e alguns argilo-minerais; entretanto estes minerais podem ser contaminados por inclusões de minerais detríticos ou mesmo sofrer alterações pós-deposicionais durante diagênese ou metamorfismo de soterramento, mascarando a real idade de deposição (Faure, 1986).

A datação de rochas pelíticas (folhelhos, siltitos e argilitos) pelo método Rb/Sr tem sido feita em amostras de rocha-total e argilo-minerais (frações finas < 2 µm). Segundo Clauer (1979), a obtenção de idades de deposição e/ou diagênese e mesmo metamorfismo, em argilo-minerais, é possibilitada, uma vez que estes minerais são susceptíveis às trocas iônicas com o meio durante tais processos, resultando numa homogeneização isotópica de Sr.

A obtenção de idades isocrônicas Rb/Sr em amostras de rocha-total de sedimentos é questionada por alguns pesquisadores (Clauer, 1979, 1982; Bonhomme, 1982) que constatarem a falta de homogeneização de Sr entre a componente detrítica, fração fina e meio deposicional. Problemas em relação à interpretação das idades obtidas por este método, i.e., se estas representam deposição ou diagênese, foram apresentados por Perry & Turekian (1974) e Morton & Long (1982).

Um modelo elaborado por Cordani et al. (1978, 1985) advoga que a homogeneização das razões de Sr em rochas pelíticas, em nível de rocha-total, poderia ocorrer através da dispersão mecânica dos detritos na bacia deposicional, independente do mecanismo de sedimentação adotado.

Recentes pesquisas de Mizusaki (1992) mostram que esta uniformização das razões isotópicas de Sr é possível de ocorrer em sedimentos constituídos por grande quantidade de minerais argilosos (argilo-minerais expansivos, ilitas degradadas), mas quando a componente detrítica for expressiva este processo tende a ocorrer em menor escala (nível centimétrico).

Embora o método Rb/Sr tenha sido utilizado para datação de rochas pelíticas (Kawashita, 1972; Thomaz Filho, 1976), a sua aplicação às rochas carbonáticas não é propícia devido a suas baixas razões Rb/Sr, que não favorecem a produção de Sr radiogênico.

Foi comprovado que rochas carbonáticas depositadas em ambiente marinho assimilam o Sr da água do mar (Faure & Powell, 1972). As razões isotópicas de Sr variaram

em função do tempo geológico e seu registro nas rochas carbonáticas pode ser utilizado como um método indireto de datação, de grande valia em estudos de correlação estratigráfica no Fanerozóico. Entretanto, as bruscas e rápidas variações destas razões isotópicas durante o Neoproterozóico, aliado ao fato da alteração presente nestas rochas e freqüente ausência de fósseis associados, dificultam a elaboração de uma curva de evolução de Sr precisa para este período.

A possibilidade de datação direta de rochas carbonáticas foi explorada pela primeira vez por Moorbath et al. (1987), utilizando o método isocrônico Pb/Pb. Este método mostrou-se favorável para rochas carbonáticas principalmente pela alta razão U/Pb da água do mar, ambiente de deposição destas rochas, aliado ao fracionamento químico entre U e Pb, e da consequente variação das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Moorbath et al. (1987) aplicaram a metodologia Pb/Pb em carbonatos estromatolíticos arqueanos do Cráton do Zimbábue, África, e observaram grande variação nas razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 30 e 140) propiciando a determinação de uma idade precisa de 2829 ± 33 Ma, independente do alto valor do MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) definido pelos pontos analíticos (MSWD = 75). A interpretação dada à idade foi a de que esta representaria a época de deposição, já que as amostras não apresentavam metamorfismo ou deformação. Estudos de isótopos de C e O mostraram que os carbonatos tinham sido afetados por temperaturas de até 200°C , enquanto que o metamorfismo regional da área atingiu $450\text{-}500^\circ\text{C}$. Contudo, a possibilidade de que o sistema tenha sido afetado pelo metamorfismo não foi excluída.

A importante conclusão obtida por aqueles autores, e que incentivou trabalhos posteriores, foi que o sistema se manteve fechado para a migração de U e Pb por cerca de 2,83 Ga, e que se este comportamento fosse uma feição típica das rochas carbonáticas, assim como as altas razões U/Pb, este método poderia ser considerado como uma ferramenta muito importante na área de geocronologia e seu uso poderia vir a ser estendido para rochas do Proterozóico.

Jahn (1988) ampliou a pesquisa sobre o método Pb/Pb para rochas mais jovens, analisando mármore do Taiwan. Estas rochas apresentavam metamorfismo no fácies anfíbolito e definiram uma idade isocrônica Pb/Pb de 166 ± 33 Ma (MSWD = 6,6). Embora as amostras analisadas apresentassem altas razões U/Pb, amplo intervalo nas razões isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20$ a 130), MSWD bastante reduzido em relação àquele obtido por Moorbath et al. (1987), a idade calculada apresentou um erro alto, de aproximadamente 20%.

A porcentagem de erro determinada na inclinação da reta definida pelas amostras analisadas por Jahn (1988) foi de 1,4% e resultou em um erro de 20% na idade. Esta mesma porcentagem de erro na inclinação determinada por Moorbath et al. (1987) resultaria em aproximadamente 1% de erro na idade calculada.

A tendência em se obter erros mais altos a medida que rochas mais jovens são analisadas é reflexo da menor concentração de ^{235}U nas rochas o que, conseqüentemente, resulta em uma menor produção de ^{207}Pb . Dessa forma, a cautela para obter determinações precisas das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ é indiscutível, já que mínimos desvios, mesmo aqueles causados por erros experimentais, podem traduzir-se em grandes erros no cálculo das idades.

A determinação de idades de rochas carbonáticas (e corais) mais jovens (Paleozóicas) com precisão maior que aquela obtida pelo método Pb/Pb tem sido obtida pelo método U/Pb, através de idades isocrônicas $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (Smith & Farquhar, 1989; Hoff & Jameson, 1989; DeWolf & Halliday, 1991; Smith et al., 1991). As idades obtidas foram interpretadas como correspondentes à diagênese, e pelo fato de concordarem com as idades estratigráficas, indicam que a diagênese ocorreu logo após a deposição. Para a utilização desta metodologia é imprescindível que o sistema tenha se mantido fechado para U e Pb após a deposição ou diagênese.

Segundo DeWolf & Halliday (1991) a imprecisão das idades Pb/Pb e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ em relação às idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ em rochas carbonáticas mais jovens é devida, principalmente, ao espalhamento das razões isotópicas de Pb causadas pela heterogeneidade das razões iniciais de Pb e, em alguns casos, por distúrbios tardios do sistema. Esta heterogeneidade seria consequência do curto período de residência do Pb na água do mar (Broecker and Peng, 1982 apud DeWolf & Halliday, 1991), entretanto um certo equilíbrio entre as frações detrítica e dissolvida foi observada nos carbonatos analisados por DeWolf & Halliday (1991). Para estes autores a heterogeneidade nas razões isotópicas de Pb causariam um efeito maior nas idades Pb/Pb e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ desde que a produção de ^{207}Pb *in situ* é extremamente baixa se comparada à produção *in situ* de ^{206}Pb .

Idades de deposição (dolomitização, mais precisamente) de rochas carbonáticas estromatolíticas arqueanas do Grupo Transvaal, África do Sul, pelo método Pb/Pb foram obtidas por Jahn et al. (1990), com boa precisão (2557 ± 49 Ma; MSWD = 10), embora a variação das razões isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,9$ a 22,8) seja pequena quando comparada àquelas obtidas por Moorbath et al. (1987).

A metodologia isotópica Pb/Pb para determinação de idades do Eoproterozóico foi aplicada por Babinski et al. (1991a, b; 1993a), que determinaram idades de deposição nos carbonatos da Formação Gandarela, e do metamorfismo do Ciclo Transamazônico nos

mármore da Formação Fecho do Funil, na região do Quadrilátero Ferrífero. Foram observadas grandes variações nas composições isotópicas de Pb, similar às obtidas por Moorbath et al. (1987), nos carbonatos da Formação Gandarela, enquanto que um intervalo significativamente menor ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 21,3$ a $25,9$) foi determinado para os mármore da Formação Fecho do Funil.

A determinação de idade do Mesoproterozóico foi obtida por Babinski et al. (1993b), em rochas carbonáticas estromatolíticas da Formação Morro do Chapéu, Supergrupo Espinhaço. A idade isocrônica Pb/Pb de 1140 ± 140 Ma definida para aquelas rochas, foi interpretada como uma idade mínima de deposição, podendo corresponder à época de um evento anquimetamórfico que resultou em intensa silicificação daquelas rochas. Neste caso o erro obtido foi alto, embora o alinhamento dos pontos tenha sido satisfatório (MSWD = 1,78).

De uma forma geral as idades determinadas pelo método isocrônico Pb/Pb mostram resultados satisfatórios, entretanto a identificação do real significado interpretativo das idades obtidas ainda não é de todo entendido. Para rochas que apresentam nítidos efeitos de metamorfismo não parece haver questões interpretativas, porém o mesmo não pode ser assumido para "idades de deposição". Ainda não é claro se as idades determinadas representam épocas de deposição ou diagênese, ou mesmo um distúrbio tardio do sistema isotópico.

1.1. Objetivos e localização da área de estudo

Os objetivos deste trabalho foram o estabelecimento de procedimentos químico-analíticos envolvidos na datação de rochas carbonáticas pela metodologia isotópica Pb/Pb, e sua aplicação na determinação de idades de deposição e deformação das rochas da Formação Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, do Grupo Bambuí, da parte sul da Bacia do São Francisco, no Estado de Minas Gerais.

A Bacia do São Francisco foi escolhida para este estudo em função da extensiva ocorrência de seqüências carbonáticas, que dependendo da posição geográfica na bacia mostram-se deformadas ou destituídas de efeitos tectônicos. Tomou-se como premissa que o zoneamento tectônico da bacia propiciaria a determinação de idades de sedimentação nas áreas centrais da bacia, onde deformação mesoscópica não é observada, enquanto que as rochas das áreas próximas da borda da bacia poderiam fornecer idades do evento deformacional, que localmente causou metamorfismo no fácies xisto-verde.

Optou-se pela parte sul da bacia (Figura 1.1), pela maior quantidade de informações disponíveis sobre a estratigrafia, sedimentologia e geologia estrutural, e por constituir a maior

exposição das rochas do Grupo Bambuí, já que a parte norte desta bacia encontra-se recoberta por sedimentos fanerozóicos.

Na tentativa de se obter idades de deposição das rochas carbonáticas e também da deformação resultante da tectônica dos cinturões marginais brasileiros que bordejam a bacia, um perfil E - W foi realizado procurando-se coletar amostras de áreas deformadas pelos cinturões marginais à bacia, e de áreas não deformadas da porção sul da bacia do São Francisco.

As rochas do centro da bacia, se mostram sub-horizontalizadas, sem evidências de deformação, e as idades obtidas nestas rochas poderiam representar a época de sua deposição. As rochas das bordas leste e oeste da bacia onde a deformação é evidente, haja visto o cavalgamento das unidades do Grupo Espinhaço e Grupos Araxá e Canastra, respectivamente, sobre as rochas do Grupo Bambuí, seriam capazes de fornecer a idade do metamorfismo resultado deste evento. As rochas que ocorrem em áreas da bacia, onde efeitos deformacionais do Ciclo Brasileiro são menos acentuados, forneceriam informações sobre o comportamento dos isótopos de Pb em relação às diferentes intensidades deformacionais.

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA ISOTÓPICA Pb/Pb

2.1. Generalidades

O uso de dados isotópicos de Pb começou há várias décadas com o estudo de galenas. Ganhou notoriedade quando Patterson (1956) determinou a idade da Terra através da obtenção de composições isotópicas de Pb em meteoritos. Seu uso foi estendido para a determinação de idades de rochas ígneas e metamórficas (Rosholt et al., 1973, Oversby, 1975, entre outros) e também têm sido amplamente utilizados em estudos petrogenéticos (Zartman, 1974).

Embora esta metodologia tenha sido aplicada para rochas ígneas e metamórficas por algumas décadas, somente há poucos anos teve início sua utilização na determinação de idades de rochas sedimentares, particularmente de rochas carbonáticas.

Como anteriormente mencionado, Moorbath et al. (1987) foram os pioneiros na aplicação da metodologia Pb/Pb para determinação direta de idades de deposição de rochas carbonáticas, que até então não dispunham de técnicas radiométricas que pudessem fornecer idades absolutas. Estes autores analisaram rochas carbonáticas estromatolíticas, não metamorfisadas, e pertencentes ao greenstone belt do Cráton de Zimbabwe, África, que forneceram idade arqueana. Face aos bons resultados, sugeriram que esta metodologia podia ser uma promissora ferramenta na área da geocronologia.

Trabalhos posteriores em rochas carbonáticas foram efetuados por Jahn (1988), determinando idades mesozóicas em rochas do Taiwan, as quais refletiriam a época de um metamorfismo regional daquela área que não havia sido até então detectado. Idades de deposição foram também obtidas em rochas carbonáticas arqueanas do Grupo Transvaal, África do Sul, por Jahn et al. (1990).

Um fato que favoreceu a determinação de idades diretas de rochas carbonáticas por este método é a alta razão U/Pb da água do mar, ambiente de deposição destas rochas, aliado ao fracionamento químico entre U e Pb, e da conseqüente variação nas razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

2.2. Geoquímica do Pb e U

O chumbo é um elemento comum nas rochas e pode ocorrer como elemento traço ou mesmo como constituinte principal em minerais de minério, por exemplo, galenas.

O Pb possui quatro isótopos naturais, ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . ^{208}Pb é gerado pelo decaimento radioativo do ^{232}Th ; ^{207}Pb e ^{206}Pb são produzidos pelo decaimento radioativo de ^{235}U e ^{238}U , respectivamente. O ^{204}Pb não é radioativo e é considerado um isótopo estável de referência.

A composição isotópica de Pb nos diferentes tipos de rocha é um registro dos ambientes químicos onde o Pb residiu, os quais podem ter sido: o manto, rochas crustais ou minerais de minério de Pb (Faure, 1986). Cada um destes ambientes possui razões U/Pb e Th/Pb características, que influenciam na evolução isotópica do Pb e podem fornecer importantes informações petrogenéticas.

As razões U/Pb e Th/Pb podem ser alteradas pela geração e fracionamento magmático, por processos hidrotermais e metamórficos, ou mesmo pelo intemperismo e outros processos de alteração de baixa temperatura na superfície da Terra (Faure, 1986). A composição isotópica de uma amostra contendo Pb pode ser modificada pelo decaimento de U e Th, ou pela mistura de Pb contendo diferentes composições isotópicas. O resultado destes processos são composições isotópicas de Pb de rochas e minerais de minério apresentando variações complexas, as quais refletem sua história geológica.

As composições isotópicas de Pb são, então, utilizadas na compreensão da evolução geológica de terrenos, através da geoquímica isotópica de Pb, e também para a determinação de idades de rochas.

Para o caso de rochas carbonáticas, o comportamento geoquímico do U e Pb ainda não é bem entendido.

A água do mar contém ≈ 3 ng/g de U, e ≈ 2 pg/g de Pb (Taylor & McLennan, 1985). Isso corresponde a uma razão U/Pb de ≈ 1.500 , ou a um valor de μ de ≈ 100.000 . Estes valores são reduzidos consideravelmente em águas de rios, onde a concentração de U é de $\approx 0,24$ ng/g, e de Pb é de ≈ 1 ng/g; isso representa a uma razão U/Pb de $\approx 0,24$.

A incorporação de U em rochas carbonáticas provavelmente envolve uma série de processos, incluindo a redução do íon solúvel uranilo (UO_2^{+2}) para o íon insolúvel tetravalente (U^{+4}), adsorção de U pela matéria orgânica, e co-precipitação de matéria orgânica e calcita para formar os sedimentos (Jahn, 1988).

A razão U/Pb inicial em carbonatos tende a ser alta, porém não necessariamente uniforme. Processos diagenéticos de rochas carbonáticas com participação de águas continentais, como fluidos dos poros, podem causar uma redução da razão U/Pb, dependendo da interação rocha/água e caminhos de circulação destas águas. Recristalização metamórfica

também pode modificar as razões U/Pb e causar uma homogeneização nas composições isotópicas de Pb; isso eventualmente causaria altas razões iniciais de Pb.

Uma outra possível explicação para as altas razões iniciais de Pb, que são às vezes observadas em diagramas isocrônicos de Pb de rochas carbonáticas, seria um processo de enriquecimento de Pb em relação ao Ca durante a deposição (Moorbath et al., 1987).

2.3. Modelos de evolução isotópica de Pb

2.3.1. Modelo de Holmes - Houtermans (1946)

Os primeiros modelos de evolução isotópica de Pb foram desenvolvidos utilizando dados isotópicos de galenas. Estes modelos interpretavam que a evolução isotópica de Pb teria ocorrido em um único estágio desde a formação da Terra até o presente.

Um dos principais modelos de evolução em estágio simples é conhecido como modelo de Holmes & Houtermans, o qual foi desenvolvido em trabalhos independentes de Holmes (1946) e Houtermans (1946). De acordo com este modelo, o Pb radiogênico, em uma dada amostra, seria produzido pelo decaimento do U e Th na área fonte e que o Pb resultante (Pb_i inicial + Pb radiogênico) seria então separado dos seus precursores radioativos e incorporado em depósitos de minerais de minério como, por exemplo, galenas. A composição isotópica de Pb nas galenas não sofre alterações porque este mineral não contém U ou Th.

Considerando a Terra como um sistema fechado para U, Th e Pb, o crescimento isotópico de Pb pode ser expresso:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda_1 T} - 1) \quad \text{Eq. (1)}$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda_2 T} - 1) \quad \text{Eq. (2)}$$

Se Pb foi retirado do sistema sem ter causado fracionamento isotópico no tempo "t", a composição isotópica deste Pb passa a ser:

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda_1 T} - e^{-\lambda_1 t}) \quad \text{Eq. (3)}$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda_2 T} - e^{-\lambda_2 t}) \quad \text{Eq. (4)}$$

onde:

$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ e $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ = razões isotópicas do Pb comum no tempo "t";

$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = a_0$ e $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = b_0$ = razões isotópicas do Pb primitivo da Terra no tempo T;

$(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) = \mu$ e $(^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) =$ razões atuais destes isótopos;

λ_1 e $\lambda_2 =$ constantes de decaimento do ^{238}U e ^{235}U , respectivamente;

$T =$ idade da Terra

$t =$ tempo decorrido desde a remoção da amostra de Pb comum de sua área-fonte.

A combinação estas duas equações produz:

$$\frac{[(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i] / [(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i]}{[(e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 t}) / (e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 t})]} = 1/137,88 \quad \text{Eq. (5)}$$

Esta equação (Eq. 5) de Holmes & Houtermans foi utilizada para a determinação da idade da Terra.

2.3.1.1. Determinação da idade da Terra

A idade dos meteoritos, que é assumida como igual à da Terra, foi determinada por Patterson (1956) com base na composição isotópica de Pb de 3 meteoritos líticos e 2 meteoritos férricos. Para isto Patterson (1956) utilizou a equação de Holmes-Houtermans (Eq. 5), assumindo $t = 0$, modificando aquela equação para:

$$[(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - b_0] / [(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - a_0] = 1/137,88 \cdot [(e^{\lambda_2 T} - 1) / (e^{\lambda_1 T} - 1)] \quad \text{Eq. (6)}$$

Se T for constante, esta equação é uma linha reta, com coordenadas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (x) e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (y), que passa por um ponto que representa a composição inicial de Pb, cujas coordenadas serão a_0 e b_0 .

A inclinação (m) desta reta é:

$$m = 1/137,88 \cdot [(e^{\lambda_2 T} - 1) / (e^{\lambda_1 T} - 1)] \quad \text{Eq. (7)}$$

A idade determinada por Patterson (1956) foi de 4.55 ± 0.05 Ga. Patterson também sugeriu que, se a Terra e os meteoritos têm a mesma idade, ou seja, origem em comum, inicialmente estes continham a mesma composição isotópica de Pb e que então a composição isotópica terrestre média deveria se alinhar na mesma reta determinada pelos meteoritos. Esta hipótese foi comprovada por Patterson (1956) quando composições isotópicas de Pb de sedimentos oceânicos recentes alinharam-se na reta "meteorítica" denominada "Geócrona Zero".

Os conceitos de evolução de estágio simples foram questionados desde a década de 60 (Russel & Farquhar, 1960), e atualmente este modelo não é mais utilizado, por vários motivos, tais como:

1. Análises de rochas vulcânicas de regiões oceânicas mostraram que o manto não poderia ser considerado um reservatório uniforme para U, Th e Pb;
2. Determinações mais acuradas do Pb primordial (a_0 , b_0 e c_0) obtidas por Tatsumoto et al. (1973) assim como da idade da Terra, resultaram em alterações na curva de evolução de Pb de estágio simples, e mostraram que composições isotópicas de Pb em galenas não mais se alinhavam na curva de evolução recalculada para os novos valores;
3. Idades-modelo de Pb, obtidas com os novos valores, apresentavam-se mais jovens (ou mesmo negativas) que as idades reais, especialmente para depósitos Fanerozóicos.

Para acomodação dos dados de depósitos considerados concordantes ("conformable"), isto é, aqueles que se ajustam à curva de evolução de Pb, novas curvas de evolução foram sugeridas, de acordo com, principalmente, dois modelos: Stacey & Kramers (1975) e Cumming & Richards (1975).

2.3.2. Modelo de Evolução Isotópica de Pb de Stacey & Kramers (1975)

Este modelo, que é apresentado na Figura 2.1, baseia-se em uma evolução isotópica de Pb em dois estágios. A evolução do primeiro estágio deu-se entre 4,57 e 3,7 Ga. Há 3,7 Ga houve uma primeira diferenciação geoquímica, onde a crosta foi enriquecida em U e Th, em relação ao manto. Neste modelo, desde 3,7 Ga até o presente, a razão U/Pb se manteve constante.

Para a elaboração deste modelo Stacey & Kramers (1975) determinaram os valores médios das composições isotópicas atuais de Pb da crosta terrestre como: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,700$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,628$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,63$. Estes valores representam valores médios daqueles medidos em sedimentos pelágicos (nódulos de manganês), sedimentos oceânicos, rochas vulcânicas de arcos de ilha e rochas metamórficas (região da Califórnia), todos de idade recente.

Um segundo critério para a estimativa destes valores foi a intersecção de isócronas antigas, determinadas em amostras de rocha total. Muitas dessas isócronas interceptam-se em um ponto, presumivelmente porque este representaria a composição isotópica média do Pb crustal, que segundo os autores, seria resultado de processos de mistura.

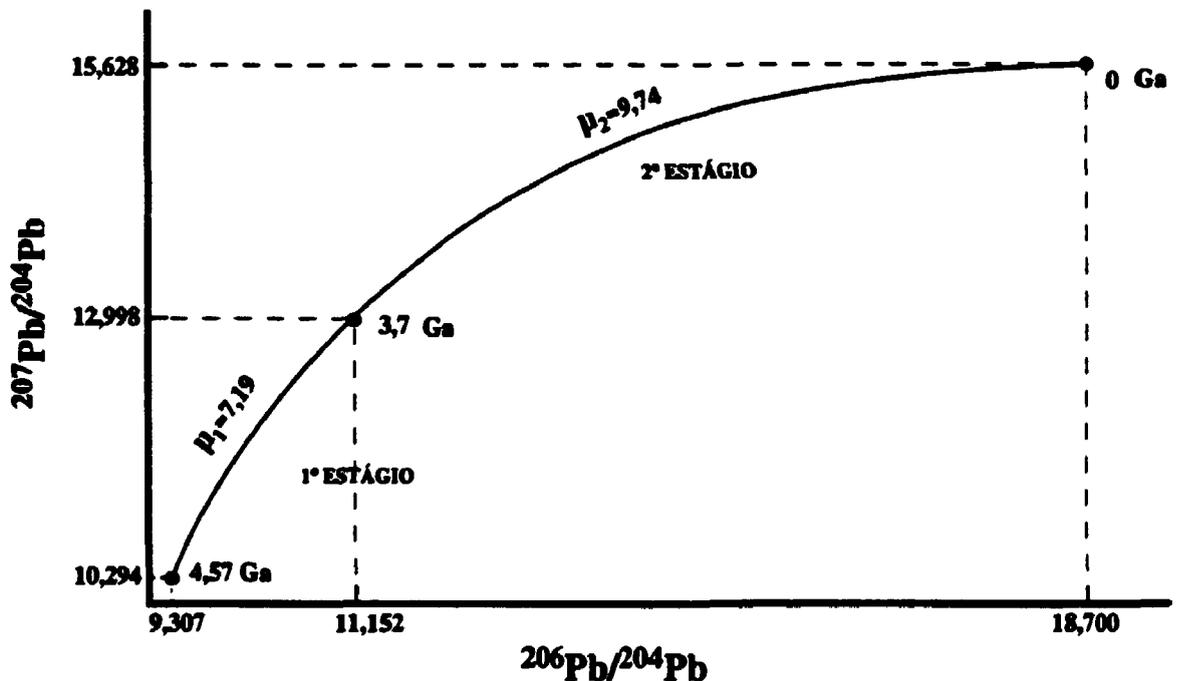


Figura 2.1. Representação gráfica do modelo de evolução isotópica de Pb em duplo estágio, proposto por Stacey & Kramers (1975).

Também para a elaboração do modelo houve o estabelecimento do tempo " t_1 " (3,7 Ga), que representaria o início do segundo estágio de evolução. O valor de 3,7 Ga foi escolhido para que as razões isotópicas iniciais do segundo estágio fornecessem a melhor concordância entre idades-modelo de Pb de depósitos concordantes ("conformable") com suas idades determinadas por outros métodos.

O valor da razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) para o primeiro estágio foi determinado em 7,19 (μ_1), e para o segundo estágio em 9,74 (μ_2).

Neste modelo, Stacey & Kramers observaram que a "Geócrona Zero" ou "Reta Meteorítica" definida por Patterson (1956) não mais passava pelo ponto definido por razões isotópicas de Pb moderno, e propuseram o termo "Geócrona Zero de Segundo Estágio" para a reta que parte do ponto $t = 3,7$ Ga e intercepta a curva no ponto $t = 0$, definido pelas composições isotópicas do Pb atual.

A curva de evolução de Stacey & Kramers (1975) é amplamente usada como referência na determinação de idades isocrônicas Pb/Pb e também para assumir razões iniciais de Pb comum no cálculo de idades U/Pb.

2.3.3. Modelo de Evolução Isotópica de Pb de Cumming & Richards (1975)

Estes autores propuseram um modelo de evolução dos isótopos de Pb em um único estágio, onde, entretanto, os valores de μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) e ω ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$) crescem linearmente com o tempo.

Para a construção de sua curva de evolução isotópica de Pb, os autores forçaram a regressão através de dois pontos: composições isotópicas de Pb definidas para a troilita do meteorito de Canyon Diablo (México) (Tatsumoto et al., 1973), e das galenas do depósito de Captains Flat (Austrália). Também Cumming & Richards (1975) assumiram 4509 Ma para a idade da terra, e 430 Ma para as galenas de Captains Flat. O valor de μ variou deste 8,327, há 4.5 Ga, até o valor atual de 10,751. Em função destes parâmetros foi elaborada a curva de evolução, que apresenta as seguintes razões isotópicas atuais: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,825$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,671$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,893$.

As idades de minerais de minério, principalmente galenas, obtidas por este modelo, mostram boa concordância com aquelas determinadas pelo modelo proposto por Stacey & Kramers. Entretanto, o modelo de Cumming & Richards (1975) não é comumente utilizado para interpretação de dados isotópicos de Pb em rochas.

2.4. Determinação de idades isocrônicas Pb/Pb

As rochas ígneas, metamórficas, ou mesmo carbonáticas podem ter sido submetidas a vários estágios de evolução isotópica, com abertura do sistema e homogeneização isotópica de Pb. No entanto, as idades isocrônicas Pb/Pb determinadas nestas rochas representam apenas o último estágio de evolução.

Independente do número de estágios a que estas rochas tenham sido submetidas, a idade Pb/Pb determinada através do diagrama isocrônico, corresponderia ao tempo decorrido deste o último fechamento do sistema isotópico de Pb.

A homogeneização isotópica de Pb durante o último estágio de evolução pode ser observada pelo alinhamento dos pontos sobre uma reta. Para que isto ocorra deve-se assumir que:

1. todas as amostras tenham tido a mesma razão inicial de Pb;
2. as amostras individuais do conjunto tenham diferentes razões U/Pb;

3. todas as amostras mantiveram seu sistema fechado para U e Pb desde a época da última homogeneização até o presente.

Se todas estas premissas forem cumpridas, as razões isotópicas de Pb lançadas em um diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ deverão se alinhar sobre uma reta com inclinação:

$$m = 1/137,88 \cdot [(e^{\lambda_2 t} - 1) / (e^{\lambda_1 t} - 1)] \quad \text{Eq. (8)}$$

Esta equação pode fornecer a idade "t" que indica o tempo decorrido desde o último fechamento do sistema isotópico de Pb, o qual representa a idade de formação (ou deposição) da rocha, se esta não foi submetida a eventos posteriores, ou a idade de metamorfismo (ou diagênese), caso a rocha tenha sido afetada por tais processos.

A grande vantagem da metodologia Pb/Pb é não necessitar de determinações das concentrações de U e Pb das amostras para o cálculo de suas idades.

Outra vantagem é que perdas recentes de urânio não afetam a idade Pb/Pb determinada. Rosholt et al. (1973) mostrou que rochas graníticas arqueanas, do Wyoming, EUA, apresentaram bom traçado na isócrona Pb/Pb, apesar de terem sofrido perda de cerca de 75% de seu urânio durante o Cenozóico.

CAPÍTULO 3

PARTE EXPERIMENTAL

PROCEDIMENTOS QUÍMICO-ANALÍTICOS DA METODOLOGIA Pb/Pb

A parte experimental deste trabalho se relaciona ao desenvolvimento de procedimentos químico-analíticos em amostras de rochas carbonáticas para a determinação de idades isocrônicas Pb/Pb. Estes procedimentos envolveram a dissolução da rocha, purificação de U e Pb pela técnica de troca iônica e determinação das composições isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb. As concentrações destes elementos foram obtidas utilizando a técnica de diluição isotópica - espectrometria de massa, que envolve o uso de traçadores isotópicos.

O cálculo de idades Pb/Pb não necessita do conhecimento das concentrações de U e Pb, entretanto estas foram determinadas na maioria das amostras analisadas, com o objetivo de monitorar o processo de dissolução, e determinar se as composições isotópicas de Pb apresentavam alguma relação com as concentrações de U, ou seja, razões isotópicas de Pb mais radiogênicas deveriam apresentar razões U/Pb mais elevadas.

Este processamento analítico foi realizado no Isotope Geochemistry Laboratory (IGL) da University of Kansas, Lawrence, Kansas, EUA, sob a orientação do Prof. Dr. W.R. Van Schmus.

Durante este estudo, vários experimentos foram realizados com a finalidade de definir o melhor procedimento químico-analítico, em especial, para dissolução de rochas carbonáticas. O principal objetivo foi determinar o procedimento que poderia fornecer o menor branco analítico de Pb, desde que as rochas carbonáticas, de uma maneira geral, possuem baixas concentrações de Pb (< 0.5 ppm, em média) e altos brancos analíticos poderiam afetar as composições isotópicas de Pb das amostras. Todos os experimentos foram realizados em laboratório limpo provido de capelas de fluxo laminar classe 100 (EUA Fed. Std., 1973).

O ácido clorídrico (HCl) foi escolhido, na fase inicial desta pesquisa, para a dissolução das rochas, como previamente realizado por Moorbath et al. (1987) e Jahn (1988), devido às escassas informações, disponíveis na literatura, sobre os procedimentos empregados na preparação de amostras de rochas carbonáticas, para sua datação pelo método Pb/Pb.

3.1. Testes preliminares para a implantação da metodologia isotópica Pb/Pb

As amostras, no início do estudo relativo ao estabelecimento dos procedimentos químicos, foram selecionadas aleatoriamente, visto que não se conheciam suas concentrações de Pb e U. Contudo, optou-se por amostras que, a nível de afloramento, não apresentavam deformação, o que facilitaria a interpretação dos resultados. Essas amostras, como por exemplo MF-7-E, foram fragmentadas e os índices -E1, -E2, etc significam análises realizadas em diferentes porções da mesma amostra.

3.1.1. Dissolução com ácido clorídrico

No primeiro experimento realizado, cerca de 250 mg de amostra pulverizada (MF-7-E1) foram dissolvidos em duas etapas usando HCl. A primeira dissolução (L1) foi feita com 2,0 ml de HCl 1,0N, e a segunda (L2) com 2,0 ml de HCl 3,0N. As razões isotópicas de Pb obtidas através das duas dissoluções foram similares, assim como suas concentrações (ver Tabela 5.2.). Entretanto, a alta normalidade do ácido poderia ter dissolvido algumas outras fases minerais, além da fase carbonática, fato este também observado por Jahn et al. (1990). O branco analítico de Pb para cada dissolução foi determinado em 280 pg.

O segundo experimento foi realizado com a amostra MF-7-E2 sob as mesmas condições, mas em quatro dissoluções sucessivas (L1 a L4). As primeiras três dissoluções foram obtidas com 2,0 ml de HCl 0,5N, e a última com 2,0 ml de HCl 1,0N.

As composições isotópicas de Pb determinadas em cada uma das dissoluções mostraram-se bastante similares entre si (ver Tabela 5.2), e se lançadas em um diagrama isocrônico de Pb não mostram espalhamento. Entretanto, percebeu-se um pequeno aumento nas composições isotópicas de Pb da primeira em direção à última dissolução, podendo sugerir que diferentes fases minerais estavam sendo dissolvidas durante o processo. Análises de difração de raios-X (realizadas no IPEN/CNEN/SP) em amostra de rocha total e em resíduos dos sucessivos lixiviados não mostraram ter havido esta dissolução seletiva.

No procedimento seguinte foram analisados dois grupos diferentes de amostras pulverizadas, com peso inicial de 250 mg. A dissolução foi feita com HCl 0,5N. Oito amostras provenientes de um mesmo afloramento da região de Moema - Bom Despacho (MF-7-A1, -B1, -C1, -D1, -E3, -F1, -G1, -H1), foram dissolvidas em cinco etapas sucessivas utilizando 2,0 ml de HCl 0,5N em cada dissolução. Cinco amostras de um outro afloramento (MF-10-A1, -B1, -C1, -D1, -G1) localizado na região de Pains - Arcos, foram dissolvidas em três etapas.

Os dados analíticos deste experimento são apresentados nas Tabelas 5.2 (MF-7) e 5.5 (MF-10) e mostraram que:

- a. Em amostras com relativamente alta concentração de Pb, as concentrações deste elemento são variáveis e não seguem um padrão linear; foi observada uma grande variação nas diferentes etapas de dissolução. Entretanto, na primeira etapa de dissolução (L1), as amostras forneceram concentrações de Pb geralmente menores que nas dissoluções posteriores (L2 a L5), possivelmente porque o Pb estaria concentrado em minerais, que não seriam susceptíveis à dissolução durante a primeira etapa (L1). As composições isotópicas de Pb das soluções obtidas nas diferentes etapas de dissolução (lixiviados) de cada amostra são relativamente similares entre si. As concentrações de U são relativamente baixas nestas amostras;
- b. Amostras com baixa concentração de Pb apresentam composições isotópicas e concentrações de Pb que aumentam da primeira para a última dissolução. Essas composições isotópicas são também mais radiogênicas que aquelas determinadas em amostras com alta concentração de Pb. As concentrações de U são relativamente altas e, de uma forma grosseira, seguem o mesmo padrão determinado para as concentrações de Pb.

O branco analítico determinado em cada lixiviado foi de 250 pg de Pb.

3.1.2. Dissolução com ácido bromídrico

Na tentativa de diminuir os valores de brancos analíticos, a utilização de HCl foi substituída por HBr (ácido bromídrico). Para este teste, foram analisadas três amostras com teor bastante baixo de Pb (MF-10-A2, -B2, -G2), as quais seriam mais sensíveis aos efeitos do branco analítico. A dissolução foi realizada em três etapas empregando-se 2,0 ml de HBr 0,6N para a obtenção de cada lixiviado.

As composições isotópicas de Pb determinadas nestas amostras apresentaram-se mais radiogênicas ($\approx 25\%$) que aquelas obtidas através da dissolução com HCl (ver Tabela 5.5). Também, as razões isotópicas de Pb mostraram um enriquecimento progressivo em Pb radiogênico da primeira em relação à última etapa de dissolução. Contudo, observou-se que as composições isotópicas de Pb não mostravam enriquecimento em Pb radiogênico, quando o peso inicial da amostra não era suficiente para ser submetida às três dissoluções sucessivas, resultando na reação com o resíduo da amostra. Isto sugere que o resíduo não deve ser envolvido na dissolução, dada a possibilidade da reação com outras fases minerais além das carbonáticas, as quais poderiam conter Pb não-radiogênico.

A obtenção de razões isotópicas de Pb mais radiogênicas é o reflexo da menor contaminação durante os procedimentos químicos; o branco analítico obtido para cada etapa de dissolução foi da ordem de 60 pg de Pb, consideravelmente mais baixo que aqueles

determinados nos testes anteriores. Não foram determinadas as concentrações de U e Pb das amostras durante este experimento.

De acordo com os resultados obtidos até este estágio da pesquisa, observou-se que, em amostras com baixo teor de Pb, as composições isotópicas de Pb determinadas na primeira etapa da dissolução (lixiviado 1 - L1) são invariavelmente menos radiogênicas (mais baixas) que aquelas obtidas nos lixiviados posteriores. Isto sugere que durante a preparação da amostra (moagem, peneiramento e lavagem da amostra) esta sofreu alguma contaminação.

Com o objetivo de diminuir esta contaminação, que poderia ser proveniente do intenso manuseio da amostra, novas análises foram efetuadas em pequenos fragmentos de rocha (2 a 5 mm) ao invés de amostras pulverizadas. Os dados analíticos não mostraram diferenças significativas com a mudança do procedimento; entretanto, o manuseio de pequenos fragmentos é mais conveniente que de amostras pulverizadas.

Como já foi mencionado acima, as composições isotópicas de Pb obtidas em amostras dissolvidas com HBr são consideravelmente mais radiogênicas que aquelas obtidas com HCl, especialmente em amostras com baixo teor em Pb. Em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ as composições isotópicas obtidas através da dissolução sucessiva em vários lixiviados, utilizando HBr e/ou HCl, de uma forma grosseira, seguem o mesmo "trend", mas uma certa dispersão dos pontos é observada.

Na tentativa de reduzir esta dispersão causada pela dissolução da mesma amostra em várias etapas, as amostras foram então submetidas à dissolução em apenas duas etapas. Cerca de 450 mg de amostra foram submetidos à dissolução inicial, sendo que desta maneira o resíduo final após as duas dissoluções era suficientemente grande, não fazendo parte das soluções obtidas e conseqüentemente não afetando as composições isotópicas de Pb. A composição isotópica do resíduo, como determinada anteriormente, é menos radiogênica e pode conter outras fases, além da carbonática. A primeira dissolução (L1) foi efetuada com 2 ml de HBr 0,6N (dissolvendo \approx 60 mg de amostra), e a segunda lixiviação (L2) foi realizada com 10 ml de HBr 0,6N (dissolvendo \approx 300 mg de amostra).

As composições isotópicas de Pb através deste procedimento também se mostram menos radiogênicas no primeiro lixiviado (L1) em relação ao segundo (L2), especialmente em amostras com baixa concentração de Pb. Para amostras com alta concentração, as diferenças nas razões isotópicas dos dois lixiviados são menos significativas. Para algumas das amostras, as razões isotópicas determinadas para L1 mostram certa dispersão em relação àquelas obtidas para L2, principalmente para amostras de baixo teor de Pb. As amostras com alto teor, que exibem razões isotópicas menos radiogênicas, na maioria dos casos, apresentam dados concordantes entre L1 e L2.

Um experimento adicional foi testado, onde a dissolução das amostras carbonáticas (MF-7-A2, -B2, -C2, -D2, -E4; MF-10-A3, -B3, -C3, -D3, -E3, -G3) foi realizada em apenas uma etapa (rocha-total), com utilização de 10 ml de HBr 0,6N. As razões isotópicas obtidas através deste procedimento mostraram, na maioria dos casos, valores intermediários entre aqueles obtidos nos primeiros lixiviados (L1 a L3) no caso de dissolução em múltiplos lixiviados, ou mais baixos que aqueles observados para L2, quando da dissolução em duas etapas (ver Tabelas 5.2 e 5.5).

Algumas amostras também foram dissolvidas em duas etapas usando HBr mais concentrado, i.e., 1,2N. Para amostras com relativo alto teor de Pb (MF-3-A1, -B1 e MF-9-D1, -E1, -F1; ver Tabelas 5.7 e 5.11, respectivamente) as composições isotópicas para L1 são similares àquelas determinadas para L2, entretanto, as concentrações de Pb são bastantes distintas (mais baixas para L1). Para amostras com baixo teor de Pb (MF-3-C1) as composições isotópicas são mais radiogênicas no L2 em relação a L1, e as concentrações são similares entre si.

As concentrações de U determinadas em amostras dissolvidas com HBr 1,2N foram, algumas vezes, mais baixas que aquelas obtidas nas mesmas amostras dissolvidas com HBr 0,6N. Casos extremos foram observados nas amostras MF-7-O1, -P1, -R1 e -X1, as quais mostraram uma concentração de U cerca de 5 vezes menor que aquelas obtidas com dissolução feita com HBr 0,6N (ver Tabela 5.2). Pelo fato da determinação de teores mais baixos de U não ter sido consistente, é possível que isto seja resultante de uma falta de homogeneização entre traçador e amostra.

Um experimento empregando duas sucessivas lixiviações, sendo L1 obtido com 1,0 ml de HBr 0,6N e L2 com 10,0 ml do mesmo ácido, foi realizado nas amostras MF-11. Como estas amostras apresentam razões isotópicas não-radiogênicas, as composições isotópicas obtidas no primeiro lixiviado mostram-se levemente mais altas que aquelas determinadas no segundo lixiviado (ver Tabela 5.10). Este é um bom exemplo para evidenciar a interferência do branco analítico nas determinações de razões isotópicas de Pb (Fig. 3.1).

Como pode ser observado na Figura 3.1, quando as razões isotópicas das amostras analisadas são mais altas que aquelas do branco analítico (Pb comum moderno: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,700$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,628$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,63$; Stacey & Kramers, 1975) a influência do branco analítico é no sentido de diminuir as razões isotópicas das amostras, apresentando razões isotópicas do primeiro lixiviado (L1) mais baixas (menos radiogênicas) que do segundo (L2), onde a contaminação é menos expressiva, já que maiores quantidades de amostras são envolvidas na dissolução.

Quando as composições isotópicas das amostras analisadas são mais baixas do que aquelas do Pb comum moderno, que representa a composição isotópica do branco analítico, as composições isotópicas obtidas no primeiro lixiviado (L1) são mais altas que as de L2, já que as composições de L1 tendem a mostrar uma razão de mistura entre a real composição isotópica da amostra e a do branco analítico (Fig. 3.1).

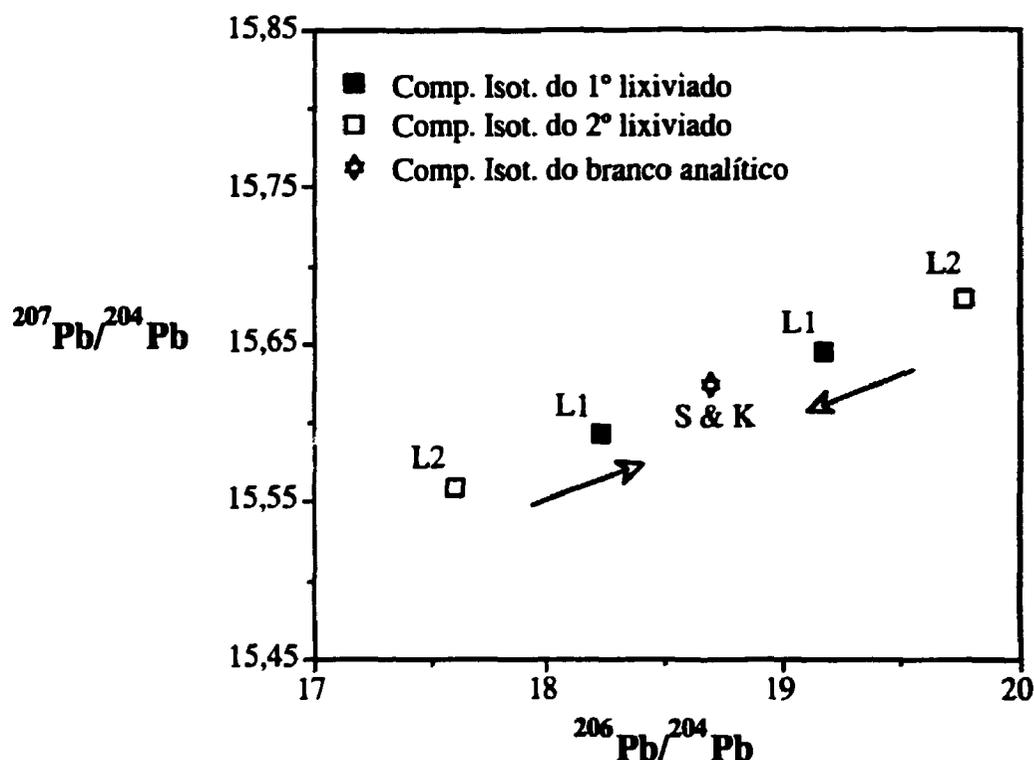


Figura 3.1. Comportamento das razões isotópicas de Pb, em função da influência do branco analítico. S & K = razões isotópicas do Pb moderno, segundo Stacey & Kramers (1975).

3.1.3. Resultados dos experimentos preliminares

Após a avaliação de todos os resultados obtidos nas etapas anteriores concluiu-se que o melhor procedimento para dissolução de rochas carbonáticas é aquele no qual duas etapas de dissolução (dupla-lixiviação) são empregadas, usando HBr 0,6N.

A solução obtida na primeira etapa de dissolução (L1) é produto de pequena parte da amostra. Pode ser influenciada pela contaminação causada pelo manuseio da amostra, resultando em uma dispersão dos pontos no diagrama isocrônico. Adicionalmente, o Pb obtido nesta fase de dissolução pode ser aquele proveniente do contato intergranular, não

representando a composição isotópica geral da rocha. Portanto, não é recomendado o uso destas razões isotópicas no cálculo de idades Pb/Pb.

As soluções obtidas na segunda etapa de dissolução (L2), correspondentes a, aproximadamente, 300 mg de amostra, podem representar a composição isotópica de "Pb interno", ou seja, Pb proveniente do interior dos cristais de minerais carbonáticos, sem contribuição alguma da composição isotópica do resíduo da dissolução, o qual poderia conter Pb não-radiogênico.

O peso inicial de amostra, segundo o procedimento de dissolução em duplo lixiviado (L1 com 2,0 ml e L2 com 10,0 ml), deve ser de aproximadamente 450 mg. Quantidades menores de amostra podem causar a incorporação de Pb da fase residual, não-carbonática, da amostra.

O uso de HBr é preferido na dissolução de rochas carbonáticas, em relação ao emprego de HCl, já que o primeiro é mais facilmente purificado através da técnica de troca iônica, que é capaz de fornecer reagente de alta pureza, i.e., com menos de 1 pg Pb/ml. Este procedimento resulta em brancos analíticos de Pb suficientemente baixos para que as composições isotópicas não sejam por ele afetadas.

A normalidade do ácido empregado deve ser mais baixa que 1,0N, já que normalidades mais altas podem causar uma dissolução não-seletiva das fases mineralógicas da rocha, acarretando em possível incorporação de Pb não-radiogênico da fase residual. Adicionalmente, uma melhor purificação de HBr é obtida quando a normalidade do ácido encontra-se entre 0,5 e 1,0N.

3.2. Procedimentos químico-analíticos para preparação de rochas carbonáticas na determinação de idades Pb/Pb

Os procedimentos químico-analíticos estabelecidos para preparação de amostras de rochas carbonáticas neste estudo foram escolhidos em função dos resultados obtidos em etapas anteriores, e são descritos abaixo de forma detalhada.

Pequenos fragmentos (2 a 5 mm) de rocha carbonática foram três vezes lavados com água ultra-pura para remover poeira, secados sob lâmpadas ou em chapa elétrica, e posteriormente selecionados com auxílio de lupa binocular. Cabe ressaltar que no início deste trabalho, utilizou-se água destilada em destilador de quartzo, deionizada e posteriormente submetida à duas sucessivas destilações pelo método de Mattison (1972); ultimamente o laboratório (IGL) dispunha do sistema de purificação de água Milli-Q®, que produz água com teores de Pb inferiores a 1 pg/ml. Fragmentos o mais homogêneos

possíveis e livres de veios ou de qualquer outro material estranho à composição carbonática da rocha foram selecionados para a análise.

Cerca de 450 mg de amostra foram pesados em um becker de teflon Savillex® previamente descontaminado e pesado, onde foram adicionados 2 ml de HBr 0,6N. Após o término da reação (1 a 3 horas), solução e resíduo foram transferidos para um tubo de ensaio de polietileno (previamente descontaminado) e centrifugados por 4 min.

A solução sobrenadante (L1) foi dividida em duas alíquotas; uma alíquota de (75 - 80%) para determinação das composições isotópicas de Pb, e outra (20 - 25%) para obtenção das concentrações de U e Pb, pela técnica de diluição isotópica, usando um duplo traçador isotópico de ^{208}Pb - ^{235}U . O resíduo da primeira lixiviação foi transferido para o becker original, lavado com água, evaporado à secura em chapa aquecedora e posteriormente pesado.

Para a preparação do segundo lixiviado (L2), 10 ml de HBr 0,6N foram adicionados ao resíduo de L1 deixando a reação ocorrer por um período de aproximadamente 12 horas. Seguindo o processo de centrifugação a solução foi também preparada para determinação das composições isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb, como descrito acima. Nas fases finais deste trabalho, já se havendo observado a problemática referente ao primeiro lixiviado (L1), o mesmo não foi mais analisado. A obtenção de dados analíticos limitou-se ao segundo lixiviado (L2).

Após a preparação das alíquotas de solução, estas foram evaporadas à secura e, posteriormente, 2 - 3 ml de HBr 0,6N foram adicionados (se a normalidade de HBr exceder a 1,0N nesta etapa, Ca é também retido na resina de troca iônica). Urânio e Pb foram extraídos usando a técnica de troca iônica, com resina aniônica AG-1X8, 200-400 mesh, seguindo o método rotineiramente empregado pelo laboratório (IGL) para separação destes elementos em amostras de rocha total (ígneas e metamórficas), o qual é descrito a seguir.

Colunas de polietileno, contendo 0,3 ml de resina pré-tratada, foram lavadas com 3 ml de HCl 6,0N e 0,3 ml de H_2O ultra-pura, e posteriormente condicionadas com 0,3 ml de HBr 0,6N. A solução de amostra foi adicionada e a resina foi lavada com 0,3 ml de HBr 0,6N por três vezes consecutivas para remoção de Ca e outros elementos em relação ao Pb (para amostras que continham traçador isotópico, estas soluções de lavagem foram coletadas para posterior purificação de U); Pb foi eluído com 1,0 ml de HCl 6,0N.

Esta solução foi evaporada e submetida à uma segunda purificação de Pb, seguindo o mesmo procedimento descrito acima. Às soluções finais foram adicionadas uma gota de HNO_3 7,0N e uma de H_3PO_4 0,25N e evaporadas à secura.

Os brancos analíticos de Pb foram determinados em $< 0,1$ ng para L1 e $< 0,2$ ng para L2. Na fase final deste trabalho, através da obtenção progressiva de reagentes mais puros e aprimoramento das técnicas de descontaminação, estes valores apresentavam-se reduzidos em mais de 70%.

A solução contendo U, coletada da alíquota onde foi adicionado traçador isotópico, foi evaporada e 2,0 ml de HNO_3 7N foram acrescentados. Esta solução foi passada através de uma coluna de troca iônica contendo 2,0 ml de resina aniônica AG-1X8, 200-400 mesh, previamente lavada alternativamente, por duas vezes, com 2,0 ml de HCl 6,0N e 2,0 ml de H_2O ultra-pura, e condicionada com 2,0 ml de HNO_3 7,0N.

Após a passagem da amostra, a resina foi lavada três vezes com 2,0 ml de HNO_3 7,0N, e o U, coletado com 2,0 ml de H_2O ultra-pura seguidos por 2,0 ml de HCl 6,0N. A solução final contendo U foi evaporada juntamente com uma gota de H_3PO_4 0,25N. Os brancos analíticos de U foram geralmente abaixo do limite de detecção ($< 0,001$ ng).

O esquema geral de preparação química de amostras é apresentado na Figura 3.2.

As composições isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb, pela técnica de diluição isotópica, foram obtidas no espectrômetro de massa termoiônico VG Sector, dotado de seis coletores do tipo "Faraday" e coletor tipo "Daly".

As amostras de Pb foram depositadas em filamentos de rênio, de arranjo simples, previamente degaerificados, com adição de sílica-gel e H_3PO_4 0,25N e medidas como Pb^+ . Suas composições isotópicas foram obtidas com detectores do tipo "Faraday", pela técnica de multicoleção simultânea. Empregaram-se correntes iônicas totais, em geral, de $5,0 \times 10^{-12}$, $1,0 \times 10^{-11}$, $2,0 \times 10^{-11}$ e $4,0 \times 10^{-11}$ Amp, e mediram-se 2 a 4 blocos para cada uma dessas correntes (cada bloco corresponde a 10 razões medidas). As correntes de filamento variaram entre 1,5 e 3,0 Amp. O número de razões isotópicas determinadas para cada amostra foi em torno de 100. Os erros internos foram, em geral, menores que 0,02%.

As razões isotópicas de Pb foram corrigidas para um fator de fracionamento isotópico de 0,13% por unidade de massa atômica, determinado em base a mais de 100 análises do Padrão de Pb Comum NBS 981, realizadas ao longo deste trabalho.

As amostras de U, na fase inicial deste trabalho, eram depositadas em filamentos de rênio, também de arranjo simples e com adição de sílica-gel e H_3PO_4 0,25N. Eram medidas como UO_2^+ , em correntes de filamento entre 2,8 e 3,3 Amp, com obtenção de dados à correntes iônicas entre $1,0$ e $3,0 \times 10^{-12}$ Amp. Posteriormente, as amostras foram depositadas, no mesmo tipo de filamento, com adição de grafite e H_3PO_4 0,25N e medidas como U^+ . As correntes de filamento foram superiores a 4,5 Amp e as correntes iônicas entre

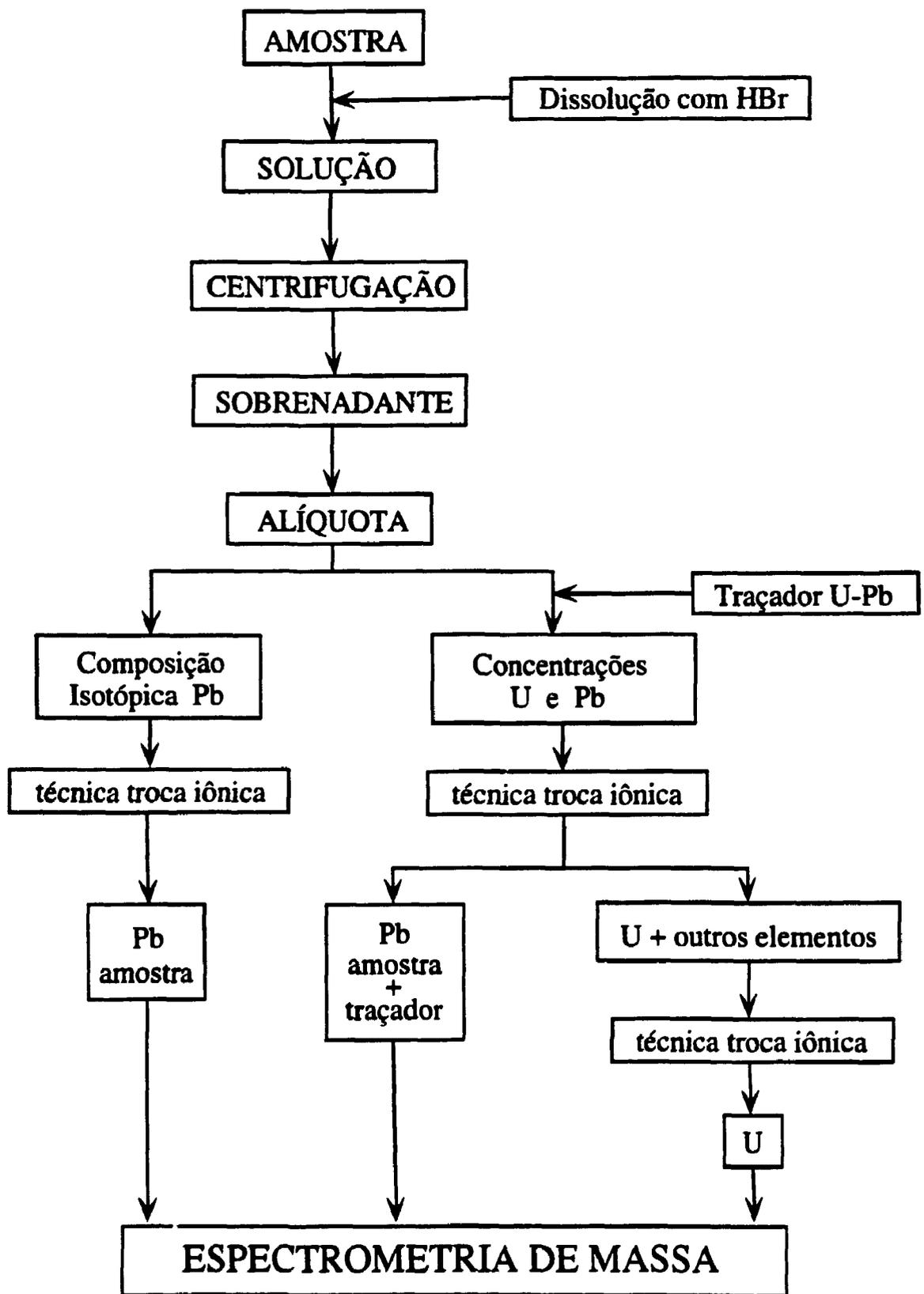


Figura 3.2. Esquema do procedimento químico-analítico para preparação de amostras de rochas carbonáticas na determinação de idades Pb/Pb.

2,0 e $5,0 \times 10^{-12}$ Amp. O número de razões medidas variaram entre 30 e 50. Os erros internos foram, geralmente, menores que 0,03%. A mudança de procedimento foi feita em função da melhor emissão de U, durante a análise espectrométrica, quando da adição de grafite e H_3PO_4 .

3.3. Parâmetros utilizados para determinação das idades isocrônicas $^{207}Pb/^{206}Pb$ e $^{238}U/^{206}Pb$

Para o cálculo das idades Pb/Pb não foram utilizadas as razões isotópicas determinadas a partir de soluções obtidas na primeira fase (L1) da dissolução sucessiva, nem aquelas obtidas no último lixiviado, quando verificado que estas pudessem apresentar contaminação de Pb não-radiogênico da fração residual não-carbonática da amostra. Somente lixiviados intermediários, que contêm Pb do interior dos grãos, foram utilizados.

As idades isocrônicas Pb/Pb foram calculadas segundo o programa de redução PBDAT de Ludwig (1983, 1990) em que a melhor reta que ajusta os pontos experimentais, segue o algoritmo desenvolvido por York (1969). Este algoritmo pondera cada ponto de acordo com os erros experimentais das razões medidas (x_i ; y_i) e também do coeficiente de correlação r entre os erros destas razões. Neste trabalho, foram atribuídos erros de 0,1 e 0,15% (2 sigma) para as razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ e $^{207}Pb/^{204}Pb$, respectivamente, e coeficiente de correlação r de 0,98.

O programa PBDAT não só utiliza o conhecido parâmetro MSWD (Mean Square of Weighted Deviates), mas também a probabilidade de ajuste ("Probability of Fit") para calcular o erro adequado na idade, o qual é função daqueles valores. Quando a probabilidade de ajuste é razoavelmente alta (> 20%), é utilizado o Modelo 1, no qual o erro da inclinação (idade) é calculado através da propagação normal dos erros analíticos introduzidos. Neste caso, o erro calculado é qualificado como erro "A Priori".

Como as probabilidades de ajuste observadas nas regressões foram geralmente baixas, o Modelo 2 foi utilizado neste trabalho. Este modelo assume que a dispersão dos pontos em relação à reta é causada não somente por erros analíticos, mas também por fatores geológicos ("Geological Scatter").

O modelo 2 calcula o erro "A Priori" e também o erro da inclinação baseado puramente na dispersão real dos pontos em relação à melhor reta; este erro é denominado "Including Scatter Error". O erro na idade, com limite de confiança de 95%, é obtido multiplicando-se este erro pelo fator t de Student, variável conforme o número de pontos que participaram da regressão. Este fator multiplicador t para três pontos é, por exemplo, igual a

12,7, caindo para 3,18, no caso de cinco pontos ($v = 3$ graus de liberdade), e para 1,96 no caso de um número infinito de pontos.

Por estas razões, algumas isócronas Pb/Pb aparentemente bem alinhadas, porém com poucos pontos, podem apresentar erros altos, contudo, talvez, mais realísticos do que subestimados ao não se usar o fator multiplicador t .

Os erros nas idades calculadas neste trabalho apresentam nível de confiabilidade de 95%. As constantes de decaimento utilizadas foram: $\lambda^{238}\text{U} = 0,155125 \text{ Ga}^{-1}$, $\lambda^{235}\text{U} = 0,98485 \text{ Ga}^{-1}$ (Steiger & Jäger, 1977).

As idades isocrônicas $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ foram calculadas de acordo com a equação: $t = 1/\lambda^{238}\text{U} \ln(1 + D/P)$, onde D/P é igual a inclinação determinada pelo alinhamento das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ no diagrama isocrônico.

3.4. Procedimentos químico-analíticos para análises de isótopos estáveis (Carbono e Oxigênio)

As análises isotópicas de carbono (C) e oxigênio (O) foram realizadas no laboratório do Department of Physics and Astronomy da University of Calgary, Calgary, Canadá, pelo Dr. S.S. Iyer. O procedimento analítico empregado é aquele descrito por Iyer et al. (no prelo) e, resumidamente, apresentado a seguir.

As amostras de rochas carbonáticas foram pulverizadas e submetidas a tratamento com H_3PO_4 concentrado para liberação de CO_2 . A fração de carbono orgânico total (COT) presente nos carbonatos foi separada e atacada sucessivamente com HCl a frio e a quente para remoção de qualquer fração carbonática remanescente. A fração de carbono orgânico purificada foi aquecida com óxido cúprico à temperatura de 900°C , em tubos de quartzo selados. As concentrações de carbono orgânico total (COT) foram calculadas a partir do CO_2 gerado durante a combustão.

O carbono e oxigênio liberados como CO_2 tiveram suas composições isotópicas medidas em um espectrômetro de Massa VG SIRA. As razões isotópicas de C e O são apresentadas em relação ao Padrão PBD, com precisão de $\pm 0.2\%$.

CAPÍTULO 4

BACIA DO SÃO FRANCISCO

4.1. Geologia Regional

4.1.1. Aspectos Gerais

A Bacia do São Francisco é considerada como uma cobertura plataformar de idade Neoproterozóica (1000 - 570 Ma), que recobre o Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), e constitui grande parte do segmento Norte - Sul deste cráton, descrito como Domínio I por Chemale Jr. et al. (1993) (Figura 4.1a). Os limites da bacia são marcados por faixas de dobramento brasileiras, estando a Faixa Brasília a Oeste, Faixa Araçuaí e Espinhaço Setentrional - Bloco Paramirim (ESPB de Chemale Jr. et al., 1993) a Leste, Faixa do Rio Preto e Riacho do Pontal a Norte e Faixa Alto Rio Grande a Sul (Figura 4.1b). Todos os cinturões mostram vergência tectônica para o cráton.

Devido à ampla distribuição geográfica (mais de 300.000 Km²) e principalmente devido às variações faciológicas, uma correlação precisa entre suas unidades litoestratigráficas é difícil de ser realizada. Entretanto, parece haver um consenso entre os pesquisadores de que as rochas, que ocorrem nos estados de Minas Gerais e Goiás, e representadas pelo Supergrupo São Francisco, são correlativas àquelas da Bahia, ocorrentes na Bacia do Irecê, onde são denominadas como Grupo Una (Inda, 1979).

A Bacia do São Francisco é constituída por duas unidades distintas: uma unidade inferior composta, em parte, por sedimentos glaciogênicos, e uma unidade superior representada por sedimentos químicos, pelíticos e clásticos.

4.1.2. Estratigrafia

Existem ainda questões a respeito da estratigrafia das unidades que constituem a Bacia do São Francisco. No entanto, há uma tendência para se aceitar a nomenclatura proposta por Dardenne (1978), e que será utilizada neste trabalho, por apresentar maior facilidade em correlações regionais.

Dardenne (1978), baseando-se nos dados estratigráficos disponíveis, realizou um estudo procurando correlacionar as unidades litoestratigráficas ao longo da bacia, e uniformizar a nomenclatura originalmente proposta por Branco & Costa (1961). A coluna estratigráfica proposta por Dardenne (1978) compreende a Formação Jequitá (definição para o estado de Goiás; no estado de Minas Gerais é denominado Grupo Macaúbas), e o

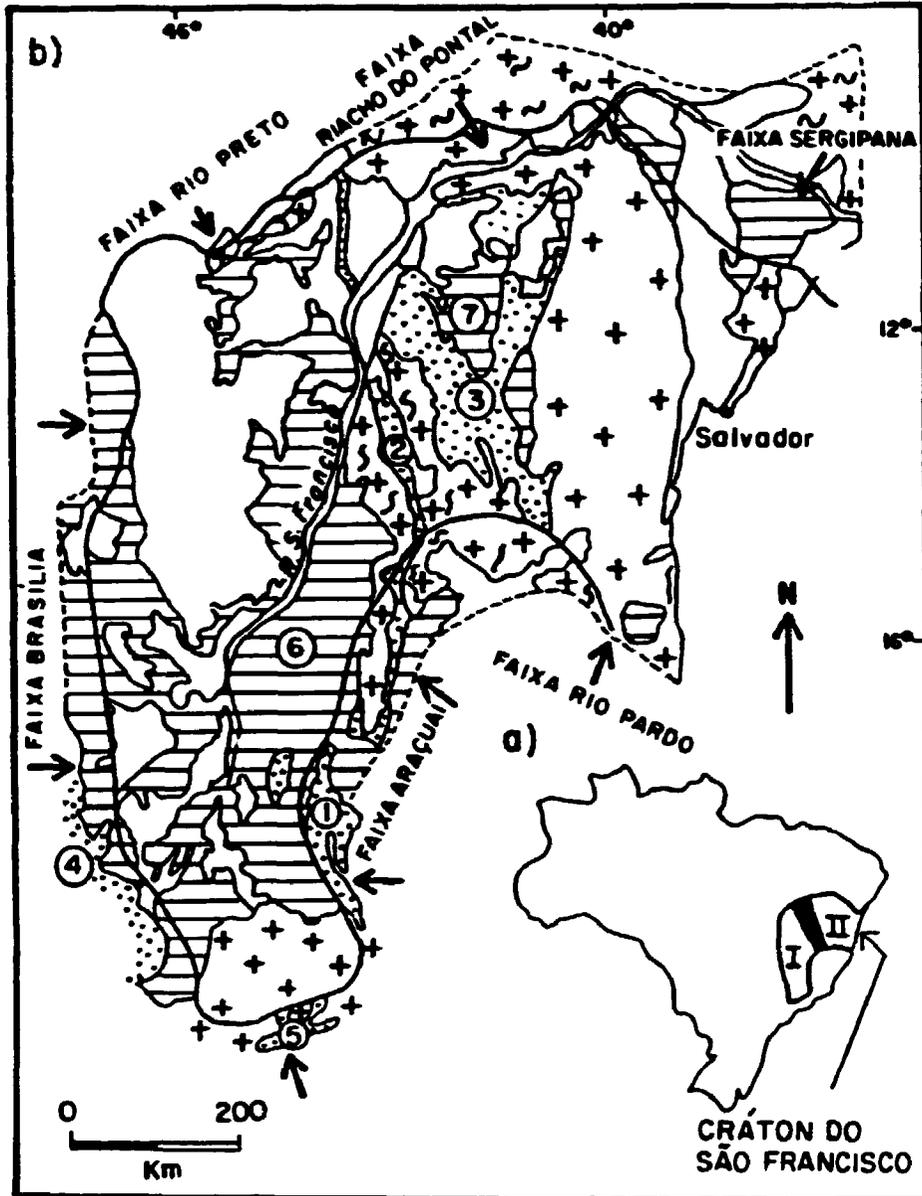


Figura 4.1 (a) Localização do Cráton do São Francisco com os Domínios I e II e Corredor Paramirim (em preto), (Chemale Jr. et al., 1993). (b) Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco. 1 = Espinhaço Meridional, 2 = Espinhaço Setentrional, 3 = Chapada Diamantina, 4 = Grupo Canastra, 5 = Grupo São João del Rei, 6 = Bacia do São Francisco, 7 = Bacia do Irecê.

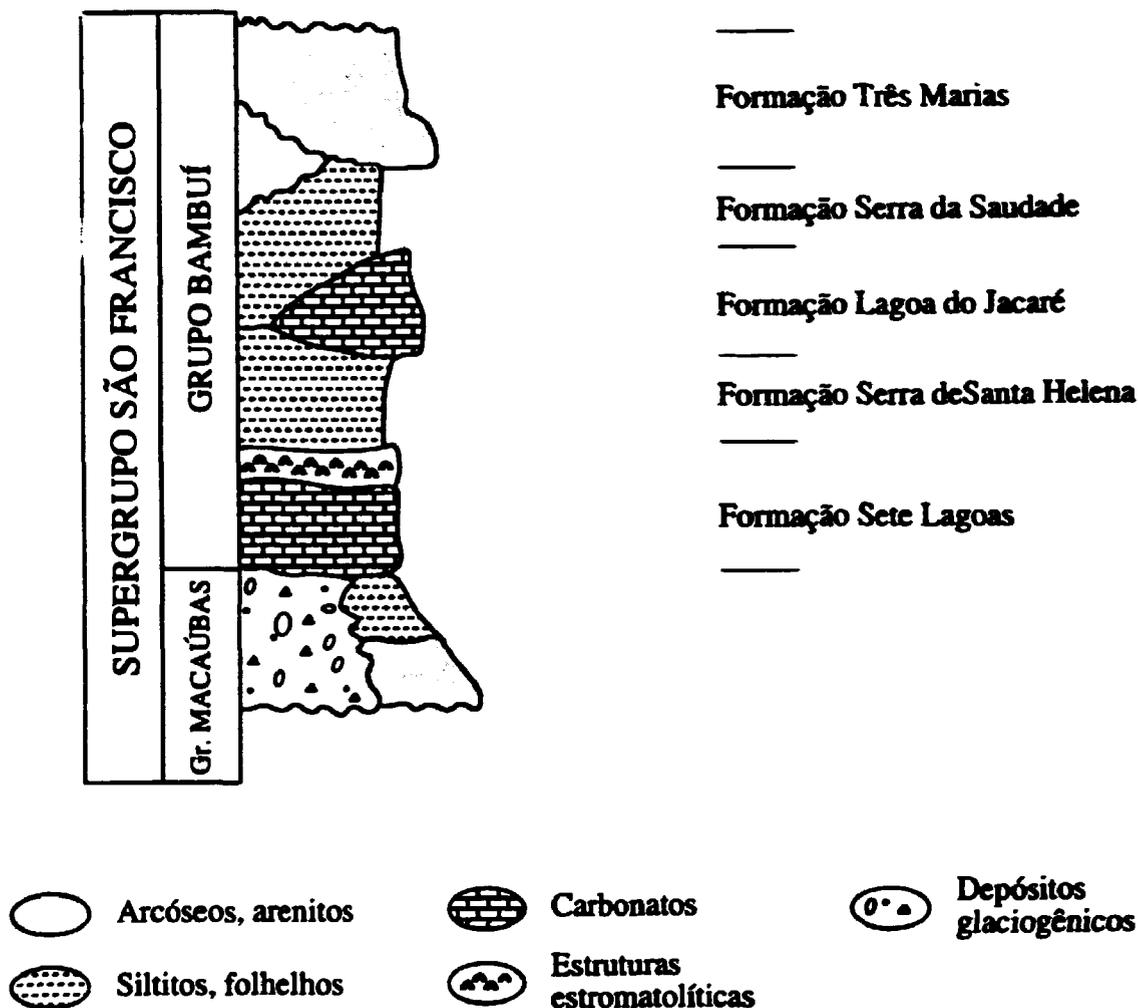


Figura 4.2. Coluna estratigráfica das unidades da Bacia do São Francisco (Dardenne, 1978, modificada).

Grupo Bambuí que engloba cinco formações da base para o topo: Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Figura 4.2). Estas unidades constituem o Supergrupo São Francisco de Pflug & Renger (1973).

Pelo fato de alguns trabalhos, que serão aqui citados, utilizarem a coluna estratigráfica proposta por Braun (1968) e posteriormente revisada (Braun, 1988), esta também será apresentada para propiciar melhor compreensão e possíveis correlações. Para Braun (1968) o Grupo Bambuí seria constituído por três formações da base para o topo: Paranoá, Paraopeba e Três Marias. Na base desta sequência, é colocado um conglomerado basal denominado Fácies Carrancas. Na revisão desta coluna estratigráfica (Braun, 1988), o Grupo Paranoá é considerado como uma unidade pré-Bambuí, juntamente, com o Grupo Macaúbas; correspondendo o Grupo Macaúbas a um conglomerado da base do Grupo Paranoá, que

segundo Campos Neto (1979) é de idade Mesoproterozóica. O conglomerado que ocorre interdigitado com os carbonatos da base do Grupo Bambuí é denominado Samburá.

Um quadro apresentando estas diferentes propostas estratigráficas é mostrado na Figura 4.3.

4.1.2.1. Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas (= Formação Jequitaiá; Dardenne, 1978), base do Supergrupo São Francisco, é constituído por conglomerados (diamictitos, tilitos), quartzitos e filitos, que registram uma glaciação de escala continental do início do Neoproterozóico (Karfunkel & Karfunkel, 1977; Karfunkel e Hoppe, 1988; Alvarenga & Trompette, 1992, entre outros).

Estes sedimentos possuem várias denominações locais, sendo conhecidos como: Formação Bebedouro, na Bahia (Brito Neves, 1967; Misi, 1979); Formação Ibiá, no oeste de Minas Gerais (Barbosa et al., 1970); Formação Jequitaiá, no leste de Goiás (Dardene, 1978) e Grupo Macaúbas, no leste de Minas Gerais (Moraes e Guimarães, 1930; Hettich, 1977).

Uhlein (1991) e Uhlein & Trompette (1992) propõem que o termo "Formação Jequitaiá" seja utilizado para os sedimentos glaciais que ocorrem sobre o Cráton do São Francisco, enquanto que os depósitos que se encontram na faixa Araçuaí fossem denominados "Grupo Macaúbas". Neste trabalho, optou-se pela designação de Grupo Macaúbas para os depósitos glaciogênicos que ocorrem no estado de Minas Gerais, e Formação Bebedouro para aqueles da Bahia.

O contato destas unidades com as subjacentes, inseridas no Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico), é discordante (Pflug, 1965; Isotta et al., 1969; Pflug & Renger, 1973; Souza Filho & Alkmim, 1993; entre outros).

O Grupo Bambuí está depositado sobre o Grupo Macaúbas, sendo o contato entre eles, na maioria das vezes, tectônico; no entanto, há controvérsias quanto à natureza deste contato. Vários autores defendem uma interdigitação entre os Grupos Macaúbas e Bambuí, em Minas Gerais (Campbell et al., 1966; Pflug, 1967; Schöll, 1972; Schmidt, 1972; Hettich, 1977; Dardenne, 1978). Dardenne e Walde (1979) sugerem uma interdigitação entre estas unidades, mas não excluem a possibilidade de um hiato entre elas.

No estado da Bahia, Montes et al. (1985) observaram uma discordância entre a Formação Bebedouro e Formação Salitre (Grupo Una; Inda, 1979) que são os equivalentes ao Grupo Macaúbas e Formação Sete Lagoas, respectivamente, em Minas Gerais. Entretanto, na região de Caatinga do Moura, interdigitações entre estas unidades foram observadas tanto em superfície, como em subsuperfície (Brito Neves, 1967). Contato concordante entre estas

Coluna Estratigráfica	Branco & Costa, 1961		Dardenne, 1978	Braun, 1988	
	Formação	Membro	Formação	Subgrupo	Formação
Arenitos, arcóseos, siltitos	Rio Paraopeba	Serra da Saúde	Três Marias	Paraopeba	Três Marias
Siltitos, argilitos		Três Marias	Serra da Saúde		Serra da Saúde
Calcários oolíticos, folhelhos, siltitos		Lagoa do Jacaré	Lagoa do Jacaré		Lagoa do Jacaré
Folhelhos, siltitos, lentes de calcário		Serra de Santa Helena	Serra de Santa Helena		Serra de Santa Helena
Dolomitos, Calcários cinza, Calcários argilosos	Sete Lagoas		Sete Lagoas		Sete Lagoas
Conglomerados, pelitos, arcóseos	Carrancas		Jequitá (Gr. Macaúbas)		Samburá

Figura 4.3. Quadro-síntese com as principais colunas estratigráficas propostas para o Grupo Bambuí.

unidades também foram observados nas regiões de Sebastião Laranjeiras, Candiba e Guanambi (H. Della Piazza, com. verbal, 1993).

4.1.2.2. Grupo Bambuí

A base do Grupo Bambuí é representada pelos carbonatos da Formação Sete Lagoas (Dardenne, 1978), onde níveis de folhelhos ocorrem intercalados. Estruturas estromatolíticas ocorrem associadas aos calcários, principalmente no topo da formação.

Na Formação Serra de Santa Helena ocorrem predominantemente folhelhos, siltitos intercalados com arenitos finos e calcários. A Formação Lagoa do Jacaré é constituída por siltitos e margas com lentes de calcários pretos com níveis oolíticos e pisolíticos, onde estruturas originais de deposição (estratificação cruzada, hummocky) são observadas. A Formação Serra da Saudade é composta principalmente por argilitos, folhelhos e siltitos, onde lentes de calcário ocorrem localmente.

A Formação Três Marias, topo do Grupo Bambuí, é constituída principalmente por siltitos e arcóseos. Para alguns autores (Branco e Costa, 1961; Dardenne, 1968; Alvarenga e Dardenne, 1968) o contato entre esta formação e a inferior seria gradacional, enquanto que, para outros autores (Costa et al., 1970; Costa e Angeiras, 1971; Almeida, 1977), esse contato se daria através de uma discordância erosiva. A descoberta de conglomerados na base da Formação Três Marias (Costa, 1978; Mattos & Menezes Filho, 1978) contribui à idéia da existência desta discordância.

Braun (1968) propõe que as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade (Dardenne, 1978) constituem, na categoria de fácies, a Formação Paraopeba. Revisão feita por Braun (1988) elevou a categoria de fácies para formação, e de formação para subgrupo. A Formação Três Marias é colocada como uma unidade a parte, devido a sua distinção litológica em relação às demais (Braun, 1968, 1988), e constitui junto com o Subgrupo Paraopeba, o Grupo Bambuí (Braun, 1988) (Fig. 4.3).

4.1.3. Ambientes de Sedimentação

4.1.3.1. Grupo Macaúbas

A origem glacial para estes sedimentos (tilitos) foi comprovada pela ocorrência de pavimentos estriados e seixos estriados, polidos e facetados, (Isotta et al., 1969; Walde et al., 1978; Rocha Campos & Hasuí, 1981, entre outros).

Karfunkel & Hoppe (1988) caracterizam quatro diferentes ambientes para a sua deposição : a. glacioterrestre (caracterizado pelos tilitos (*sensu stricto*); b. glaciolacustre

(varvitos); c. glaciofluvial (quartzitos e metassiltitos associados com tilitos); d. glaciomarinho (sedimentos laminados com seixos pingados). Segundo estes autores a movimentação das geleiras se deu de oeste para leste.

De acordo com Uhlein (1991), Pedrosa-Soares et al. (1992) e Uhlein & Trompette (1992), que estudaram estes depósitos na Faixa Araçuaí, a Formação Jequitaiá, depositada a oeste, representaria uma fácies glácio-continental que lateralmente passaria a uma fácies marinha, caracterizada pelo Grupo Macaúbas e Complexo Salinas. Estes sedimentos teriam sido, em parte, retrabalhados como fluxos gravitacionais e correntes de turbidez. A variação faciológica de oeste para leste indicaria a passagem de um domínio continental sob influência glacial para uma plataforma continental e uma bacia marinha profunda.

4.1.3.2 Grupo Bambuí

A deposição das litologias do Grupo Bambuí se deu em uma plataforma epicontinental estável, segundo o modelo proposto por Shaw (1964) e Irwin (1965), para uma bacia com baixo gradiente, pouca profundidade e circulação restrita (Inda et al., 1984). Estas condições propiciaram a constância das litofácies sobre grandes extensões, e suas variações muito rápidas em resposta de pequenas alterações da paleogeografia (Dardenne, 1981).

Em função das unidades sedimentares deste grupo, Dardenne (1981) e Inda et al. (1984) identificaram três megaciclos regressivos, posteriores ao evento glacial. Estes três megaciclos iniciam-se com transgressões rápidas de amplitude regional, havendo desenvolvimento de fácies marinhas sub-litorâneas, que gradam para fácies marinhas litorâneas e supralitorâneas, chegando a fácies fluviais continentais (Formação Três Marias).

No primeiro megaciclo foram depositadas as rochas da Formação Sete Lagoas. A ocorrência de sedimentos terrígenos na base da sequência é devida à influência continental, já que houve invasão sobre o continente, gerando subambientes lacustres. Com a subida do nível do mar a sedimentação passou a ser predominantemente química, resultando na deposição de carbonatos. A presença de estromatólitos no topo desta formação é resultante de um abaixamento no nível do mar, originando ambiente propício no final deste megaciclo.

O segundo megaciclo iniciou-se com uma transgressão que resultou na deposição dos siltitos da Formação Serra de Santa Helena, e durante a regressão deste megaciclo depositaram-se as seqüências carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré.

A transgressão inicial do terceiro megaciclo foi responsável pela deposição de siltitos em ambientes de águas profundas, e de sedimentos mais grossos, relativos ao período de regressão da água do mar. Estas litologias são referentes à Formação Serra da Saudade. No

final deste megaciclo, já em ambiente deltaico, depositaram-se os siltitos e arcóseos da Formação Três Marias.

No entanto, alguns autores têm interpretado a Formação Três Marias como uma sequência do tipo "foreland", resultante do avanço dos cinturões Araçuai e Brasília em direção ao Cráton do São Francisco (Costa et al., 1970; Costa & Angeiras, 1971; Almeida, 1977; Campos Neto, 1979; Marshak & Alkmim, 1989; Brito Neves & Cordani, 1991; Chemale et al., 1993).

4.1.4. Tectônica e Metamorfismo

A Bacia do São Francisco é delimitada por faixas móveis Brasilianas (Almeida, 1977). As rochas da bacia foram afetadas pela tectônica destes cinturões e o resultado é bastante nítido principalmente nas suas bordas. Nas zonas internas da bacia, as litologias mostram-se sub-horizontais sem evidências de intensa perturbação tectônica.

Na parte sul da bacia, análises das estruturas mostram claramente uma tectônica tangencial principal vergente para o interior da bacia. Na Faixa Araçuai, a vergência é para oeste (Almeida et al., 1976; Dossin, 1983; Uhlein et al., 1986; Chang et al., 1988; Marshak & Alkmim, 1989; Uhlein & Paim, 1989; Uhlein, 1991; Pedrosa Soares et al., 1992; Chemale Jr. et al., 1993), e na faixa Brasília, para leste (Almeida et al., 1976; Campos Neto, 1979; Marini et al., 1984; Valeriano, 1993).

Um fato importante a ressaltar, é que se observa a deformação descrita nas rochas das formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, enquanto que a Formação Três Marias foi afetada somente pelos estágios finais desta deformação (Marshak & Alkmim, 1989; Chemale Jr. et al., 1993).

As condições metamórficas das rochas da bacia variaram de anquimetamorfismo até fácies xisto-verde, sendo decrescente das bordas em direção ao centro da bacia (Schöll, 1973; Dossin, 1983; Magalhães, 1988; Muzzi Magalhães, 1989; Bacellar, 1989).

Alkmim et al. (1989) e Chemale Jr. et al. (1993), em função de dados estruturais, propuseram uma compartimentação tectônica para a região sul da bacia, onde os sedimentos do Grupo Bambuí não estão recobertos pela cobertura fanerozóica. Estes autores distinguiram as regiões afetadas pela Faixa Brasília com vergência para leste, e pela Faixa Araçuai com vergência para oeste, e dois domínios (C_1 e C_2) onde os sedimentos do Supergrupo São Francisco não estão deformados (Figura 4.4).

No compartimento oeste da porção sul da bacia (W na Figura 4.4), chamado zona de influência do Cinturão Brasília, é descrito um evento compressional brasileiro com vergência

para leste, que é manifestado por falhas inversas e de empurrão e estruturas relacionadas de médio a alto nível estrutural (condições dúctil - frágil). No extremo sul da bacia, estas estruturas estão rotacionadas por uma série de zonas de transcorrências sinistras que, segundo os autores, refletem o estágio final de deformação do Ciclo Brasileiro. A intensidade de deformação é maior junto ao contato entre o Grupo Canastra e Supergrupo São Francisco, diminuindo em direção ao centro da bacia (Figura 4.5.a e b).

No compartimento leste (E na Figura 4.4), denominado zona de influência da faixa Araçuaí, o principal evento compressional que afetou os sedimentos do Supergrupo São Francisco é representado por estruturas da parte distal da faixa móvel, que é também atribuída ao evento Brasileiro. A intensidade da deformação do Supergrupo São Francisco aumenta progressivamente em direção a leste, chegando a condições dúcteis próximo ao contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Os perfis c, d e e apresentados na Figura 4.5 mostram claramente tal relação.

Segundo Alkmim et al. (1989), a deformação das rochas da bacia, nos compartimentos oeste e leste, é de natureza heterogênea, progressiva, tendo se dado em condições de transição entre os regimes dúctil e frágil; a história tectônica, nos dois compartimentos, é bastante distinta e não necessariamente sincrônica.

As duas áreas não deformadas, ou poupadas de deformação significativa, chamadas de compartimento C₁ e C₂ (figura 4.4) foram reconhecidas por Alkmim et al. (1989) e Chemale Jr. et al. (1993) no centro da bacia. Estas regiões são, provavelmente, relacionadas aos altos estruturais pré-Brasileiros, os quais tiveram importante influência não somente na deposição, mas também no processo de inversão da bacia.

4.1.5. Gênese da Bacia do São Francisco

A deposição dos sedimentos desta bacia se deu em condições plataformais, portanto com subsidência lenta (Almeida, 1977). Se forem consideradas a sua espessura sedimentar (em média 900m, chegando localmente a mais de 1700m), e sua extensa distribuição geográfica (mais de 300.000 km²), é possível deduzir-se que um longo intervalo de tempo pode ter sido envolvido em sua deposição.

A idéia de que as unidades do Grupo Bambuí representam expansões sobre o cráton das bacias marginais, precursoras das faixas móveis, é defendida por Almeida, 1967, 1977; Brito Neves et al. 1979; Marshak & Alkmim, 1989; Brito Neves e Pedreira, 1992.

Almeida (1977) considera a Formação Jequitai e suas cronocorrelativas como registros de um episódio climático havido por ocasião do desenvolvimento do estágio estrutural inferior nos geossinclínios marginais aos crátons do São Francisco e Guaporé. O

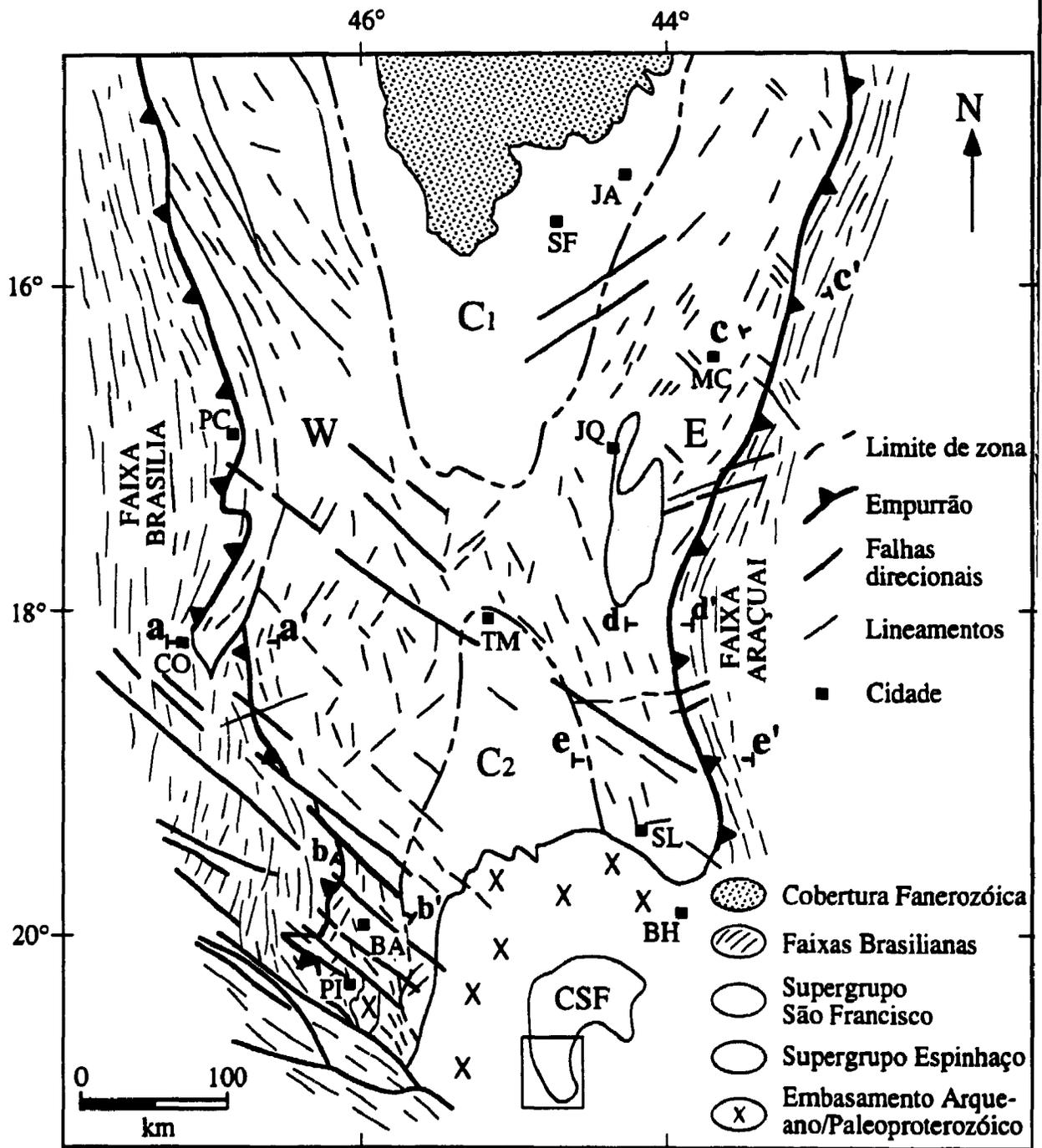


Figura 4.4. Mapa geológico-estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco (Chemale Jr. et al., 1993). W = zona de influência da Faixa Brasília; E = zona de influência da Faixa Araçuaí; C₁ e C₂ = zonas indeformadas. Cidades: SF = São Francisco; JA = Januária; MC = Montes Claros; JQ = Jequitaiá; TM = Três Marias; PC = Paracatu; CO = Coromandel; SL = Sete Lagoas; BA = Bambuí; PI = Piumhi. Perfís a - a', b - b', c - c', d - d', e - e' são apresentados na Figura 4.5.

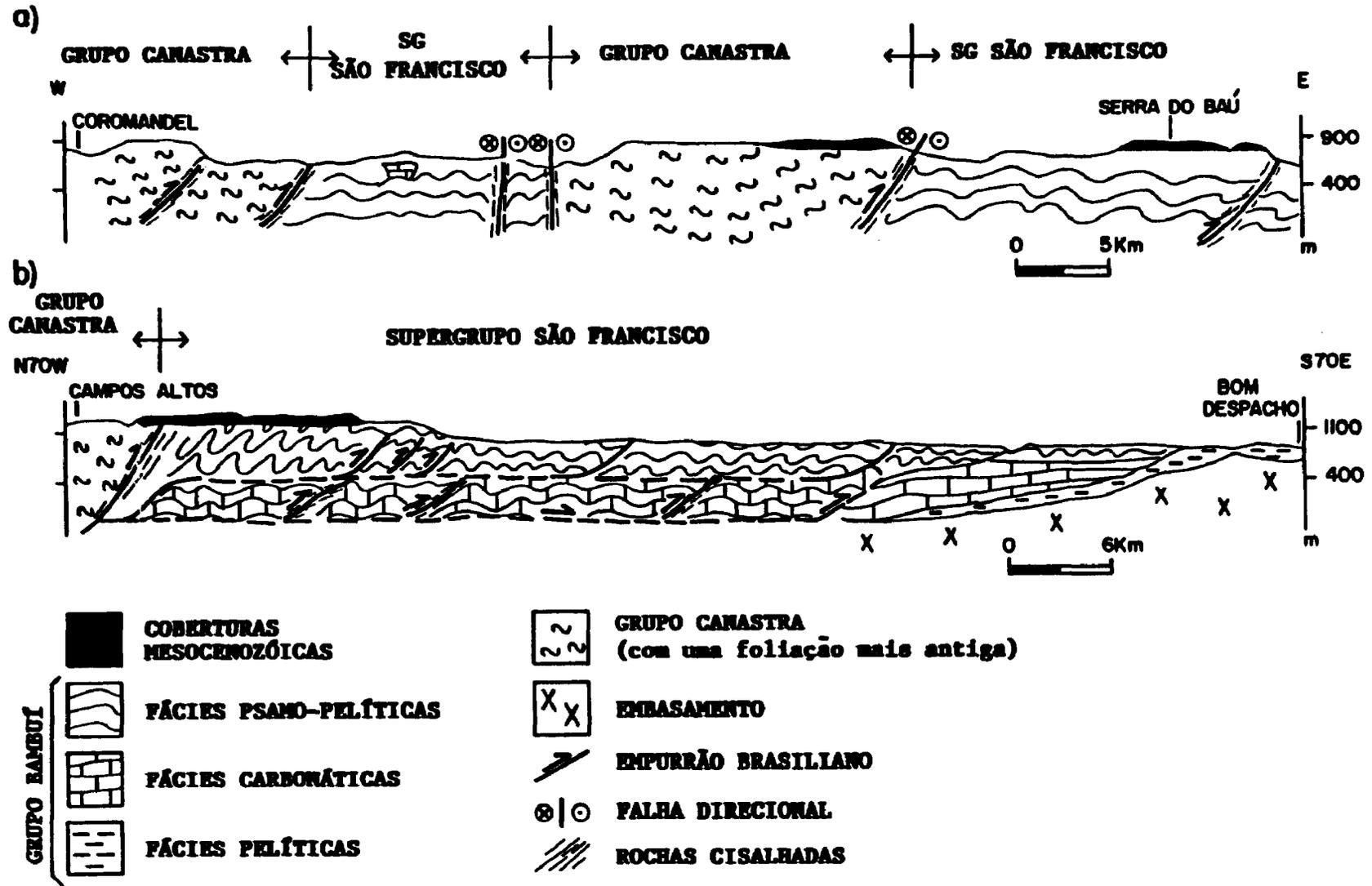


Figura 4.5. Perfis esquemáticos ao longo da borda oeste da Bacia do São Francisco (para localização ver Fig. 4.4). (a) Perfil a - a", adaptado de Bacellar (1989); (b) Perfil b - b', adaptado de Muzzi Magalhães (1989). Figura reproduzida de Chemale Jr. et al. (1993).

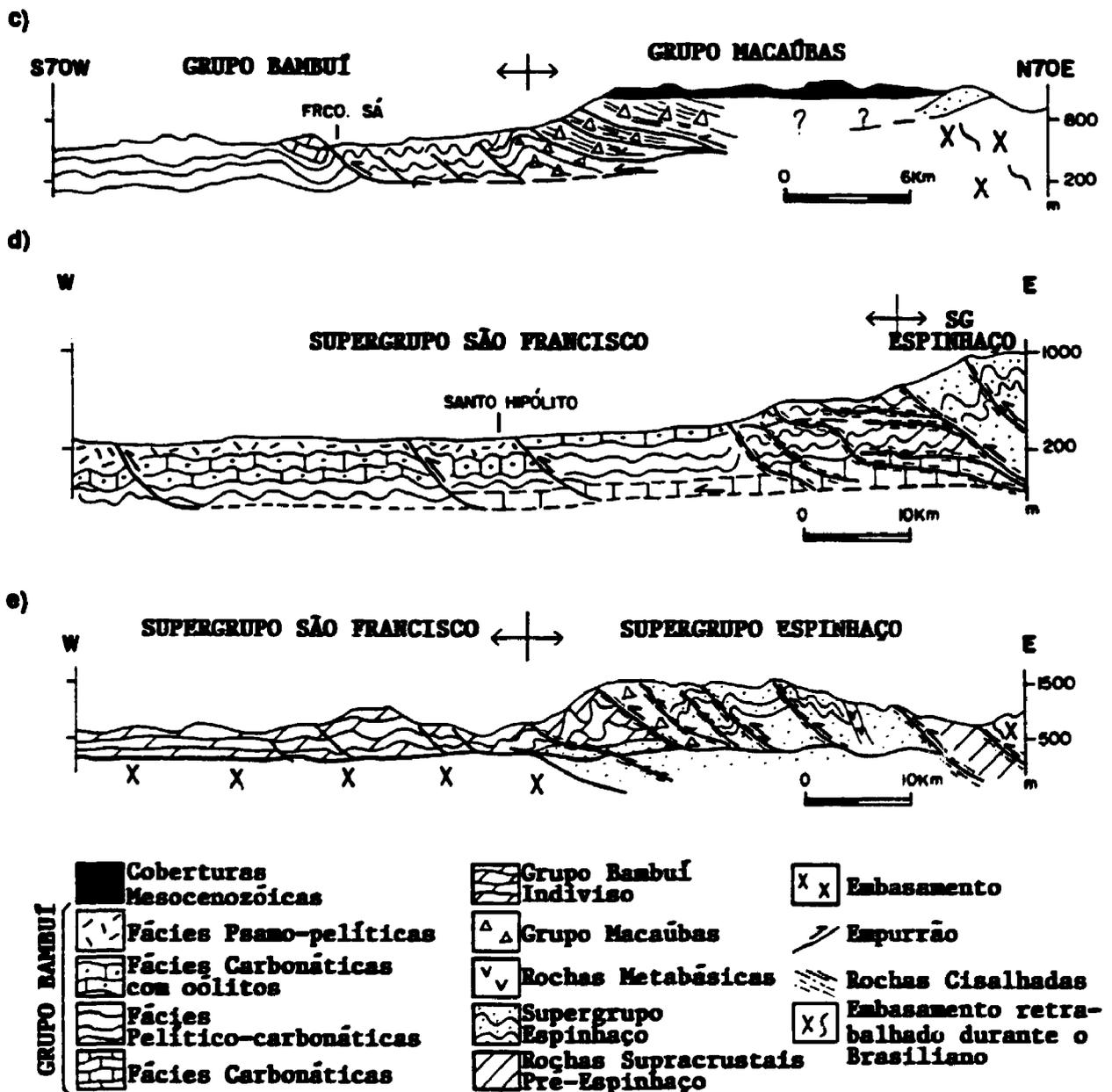


Figura 4.5. Perfis esquemáticos ao longo da borda leste da Bacia do São Francisco (para localização, ver Fig. 4.4). (c) Perfil c - c', adaptado de Oliveira (1989); (d) Perfil b - b', adaptado de Bacellar (1989); (e) Perfil e - e', adaptado de Dossin et al. (em prep.). Figura reproduzida de Chemale Jr. et al. (1993).

Grupo Bambuí e unidades cronocorrelatas representariam a sedimentação marinha sobre o Cráton do São Francisco, durante o segundo estágio estrutural nos geossinclínios marginais. A Formação Três Marias corresponderia ao estágio molássico, mais novo, do Ciclo Brasileiro; idéia similar já havia sido proposta por Costa et al. (1970) e Costa e Angeiras (1971), sendo recentemente retomada por Marshak & Alkmim (1989), Brito Neves & Cordani (1991) e Chemale Jr. et al. (1993).

Chang et al. (1988) propõem que todas as unidades do Supergrupo São Francisco correspondem a uma deposição de bacia de antepaís em relação às faixas de dobramentos brasileiras. Alkmim et al. (1989) refutam esta hipótese com base na inexistência de cunhas de clastos marginais, na verificação de "trends" de sedimentação centrífugos e na existência de uma fase de deformação extensional do lado oeste da bacia.

4.2. Dados Geocronológicos Anteriores

São poucas as idades radiométricas diretas determinadas nas rochas do Supergrupo São Francisco, na porção sul da bacia, sendo que as disponíveis na literatura referem-se à determinações Rb/Sr em frações argilosas e em rocha total de pelitos e carbonatos; idades mínimas K/Ar também foram obtidos nestas litologias. Idades indiretas para inferir a época de deposição destes sedimentos foram obtidas através de idades de diques que não cortam as unidades litológicas da bacia, e de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas carbonáticas; dados paleontológicos também constituem o acervo geocronológico.

4.2.1. Grupo Macaúbas

Idades radiométricas diretas nas rochas do Grupo Macaúbas na porção sul da bacia não são disponíveis na literatura. Uma única datação, embora indireta, relacionada à idade do Grupo Macaúbas, em Minas Gerais, foi publicada por Machado et al. (1989a). Estes autores determinaram, pelo método U/Pb, uma idade de 906 ± 2 Ma em duas frações de badeleíta e uma de zircão de um sill de metadiabásio porfiróide da região de Pedro Lessa, de colocação anterior à deposição das rochas do Grupo Macaúbas. Segundo estes autores, esta idade pode ser usada como limite inferior para a deposição das rochas do Supergrupo São Francisco.

As determinações geocronológicas diretas são provenientes da Formação Bebedouro, correlativa do Grupo Macaúbas, no estado da Bahia. Embora haja questões relativas à correlação entre unidades estratigráficas ocorrentes nos diferentes locais da bacia, em se tratando de depósitos glaciais e portanto resultados de uma mesma glaciação de escala continental no Neoproterozóico (Dardenne, 1978; D'Agrella et al., 1991a, b), acredita-se que

unidades glaciogênicas do estado da Bahia (Formação Bebedouro) e de Minas Gerais tenham sido depositadas sincronicamente (Almeida et al., 1976; Dardenne et al., 1978; Walde et al., 1978; Rocha Campos & Hasui, 1981; Karfunkel & Hoppe, 1988; D'Agrella et al., 1991a, b; Alvarenga & Trompette, 1992).

Macedo (1982) e Macedo e Bonhomme (1984) obtiveram idades Rb/Sr e K/Ar em amostras de fração fina ($< 2 \mu\text{m}$) e rocha-total da Formação Bebedouro, provenientes de várias regiões da Bahia (ver quadro-síntese, Fig. 4.6). As idades Rb/Sr mostram valores entre $932 \pm 30 \text{ Ma}$ ($R_0 = 0,7397$) e $570 \pm 7 \text{ Ma}$ ($R_0 = 0,727$), sendo que estes decrescem de oeste para leste, em direção à Serra do Espinhaço. Com base nos dados obtidos, os autores concluíram que as idades mais antigas, entre 932 e 812 Ma, representariam épocas de diagêneses tardias, e que o processo de deposição dos sedimentos da Formação Bebedouro seria anterior a $932 \pm 30 \text{ Ma}$, provavelmente há cerca de 960 Ma. As amostras de áreas mais próximas da Serra do Espinhaço (Cafarnaum e Gaspar, BA) teriam sido afetadas pelo anquimetamorfismo, durante o Ciclo Brasileiro, fornecendo idades Rb/Sr e K/Ar, em frações finas, entre $667 \pm 30 \text{ Ma}$ e $534 \pm 12 \text{ Ma}$.

Brito Neves et al. (1980), com base em idade K/Ar ao redor de $1100 \pm 50 \text{ Ma}$, obtida em plagioclásio de um gabro intrusivo em metassedimentos da região de Brotas de Macaúbas, sugerem que a sedimentação do Supergrupo São Francisco tenha se iniciado há cerca de 1000 Ma.

Dados paleomagnéticos e idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos em rochas do embasamento (granulitos), encaixantes de diques básicos anorogênicos na região de Ilhéus - Olivença (BA), sugerem que o período glacial ocorreu entre 1,01 e 1,08 Ga e que os depósitos glaciais relacionados ao Grupo Macaúbas formaram-se ao redor de 1,0 Ga (D'Agrella Filho et al., 1990a, b; Renne et al., 1990).

Pelos dados geocronológicos disponíveis até o momento, embora escassos, observa-se um consenso em relação à idade de 1000 Ma para a deposição dos sedimentos glaciogênicos do Grupo Macaúbas e unidades correlatas. Um quadro-síntese com os dados geocronológicos destas unidades é apresentado na Figura 4.6.

4.2.2. Grupo Bambuí

As idades das rochas do Grupo Bambuí, na parte sul da Bacia do São Francisco, podem ser subdivididas em idades radiométricas diretas e indiretas. Estes dados serão sucintamente descritos a seguir e são também apresentados em um quadro esquemático (Figura 4.7).

Figura 4.6. Quadro-síntese das idades disponíveis para as rochas da Formação Bebedouro e Grupo Macaúbas.

Localidade	Formação	Litologia	Idade isocrônica Rb/Sr (Ma)	Idade K/Ar (idade mínima, Ma)	Outros métodos idade (Ma)	Interpretação	Ref.
Caatinga do Moura, BA	Bebedouro	FF * + RT	932 ± 30 (R ₀ = 0.740)			diagênese tardia	1, 2
Caatinga do Moura, BA	Bebedouro	FF * + RT	911 ± 27 (R ₀ = 0.736)	901 ± 21 a 876 ± 20		diagênese tardia	1, 2
Faz. Carafba, Tabuá, BA	Bebedouro	FF *	812 ± 22 (R ₀ = 0.713)	583 ± 14 a 592 ± 14		diagênese tardia/ anquimetamorfismo	1, 2
Canarfaum, BA	Bebedouro	FF *	667 ± 30 (R ₀ = 0.736)	539 ± 13 a 658 ± 15		anquimetamorfismo	1, 2
Gaspar, BA	Bebedouro	FF *	570 ± 7 (R ₀ = 0.727)	534 ± 12 a 543 ± 13		anquimetamorfismo	1, 2
41 Brotas de Macaúbas, BA		gabro intrusivo (plagioclásio)		1100 ± 50		idade máxima Sg São Francisco	3
Ilhéus - Olivença, BA		diques e rochas do embasamento			Ar/Ar = 1000	depósitos glaciais	4,5,6
Pedro Lessa, MG		dique básico			U/Pb 902 ± 6	idade máxima Sg São Francisco	7

Nota: RT = rocha total (carbonatos); FF: fração fina (< 2 µm); * = as frações finas foram extraídas de rochas carbonáticas; R₀: Razão Inicial de Sr.

- Referências: 1. Macedo, 1982
 2. Macedo & Bonhomme, 1984
 3. Brito Neves et al., 1980
 4. D'Agrella et al., 1991a
 5. D'Agrella et al., 1991b
 6. Renne et al., 1991
 7. Machado et al., 1989a

Figura 4.7. Quadro-síntese das idades disponíveis para as rochas do Grupo Bambuí na parte sul da Bacia do São Francisco, em Minas Gerais.

Localidade	Formação	Litologia	Idade isocrônica Rb/Sr (Ma)	Idade K/Ar (idade mínima, Ma)	Outros métodos Idade (Ma)	Interpretação	Ref
São Francisco	Sete Lagoas	folhelhos (RT)	695 ± 12 (R ₀ = 0.7077)			metamorfismo	1
São Francisco	Sete Lagoas	folhelhos (FF)	610 ± 9 (R ₀ = 0.7097)	576 ± 12 a 662 ± 18		metamorfismo	1
São Francisco	Sete Lagoas	folhelhos + calcários (RT)	670 ± 20 (R ₀ = 0.7063)			metamorfismo	2
São Francisco	Sete Lagoas	folhelhos + calcários (FF)	560 ± 40 (R ₀ = 0.7110)	582 ± 15 a 607 ± 15		metamorfismo	2
Januária-João Pinheiro	Sete Lagoas	calcários (FF)	641 ± 18 (R ₀ = 0.7084)			diagênese	3
Cedro do Abaeté		fosforitos (FF)	573 ± 18 e 465 ± 21 (R ₀ = 0.715 a 0,72)	516 a 478		diagênese	3,4
Itacarambi - Formiga	Paraopeba	siltitos (RT)	640 ± 15 (R ₀ = 0.7109)			deposição	5
Felixlândia	Três Marias	siltitos arcoseanos (RT)	620 ± 40 (R ₀ = 0.7125)			deposição	5
Pirapora	Pirapora	siltitos (RT)	590 ± 40 (R ₀ = 0.7115)			deposição	5
42 Montalvânia	Sete Lagoas	calcários (RT)			⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 680 - 570 Ma	deposição	6
Vários locais, parte sul da bacia (MG)	Sete Lagoas Lagoa do Jacaré	calcários (RT)			⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 600 Ma	deposição	7,8
Montalvânia	Sete Lagoas				microfósseis Neoproterozóico	deposição	9
Sete Lagoas	Sete Lagoas				estromatólitos 650 - 950 Ma	deposição	10
Santa Luzia		gabro (intrusivo)		980 ± 21		idade máxima Fm Paraopeba	11
Formiga		epidiabásio (dique)		763 ± 22		idade máxima Fm Sete Lagoas	12
Não Especificado (Maciço Piumhi)		traquito (sill)			U/Pb 635 ± 2 Ma	idade máxima Sg Paraopeba	13

Nota: RT: Rocha Total; FF: Fração Fina (< 2 μm); R₀: Razão Inicial de Sr.

Referências: 1. Thomaz Filho & Bonhomme, 1979
2. Thomaz & Filho & Lima, 1981
3. Bonhomme, 1976

4. Bonhomme et al., 1982
5. Parenti Couto et al., 1981
6. Kawashita et al., 1987

7. Kawashita et al., 1993
8. Chang et al., 1993
9. Simonetti, em prep.

10. Marchese, 1974
11. Parenti Couto et al., 1983
12. Teixeira, 1985
13. Machado & Schrank, 1989

4.2.2.1. Dados radiométricos diretos

Amaral e Kawashita (1967) analisaram pelo método Rb/Sr amostras de rochas pelíticas da região da Serra do Poço Verde, Vazante, MG. A idade obtida foi ao redor de 600 Ma e interpretada pelos autores como a época de sedimentação do Grupo Bambuí. Campos Neto (1979, 1984) estudando estruturalmente a área, observou que as rochas datadas por Amaral e Kawashita (1967), na realidade pertencem à região tectonizada do Grupo Paranoá, sendo essa idade correspondente à época do metamorfismo epizonal daquela unidade.

Bonhomme (1976), estudando o índice de cristalinidade de ilitas de rochas de algumas regiões de Minas Gerais (Cedro do Abaeté, Vazante, João Pinheiro e Januária), determinou que somente as rochas da região de Januária eram desprovidas de eventos termo-tectônicos sensíveis. Contudo, Bonhomme (1976) determinou uma idade Rb/Sr de 619 ± 17 Ma a qual foi interpretada como uma idade de diagênese tardia, reflexo do Ciclo Brasileiro. Nesta isócrona foram lançados, conjuntamente, dados obtidos em carbonatos da região de Januária (considerada região desprovida de eventos termo-tectônicos) e de frações finas de amostras com índice de cristalinidade de ilitas já no campo de anquimetamorfismo, provenientes da região de João Pinheiro, aproximadamente 300 km a SW de Januária.

Bonhomme (1976) também determinou idades Rb/Sr em sedimentos fosfáticos anquimetamórficos de Cedro do Abaeté, cuja idade do conjunto fração fina igual a 445 ± 25 Ma, refletiria eventos tardios do Ciclo Brasileiro. Um segundo alinhamento do conjunto fração fina corresponde à idade de 553 ± 17 Ma. Idades K/Ar determinadas nas frações finas de amostras do Cedro do Abaeté são 516 e 478 Ma, interpretadas por aquele autor como época de um evento térmico tardio.

Bonhomme et al. (1982) apresentam estas mesmas idades recalculadas; a idade das rochas da região de Januária passa a ser 641 ± 18 Ma ($R_0 = 0,7084$), e as idades de Cedro do Abaeté mostram valores de 570 ± 18 Ma e 465 ± 21 Ma (R_0 entre 0,715 e 0,720); as interpretações das idades foram mantidas.

Thomaz Filho & Bonhomme (1979) obtiveram dados Rb/Sr e K/Ar em rochas pelíticas da Formação Sete Lagoas na região de São Francisco, MG. Dois alinhamentos foram obtidos no diagrama isocrônico Rb/Sr, sendo que aquele fornecido pelos dados de rocha total mostrou uma idade de 695 ± 12 Ma ($R_0 = 0,7077$), interpretada como idade do metamorfismo que afetou as rochas do Grupo Bambuí. O alinhamento definido pelas frações finas apresentou idade de 610 ± 9 Ma ($R_0 = 0,7097$) que, segundo os autores, representaria um evento termodinâmico sofrido pelas rochas como reflexo do Ciclo Brasileiro. Idades K/Ar determinadas em amostras de fração fina forneceram valores ao redor de 600 Ma. Bonhomme et al. (1982) sugerem um único alinhamento para todas as amostras, o que

representaria uma idade de 610 Ma correspondente a uma homogeneização isotópica; a baixa razão inicial de Sr pode ter sido definida pela tendência calcária que algumas amostras pelíticas apresentaram.

Thomaz Filho & Lima (1981) reanalisaram, também pelo método Rb/Sr, as amostras de Thomaz Filho & Bonhomme (1979) e, adicionalmente, analisaram algumas rochas carbonáticas, e obtiveram valores de 670 ± 20 Ma ($R_0 = 0,7063$) para o sistema rocha total, e 560 ± 40 Ma ($R_0 = 0,7110$) para o sistema fração fina; estas idades representariam dois eventos de homogeneização isotópica. Neste caso, a baixa razão inicial de Sr foi definida pelas amostras de rochas carbonáticas. A inclusão de folhelhos e carbonatos em um mesmo diagrama isocrônico, de certa forma, invalida esta idade.

Datações Rb/Sr em amostras de rocha-total de folhelhos e siltitos de três formações do Grupo Bambuí em Minas Gerais foram apresentadas por Parenti Couto et al. (1981). Amostras da Formação Paraopeba, coletadas em Paracatú, mostraram uma idade isocrônica de 680 ± 10 Ma ($R_0 = 0,7255$) que foi interpretada como idade de metamorfismo, sugerindo ser uma unidade mais antiga que aquelas pertencentes ao Grupo Bambuí. As demais amostras, analisadas pelos autores, mostraram os seguintes resultados: Formação Paraopeba na região de Itacarambi e Formiga = 640 ± 15 Ma ($R_0 = 0,7109$); Formação Três Marias em Felixlândia = 620 ± 40 Ma ($R_0 = 0,7125$); Formação Pirapora = 590 ± 40 Ma ($R_0 = 0,7115$). Estas idades foram interpretadas como idades de deposição das respectivas formações, principalmente pela baixa razão inicial de Sr (R_0) definidas nos diagramas isocrônicos, e pela falta de evidências de efeitos tectônicos nestas rochas.

4.2.2.2. Dados indiretos

4.2.2.2.1. Dados paleontológicos

Dados paleontológicos no Grupo Bambuí típico foram obtidos por Marchese (1974) através de estruturas estromatolíticas presentes em carbonatos da Formação Sete Lagoas, na região de Sete Lagoas, MG. Essas estruturas, identificadas como pertencentes ao supergrupo *Gymnosolen*, sugerem uma idade de deposição entre 950 e 650 Ma a estas rochas.

Estudos realizados com microfósseis orgânicos (acritarcas), ocorrentes em amostras recuperadas de poços perfurados no norte de Minas Gerais, envolvendo amostras do Grupo Bambuí e unidades mais antigas, indicam idades Neoproterozóicas para a deposição das rochas do Grupo Bambuí (Simonetti, em prep.).

As demais ocorrências de registros fósseis (Campos Neto, 1979; Dardenne, 1979 apud Dardenne, 1981; Fairchild & Subacius, 1986) são coerentes com idades do Neoproterozóico, porém não restritas a este período.

4.2.2.2. Idades de diques básicos

Parenti Couto et al. (1983) apresentaram idades radiométricas pelo método K/Ar, obtidas em diques que cortam diferentes unidades do Cráton do São Francisco, sem entretanto intrudir as rochas do Supergrupo São Francisco. Uma idade de 980 ± 21 Ma determinada em um gabro da região de Santa Luzia, MG, foi considerada por esses autores como idade máxima para a Formação Paraopeba, base do Grupo Bambuí, naquela região. No mesmo trabalho também foi apresentado um conjunto de idades entre 800 e 500 Ma, obtidas em diques que ocorrem ao longo do sistema Espinhaço e na Faixa Brasília, próximos às bordas do cráton. Segundo aqueles autores, as idades mais antigas poderiam representar as fases distensivas precoces do desenvolvimento das faixas brasileiras, enquanto que as idades mais jovens (600 - 500 Ma) referem-se aos episódios pós-tectônicos, vinculados à estabilização e cratonização daquelas faixas.

Teixeira (1985) apresentou idades convencionais K/Ar de diques básicos anorogênicos que cortam o embasamento da Bacia do São Francisco em várias regiões. Uma idade de 763 ± 22 Ma obtida na região de Formiga, MG, foi interpretada por aquele autor como o limite temporal inferior para a sedimentação da Formação Sete Lagoas naquela região.

Um dique de traquito pórfiro intrusivo no Grupo Paciência (Schrank, 1982) no Maciço de Piumhi, região sudoeste da bacia, forneceu idade U/Pb em zircões de 635 ± 2 Ma (Machado & Schrank, 1989). Uma segunda análise destes zircões indicou idade de $2,2 +1,3/-0,5$ Ga, interpretada como Pb herdado. Esta mesma rocha havia fornecido idade K/Ar de 1896 ± 100 Ma (Schrank, 1982). Segundo Machado & Schrank (1989), a idade de 635 ± 2 Ma corresponderia à idade máxima de deposição das rochas do Grupo Bambuí.

4.2.2.2.3. Dados $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas carbonáticas

Datações indiretas da época de deposição da Formação Sete Lagoas, na região de Montalvânia, MG, foram publicadas por Kawashita et al. (1987). Estes autores utilizaram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,7077$, determinadas em amostras de rochas carbonáticas, para sugerir uma idade vendiana (680 - 570 Ma) para sua deposição, idade esta concordante, segundo os autores, com a sugerida pela presença de microfósseis do tipo Acritarca (Quadros, 1987) e datações Rb/Sr previamente determinadas para as rochas do Grupo Bambuí (Parenti Couto et al., 1981).

Mais recentemente, Kawashita et al. (1993) e Chang et al. (1993) apresentaram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais precisas (em torno de 0,70745) que associadas a dados fornecidos por isótopos de C, O e S sugerem, de acordo com aqueles autores, uma idade próxima de 600 Ma para a sedimentação do Grupo Bambuí em Minas Gerais.

4.2.2.2.4. Dados isotópicos de Pb em galenas

Dados isotópicos de Pb, determinados em amostras de galenas, também já foram utilizados para sugerir a idade das rochas do Grupo Bambuí. Os primeiros trabalhos nesta área relacionam-se à obtenção de idades-modelo Pb/Pb (Amaral, 1966; 1968 e Cassedane e Lasserre, 1969a, b; 1970). Parenti Couto et al. (1981), Iyer (1984) e Iyer et al. (1992) obtiveram novos dados isotópicos de Pb em galenas de vários locais da Bacia do São Francisco no estado de Minas Gerais.

Parenti Couto et al (1981) analisaram seus dados, e também alguns daqueles obtidos nos trabalhos prévios (Amaral, 1968; Cassedane & Lasserre, 1969a), utilizando o Modelo III de evolução isotópica de Pb, proposto por Cumming & Richards (1975). A conclusão desses autores foi que as mineralizações de Pb ocorrentes na bacia foram formadas ao redor de 600 Ma, com evolução isotópica do Pb ocorrida em dois estágios. O primeiro seria a separação do Pb do manto e incorporação à crosta ao redor de 2000 Ma, e o segundo estágio evolutivo terminou com a incorporação de Pb às galenas há, aproximadamente, 600 Ma. Estes autores sugerem que algumas galenas da região de Vazante - Paracatú tenham evoluído em condições de estágio simples, fornecendo idades-modelo entre 600 e 750 Ma. A formação das galenas estaria associada à tectônica do Ciclo Brasileiro, há cerca de 600 Ma, em um ou mais episódios deste ciclo (Parenti Couto et al., 1981). Estas conclusões são endossadas por Iyer (1984) e Iyer et al. (1992).

Adicionalmente, Iyer (1984), analisando os dados isotópicos destas galenas, observou uma zonação em suas razões isotópicas, que mostravam-se mais radiogênicas em direção ao interior da bacia, quando comparadas com aquelas da borda oeste, na região de Vazante - Paracatú. Segundo Iyer (1984), um modelo proposto por Heyl et al. (1974), que envolve mistura incompleta de soluções contendo Pb comum e radiogênico em proporções variadas, poderia ser utilizado para explicar esta zonação nas composições isotópicas de Pb das galenas.

Como este zoneamento se estende por mais de 200 km ao longo da bacia, Iyer (1984) e Iyer et al. (1992) sugerem que um processo de fluxo normal não seria suficiente para causar este efeito, sendo necessário que interações destas soluções com as rochas do embasamento (fonte do Pb) tivessem, ocorrido durante diferentes intervalos de tempo e com intensidades variáveis. A interação entre fluido e rochas do embasamento durante um pequeno intervalo

de tempo removeria, preferencialmente, Pb radiogênico, enquanto que numa reação mais prolongada absorveria Pb de feldspatos, que é menos radiogênico.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS OBTIDOS

Os resultados aqui apresentados foram obtidos em mais de 90 amostras de rochas carbonáticas das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, coletadas em 10 afloramentos da porção sul da Bacia do São Francisco. Foram realizadas um total de mais de 600 análises, incluindo determinações de composições isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb. Em 60 destas amostras foram realizadas análises de isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio, pelo Dr. S.S. Iyer da University of Calgary, Canadá.

Estes afloramentos estão localizados nas zonas centrais da bacia (MF-6, MF-7, MF-10, MF-17, MF-19), zona de influência do Cinturão Araçuaí (MF-3, MF-4, MF-5, MF-11) e zona de influência do Cinturão Brasília (MF-9) (Alkmim et al., 1989; Chemale Jr. et al., 1993), como apresentado na Figura 5.1. O posicionamento estratigráfico das amostras analisadas é apresentado nas Figuras 5.2 e 5.3, que localizam respectivamente as amostras da parte sudoeste e sudeste da bacia.

5.1. Dados isotópicos de Pb

É possível reconhecer quatro tipos distintos de Pb dentro da área estudada, aqui denominados Tipos I, II, III e IV, em função, principalmente, das composições isotópicas de Pb e, também das concentrações de U e Pb determinadas em amostras carbonáticas das Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, do Grupo Bambuí.

Pb Tipo I ocorre em rochas que contêm baixas concentrações de Pb, e relativamente, altas concentrações de U. Este Pb é variavelmente radiogênico, dependendo das razões U/Pb, sendo de evolução pós-deposicional já que a rocha contém U suficiente para produzir Pb radiogênico. Este tipo de Pb é capaz de fornecer idades mínimas de deposição e/ou deformação das rochas carbonáticas.

Pb Tipo II está presente em rochas que mostram médias a altas concentrações de Pb e relativamente baixas de U. É Pb crustal não-radiogênico, que poderia representar a composição isotópica da água do mar na época de deposição destas rochas, ou a composição isotópica gerada durante um evento deformacional que as tenham afetado.

Pb Tipo III está associado às rochas com altas concentrações de Pb e baixos teores de U, condições quase semelhantes àsquelas do Pb Tipo II, mas neste caso as composições isotópicas mostram Pb crustal radiogênico; este tipo de Pb pode ser dividido em Tipos IIIa, IIIb, e IIIc dependendo das composições isotópicas e razões U/Pb das amostras.

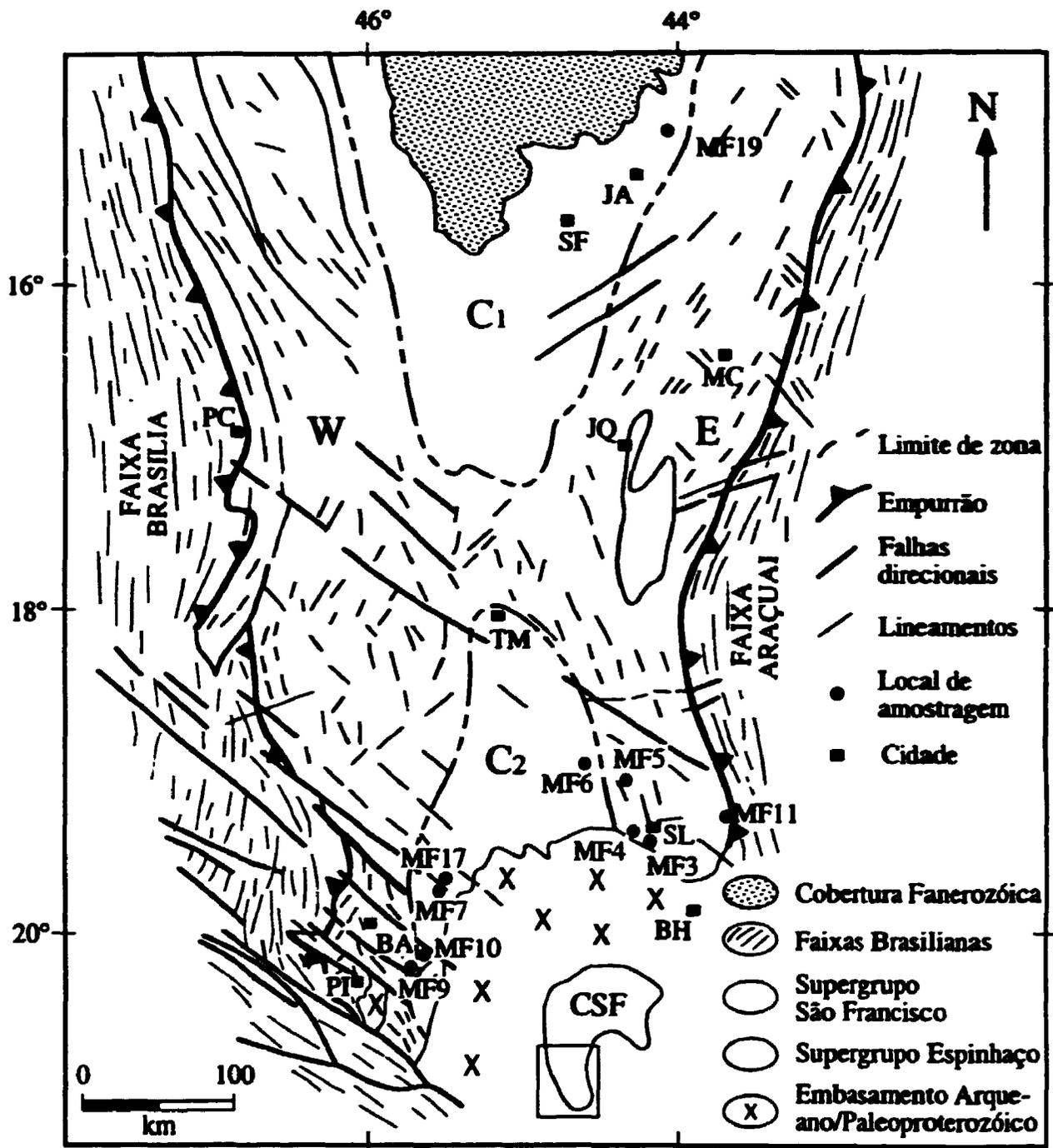


Figura 5.1. Mapa geológico-estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco (Chemale Jr. et al., 1993) com localização dos pontos amostrados. W = zona de influência da Faixa Brasília; E = zona de influência da Faixa Araçuaí; C₁ e C₂ = zonas indeformadas. Cidades: SF = São Francisco; JA = Januária; MC = Montes Clzros; JQ = Jequitaiá; TM = Três Marias; PC = Paracatú; CO = Coromandel; SL = Sete Lagoas; BA = Bambuí; PI = Piumhi.

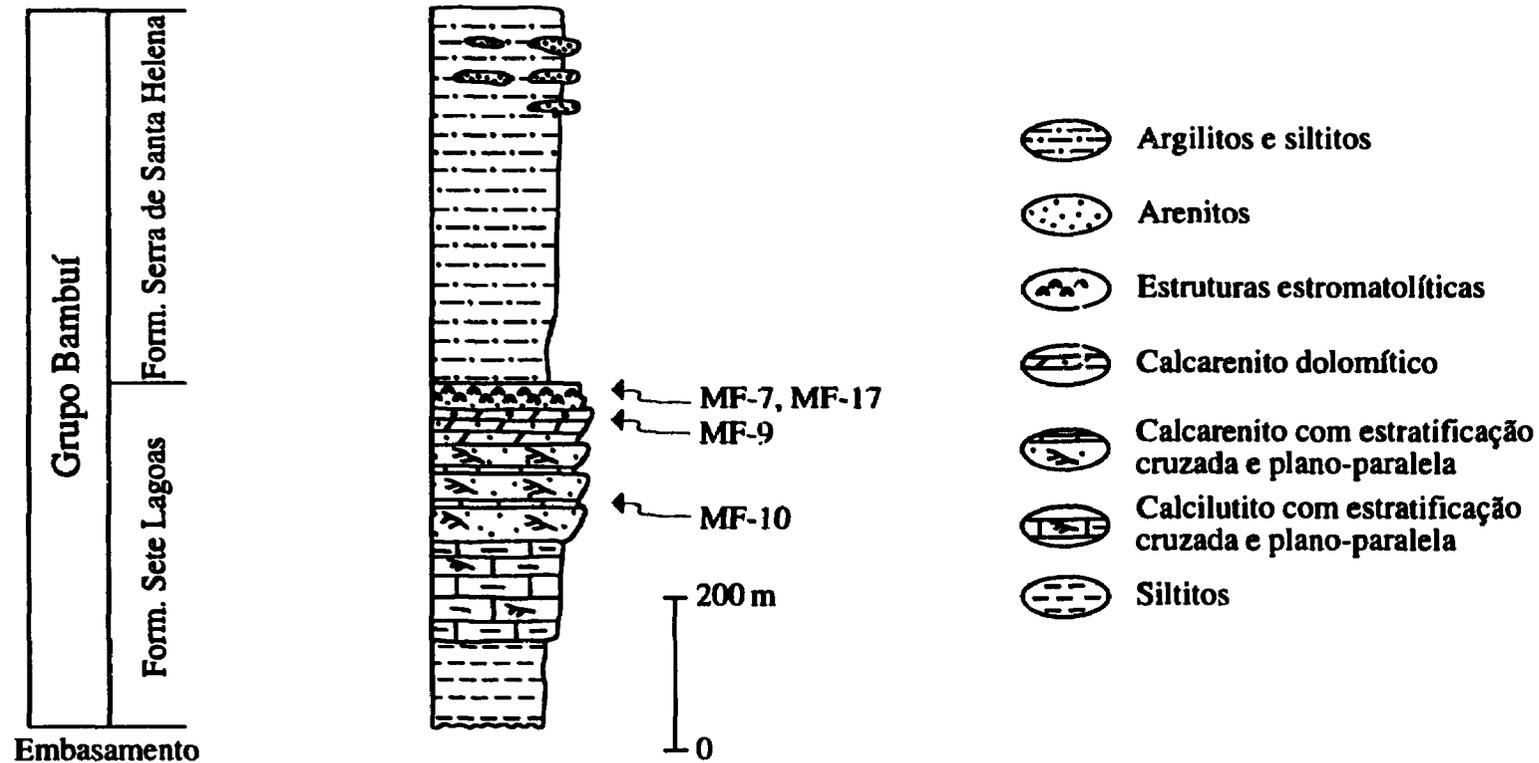


Figura 5.2. Coluna estratigráfica da porção sudoeste da Bacia do São Francisco (Muzzi Magalhães, 1989), com o posicionamento das amostras submetidas a este estudo.

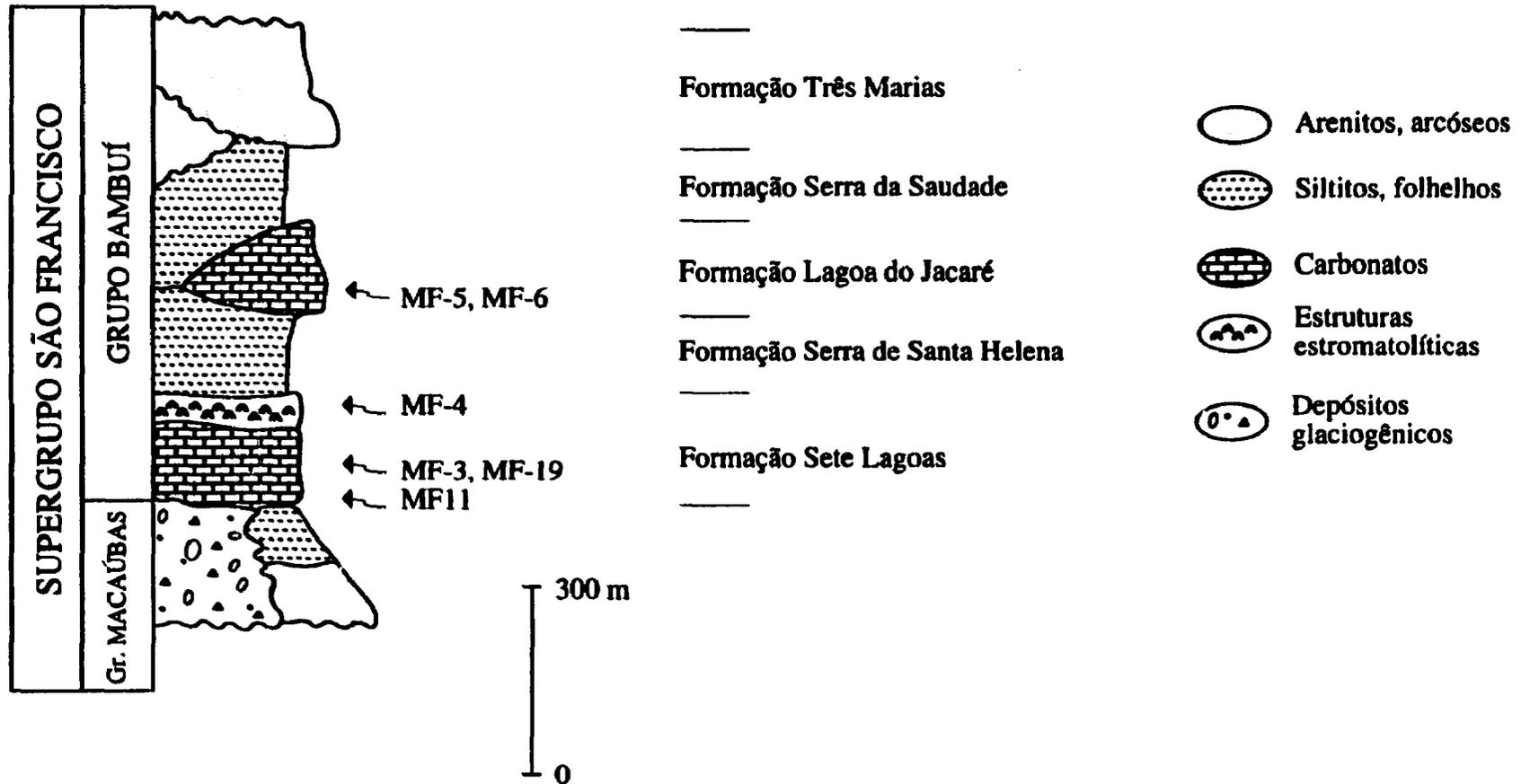


Figura 5.3. Coluna estratigráfica da porção sudeste da Bacia do São Francisco (modificada de Dardenne, 1978), com o posicionamento das amostras submetidas a este estudo.

Pb Tipo IV ocorre em rochas com baixos teores de Pb e U (razões U/Pb geralmente menores que 1); mostra composições isotópicas intermediárias entre aquelas determinadas para Pb Tipo I e III. É considerado como um produto de mistura entre aqueles dois tipos (I e III).

É importante salientar que três dos quatro tipos de Pb determinados ocorrem em um mesmo afloramento (MF-7), localizado no domínio não deformado da bacia, no qual as rochas ocorrem horizontalizadas e deformação mesoscópica não é observada.

As características destes quatro tipos de Pb são apresentadas na Tabela 5.1.

Os resultados obtidos serão apresentados de acordo com sua localização dentro da bacia, ou seja, zona central (C₁ e C₂), zona de influência da Faixa Araçuaí (zona leste), e zona de influência da Faixa Brasília (zona oeste).

Tabela 5.1. Características gerais dos diferentes tipos de Pb determinados nas rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco.

Tipo de Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Pb (ppm)	U (ppm)	U/Pb
Pb Tipo I	18,91 - 80,90	15,68 - 19,42	0,10 - 0,88 (3,9)	0,17 - 0,95	> 1,0
Pb Tipo II	18,23 - 19,71	15,65 - 15,76	0,76 - 35,0 (164,6)	0,01 - 3,09	0,02 - 0,1
Pb Tipo IIIa	35,62 - 36,63	18,26 - 18,48	4,22 - 50,0 (455,5)	0,19 - 1,22	0,07 - 0,1
Pb Tipo IIIb	32,42 - 34,28	17,65 - 17,99	2,11 - 9,98	0,28 - 0,57	≈ 0,1
Pb Tipo IIIc	30,33 - 31,15	17,32 - 17,36	1,81 - 3,26	0,34 - 0,38	0,1 - 0,2
Pb Tipo IV	24,12 - 45,35	16,35 - 18,59	0,12 - 0,74	0,14 - 0,67	< 1,0

5.1.1. Zona Central

Amostras de cinco afloramentos foram coletadas nesta região (Figura 5.1), onde as amostras se apresentam, praticamente, destituídas de deformação.

5.1.1.1. Afloramento MF-7 (45°28'44" W, 19°46'28" S)

Este afloramento é uma pedreira abandonada e localiza-se a, aproximadamente, 500 m ao sul do Km 505 da BR-262, região de Moema - Bom Despacho. Vinte seis amostras de

carbonatos pertencentes à Formação Sete Lagoas foram coletadas em quatro diferentes perfis (Fig. 5.4). O intervalo vertical entre as amostras foi, em média, de 50 cm.

Em afloramento, estas rochas constituem camadas horizontais sem evidências de deformação mesoscópica, apenas mostrando fraturas. Análises de difração de raios-X demonstram que estas amostras são constituídas predominantemente por calcita, com traços de dolomita e quartzo.

Em lâmina delgada, não foram observados minerais que evidenciassem condições metamórficas. Entretanto, os contatos entre os grãos são, geralmente, difusos, resultantes de um processo de dissolução carbonática; recristalização intensa é observada nestas amostras. Feições de indicam que estas sofreram esforços são representadas por extinção ondulante, microfraturas e estilolitização. Em algumas amostras, foram observadas estruturas oolíticas que, às vezes, estão substituídas por calcita, e também "nucleações" compostas por cristais muito finos de quartzo.

Inicialmente um só perfil foi amostrado (Perfil 1, Fig. 5.4). Após a obtenção de dados isotópicos bastante complexos, outros três perfis foram amostrados (Perfis 2, 3 e 4).

No primeiro perfil foram coletadas oito amostras (MF-7A a -H); amostra MF-7A é da base e -7H é do topo do perfil. As composições isotópicas e as concentrações de U e Pb foram determinadas nestas amostras utilizando diferentes procedimentos de dissolução (5 dissoluções sucessivas usando HCl e HBr, 2 dissoluções sucessivas com HBr e dissolução única com HBr). Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 5.2.

As amostras MF-7A a -7E são calciruditos de coloração cinza escuro a negro e mostram-se bastante recristalizados. As composições isotópicas de Pb, determinadas nas amostras MF-7A a -7D, são bastante similares, não apresentando variações expressivas. Todas as amostras contêm Pb crustal bastante radiogênico, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 35,62 e 36,55 e as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 18,26 e 18,37. As concentrações de Pb determinadas são bastante altas, entre 4,2 e 46,8 ppm. As concentrações de U são relativamente baixas, variando entre 0,25 e 1,2 ppm. Estas características definem Pb Tipo III (Fig 5.5).

Os dados analíticos da amostra MF-7E mostram concentrações de Pb entre 2,1 e 4,2 ppm, e concentrações de U variando entre 0,27 e 0,43 ppm. As composições isotópicas são também menos radiogênicas que aquelas obtidas nas amostras MF-7A a -7D, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 33,00 e 34,27 e as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 17,79 e 17,99. Contudo, estas razões isotópicas são também características de Pb radiogênico crustal. Em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ as razões seguem o mesmo "trend" definido por aquelas amostras, e são também correspondentes ao Pb Tipo III.

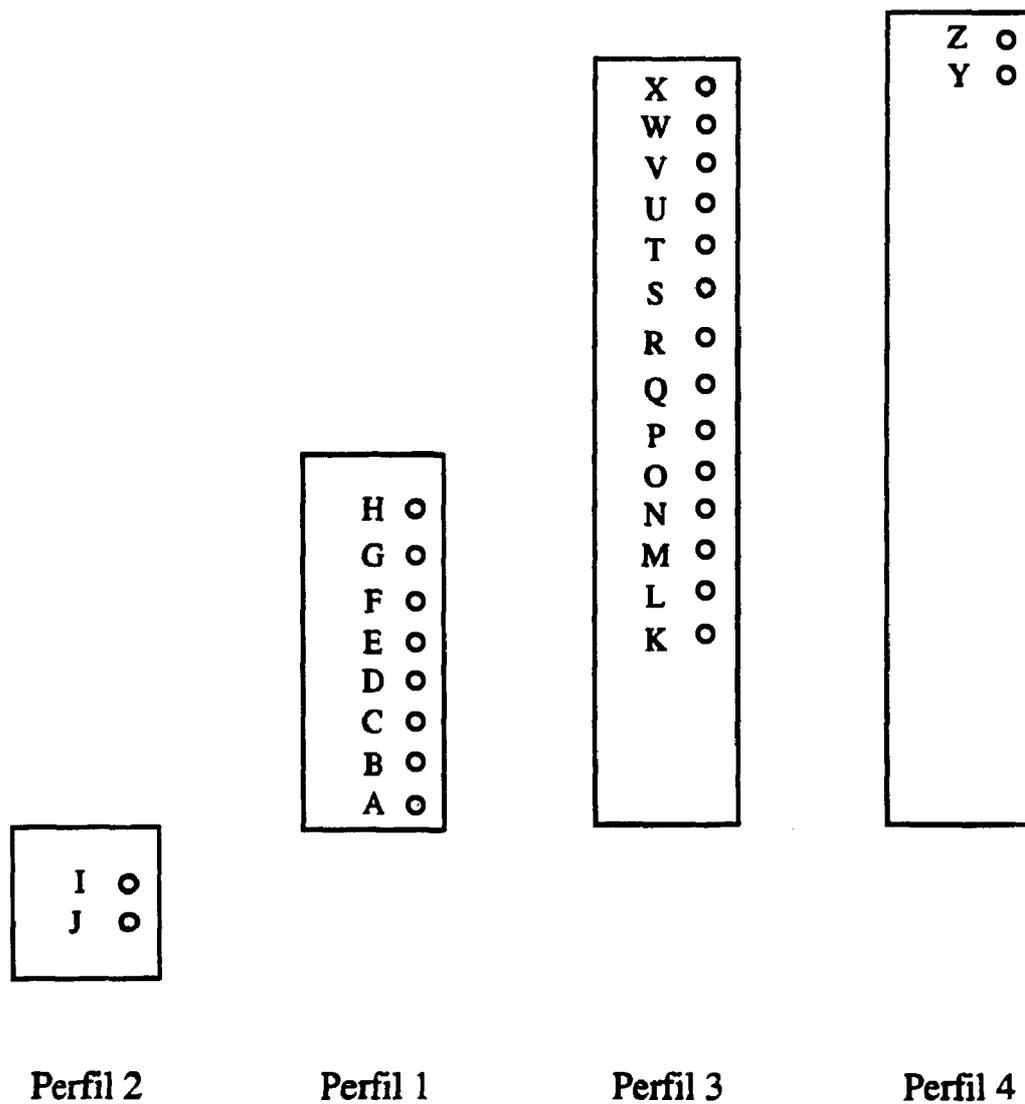


Figura 5.4. Esquema de amostragem no afloramento MF-7, região de Moema - Bom Despacho, MG. Intervalo vertical entre as amostras é de ≈ 50 cm. Intervalo horizontal entre os perfis é de 10 a 20 m. Vermelho = Pb Tipo I; verde = Pb Tipo III; azul = Pb Tipo IV.

Tabela 5.2. Dados analíticos das amostras MF-7, Formação Sete Lagoas.

Amostra	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução	Pb
MF-7-A1-L1	35,917	18,307	46,165	0,89	40,43	2114,3	0,41	21,40	3	IIIa
MF-7-A1-L2	36,023	18,326	46,208	0,81	43,57	2335,5	0,40	21,68	3	IIIa
MF-7-A1-L3	36,061	18,328	46,211	0,88	36,73	1990,7	0,37	19,97	3	IIIa
MF-7-A1-L4	36,128	18,335	46,230	1,31	23,11	1183,5	0,34	17,64	3	IIIa
MF-7-A1-L5	35,618	18,264	46,042	1,13	38,22	1448,7	0,50	18,76	3	IIIa
MF-7-A2-WR	36,101	18,332	46,232	1,30	31,08	7609,2	0,46	113,05	7	IIIa
MF-7-B1-L1	35,942	18,308	46,145	7,28	11,00	594,25	0,91	49,38	3	IIIa
MF-7-B1-L2	36,168	18,327	46,179	2,35	35,77	1913,7	0,96	51,15	3	IIIa
MF-7-B1-L3	36,235	18,343	46,224	1,92	44,02	2399,1	0,96	52,51	3	IIIa
MF-7-B1-L4	36,328	18,336	46,190	-	-	-	-	-	3	IIIa
MF-7-B1-L5	36,438	18,357	46,237	2,30	46,83	1920,0	1,22	50,06	3	IIIa
MF-7-B2-WR	36,551	18,325	46,074	8,69	4,22	1024,7	0,42	101,13	7	IIIa
MF-7-C1-L1	35,680	18,280	46,075	5,92	6,37	344,19	0,43	23,35	3	IIIa
MF-7-C1-L2	36,043	18,302	46,102	2,98	12,42	674,63	0,42	22,98	3	IIIa
MF-7-C1-L3	36,205	18,346	46,236	-	-	-	-	-	3	IIIa
MF-7-C1-L4	36,308	18,328	46,146	-	-	-	-	-	3	IIIa
MF-7-C1-L5	36,498	18,366	46,250	3,31	15,07	601,46	0,57	22,58	3	IIIa
MF-7-C2-WR	36,284	18,291	45,968	5,54	7,12	1737,6	0,45	109,80	7	IIIa
MF-7-D1-L1	36,095	18,317	46,202	3,43	20,31	1100,9	0,79	43,02	3	IIIa
MF-7-D1-L2	36,205	18,356	45,338	2,09	33,22	1837,2	0,80	44,13	3	IIIa
MF-7-D1-L3	36,230	18,345	46,254	-	-	-	-	-	3	IIIa
MF-7-D1-L4	36,294	18,331	46,195	-	-	-	-	-	3	IIIa
MF-7-D1-L5	36,369	18,360	46,291	2,58	33,69	1596,9	0,99	46,85	3	IIIa
MF-7-D2-WR	36,172	18,338	46,248	1,61	43,60	10668,3	0,80	195,07	7	IIIa
MF-7-D3-L2	36,392	18,363	46,261	-	24,89	6528,0	-	-	5	IIIa
MF-7-E1-L1	33,007	17,791	44,541	-	3,47	369,47	-	-	1	IIIb
MF-7-E1-L2	34,098	17,936	44,942	-	3,72	542,60	-	-	1	IIIb
MF-7-E2-L1	33,236	17,861	44,762	-	3,02	158,92	-	-	2	IIIb
MF-7-E2-L2	33,754	17,916	44,887	-	4,23	221,43	-	-	2	IIIb
MF-7-E2-L3	33,913	17,926	44,903	-	3,46	191,23	-	-	2	IIIb
MF-7-E2-L4	34,242	17,944	44,961	7,18	4,22	424,62	0,36	35,95	2	IIIb
MF-7-E3-L1	33,447	17,916	44,932	6,29	4,21	231,68	0,32	17,35	3	IIIb
MF-7-E3-L2	33,779	17,929	45,006	5,53	4,20	227,01	0,28	14,87	3	IIIb
MF-7-E3-L3	33,935	17,927	44,900	-	-	-	-	-	3	IIIb
MF-7-E3-L4	34,180	17,972	45,027	-	-	-	-	-	3	IIIb
MF-7-E3-L5	34,275	17,989	45,075	9,25	3,99	193,37	0,43	21,06	3	IIIb
MF-7-E4-WR	33,974	17,947	44,976	11,22	2,11	522,50	0,28	69,32	7	IIIb
MF-7-F1-L1	24,987	16,428	40,171	47,75	0,42	22,54	0,28	15,08	3	IV
MF-7-F1-L2	26,158	16,554	40,383	28,50	0,64	34,49	0,25	13,53	3	IV
MF-7-F1-L3	25,975	16,546	40,364	-	-	-	-	-	3	IV
MF-7-F1-L4	26,491	16,529	40,287	-	-	-	-	-	3	IV
MF-7-F1-L5	27,381	16,628	40,529	52,45	0,74	28,45	0,52	20,20	3	IV
MF-7-F2-L1	24,124	16,349	39,953	71,08	0,31	22,65	0,31	22,89	4	IV
MF-7-F2-L2	24,411	16,401	40,023	100,10	0,12	7,38	0,17	10,45	4	IV
MF-7-F2-L3	25,224	16,511	40,308	25,87	0,58	35,62	0,21	12,84	4	IV
MF-7-F2-L4	25,589	16,480	40,190	32,87	0,38	23,29	0,17	10,64	4	IV
MF-7-J1-L2	36,634	18,396	46,268	1,02	16,61	4750,7	0,19	54,60	6	IIIa
MF-7-J1-L2	36,329	18,480	46,736	0,06	455,5	129495,6	0,29	83,51	6	IIIa
MF-7-J2-L2	36,292	18,424	46,560	0,51	115,7	33148,2	0,67	191,29	6	IIIa

Continua

Tabela 5.2. Continuação

Amostra	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução	Pb
MF-7-G1-L1	26,974	16,159	38,500	-	-	-	0,69	37,22	3	I
MF-7-G1-L2	28,821	16,298	38,465	77,41	0,62	32,14	0,65	34,06	3	I
MF-7-G1-L3	29,481	16,330	38,456	-	-	-	-	-	3	I
MF-7-G1-L4	29,941	16,365	38,543	-	-	-	-	-	3	I
MF-7-G1-L5	31,260	16,406	38,463	80,52	0,88	37,86	0,95	40,52	3	I
MF-7-G2-L1	27,121	16,222	38,617	91,94	0,46	33,49	0,59	42,97	4	I
MF-7-G2-L2	28,873	16,487	38,982	181,16	0,17	10,88	0,42	26,75	4	I
MF-7-G2-L3	30,235	16,393	38,529	77,52	0,53	33,04	0,55	34,42	4	I
MF-7-G2-L4	30,612	16,401	38,510	81,06	0,50	30,88	0,54	33,51	4	I
MF-7-G2-L5	31,629	16,463	38,528	66,92	0,75	45,30	0,67	40,07	4	I
MF-7-G3-WR	27,173	16,158	38,382	67,94	0,45	132,10	0,43	125,64	7	I
MF-7-G4-L1	27,174	15,974	37,745	107,69	0,43	14,29	0,65	21,76	8	I
MF-7-G4-L2	32,964	16,530	38,553	104,72	0,51	159,07	0,70	216,67	8	I
MF-7-G6-L2	33,784	16,584	38,592	105,94	0,54	150,24	0,74	204,92	5	I
MF-7-H1-L1	27,217	16,156	38,270	195,42	0,25	13,39	0,68	36,65	3	I
MF-7-H1-L2	29,458	16,363	38,371	126,28	0,35	19,01	0,60	32,63	3	I
MF-7-H1-L3	31,821	16,503	38,390	110,82	0,49	26,16	0,71	38,28	3	I
MF-7-H1-L4	32,058	16,588	38,590	68,25	0,59	30,68	0,53	27,49	3	I
MF-7-H1-L5	36,109	16,702	38,339	122,35	0,62	26,48	0,95	40,73	3	I
MF-7-H2-L1	26,790	16,228	38,440	212,52	0,22	15,78	0,65	47,09	4	I
MF-7-H2-L2	30,323	16,467	38,511	165,56	0,17	10,92	0,38	24,26	4	I
MF-7-H2-L3	32,753	16,557	38,441	178,12	0,23	14,14	0,53	32,86	4	I
MF-7-H2-L4	32,101	16,529	38,530	129,13	0,38	23,07	0,64	39,14	4	I
MF-7-H2-L5	37,216	16,889	38,627	170,57	0,25	16,11	0,54	33,96	4	I
MF-7-H3-WR	28,093	16,284	38,392	85,62	0,32	94,28	0,38	111,57	7	I
MF-7-H4-L1	24,190	16,010	38,396	95,59	0,37	12,63	0,51	17,56	8	I
MF-7-H4-L2	29,812	16,378	38,353	106,56	0,38	118,69	0,55	171,21	8	I
MF-7-H5-WR	28,514	16,290	38,344	99,41	0,30	93,73	0,41	128,21	7	I
MF-7-H6-WR	28,267	16,293	38,386	100,03	0,29	88,21	0,40	121,71	7	I
MF-7-H7-L2	29,954	16,420	38,525	97,39	0,23	61,34	0,30	80,54	5	I
MF-7-K1-L2	26,911	16,203	38,517	64,97	0,31	85,91	0,28	77,65	5	I
MF-7-L1-L2	34,455	16,685	39,209	82,97	0,31	88,68	0,33	92,63	6	I
MF-7-L2-L2	33,382	16,591	39,018	110,76	0,31	85,78	0,44	121,42	5	I
MF-7-M1c-L2	53,559	17,884	38,663	237,50	0,34	93,24	0,83	229,40	5	I
MF-7-M1f-L2	37,754	16,893	38,904	79,30	0,23	64,97	0,22	62,68	5	I
MF-7-N1-L2	34,293	16,709	38,674	151,32	0,26	53,35	0,50	102,38	6	I
MF-7-N2-L2	33,493	16,649	38,648	138,91	0,24	54,43	0,44	96,84	5	I
MF-7-O1-L2	41,871	17,081	38,777	27,73	0,22	62,86	0,07	20,31	6	I
MF-7-O2-L2	41,442	17,028	38,725	70,35	0,26	73,22	0,22	60,35	5	I
MF-7-P1-L2	41,524	17,103	38,766	22,43	0,24	67,92	0,06	17,81	6	I
MF-7-P2-L2	38,258	16,910	38,800	85,13	0,27	77,12	0,28	79,52	5	I
MF-7-Q1-L2	28,030	16,272	38,308	25,33	0,74	206,28	0,26	71,85	6	I
MF-7-Q2-L2	29,918	16,840	39,543	37,27	0,66	185,00	0,33	90,82	5	IV
MF-7-Q3-L2	28,738	16,295	38,279	48,81	0,63	171,61	0,42	114,22	5	I
MF-7-R1-L2	51,531	17,754	39,731	23,33	0,23	64,48	0,06	15,74	6	I
MF-7-R2-L2	50,437	17,693	39,733	152,15	0,25	68,86	0,40	110,75	5	I
MF-7-S1-L2	22,971	16,016	38,556	26,42	0,45	127,87	0,17	49,44	5	I
MF-7-S2-L2	22,762	15,983	38,452	28,50	0,54	149,87	0,23	62,78	5	I
MF-7-T1-L2	45,374	17,454	39,145	106,54	0,16	45,54	0,19	54,21	5	I
MF-7-U1-L2	44,263	17,182	39,640	155,82	0,12	33,98	0,21	59,68	5	I
MF-7-U2-L2	38,684	16,796	39,242	185,05	0,12	32,37	0,26	71,98	5	I
MF-7-V1-L2	38,554	17,705	42,721	66,09	0,60	167,65	0,46	127,45	5	IV
MF-7-V2-L2	37,630	17,672	42,733	-	-	-	-	-	5	IV

Continua

Tabela 5.2. Continuação

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução	Pb
MF-7-W1-L2	44,451	18,593	45,178	100,16	0,37	102,82	0,39	103,45	5	IV
MF-7-W2-L2	45,346	18,540	44,831	103,57	0,61	165,45	0,67	179,65	5	IV
MF-7-X1-L2	43,920	18,124	43,325	8,46	0,33	95,36	0,03	8,73	6	IV
MF-7-X2-L2	43,601	18,076	43,201	84,67	0,33	93,72	0,30	86,22	5	IV
MF-7-Y1-L2	43,114	18,067	43,206	66,59	0,20	55,55	0,14	40,37	5	IV
MF-7-Z1-L2	38,477	17,774	43,123	89,73	0,45	127,37	0,47	130,95	5	IV

Nota: As composições isotópicas foram corrigidas para um fator de fracionamento de 0,13%/u.m.a., determinado através de mais de 100 determinações do padrão de Pb Comum NBS 981. Concentrações foram determinadas usando traçador isotópico combinado com 5,3686 ppm de ^{235}U e 0,6374 ppm de ^{208}Pb . Brancos analíticos de Pb são menores que 0,1 ng para L1, e menores que 0,2 ng para L2. Na parte final deste trabalho os brancos analíticos de Pb para L2 foram menores que 30 pg. Os critérios desta tabela são válidos para todas as demais que apresentam dados analíticos obtidos neste trabalho, a não ser que ressalva seja feita para a devida tabela.

Dissolução 1: duplo lixiviado, L1: 2 ml HCl 1N; L2: 2 ml HCl 3N (amostra pulverizada)

Dissolução 2: múltiplos lixiviados, L1 a L3: 2 ml HCl 0,5N; L4: 2 ml HCl 1N (amostra pulverizada)

Dissolução 3: múltiplos lixiviados com 2 ml HCl 0,5N (amostra pulverizada)

Dissolução 4: múltiplos lixiviados com 2 ml HBr 0,6N (amostra pulverizada)

Dissolução 5*: duplo lixiviado, L1: 2ml HBr 0,6N; L2: 10 ml HBr 0,6N (amostra fragmentada)

Dissolução 6: duplo lixiviado, L1: 1ml HBr 1,2N; L2: 5 ml HBr 1,2N (amostra fragmentada)

Dissolução 7: um lixiviado com 10 ml HBr 0,6N (amostra fragmentada)

Dissolução 8: duplo lixiviado, L1: 1ml HBr 0,6N; L2: 10 ml HBr 0,6N (amostra fragmentada)

* procedimento escolhido para dissolução de rochas carbonáticas.

Em função das variações das razões isotópicas do Pb Tipo III (que são reflexo de variações nos valores de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (m) nas amostras) este tipo de Pb pode ser dividido em Tipo IIIa, definido pelas amostras MF-7A a -7D, e Tipo IIIb, correspondente à amostra MF-7E.

A amostra MF-7F corresponde a um calcarenito cinza escuro, grosso, que ocorre, estratigraficamente, acima da amostra MF-7E. As concentrações de Pb determinadas nesta amostra variam entre 0,12 e 0,75 ppm, e as de U distribuem-se em um intervalo de 0,17 a 0,52 ppm. As razões isotópicas são menos radiogênicas que aquelas determinadas nas amostras anteriores; razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ encontram-se entre 24,12 e 27,38 e as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 16,35 e 16,63. Estas características definem essa amostra como portadora de Pb Tipo IV (Fig. 5.5).

No topo do primeiro perfil foram coletadas as amostras MF-7G e -7H, as quais representam calcarenitos finos de coloração cinza escuro. Suas concentrações de Pb apresentam valores entre 0,17 e 0,88 ppm, e as concentrações de U variam entre 0,30 e 0,95 ppm. Com raras exceções, estas amostras têm concentrações de U mais altas que as de Pb.

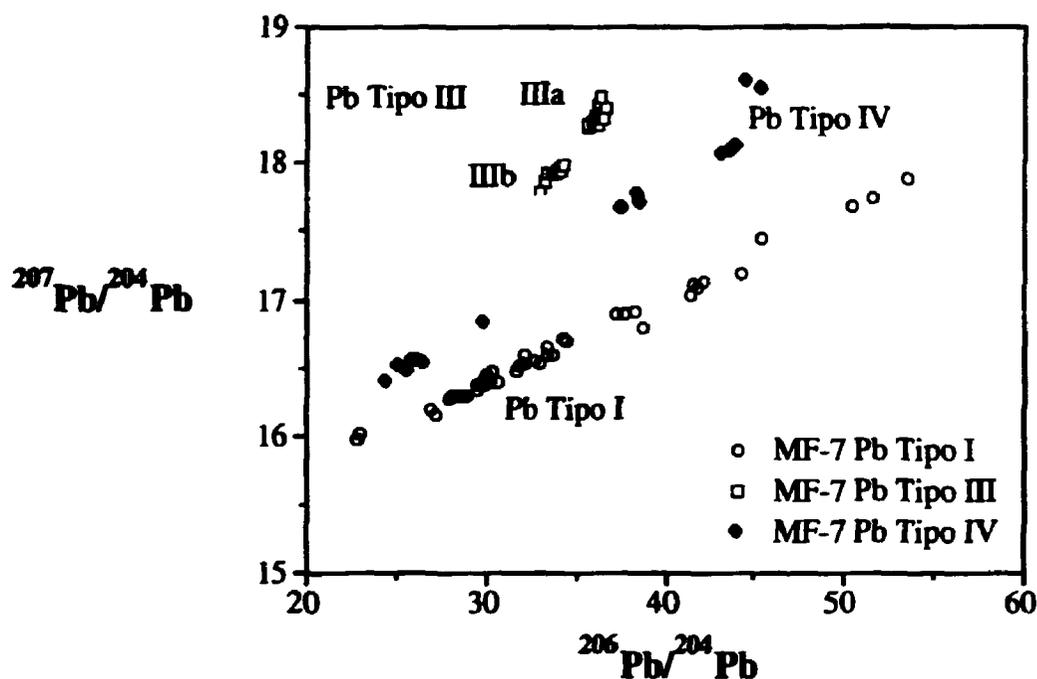


Figura 5.5. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com os diferentes tipos de Pb determinados nos carbonatos da Formação Sete Lagoas, no afloramento MF-7, região de Moema - Bom Despacho, MG.

As amostras são caracterizadas por apresentarem altas razões U/Pb, permitindo crescimento de Pb radiogênico após sua deposição. As composições isotópicas de Pb mostram um amplo intervalo, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 24,19 e 37,33 e as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 16,01 e 16,89. Este tipo de Pb que ocorre em amostras com alto teor de U (o que propicia o crescimento de Pb radiogênico pós-deposicional) é aqui denominado Pb Tipo I (Fig. 5.5), e pode fornecer idades mínimas de deposição e/ou deformação das rochas que o contêm.

No segundo perfil duas amostras foram coletadas (MF-7I e -7J); estratigraficamente estas amostras estão abaixo da amostra MF-7A (Fig. 5.4). As concentrações de Pb determinadas nestas amostras são bastante altas, dispendo-se entre 16,6 e 455 ppm, enquanto que as concentrações de U são, relativamente, muito baixas, estando entre 0,19 e 0,67 ppm. As razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ encontram-se entre 36,3 e 36,6 e as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 18,40 e 18,48. Devido às composições isotópicas e concentrações de U e Pb, reconhece-se aí o Pb Tipo III, i.e., Pb crustal radiogênico incorporado às rochas carbonáticas

após a sua deposição. Através das composições isotópicas obtidas, estas amostras contêm Pb Tipo IIIa (Fig. 5.5).

No perfil 3, catorze amostras foram coletadas (MF-7K a -7X). Onze destas amostras (MF-7K a -7U) mostram baixas concentrações de Pb (0,12 a 0,74 ppm) em relação aos teores de U presentes (0,19 a 0,83 ppm). A maioria das amostras foi analisada em duplicata, e algumas amostras, que foram dissolvidas com HBr 1,2N, mostraram baixas concentrações de U, como anteriormente discutido no ítem de procedimentos analíticos (ítem 3.1.2).

De acordo com a classificação de tipos de Pb, estas amostras apresentam Pb Tipo I, com composições isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 22,8 e 53,6 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 15,96 e 17,88; as razões U/Pb relativamente altas propiciaram crescimento de Pb radiogênico pós-deposicional (Fig. 5.5).

As outras três amostras do perfil 3 (MF-7V a -7X), provenientes do topo deste, mostram concentrações de Pb e U variando entre 0,20 e 0,61 ppm e 0,14 e 0,67 ppm, respectivamente. Geralmente estas amostras apresentam razões U/Pb mais baixas que aquelas determinadas para as amostras coletadas em níveis inferiores do perfil.

As composições isotópicas determinadas nas amostras MF-7V a -7X apresentam um intervalo diferente; razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostram valores entre 37,6 a 45,3 e as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 17,67 e 18,54. Em um diagrama de Pb (Fig. 5.5), estas razões seguem o mesmo "trend" definido pela amostra MF-7F. Este Pb é classificado como do Tipo IV, ou seja, Pb que apresenta uma mistura de composições isotópicas típicas de Pb Tipo I e Pb Tipo III.

Uma amostra deste perfil (MF-7Q) teve um comportamento diferente em relação às outras amostras. Assim, esta amostra foi analisada em triplicata. Duas análises (-Q1 e -Q3) mostraram composições isotópicas de Pb que seguem os valores determinados para amostras que contêm Pb Tipo I. Outra análise (-Q2) apresenta composição isotópica de Pb que segue o "trend" definido por amostras contendo Pb Tipo IV. Adicionalmente, as três análises exibem razões U/Pb mais baixas que aquelas determinadas para amostras com Pb Tipo I. Este fato sugere que, em alguns casos, o sistema isotópico de Pb não tem comportado-se homogeneamente, mesmo em escala de amostra de mão.

No perfil 4, apenas duas amostras foram coletadas (MF-7Y e -7Z) e estas ocorrem, estratigraficamente, acima de todas as demais amostras deste afloramento (Fig.5.4). Estas amostras apresentam concentrações de Pb entre 0,20 e 0,45 ppm e teores de U entre 0,14 e 0,47 ppm. As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostram valores entre 38,4 e 43,0 e as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 17,70 e 18,00. Estas razões isotópicas seguem o mesmo "trend" definido pelas amostras que contêm Pb Tipo IV.

Todas as razões isotópicas de Pb determinadas para as amostras do afloramento MF-7, quando lançadas em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, exibem três diferentes "trends" (Fig. 5.5).

Amostras portadoras de Pb Tipo I, i.e., aquelas com as mais altas razões U/Pb, apresentando crescimento de Pb radiogênico pós-deposicional, fornecem uma idade isocrônica Pb/Pb de 686 ± 69 Ma (Fig. 5.6). Embora as amostras não apresentem deformação mesoscópica, em lâmina delgada, feições, tais como recristalização, dissolução carbonática e estilolitização, são facilmente observadas, indicando a ocorrência de processos secundários e atuação de esforços sobre estas rochas. Além disso, outras amostras do mesmo afloramento contêm Pb radiogênico antigo que, em princípio, foi incorporado às rochas durante algum evento pós-deposicional. Devido a isto, 686 ± 69 Ma é considerada como uma idade mínima de deposição.

Em um diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5.7), as amostras contendo Pb Tipo I mostram um grande espalhamento das razões isotópicas indicando que o sistema U/Pb foi perturbado. A falta de um alinhamento preferencial destas razões isotópicas impossibilita uma estimativa da idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ das amostras analisadas. Entretanto, o bom alinhamento das razões isotópicas no diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5.6) sugere que a perda de U possa ser recente, devido ao intemperismo superficial.

Amostras que contêm Pb Tipo III e estão localizadas na base dos perfís 1 e 2, não fornecem idades de deposição, mas demonstram que sofreram incorporação de Pb crustal radiogênico. Este foi introduzido, provavelmente, através da percolação de fluidos que carreavam Pb antigo. A determinação de idades Pb/Pb aparentes arqueanas/paleoproterozóicas, para estas amostras, indica que a fonte deste Pb é o embasamento das rochas do Supergrupo São Francisco. Maiores detalhes serão dados quando da compilação de todos os dados analíticos obtidos nas amostras do Grupo Bambuí (Capítulo 6).

As amostras, que apresentam composições isotópicas típicas de Pb Tipo IV, ocorrem intercaladas, no perfil 1, entre as amostras contendo Pb Tipo III e Pb Tipo I. Naquele perfil somente uma amostra (MF-7F) mostrou este tipo de Pb. Pelo fato desta ocorrer num nível intermediário entre as rochas contendo Pb Tipo III e aquelas contendo Pb Tipo I, e por apresentar composições isotópicas de Pb intermediárias entre os tipos III e I, considera-se que o Pb Tipo IV é resultante de mistura entre Pb Tipo III e Pb Tipo I. Amostras contendo Pb Tipo IV também ocorrem nos topos dos perfís 3 e 4.

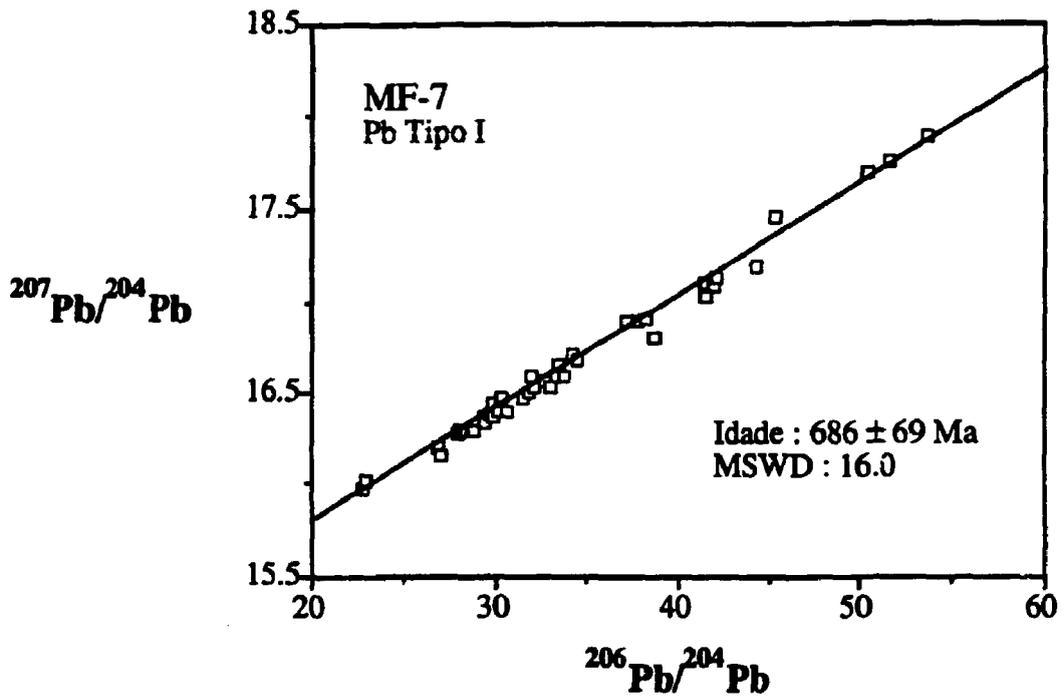


Figura 5.6. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-7, contendo Pb tipo I.

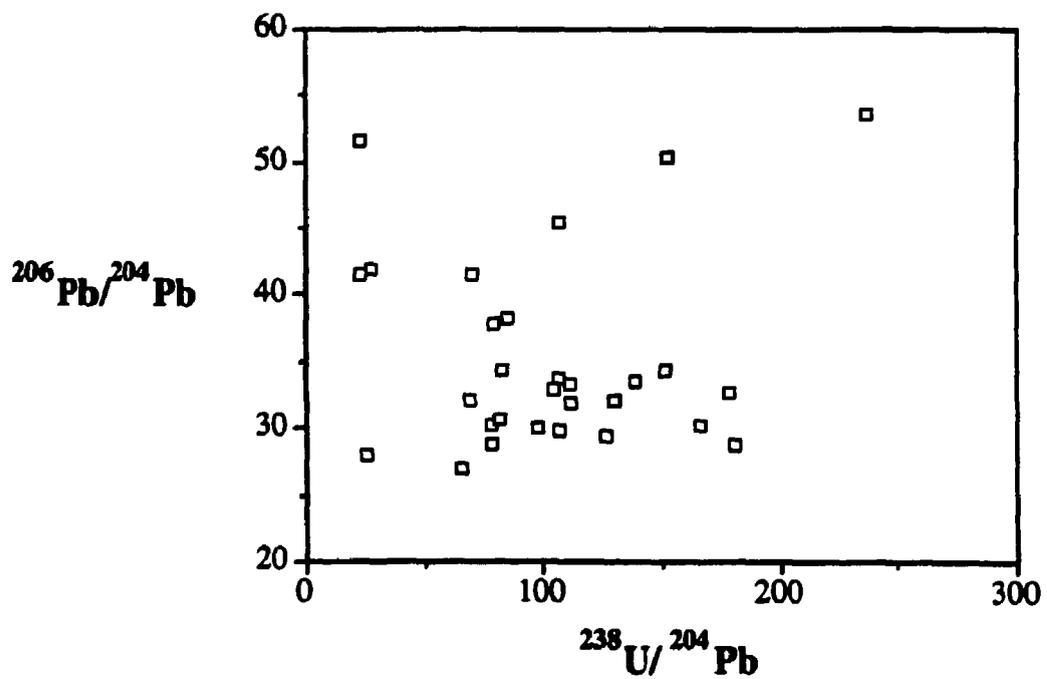


Figura 5.7. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-7, contendo Pb tipo I.

5.1.1.2. Afloramento MF-6 (44°32'25" W, 19°46'28" S)

Este afloramento localiza-se no lado direito da BR 135, a cerca de 9,3 km ao norte do trevo com a BR 040 (sentido Curvelo). As amostras aí coletadas, tratam-se de calcarenitos cinza médio a escuro, oolíticos, às vezes apresentando intercalações de níveis laminares mais finos e pertencentes à Formação Lagoa do Jacaré. Ainda é possível serem observadas as estruturas originais de deposição (estratificação plano-paralela e estrutura hummocky) e não há evidências de deformação mesoscópica nestas rochas. Ao microscópio, estas amostras apresentam-se recristalizadas e com processos de dissolução carbonática. Análises por difração de raios-X atestam que estas amostras contêm além de calcita (constituente principal), traços de feldspato potássico e quartzo. Dolomita não foi detectada.

Três amostras deste afloramento foram analisadas através de cinco dissoluções sucessivas utilizando HBr. Os dados analíticos são apresentados na Tabela 5.3.

Tabela 5.3. Dados analíticos das amostras MF-6, Formação Lagoa do Jacaré.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{208}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{238}\text{U}/$ ^{204}Pb	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução
MF-6-A1-L1	18,695	15,695	38,731	6,19	3,42	265,43	0,33	25,66	4
MF-6-A1-L2	18,717	15,724	38,842	8,10	2,15	140,48	0,27	17,72	4
MF-6-A1-L3	18,759	15,705	38,843	4,15	6,93	431,01	0,45	27,85	4
MF-6-A1-L4	18,794	15,697	38,939	3,03	35,24	1430,8	1,66	67,34	4
MF-6-A1-L5	18,596	15,693	38,671	0,35	164,63	181,10	0,90	0,99	4
MF-6-B1-L1	18,671	15,704	38,830	3,74	4,56	348,71	0,27	20,36	4
MF-6-B1-L2	18,537	15,707	38,686	10,40	0,76	49,45	0,12	8,05	4
MF-6-B1-L3	18,544	15,699	38,681	3,88	4,73	299,86	0,29	18,20	4
MF-6-B1-L4	18,600	15,713	38,788	3,05	8,18	518,35	0,39	24,65	4
MF-6-B1-L5	18,664	15,682	38,810	2,52	78,48	981,00	3,09	38,57	4
MF-6-C1-L1	18,633	15,707	38,841	3,28	5,55	439,98	0,28	22,50	4
MF-6-C1-L2	18,702	15,714	38,961	5,16	2,99	192,78	0,24	15,46	4
MF-6-C1-L3	18,704	15,693	38,956	-	-	-	-	-	4
MF-6-C1-L4	18,907	15,789	39,394	3,20	30,07	1220,8	1,48	60,18	4
MF-6-C1-L5	19,082	15,761	39,445	1,15	4,87	73,10	0,09	1,29	4

Nota: Esta amostras contêm Pb Tipo II. Todos os parâmetros são os mesmos que os descritos na Tabela 5.2.

Estas amostras apresentam altas concentrações de Pb (0,76 a 164,6 ppm) e relativamente baixas de U (0,09 a 3,09 ppm). Os valores mais altos das concentrações de Pb e U foram determinados em soluções obtidas no último lixiviado (L5); neste caso verificou-se a participação do resíduo durante a dissolução, já que o peso inicial da amostra foi de 250 mg, não sendo este suficiente para suportar as cinco dissoluções.

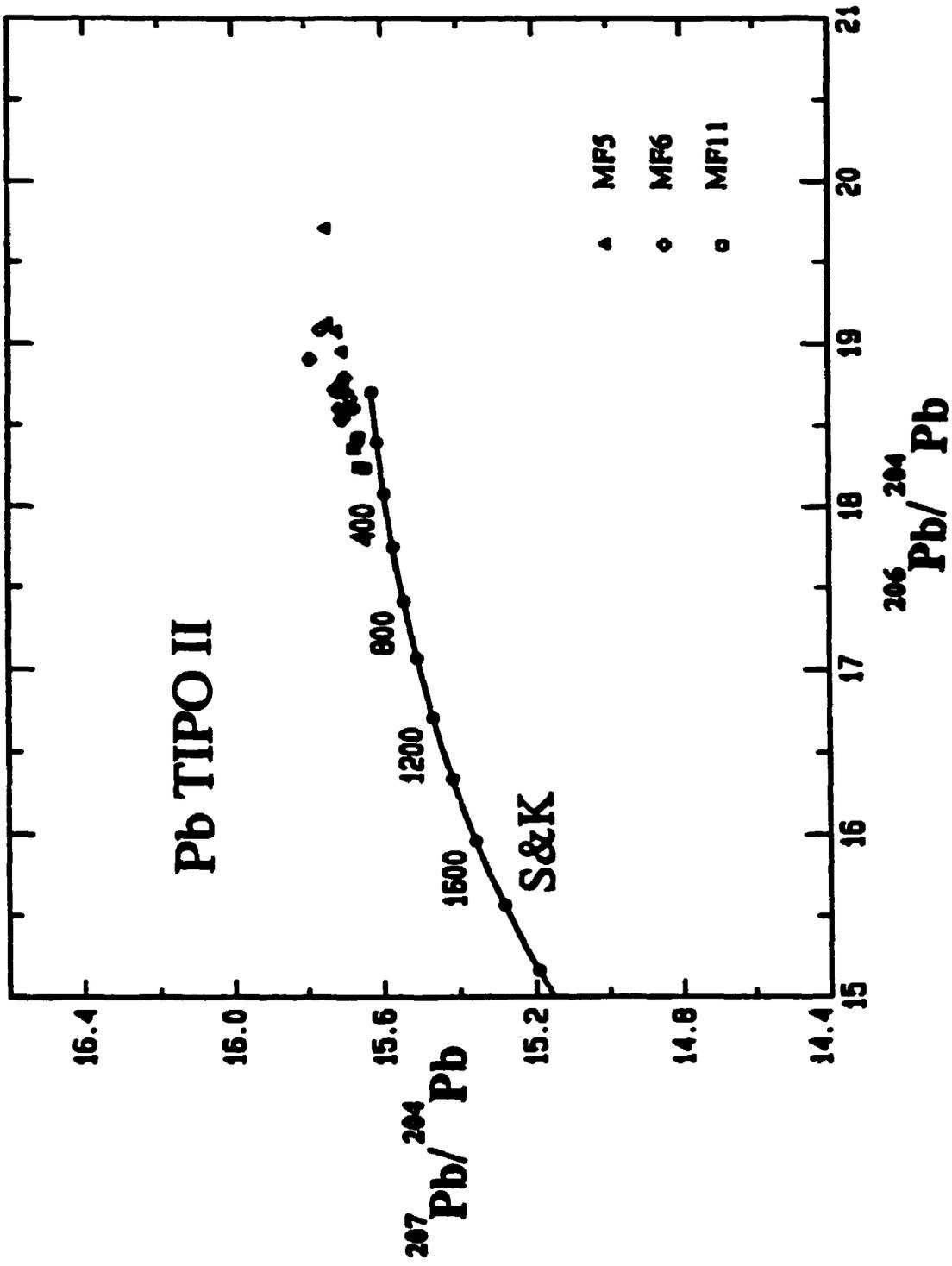


Figura 5.8. Composições isotópicas de Pb das amostras MF-5, MF-6 (Formação Lagoa do Jacaré) e MF-11 (Formação Sete Lagoas), contendo Pb Tipo II. S&K = Curva de evolução isotópica de Pb de Stacey & Kramers (1975).

As composições isotópicas de Pb determinadas tanto nos diferentes lixiviados de cada amostra, como nas três diferentes amostras são bastante similares, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18,60 e 19,08 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 15,68 e 15,79. Quando as razões são plotadas em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ constituem um aglomerado de pontos que se localizam um pouco acima da curva de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975) como pode ser observado na Figura 5.8.

As baixas razões U/Pb determinadas nestas amostras evidenciam que não foi possível haver um crescimento significativo de Pb radiogênico nas rochas. Dessa forma, em princípio, estas razões poderiam representar a composição isotópica da água do mar na época da deposição. Este Pb crustal não-radiogênico é classificado como Pb Tipo II.

5.1.1.3. Afloramento MF-17 (45°28'37" W, 19°46'44" S)

As amostras MF-17 foram coletadas na margem direita do rio São Francisco, sob a ponte do Km 505 da BR 262. Este afloramento localiza-se, aproximadamente, 500 m ao norte do afloramento MF-7, e suas rochas são pertencentes à Formação Sete Lagoas.

São rochas carbonáticas classificadas como calcarenitos dolomíticos cinza médio a escuro, intensamente recristalizados, com estruturas estromatolíticas, e desprovidos de efeitos deformacionais mesoscópicos. Microscopicamente, estas amostras contêm oólitos ($\varnothing = 0,08$ mm) imersos numa matriz mais fina, com grãos de tamanho médio de cerca de 0,002 mm; associados a estes, ocorrem alguns subgrãos cujo tamanho é de, aproximadamente, 0,0005 mm, refletindo os efeitos de recristalização. Nestas amostras são comuns veios de calcita de espessura média em torno de 0,002 mm, extinção ondulante, e incipiente achatamento dos minerais e oólitos.

Seis amostras foram coletadas neste local e os dados analíticos podem ser observados na Tabela 5.4. As concentrações de Pb atingem valores entre 1,81 e 9,98 ppm e os teores de U estão entre 0,33 e 0,57 ppm. As composições isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ estão num intervalo de 30,33 e 33,44 e razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 17,32 e 17,92. Em um diagrama de Pb (Fig. 5.9), estas amostras seguem o mesmo padrão definido pelas amostras MF-7 contendo Pb Tipo III. Através de suas razões isotópicas estas amostras podem ser classificadas como portadoras de Pb Tipo IIIb (MF-17B a -17E) e IIIc (MF-17A e -17F). As composições isotópicas do Pb Tipo IIIc são menos radiogênicas que dos tipos IIIa e IIIb, podendo indicar que, nas rochas portadoras de Pb Tipo IIIc, houve uma adição menor de Pb antigo, o que resultaria em razões isotópicas mais baixas.

Tabela 5.4. Dados analíticos das amostras MF-17, Formação Sete Lagoas.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução	Pb
MF-17-A1-L2	31,152	17,317	42,549	16,48	1,81	492,34	0,38	102,10	5	IIIc
MF-17-B1-L2	32,424	17,652	43,813	12,91	3,26	871,63	0,51	137,27	5	IIIb
MF-17-C1-L2	32,633	17,694	43,922	9,62	4,84	1319,1	0,57	154,30	5	IIIb
MF-17-D1-L2	33,093	17,766	44,193	8,05	4,53	1244,4	0,44	120,77	5	IIIb
MF-17-E1-L2	33,370	17,869	44,561	2,79	9,98	2723,2	0,33	90,79	5	IIIb
MF-17-E2-L2	33,437	17,919	44,693	-	-	-	-	-	5	IIIb
MF-17-F1-L2	30,327	17,361	42,936	8,24	3,26	912,99	0,34	95,08	5	IIIc

Nota: Todos os parâmetros são os mesmos que os descritos na Tabela 5.2.

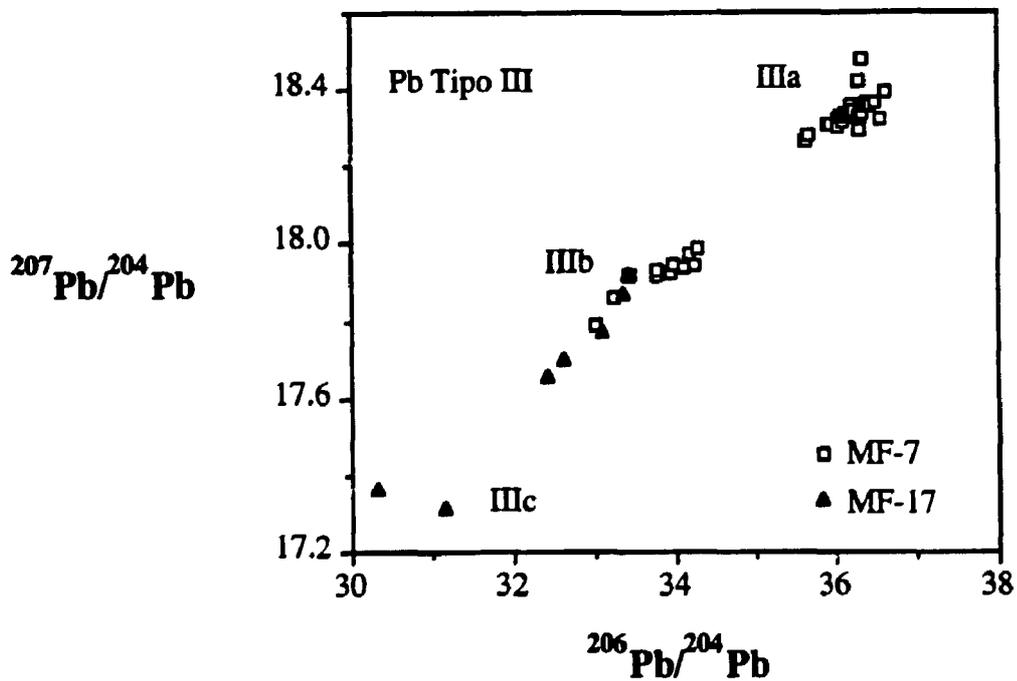


Figura 5.9. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-17, contendo Pb Tipo III. Amostras MF-7 são plotadas para comparação.

5.1.1.4. Afloramento MF-10 (45°36'31" W, 20°19'22" S)

Quinze amostras foram coletadas neste afloramento, que pertence à Pedreira CAMIG, e localiza-se a 9 km de Arcos em direção a Pains. Embora este afloramento localize-se na zona estável da bacia, situa-se a ≈ 3 km a oeste da zona de influência do Cinturão Brasília. A coleta das amostras foi feita da base (MF-10A) para o topo (MF-10O) da pedreira, com intervalo de, aproximadamente, 50 cm entre elas.

Estas rochas também são da Formação Sete Lagoas e constituem-se de calcilitos a calcarenitos finos de coloração cinza escuro, horizontalizados, que apresentam finos veios (< 1 mm) de coloração amarronzada, constituídos por material argiloso, de geração tardia. Sempre que possível, as amostras analisadas eram isentas destes veios. Em lâmina delgada, recristalização é observada, assim como microfraturas e um grande número de finos veios de calcita (espessura $< 0,005$ mm) que se cortam em várias direções.

As amostras foram dissolvidas aplicando-se diferentes procedimentos, e a maioria delas foi analisada em duplicata ou triplicata; os dados analíticos obtidos são apresentados na Tabela 5.5.

Estas rochas apresentam concentrações de Pb bastante baixas, entre 0,10 e 0,59 ppm, e relativamente altas de U (0,37 a 0,63 ppm). As composições isotópicas mostram variação das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 24,11 e 61,68, e nas razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,01 e 18,13. Como pode ser observado na Tabela 5.5, a amostra MF-10-F4 exhibe composições isotópicas bastante distintas em relação ao conjunto; a amostra MF-10-A4, embora seguindo o padrão geral, no diagrama isocrônico, apresenta-se um pouco dispersa em relação às demais amostras. Estas composições isotópicas de Pb caracterizam Pb Tipo I, com altas razões U/Pb que possibilitaram uma evolução isotópica pós-deposicional de Pb radiogênico.

A idade isocrônica Pb/Pb determinada pelas razões isotópicas das amostras analisadas, com exceção das amostras MF-10-F4 e -A4, é de 520 ± 53 Ma (Fig. 5.10). Esta idade é, claramente, mais jovem que aquela definida pelas amostras MF-7 contendo Pb Tipo I, entretanto, estratigraficamente, as amostras MF-10 estão em um nível inferior em relação às aquelas (ver Fig. 5.2). Devido a isto, é sugerido que a idade de 520 ± 53 Ma seja considerada como correspondente a uma época de uma homogeneização isotópica de Pb, provavelmente vinculada aos estágios finais do Ciclo Brasileiro.

As composições isotópicas destas amostras quando plotadas em um diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ mostram um "trend" (inclinação = 0,097302; coeficiente de correlação = 0,92) que sugere uma idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de, aproximadamente, 600 Ma (Fig. 5.11), evidenciando que neste período houve uma abertura no sistema U/Pb. O fato desta idade ser semelhante, dentro do erro experimental, à idade Pb/Pb de 520 ± 53 Ma indica que

Tabela 5.5. Dados analíticos das amostras MF-10

Amostra	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	238U/ 204Pb	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução
MF-10-A1-L1	27,616	16,216	38,952	165,32	0,18	8,69	0,40	19,86	3
MF-10-A1-L2	32,276	16,473	38,614	118,61	0,23	11,34	0,35	17,62	3
MF-10-A1-L3	34,103	16,511	38,288	-	0,49	25,91	-	-	3
MF-10-A2-L1	33,358	16,498	38,722	-	-	-	-	-	4
MF-10-A2-L2	41,412	17,037	38,877	-	-	-	-	-	4
MF-10-A2-L3	43,826	17,144	38,743	-	-	-	-	-	4
MF-10-A2-L4	43,561	17,183	38,900	-	-	-	-	-	4
MF-10-A3-WR	41,186	16,990	38,544	252,27	0,12	37,34	0,37	111,69	7
MF-10-A4-L2	52,910	17,596	38,671	357,04	0,10	27,86	0,38	104,64	5
MF-10-B1-L1	26,072	16,088	38,654	110,26	0,34	18,80	0,52	29,33	3
MF-10-B1-L2	27,706	16,216	38,689	62,92	0,59	28,46	0,51	24,80	3
MF-10-B1-L3	28,370	16,196	38,486	-	0,69	38,72	-	-	3
MF-10-B2-L1	31,777	16,460	39,026	-	-	-	-	-	4
MF-10-B2-L2	36,327	16,698	39,143	-	-	-	-	-	4
MF-10-B2-L3	34,494	16,646	39,316	-	-	-	-	-	4
MF-10-B3-WR	35,393	16,648	39,132	125,71	0,38	114,20	0,37	111,69	7
MF-10-B4-L2	36,843	16,777	39,361	125,38	0,34	94,54	0,52	146,10	5
MF-10-C1-L1	25,822	16,148	38,863	-	-	-	0,57	30,99	3
MF-10-C1-L2	27,978	16,200	38,584	134,53	0,26	13,01	0,48	24,19	3
MF-10-C1-L3	29,496	16,369	38,819	-	0,30	16,43	-	-	3
MF-10-C3-WR	34,764	16,638	38,669	150,37	0,25	75,63	0,48	144,65	7
MF-10-C4-L2	35,335	16,664	38,799	157,78	0,25	70,09	0,50	139,53	5
MF-10-D1-L1	29,016	16,317	38,858	182,97	0,20	9,34	0,50	23,23	3
MF-10-D1-L2	28,870	16,300	38,502	119,79	0,25	11,93	0,42	19,55	3
MF-10-D1-L3	32,715	16,541	38,573	-	0,42	22,45	-	-	3
MF-10-D3-WR	34,999	16,714	38,701	181,59	0,19	56,05	0,43	128,98	7
MF-10-D4-L2	44,885	17,247	38,886	290,84	0,14	39,56	0,46	130,69	5
MF-10-E3-WR	36,139	16,666	38,969	162,89	0,24	72,71	0,49	147,88	7
MF-10-E4-L2	43,345	17,054	39,100	238,28	0,16	47,07	0,45	129,87	5
MF-10-F3-WR	54,068	17,738	38,991	301,98	0,14	41,17	0,43	128,94	7
MF-10-F4-L2	105,459	20,615	39,734	910,67	0,07	17,55	0,42	111,18	5
MF-10-G1-L1	24,110	16,006	38,650	-	0,16	8,20	-	-	3
MF-10-G1-L3	27,718	16,204	38,539	-	0,28	15,25	-	-	3
MF-10-G2-L1	29,225	16,320	38,832	-	-	-	-	-	4
MF-10-G2-L2	32,353	16,518	38,940	-	-	-	-	-	4
MF-10-G3-WR	29,090	16,300	38,641	89,20	0,34	103,21	0,41	125,38	7
MF-10-G4-L2	49,478	17,424	39,660	312,08	0,14	38,25	0,47	128,63	5
MF-10-H1-L2	55,813	17,872	39,699	341,68	0,14	38,11	0,48	133,31	5
MF-10-H2-L2	54,620	17,803	39,712	-	-	-	-	-	5
MF-10-I1-L2	45,796	17,252	39,436	232,59	0,19	51,33	0,48	133,70	5
MF-10-J1-L2	32,782	16,502	39,345	111,27	0,37	104,55	0,54	150,33	5
MF-10-K1-L2	61,680	18,129	39,472	393,94	0,17	45,52	0,63	172,88	5
MF-10-L1-L2	45,777	17,234	38,869	255,87	0,16	46,06	0,47	132,76	5
MF-10-M1-L2	39,182	16,863	39,411	149,28	0,30	85,33	0,54	153,02	5
MF-10-N1-L2	47,530	17,375	39,251	259,27	0,19	54,32	0,55	155,21	5
MF-10-O1-L2	35,214	16,651	38,951	133,62	0,37	103,23	0,63	174,01	5

Nota: Estas amostras contêm Pb Tipo I. Todos os parâmetros são os mesmos descritos na Tabela 5.2.

o sistema não sofreu distúrbios em épocas posteriores a 520 Ma, podendo apenas ter havido perda recente de U, através do intemperismo superficial.

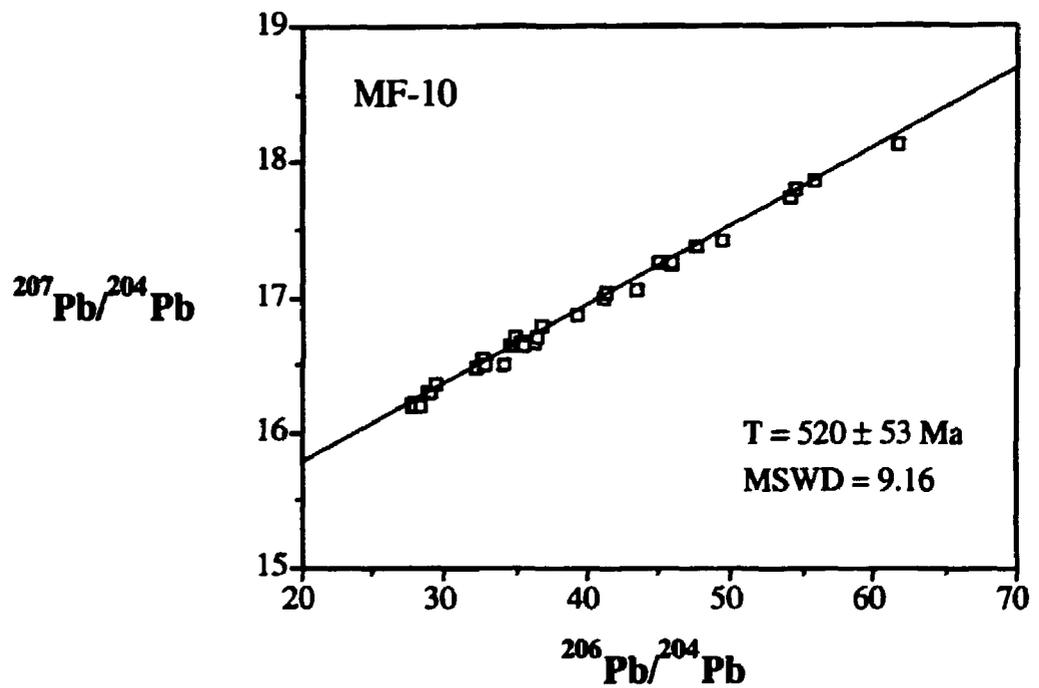


Figura 5.10. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-10, Formação Sete Lagoas.

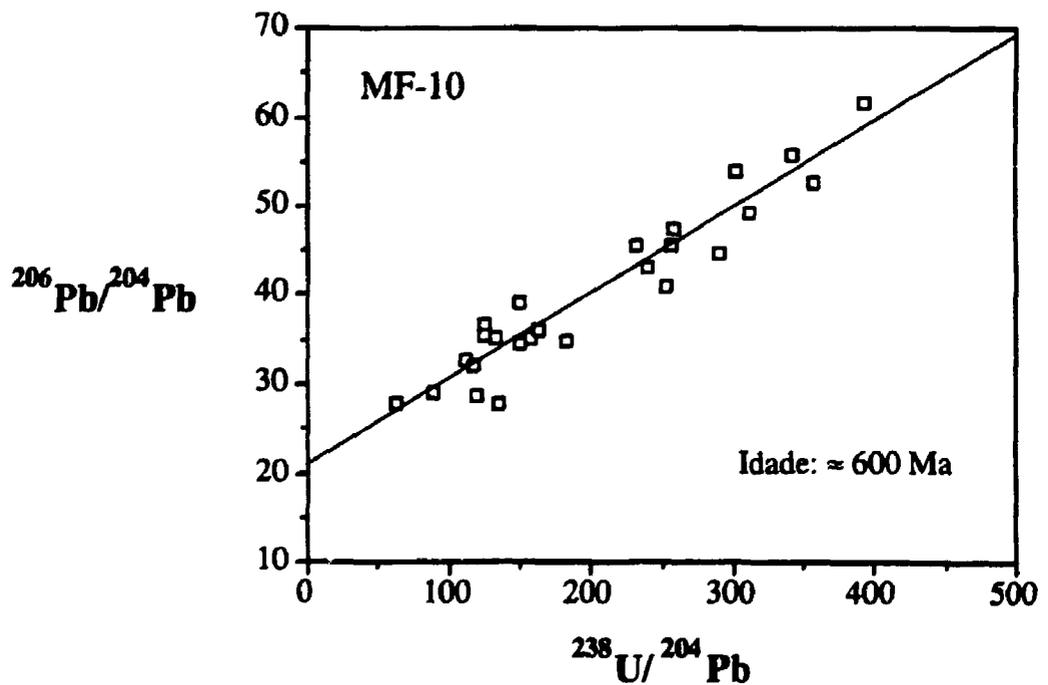


Figura 5.11. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-10, Formação Sete Lagoas.

5.1.1.5. Afloramento MF-19 (44°15'10" W, 15°12'29" S)

Este é o único afloramento, localizado no compartimento C₁ de Alkmim et al. (1989), pertencente ao domínio não deformado da bacia. Situa-se no lado esquerdo da BR 135, 34 km ao norte de Januária, em direção à Manga, região conhecida como Fazenda Agreste - Briginha. Estas amostras pertencem à Formação Sete Lagoas, que é regionalmente conhecida como "Formação Januária" (Dardenne, 1978).

As amostras aí coletadas podem ser classificadas como calcilitos e calcarenitos finos de coloração cinza médio a escuro, com laminação plano-paralela e exibem sinais de recristalização. Em afloramento, estas rochas não apresentam deformação. Ao microscópio, as amostras são constituídas essencialmente por calcita de granulação fina (em média 0,004 mm). Os cristais se apresentam, em sua maioria, com extinção ondulante; recristalização (grãos com $\varnothing = 0,0004$ mm), microfraturas e estilolitização incipiente também ocorrem.

Nove amostras foram dissolvidas utilizando o procedimento de dupla-lixiviação com utilização de HBr. O primeiro lixiviado não foi analisado por motivos já explicados anteriormente. Somente o segundo lixiviado (L2), obtido a partir de aproximadamente 300 mg de amostra, foi analisado; todas as amostras, com exceção da MF-19C, foram analisadas em duplicata. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 5.6.

Tabela 5.6. Dados analíticos das amostras MF-19, Formação Januária.

Amostra	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução
MF-19-A1-L2	41,951	17,148	39,610	134,67	0,39	111,56	0,61	174,58	5
MF-19-A2-L2	42,620	17,176	39,594	-	-	-	-	-	5
MF-19-B1-L2	57,130	17,929	39,741	251,82	0,12	33,08	0,29	83,39	5
MF-19-B2-L2	58,090	18,024	39,817	-	-	-	-	-	5
MF-19-C1-L2	51,253	17,706	39,340	181,37	0,20	55,21	0,38	106,19	5
MF-19-D1-L2	74,362	19,072	39,230	419,82	0,17	46,88	0,61	170,80	5
MF-19-D2-L2	80,895	19,416	39,176	-	-	-	-	-	5
MF-19-E1-L2	45,801	17,207	38,993	251,35	0,16	43,27	0,44	122,36	5
MF-19-E2-L2	45,831	17,231	39,067	-	-	-	-	-	5
MF-19-F1-L2	61,605	18,323	40,155	257,64	0,14	36,60	0,34	90,31	5
MF-19-F2-L2	57,458	18,002	39,803	-	-	-	-	-	5
MF-19-G1-L2	49,570	17,622	40,636	312,07	0,12	34,57	0,41	114,88	5
MF-19-G2-L2	49,520	17,578	40,563	301,57	0,12	32,20	0,38	103,57	5
MF-19-H1-L2	65,409	18,469	40,739	282,90	0,17	48,10	0,45	125,61	5
MF-19-H2-L2	62,944	18,421	40,788	-	-	-	-	-	5
MF-19-I1-L2	51,852	17,672	39,980	201,73	0,19	53,42	0,40	113,05	5
MF-19-I2-L2	54,245	17,827	40,084	-	-	-	-	-	5

Nota: Estas amostras contêm Pb Tipo I. Todos os parâmetros são os mesmos que os descritos na Tabela 5.2.

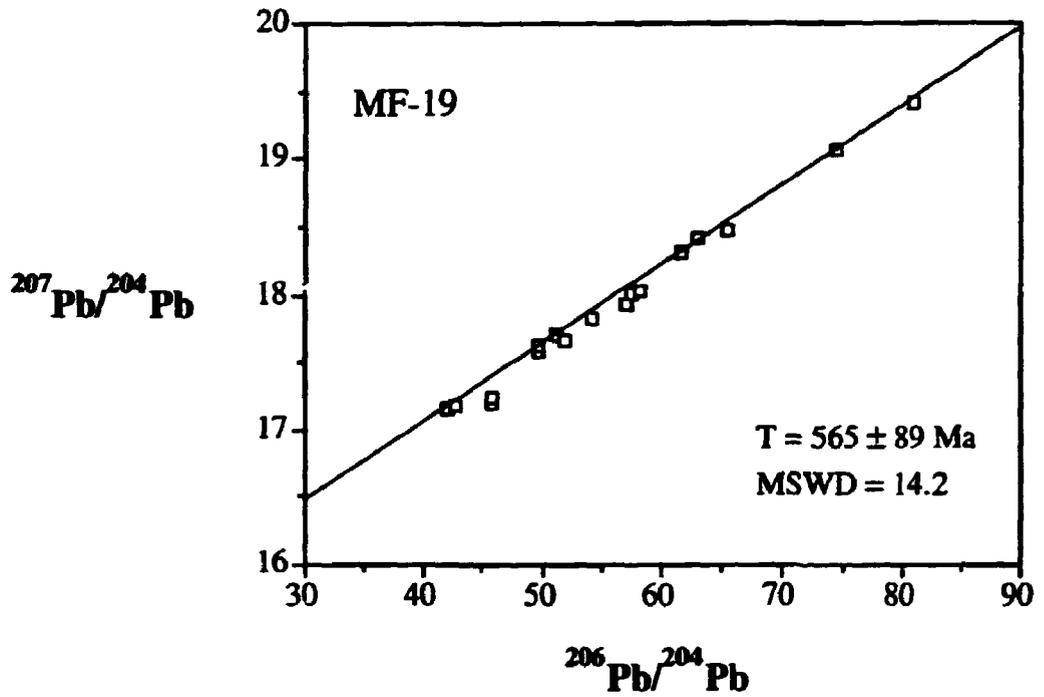


Fig. 5.12. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-19, Formação Januária.

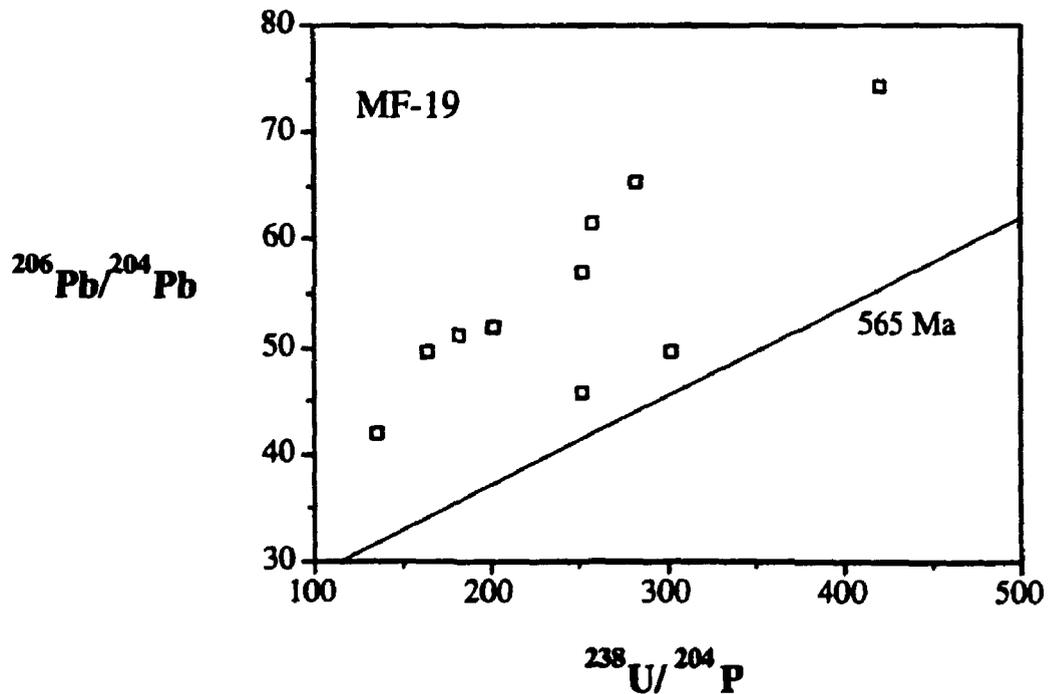


Fig. 5.13. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-19, Formação Januária. A reta de 565 Ma foi lançada no diagrama para referência.

As composições isotópicas de Pb determinadas nestas amostras são bastante radiogênicas, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 41,95 e 80,90, e razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 17,15 e 19,42. As concentrações de Pb são baixas, entre 0,12 e 0,39 ppm e as de U variam entre 0,22 e 0,61 ppm. As composições isotópicas e as altas razões U/Pb indicam que estas amostras são portadoras de Pb Tipo I, com produção de Pb radiogênico pós-deposicional.

As razões isotópicas determinadas nestas amostras quando plotadas em um diagrama isocrônico mostram um bom alinhamento, com exceção daquelas da amostra MF-19E que são mais baixas em relação ao conjunto. Assim, as razões obtidas nesta amostra não foram utilizadas para o cálculo da idade. A reta obtida pelas demais amostras define uma idade isocrônica Pb/Pb de 565 ± 89 Ma (Fig. 5.12). Esta idade é também interpretada como a época de um evento de homogeneização isotópica.

As composições isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ mostram grande dispersão no diagrama isocrônico, e um alinhamento preferencial não é observado (Fig. 5.13). A perda de U é evidente, e deve ter ocorrido em épocas recentes, já que os pontos se posicionam à esquerda da reta de idade de 565 Ma, determinada pelo método Pb/Pb, e colocada no diagrama para referência.

5.1.2. Zona Leste - Influência do Cinturão Araçuaí

Rochas provenientes de quatro afloramentos (MF-3, MF-4, MF-5 e MF-11) foram coletadas neste domínio (Fig. 5.1), que se mostra afetado pela deformação brasileira, que resultou na tectônica de empurrão que causou o cavalgamento das rochas do Supergrupo Espinhaço sobre as seqüências do Supergrupo São Francisco.

5.1.2.1. Afloramento MF-3 (44°17'01" W, 19°30'03" S)

Estas amostras são provenientes da Pedreira Minerasete, aproximadamente, 3km ao sul de Sete Lagoas, na estrada para Cachoeira do Prata. São calcarenitos finos a grossos, negros, intensamente recristalizados pertencentes à Formação Sete Lagoas. Em afloramento, ocorrem veios de calcita cinza claro, com espessuras centimétricas, e extensão de até 2 m; alguns destes veios mostram-se dobrados com vergência para oeste. Em lâmina delgada, é possível observar que os cristais de calcita estão quase que totalmente recristalizados, algo estirados, com extinção ondulante, e têm suas maclas deformadas. Sete amostras tiveram suas composições isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb determinadas. Os dados analíticos são apresentados na Tabela 5.7.

As concentrações de Pb obtidas atingem valores entre 0,15 e 0,61 ppm, e as de U estão entre 0,42 e 0,99 ppm. Duas destas amostras (MF-3A e -3B) apresentaram

Tabela 5.7. Dados analíticos das amostras MF-3, Formação Sete Lagoas.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Dissolução
MF-3-A-1-L1	18,912	15,685	39,405	6,31	1,98	129,50	0,19	12,62	6
MF-3-A-1-L2	19,034	15,682	39,423	7,24	3,90	1297,2	0,44	144,72	6
MF-3-B-1-L1	22,137	15,936	39,876	22,29	0,88	58,87	0,29	19,22	6
MF-3-B-1-L2	22,518	15,932	39,856	37,19	2,03	658,88	1,10	357,57	6
MF-3-C-1-L1	29,592	16,344	40,043	-	0,15	9,91	-	-	6
MF-3-C-1-L2	37,390	16,841	40,828	178,24	0,19	64,16	0,42	137,90	6
MF-3-D-1-L2	36,773	16,911	42,583	137,27	0,61	163,53	0,99	267,30	5
MF-3-E-1-L2	36,425	16,904	43,317	148,69	0,38	102,66	0,67	181,05	5
MF-3-F-1-L2	40,968	16,995	40,125	265,74	0,22	61,47	0,68	190,99	5
MF-3-G-1-L2	30,304	16,448	40,338	78,41	0,45	123,90	0,47	127,70	5

Nota: Estas amostras contêm Pb Tipo I. Todos os parâmetros são os mesmos que os descritos na Tabela 5.2.

concentrações de Pb bem mais elevadas (0,88 a 3,90 ppm) e concentrações de U entre 0,19 e 1,10 ppm. As composições isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ estão entre 18,91 e 40,97, e razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 15,68 e 16,995, sendo que as mais radiogênicas foram obtidas nas amostras com menores teores de Pb. Estas amostras são portadoras de Pb Tipo I. Embora as amostras MF-3A e -3B possuam teores de Pb mais elevados e composições isotópicas menos radiogênicas, que aqueles típicos de portadoras de Pb Tipo I, em um diagrama isocrônico essas seguem o mesmo padrão definido para aquele tipo de Pb.

A idade isocrônica Pb/Pb determinada nestas amostras (com exceção da MF-3F, que apresentou problemas de emissão de Pb durante a análise espectrométrica) foi de 842 ± 240 Ma (Fig. 5.14). O grande erro obtido nesta idade (± 240 Ma), que é devido à dispersão das razões isotópicas e também ao baixo número de pontos utilizados no seu cálculo, faz com que um intervalo entre 1.080 e 600 Ma seja admissível.

Entretanto, estas amostras podem ter tido seu sistema isotópico perturbado, com perda de U, o que possivelmente ocorreu há, aproximadamente, 550 Ma, como pode ser constatado pelo alinhamento, embora precário (inclinação = 0,0822; coeficiente de correlação = 0,887), das composições isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ que pode indicar uma idade isocrônica $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de cerca de 545 Ma (Fig. 5.15). A dispersão dos pontos também sugere perda recente de urânio.

Neste caso a idade Pb/Pb é aparente, necessitando um número maior de análises para tornar-se mais precisa. Contudo, as razões U/Pb relativamente altas das amostras que apresentam as razões isotópicas mais radiogênicas, não indicam que este Pb represente Pb de mistura, ou seja Pb Tipo IV, que tornaria a idade mais antiga.

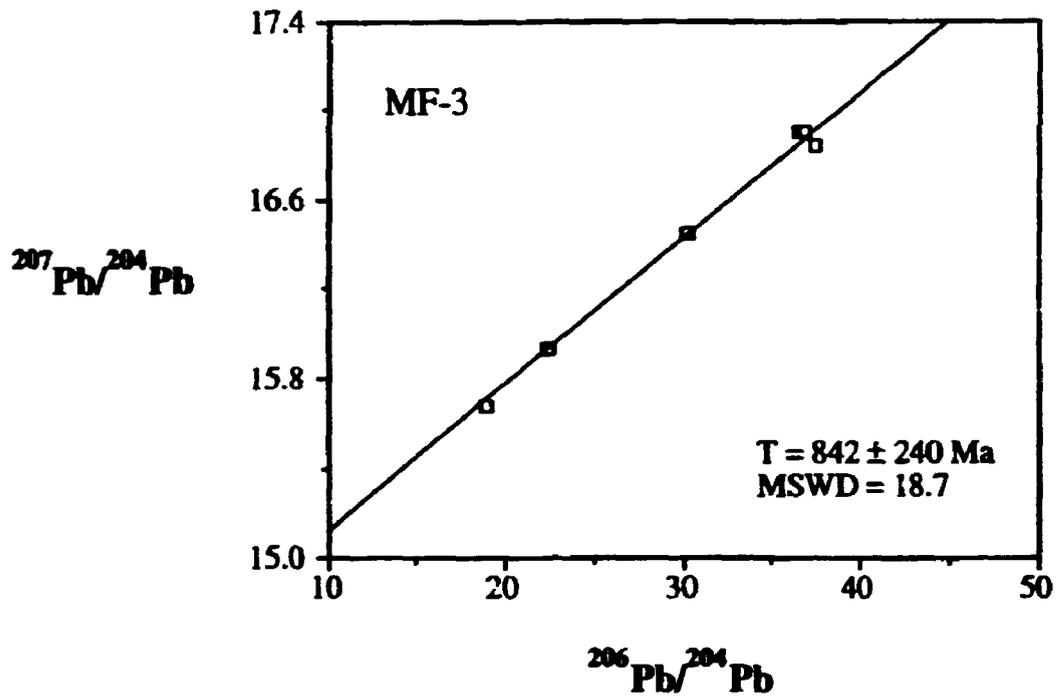


Figura 5.14. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-3, Formação Sete Lagoas.

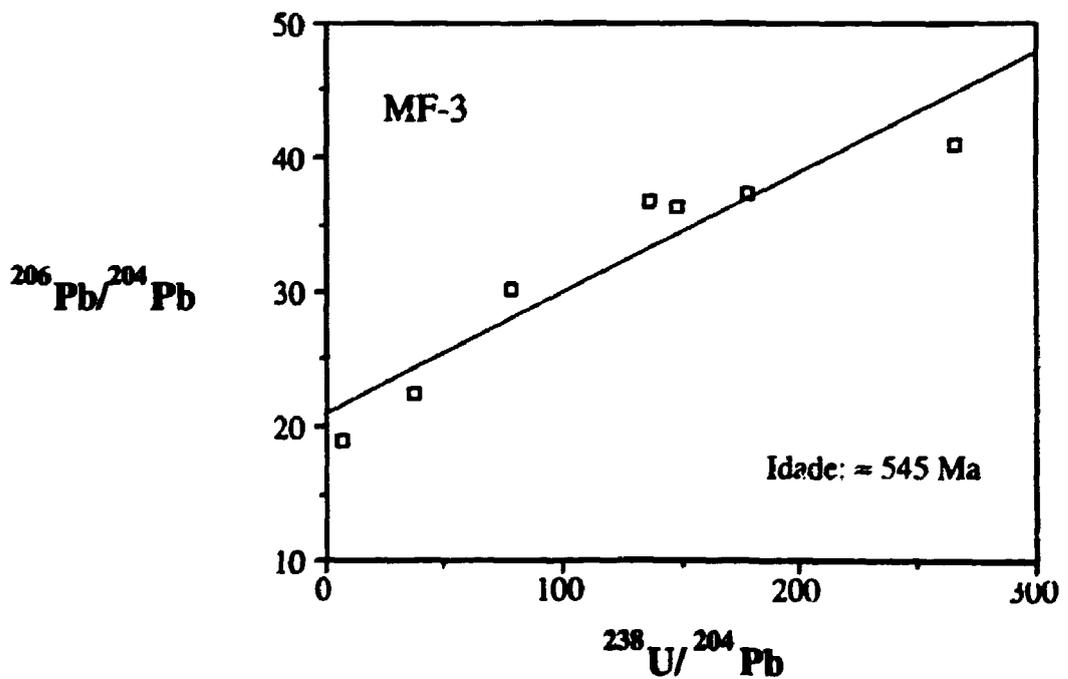


Figura 5.15. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-3, Formação Sete Lagoas.

5.1.2.2. Afloramento MF-4 (44°17'29" W, 19°28'25" S)

As rochas deste afloramento são pertencentes à Formação Sete Lagoas e constituem-se de calcarenitos finos a grossos, de coloração cinza escura a negra, e contêm estromatólitos colunares; algumas amostras apresentam-se bastante recristalizadas mas exibem baixos níveis de deformação. Neste local, os carbonatos são sobrepostos por metasiltitos da Formação Serra de Santa Helena, nos quais podem ser observadas dobras abertas e clivagem plano-axial. Microscopicamente, as rochas apresentam recristalização intensa, com extinção fortemente ondulante dos cristais de calcita. A presença de estilólitos é freqüente, e nota-se uma certa orientação preferencial dos grãos.

Este afloramento clássico é um corte de estrada localizado no km 471 da BR-040, ao lado do Posto da Polícia Federal de Sete Lagoas. Os estromatólitos, que ocorrem nestes carbonatos, foram previamente estudados por Marchese (1974), que os caracterizou como pertencentes ao Supergrupo Gymnosolenida de idade rifeana superior (650 e 950 Ma).

Sete amostras (MF-4A a -4G) foram coletadas num perfil do lado esquerdo da rodovia, no sentido Sete Lagoas - Brasília. Quatro amostras (MF-4-J a -4M) foram coletadas no lado direito. As amostras foram dissolvidas empregando o procedimento de dupla-dissolução com HBr. Algumas tiveram somente o segundo lixiviado (L2) analisado. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 5.8.

Tabela 5.8. Dados analíticos das amostras MF-4, Formação Sete Lagoas.

Amostra	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução
MF-4-A1-L1	22,472	16,042	39,518	-	0,33	21,07	-	-	5
MF-4-A1-L2	22,906	16,077	39,784	22,93	0,55	166,09	0,18	55,26	5
MF-4-B1-L1	21,739	15,984	39,320	-	0,54	34,68	-	-	5
MF-4-B1-L2	23,174	16,084	39,610	24,30	0,96	287,40	0,34	101,20	5
MF-4-C1-L1	25,392	16,226	39,681	-	0,23	14,96	-	-	5
MF-4-C1-L2	27,093	16,332	39,988	-	0,60	182,66	-	-	5
MF-4-E1-L1	27,713	16,453	40,890	-	0,19	12,31	-	-	5
MF-4-E1-L2	30,616	16,656	41,377	61,10	0,41	123,25	0,33	97,26	5
MF-4-F1-L1	25,876	16,248	40,080	-	0,17	10,90	-	-	5
MF-4-F1-L2	28,172	16,495	40,816	-	0,38	113,69	-	-	5
MF-4-G1-L1	24,039	16,147	39,933	-	0,14	9,27	-	-	5
MF-4-G1-L2	27,174	16,397	40,585	-	0,51	153,53	-	-	5
MF-4-J1-L2	24,641	16,143	39,489	45,08	0,55	153,38	0,35	98,49	5
MF-4-K1-L2	28,481	16,397	39,875	76,93	0,28	75,93	0,29	78,88	5
MF-4-L1-L2	27,065	16,364	41,122	55,32	0,48	130,40	0,36	97,62	5
MF-4-M1f-L2	27,173	16,425	40,876	51,58	0,48	130,35	0,33	91,07	5
MF-4-M1c-L2	30,042	16,564	40,583	83,48	0,29	79,62	0,32	87,28	5

Nota: Todos os parâmetros são os mesmos que os descritos na Tabela 5.2.

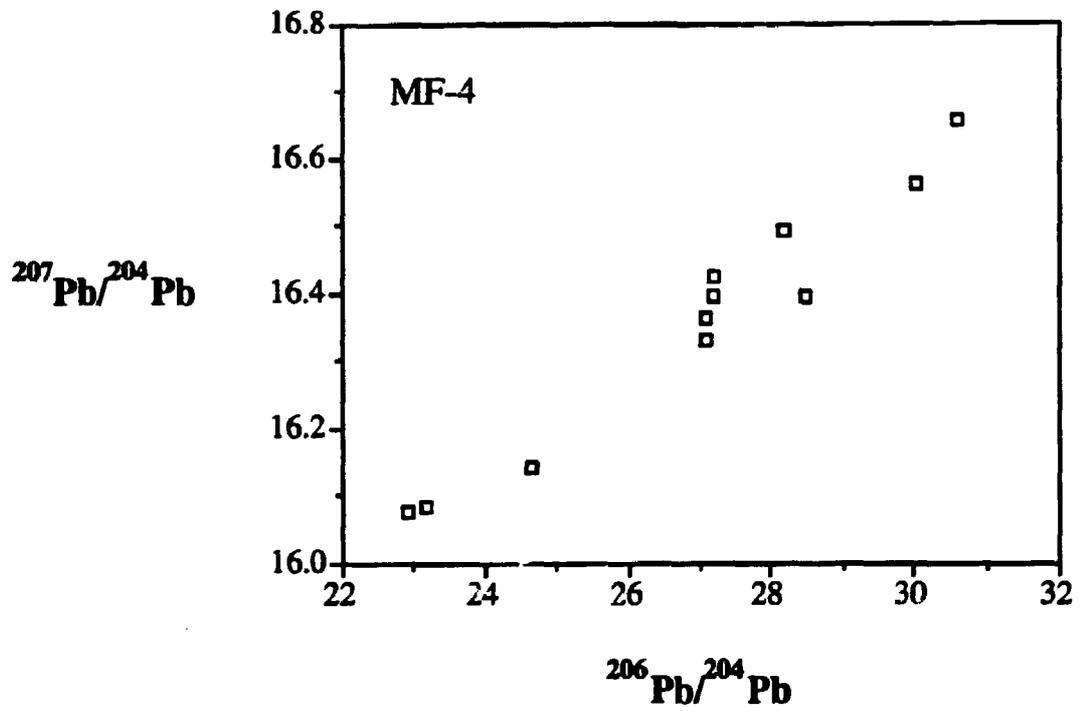


Figura 5.16. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-4, Formação Sete Lagoas.

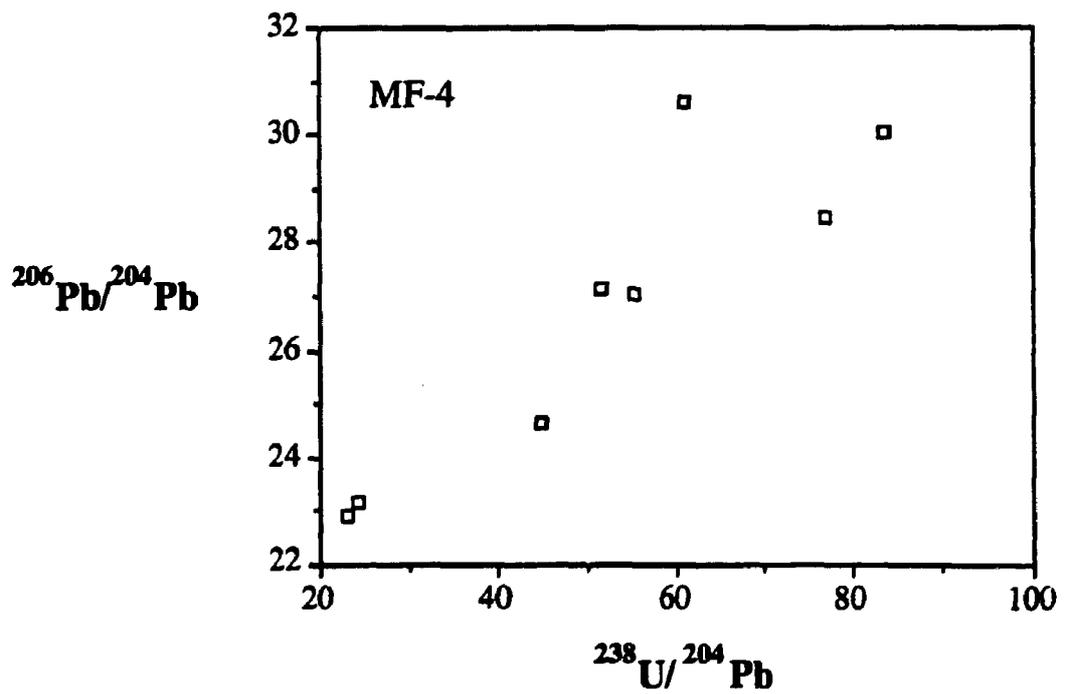


Figura 5.17. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-4, Formação Sete Lagoas.

As concentrações de Pb mostram valores entre 0,14 e 0,96 ppm e os teores de U, entre 0,18 e 0,36 ppm. As composições isotópicas determinadas nestas amostras apresentam razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 21,74 e 30,62, e razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 15,98 e 16,66. Em um diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, estas composições isotópicas mostram-se bastante dispersas (Fig. 5.16), evidenciando que as amostras podem ter tido diferentes razões iniciais de Pb, e também sugerindo que o sistema isotópico foi perturbado por um evento deformacional.

Existe a possibilidade destas amostras terem sido levemente contaminadas com Pb antigo (Pb Tipo III) e apresentarem composições isotópicas de mistura. Neste caso, a quantidade de Pb Tipo III incorporada a estas amostras foi muito pequena, não permitindo uma evolução isotópica igual àquela apresentada por Pb Tipo IV.

Em um diagrama isocrônico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5.17), as razões não mostram um alinhamento preferencial, sustentando a hipótese de que estas amostras tiveram seus sistemas U/Pb e Pb/Pb perturbados, com possível participação de Pb de mistura, além da perda recente de U.

Devido a, pelo menos, estes dois fatores, não foram determinadas idades nestas amostras, pois não seriam providas de confiabilidade, representando alinhamentos aparentes, ou mesmo, de mistura.

5.1.2.3. Afloramento MF-5 (44°20'55" W, 19°16'57" S)

Este afloramento corresponde à Pedreira Servenge, situada a cerca de 4,0 km a leste do km 447,2 da BR-040, na estrada vicinal em direção à Cordisburgo. São calcarenitos e calcissiltitos oolíticos, de coloração cinza médio a escuro, apresentando recristalização. Estas rochas são pertencentes à Formação Lagoa do Jacaré. Em afloramento, observam-se superfícies sulfetadas (pirita) e presença de quartzo, calcita e fluorita em fraturas de tração. As rochas estão deformadas por uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil, o que é evidenciado em lâmina delgada pelo achatamento e orientação incipiente dos oólitos.

Os resultados analíticos determinadas em três amostras são apresentados na Tabela 5.9. As concentrações de Pb são altas, entre 2,7 e 7,5 ppm, e as de U são relativamente baixas, variando entre 0,33 e 0,72 ppm. As razões isotópicas mostram um intervalo de variação pequeno, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18,95 e 19,70, e razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 15,70 e 15,75. Este intervalo não possibilita a determinação de uma idade isocrônica para estas amostras. Seus pontos, no diagrama de Pb, caem acima da curva de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975), e podem ser observados na Figura 5.8, junto aos dados isotópicos das amostras MF-6.

Tabela 5.9. Dados analíticos das amostras MF-5, Formação Lagoa do Jacaré.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução
MF-5-A1-L2	19 706	15,746	39,713	6,40	7,48	1023,9	0,73	99,49	5
MF-5-D1-L2	19,073	15,715	38,846	6,00	5,35	1371,7	0,50	127,53	5
MF-5-E1-L2	19,123	15,741	38,484	7,94	2,70	737,50	0,33	91,18	5
MF-5-E2-L2	18,951	15,702	38,315	-	3,21	857,12	-	-	5

Nota: Estas amostras contêm Pb Tipo II. Todos os parâmetros são os mesmos que os descritos na Tabela 5.2.

Devido as suas baixas razões U/Pb, o crescimento de Pb radiogênico foi pouco expressivo nestas rochas. Estas composições isotópicas exibem um comportamento similar àquele apresentado pelas amostras MF-6. Entretanto, ao contrário dessas, as amostras MF-5 se mostram deformadas. Trata-se de Pb crustal não-radiogênico e é classificado como Pb Tipo II.

5.1.2.4. Afloramento MF-11 (43°35'43" W, 19°18'22" S)

Este afloramento está localizado na Pedreira Vêu da Noiva, também conhecida como Morro da Pedreira, na Serra do Cipó, borda leste da Bacia do São Francisco. Nesta região, as seqüências do Supergrupo Espinhaço ocorrem sobre as unidades do Grupo Bambuí, através de uma falha de empurrão.

As rochas são mármore de coloração cinza claro a branco, bastante deformados e metamorfisados no fácies xisto verde. Em afloramento, é possível observar dobras complexas e em bainha de dimensões centimétricas até alguns metros. Seis amostras foram analisadas e os resultados analíticos são apresentados na Tabela 5.10.

As composições obtidas, além de serem bastante similares entre si não apresentando grande intervalo de variação, são não-radiogênicas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 18,24 e 18,52, e razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 15,65 e 15,72), impossibilitando a determinação de idade. Estas amostras também, em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, localizam-se acima da curva de evolução de Stacey & Kramers (1975) (Fig. 5.8). As concentrações de Pb variam entre 0,65 e 3,00 ppm. As concentrações de U determinadas, em apenas algumas das amostras, revelam que estas são bastante pobres em U, tendo em média 0,02 ppm.

A falta de U nestas amostras, acarretando baixíssimas razões U/Pb, não propiciou o crescimento de Pb radiogênico. As amostras MF-11 apresentam o mesmo padrão definido pelas amostras MF-5 e MF-6 e são também classificadas como portadoras de Pb Tipo II.

Tabela 5.10. Dados analíticos das amostras MF-11, Formação Sete Lagoas.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Dissolução
MF-11-A1-L1	18,522	15,668	38,786	1,21	1,11	35,74	0,02	0,68	8
MF-11-A1-L2	18,356	15,672	38,551	0,36	1,54	472,00	0,01	2,68	8
MF-11-B1-L1	18,482	15,685	38,821	-	0,65	21,68	-	-	8
MF-11-B1-L2	18,359	15,676	38,623	0,86	1,38	422,58	0,02	5,71	8
MF-11-C1-L1	18,521	15,723	38,783	-	1,35	43,76	-	-	8
MF-11-C1-L2	18,407	15,666	38,578	-	2,27	688,97	-	-	8
MF-11-D1-L1	18,530	15,676	38,742	-	1,13	36,01	-	-	8
MF-11-D1-L2	18,428	15,662	38,592	-	1,63	504,74	-	-	8
MF-11-E1-L1	18,304	15,685	38,488	-	2,01	66,66	-	-	8
MF-11-E1-L2	18,244	15,661	38,354	0,29	3,00	926,53	0,01	4,27	8
MF-11-F1-L1	18,344	15,657	38,495	4,10	1,92	61,93	0,12	3,99	8
MF-11-F1-L2	18,234	15,645	38,345	-	2,65	815,62	-	-	8

Nota: Estas amostras contêm Pb Tipo II. Todos os parâmetros são os mesmos que os descritos na Tabela 5.2.

5.1.3. Zona Oeste - Influência do Cinturão Brasília

Apenas um afloramento foi amostrado dentro deste domínio apresentando-se afetado pela deformação causada na instalação do Cinturão Brasília (Fig. 5.1).

5.1.3.1. Afloramento MF-9 (45°36'20" W, 20°22'04" S)

Este afloramento localiza-se na Fazenda do Djalma, cerca de 2,3 km de Pains em direção à Arcos. Tratam-se de dolarenitos cinza escuro, contendo intraclastos milimétricos e apresentam deformação. Dobras abertas são facilmente observadas neste afloramento. Em lâmina delgada, os cristais de dolomita e calcita mostram contatos retos e suturados, sendo que extinção ondulante e maclas retorcidas são feições características nestas amostras; a recristalização é intensa. Veios de calcita bem cristalizada, com espessura de cerca de 0,01 mm, são bastante freqüentes. Sete amostras (MF-9A a -9I) foram coletadas e os resultados analíticos podem ser vistos na Tabela 5.11.

As concentrações de Pb determinadas nestas amostras (com exceção da MF-9G) apresentam valores entre 0,75 e 3,73 ppm, e as concentrações de U, valores entre 0,05 e 0,69 ppm. As composições isotópicas destas amostras são baixas, pouco radiogênicas, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 20,64 e 23,48, e razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 15,82 e 16,01. A amostra MF-9G tem um comportamento diferente, apresentando razões isotópicas mais radiogênicas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 32,62$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,45$), menor concentração de Pb (0,34 ppm) e maior de U (0,54 ppm).

Tabela 5.11. Dados analíticos das amostras MF-9, Formação Sete Lagoas.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	Pb ppm	Pb ng	U ppm	U ng	Disso- lução
MF-9-A1-L2	23,476	16,008	39,027	60,50	0,75	210,04	0,66	184,99	5
MF-9-B1-L2	20,643	15,818	38,827	19,06	2,37	666,21	0,69	192,59	5
MF-9-C1-L2	21,624	15,888	38,820	19,68	1,75	491,21	0,52	144,68	5
MF-9-D1-L1	20,638	15,831	38,810	5,02	1,89	124,79	0,14	9,50	6
MF-9-D1-L2	20,782	15,817	38,765	13,15	3,73	1225,4	0,74	244,22	6
MF-9-E1-L1	20,741	15,839	38,873	2,99	1,54	103,49	0,07	4,68	6
MF-9-E1-L2	21,165	15,849	38,909	11,50	1,83	590,09	0,32	102,12	6
MF-9-F1-L1	21,589	15,899	38,982	5,73	0,57	38,06	0,05	3,26	6
MF-9-F1-L2	21,994	15,898	38,886	19,74	1,36	437,86	0,40	128,61	6
MF-9-G1-L2	32,619	16,446	38,904	123,08	0,34	94,63	0,54	151,62	5

Nota: Todos os parâmetros são os mesmos que os descritos na Tabela 5.2.

Embora haja esta variação nas razões isotópicas e nas concentrações de U e Pb, em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, estas amostras seguem o mesmo "trend" definido pelas razões isotópicas de Pb Tipo I. Entretanto, é possível admitir que houve um distúrbio no sistema isotópico, principalmente em função das baixas razões U/Pb aí encontradas.

As razões isotópicas das amostras MF-9 (com exceção de MF-9G) definem uma idade isocrônica Pb/Pb de 872 ± 290 Ma (Fig. 5.18). Em um diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, estão dispersas com uma tendência de alinhamento (inclinação = 0.10116; coeficiente de correlação = 0.945) que indica uma idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de, aproximadamente, 620 Ma (Fig. 5.19).

Levando em consideração a situação geológica do afloramento, dentro da zona de influência do Cinturão Brasília, a deformação observada nestas rochas, a abertura do sistema U/Pb, e o grande erro da idade Pb/Pb, a interpretação desta idade é questionável, devendo ser considerada uma idade aparente. Além disso, considerando as baixas razões U/Pb determinadas nestas amostras, a possibilidade de que seu Pb esteja levemente contaminado por Pb crustal antigo não pode ser excluída.

Análises complementares deverão ser efetuadas para que uma idade mais precisa seja obtida.

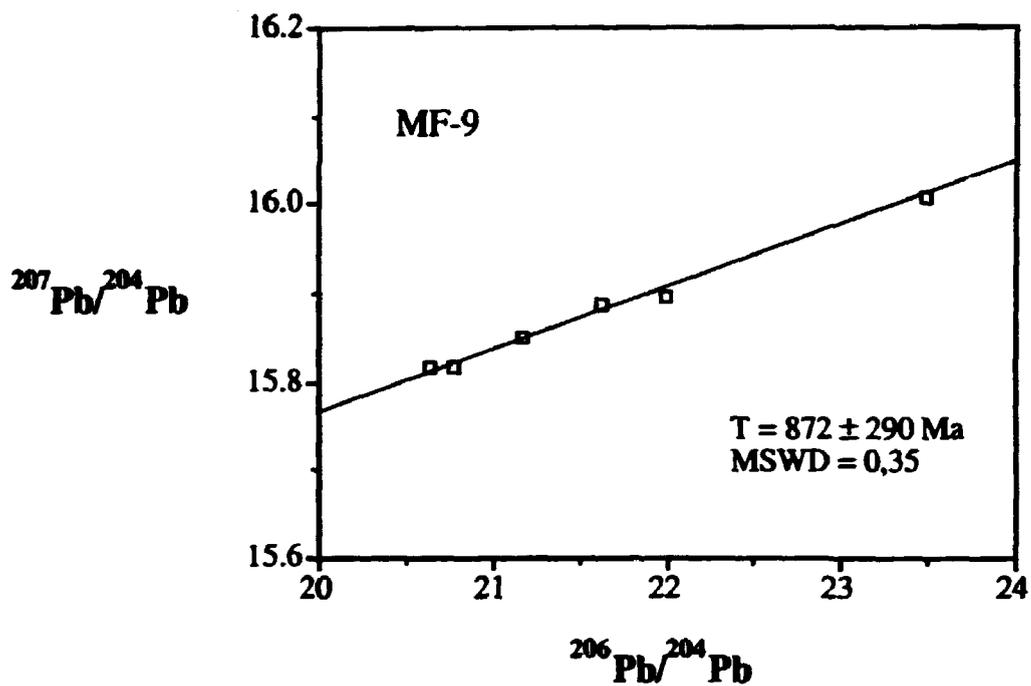


Figura 5.18. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-9, Formação Sete Lagoas.

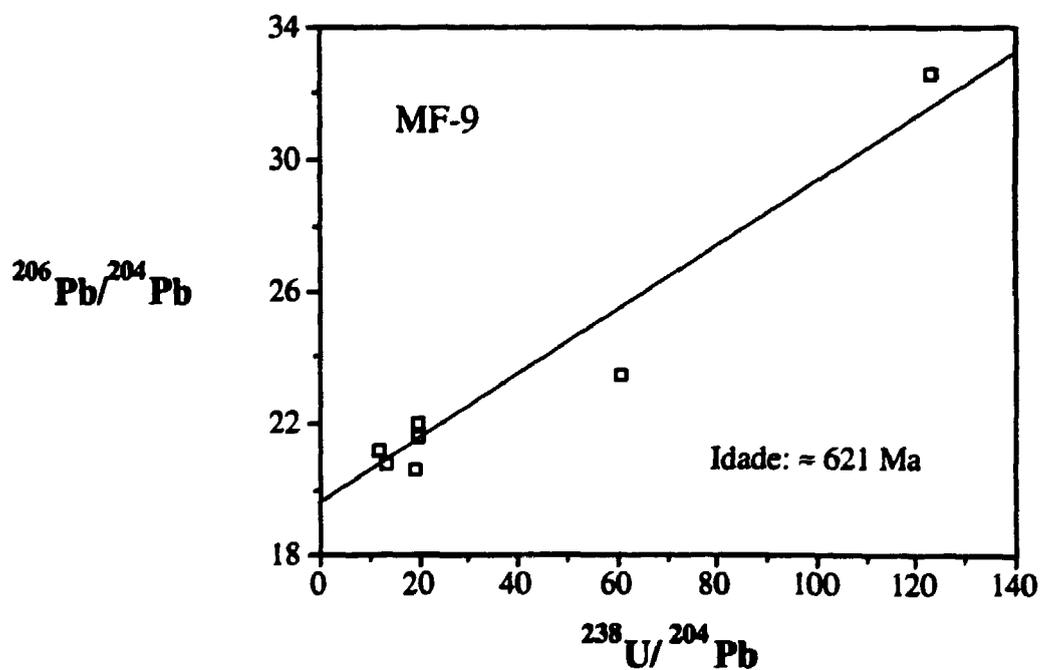


Figura 5.19. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ das amostras MF-9, Formação Sete Lagoas.

5.2. Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio

Composições isotópicas de C e O foram determinadas em 60 amostras de rocha total de carbonatos; os mesmos que foram submetidos à datação Pb/Pb neste trabalho. Em 56 destas amostras foram também medidas as composições isotópicas de C da fração de carbono orgânico total (COT). Estas análises foram realizadas pelo Dr. S.S. Iyer na University of Calgary, Canadá. Os dados analíticos são apresentados na Tabela 5.12.

As composições isotópicas de C e O são reportadas em relação ao Padrão PDB (Peedee Belemnite) na forma de valores de δ , e expressas em partes por mil (‰):

$$d (\text{‰}) = [(R_x / R_{\text{PDB}}) - 1] 10^3 \quad \text{Eq. (5.1)}$$

Onde: $R_x = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ ou ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ da amostra;

$R_{\text{PDB}} = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ ou ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ do padrão PDB.

As razões isotópicas de C obtidas em amostras de rocha total de carbonatos das formações Sete Lagoas (MF-4, MF-7, MF-9, MF-10 e MF-19) e Lagoa de Jacaré (MF-5 e MF-6), apresentaram 2 grupos distintos de valores de $\delta^{13}\text{C}$:

Grupo A: mostra valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +10,4 e +16,1‰ que foram obtidas em amostras dos afloramentos MF-4, MF-5, MF-6, MF-7, MF-9.

Grupo B: apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +1,1 e +2,8‰ que foram determinados em amostras dos afloramentos MF-10 e MF-19;

Esta variação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ não apresenta correlação alguma com os diferentes tipos de Pb determinados nestas amostras.

As composições isotópicas de O, para ambos os grupos, mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -13,9 a -4,9‰ (Fig. 5.20), sendo que os mais freqüentes encontrados no intervalo de -9 a -5‰, que caracteriza deposição em ambiente marinho. As composições isotópicas depletadas em ${}^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O} < -9\text{‰}$) podem refletir alteração causada por percolação de água meteórica, que é enriquecida em ${}^{16}\text{O}$.

As composições isotópicas de C em rocha total e também da fração orgânica são apresentadas na Figura 5.21. Para ambos os grupos, as composições isotópicas de C da fração orgânica se mostram empobrecidas em ${}^{13}\text{C}$, com raras exceções, em $28 \pm 2\text{‰}$ (Tabela 5.12) em relação aos carbonatos a que se associam.

Tabela 5.12. Dados isotópicos de Carbono e Oxigênio das amostras de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí.

Amostra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ (‰ PBD)	$\delta^{16}\text{O}$ (‰ PBD)	COT (mg/g)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$ (‰ PBD)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$ ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{CARB-COT}}$)
MF-4A	+10,4	-11,3	1,3	-18,7	29,1
MF-4B	+10,8	-13,9	3,4	-13,9	24,7
MF-4C	+10,8	-11,0	5,4	-19,1	29,9
MF-5B	+10,5	-12,4	-	-	-
MF-5C	+10,4	-12,6	-	-	-
MF-5D	+10,7	-11,5	-	-	-
MF-6A	+11,5	-9,5	-	-	-
MF-6B	+11,6	-9,6	-	-	-
MF-6C	+11,9	-10,6	-	-	-
MF-7A	+13,9	-7,6	1,6	-13,2	27,1
MF-7B	+14,2	-6,2	1,0	-11,2	25,4
MF-7C	+14,5	-5,9	2,6	-13,2	27,7
MF-7D	+14,6	-8,5	3,6	-12,6	27,2
MF-7E	+14,6	-8,5	3,4	-12,6	27,2
MF-7F	+13,2	-6,2	2,2	-14,0	27,2
MF-7G	+14,2	-5,9	3,0	-14,4	28,6
MF-7H	+14,3	-4,9	2,7	-14,8	29,1
MF-7I	+12,9	-6,9	3,0	-17,8	30,7
MF-7J	+11,8	-7,7	5,3	-15,1	26,9
MF-7K	+14,7	-6,5	6,9	-15,0	29,7
MF-7L	+15,3	-6,3	2,5	-16,2	31,5
MF-7M	+14,8	-6,7	2,4	-15,2	30,0
MF-7N	+14,2	-7,5	-	-12,5	26,7
MF-7O	+14,5	-6,7	-	-14,7	29,2
MF-7P	+14,8	-5,3	-	-14,1	28,9
MF-7Q	+14,4	-6,5	-	-14,6	29,0
MF-7R	+14,0	-6,0	-	-12,5	26,5
MF-7T	+13,9	-5,9	-	-14,4	28,3
MF-7V	+15,5	-6,7	-	-12,6	28,1
MF-7W	+13,1	-5,2	-	-15,8	28,9
MF-7X	+14,7	-6,6	-	-13,9	28,6
MF-7Y	+16,1	-6,1	-	-13,7	29,8
MF-7Z	+15,0	-6,9	-	-13,8	28,8
MF-9C	+12,3	-7,8	-	-16,4	28,7
MF-9D	+12,3	-8,4	-	-16,4	28,7
MF-9E	+11,8	-8,5	1,9	-17,1	28,9
MF-9F	+11,9	-7,8	-	-16,6	28,5
MF-9G	+11,2	-7,9	-	-17,6	28,8
MF-10A	+1,5	-6,8	-	-24,6	26,1
MF-10B	+1,5	-6,8	3,5	-24,5	26,0
MF-10C	+1,4	-6,9	-	-14,5	25,8
MF-10D	+1,7	-7,3	3,5	-26,4	28,2
MF-10E	+1,2	-10,2	1,9	-25,1	26,3
MF-10F	+1,6	-6,8	2,2	-25,2	26,7
MF-10G	+1,5	-6,6	-	-23,6	25,1
MF-10H	+1,3	-6,4	2,2	-24,3	25,6
MF-10I	+1,2	-6,4	2,3	-24,4	25,6
MF-10J	+1,1	-7,0	1,8	-24,9	26,0
MF-10K	+1,1	-6,3	2,0	-24,1	25,2
MF-10L	+1,1	-6,4	2,8	-24,1	25,2
MF-10M	+1,1	-6,4	3,3	-25,1	26,2
MF-10N	+1,2	-6,4	1,6	-23,2	24,4
MF-10O	+1,3	-6,5	1,9	-24,5	25,7

continua

Tabela 5.12. Continuação

Amostra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ (‰ PBD)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PBD)	COT (mg/g)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$ (‰ PBD)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$ ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{CARB-COT}}$)
MF-19A	+2,2	-6,3	-	-27,1	29,3
MF-19B	+2,7	-5,7	-	-26,9	29,6
MF-19C	+2,8	-5,7	-	-26,9	29,7
MF-19D	+2,0	-7,1	-	-26,7	28,7
MF-19E	+2,4	-6,1	-	-26,7	29,1
MF-19F	+2,2	-5,7	-	-26,9	29,1
MF-19G	+2,2	-5,7	-	-27,1	29,2

Nota: CARB = fração carbonática; COT = carbono orgânico total. Razões isotópicas mostram precisão de 0.2‰.

Interessante é notar que os valores de $\delta^{13}\text{C}$, determinados para as amostras do Grupo A ($\delta^{13}\text{C} = +10,4$ a $+16,1$), mostram um alto enriquecimento em ^{13}C em relação aos demais carbonatos neoproterozóicos do mundo (Knoll et al., 1986; Kaufman et al., 1991; Asmeron et al., 1991; Derry et al., 1992).

Derry et al. (1992) elaborou uma curva com valores de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos não alterados de diferentes regiões (Canadá, África e Groenlândia Oriental) para o intervalo entre 850 e 500 Ma. De acordo com esta curva, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são altos ($+4$ a $+8\text{‰}$) durante grande parte do Rifeano Superior (ca. 900 e 600 Ma) com excursões para valores negativos associados com os períodos glaciais. No Vendiano, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ tornam-se negativos ($< -3\text{‰}$), coincidentes com a época da glaciação "Varanger" (ca. 600 Ma), e, posteriormente, retomam a valores positivos ($+2$ a $+4\text{‰}$) até o limite Precambriano/Cambriano, quando a curva atinge valores de $\approx -1\text{‰}$, valores estes determinados em carbonatos do Cambriano Inferior.

O enriquecimento de ^{13}C observado nestas amostras do Grupo A pode ser interpretado de duas maneiras:

- representaria uma época em que houve aumento considerável na produção e/ou preservação de matéria orgânica. Neste caso as composições isotópicas de C seriam primárias;
- o enriquecimento em ^{13}C seria devido às alterações pós-deposicionais nas razões isotópicas da fração de carbono orgânico.

As amostras do Grupo B ($\delta^{13}\text{C} = +1,1$ a $+2,8$) apresentam valores que estão dentro do intervalo relativo aos demais carbonatos neoproterozóicos do mundo.

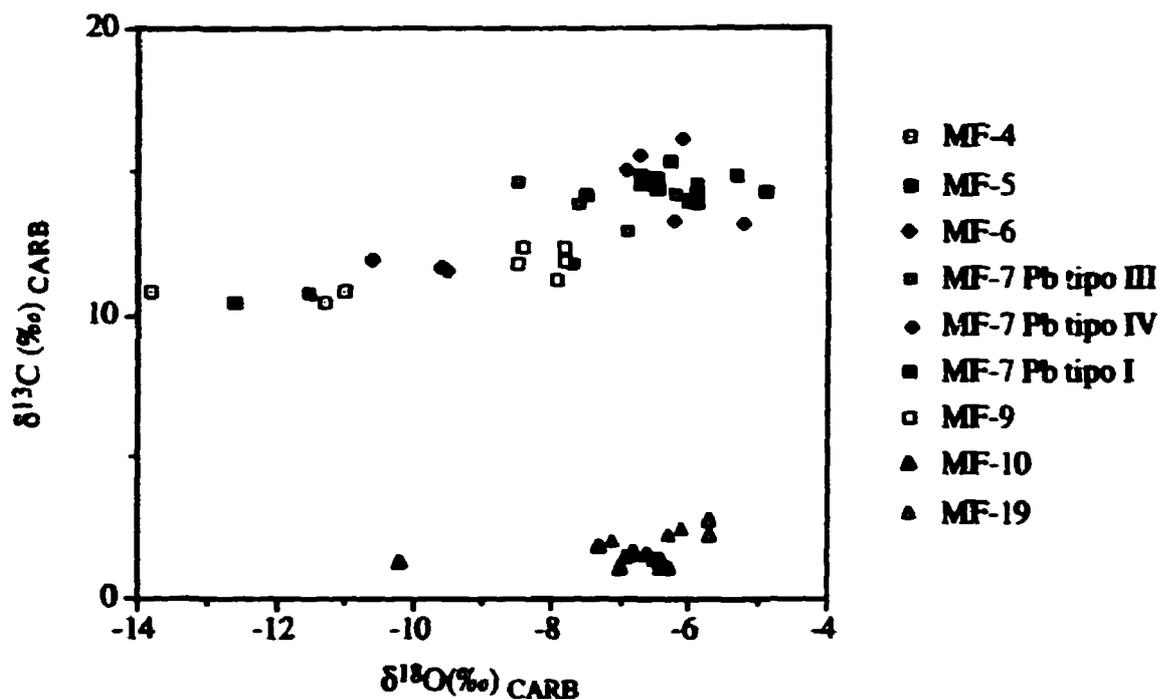


Figura 5.20. Composições isotópicas de Carbono e Oxigênio das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí.

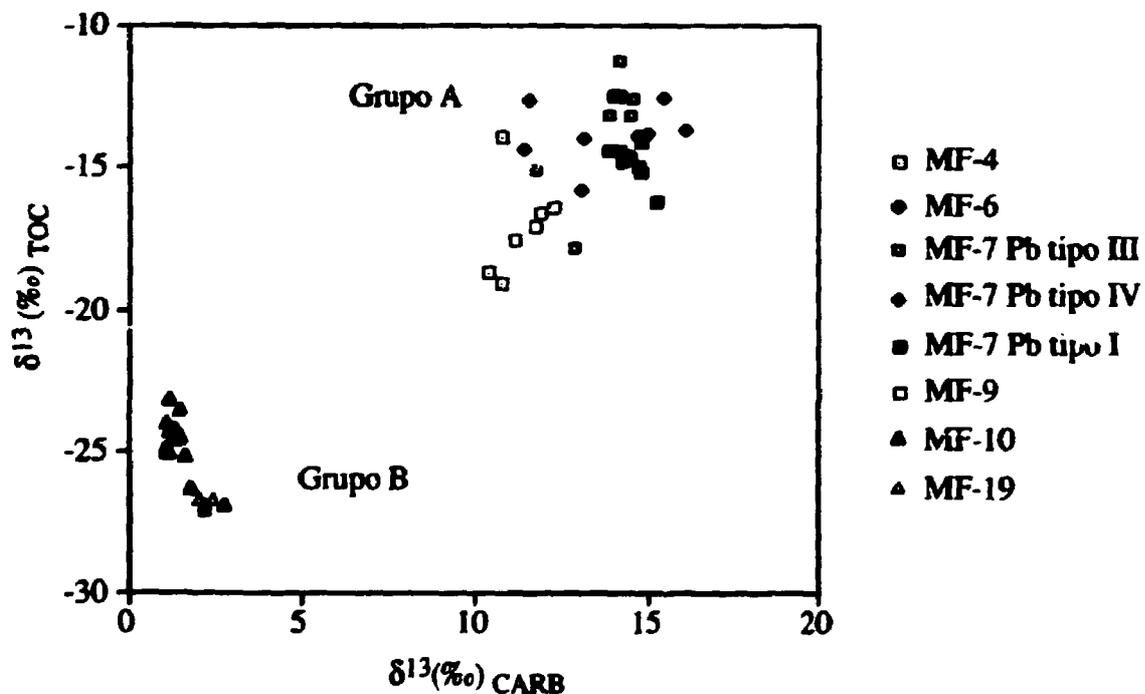


Figura 5.21. Composições isotópicas de Carbono das frações orgânica (TOC) e carbonática das rochas do Grupo Bambuí.

CAPÍTULO 6

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS E CONSIDERAÇÕES SOBRE A IDADE DE DEPOSIÇÃO DO GRUPO BAMBUÍ.

6.1. Geoquímica isotópica de Pb e idades isocrônicas Pb/Pb das rochas carbonáticas

A partir dos quatro tipos de Pb determinados nas amostras de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí e das idades obtidas neste trabalho, pode-se sugerir uma evolução para os isótopos de Pb nestas rochas, segundo um modelo apresentado na Figura 6.1.

Como foi exposto anteriormente (Tabela 5.1), estes tipos de Pb caracterizam-se por possuírem as seguintes características:

Pb Tipo I: ocorre em amostras com baixas concentrações de Pb e altas concentrações (relativas) de U. É Pb radiogênico com evolução isotópica pós-deposicional, capaz de fornecer idades mínimas de deposição e/ou transformação termodinâmica (diagênese, metamorfismo).

Pb Tipo II: presente em rochas com altas concentrações (relativas) de Pb e baixos teores de U. É Pb crustal não-radiogênico.

Pb Tipo III: associado a rochas com alto teor de Pb e relativamente baixas concentrações de U. Trata-se de Pb crustal radiogênico antigo incorporado às rochas carbonáticas. Este tipo de Pb pode ser dividido em IIIa, IIIb e IIIc de acordo com os diferentes razões U/Pb e composições isotópicas de Pb das amostras.

Pb Tipo IV: ocorre em rochas com baixas concentrações de Pb e U, e com razões U/Pb, geralmente, menores que 1. É um Pb de mistura entre os tipos III e I.

Entre as amostras que contêm Pb Tipo I (Fig. 6.1), que é o único capaz de fornecer idades mínimas de deposição e/ou deformação, 2 intervalos de idades foram observados: 700-650 Ma e 550-500 Ma. Idades aparentemente mais antigas, ao redor de 850 Ma, foram obtidas em amostras de dois afloramentos provenientes das regiões deformadas da bacia, com influência da tectônica dos cinturões Araçuaí (MF-3) e Brasília (MF-9); estas idades que poderiam sugerir uma época aproximada de deposição das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas, mostram erros altos, podendo ser consideradas como idades aparentes. Adicionalmente estas amostras evidenciam, através de idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ imprecisas, que o sistema U/Pb foi perturbado entre 550 - 600 Ma.

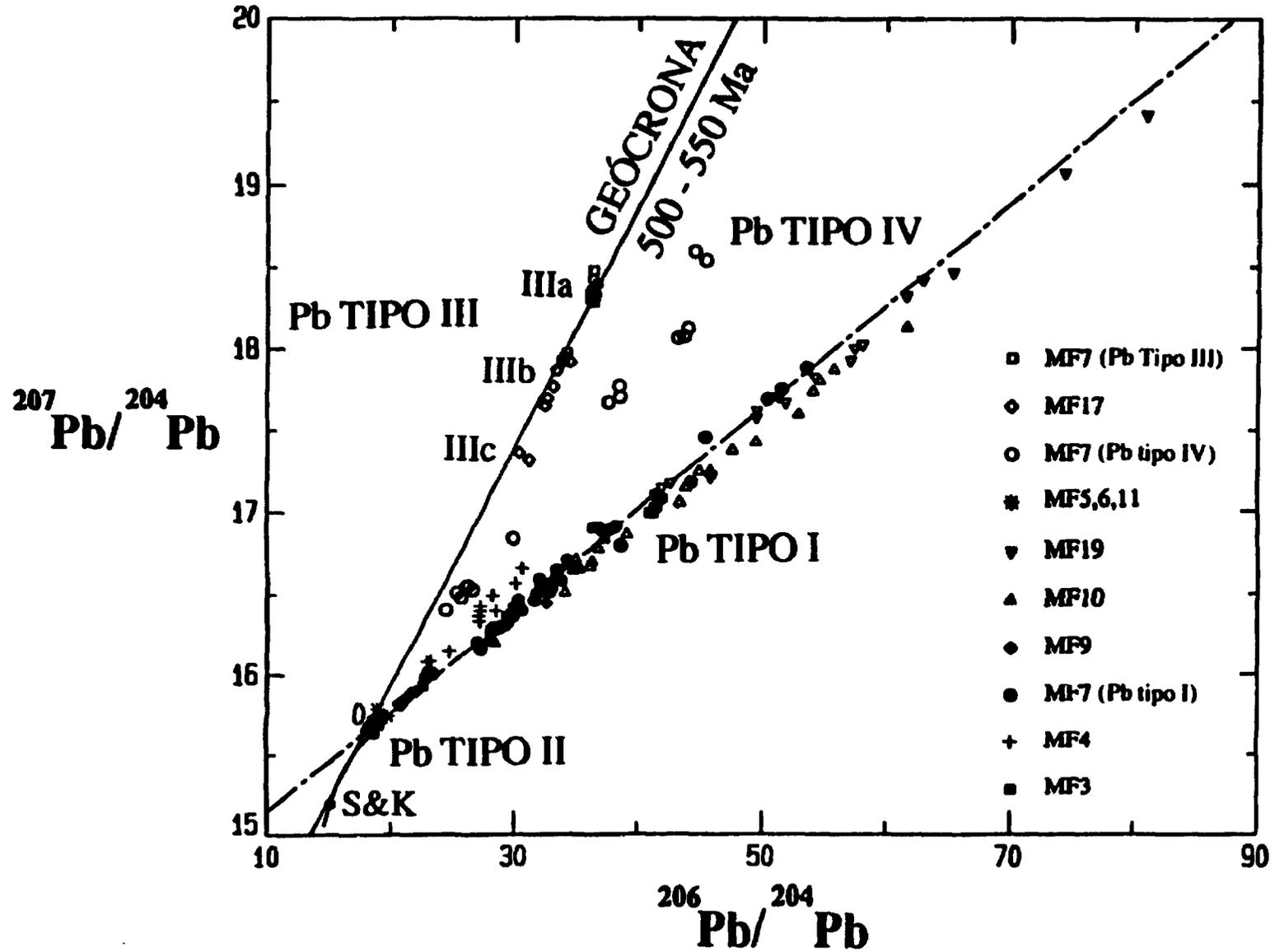


Figura 6.1. Modelo de evolução isotópica de Pb proposto para as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. S&K = Curva de evolução isotópica de Pb de Stacey & Kramers (1975). Reta pontilhada representa a idade de 686 ± 69 Ma, determinada pelas amostras MF-7 (Pb Tipo I), e foi traçada para referência.

A idade de 686 ± 69 Ma (Fig. 5.6), definida pelas amostras contendo Pb Tipo I do afloramento MF-7, é interpretada como uma idade mínima de deposição; estas amostras localizam-se no domínio não-deformado da bacia (Alkmim et al., 1989) e, embora as amostras não apresentem deformação mesoscópica, em lâmina delgada, é observada intensa recristalização e feições que indicam a ocorrência de esforços. Adicionalmente, no mesmo afloramento, foram determinados outros tipos de Pb, possivelmente introduzidos naquelas rochas, durante um evento deformacional regional. Assim sendo, esta idade não pode ser considerada como da época de deposição; existe a possibilidade de que esta idade esteja relacionada à época de deformação sofrida pelas rochas da bacia, durante a fase principal de metamorfismo dos cinturões móveis marginais.

O outro intervalo de idades definido por amostras contendo Pb Tipo I está entre 550-500 Ma (MF-10 = 520 ± 53 Ma, Fig. 5.10 e MF-19 = 565 ± 89 Ma, Fig. 5.12). Também foi determinado em amostras localizadas no domínio não-deformado da bacia (Alkmim et al., 1989). As amostras MF-10, entretanto, foram coletadas próximo à área de domínio deformado por influência do Cinturão Brasília. Amostras MF-19 foram coletadas ao norte de Januária, onde, segundo Bonhomme (1976), se teria uma das únicas regiões da bacia sem efeitos de metamorfismo. Em afloramento, estas amostras (MF-10 e MF-19) não apresentam indícios de perturbação tectônica. Contudo, microscopicamente, são observadas recristalização dos minerais carbonáticos, assim como, microfraturas, estilolitização e extinção ondulante, sugerindo que estas rochas foram submetidas a esforços, mesmo que de baixa intensidade. Além disso, um estudo estratigráfico de detalhe (Muzzi Magalhães, 1989) evidencia que as amostras MF-10 localizam-se em níveis estratigráficos inferiores àqueles onde amostras MF-7 foram coletadas (ver Figura 5.2). Nessas uma idade mais antiga foi determinada (MF-7 = 686 ± 69 Ma). A interpretação, que pode ser dada a estas idades entre 500-550 Ma, é que as mesmas representariam uma época de homogeneização isotópica de Pb das rochas da bacia nos estágios finais do Ciclo Brasileiro.

O Pb Tipo II foi determinado em três afloramentos, um situado no domínio estável da bacia (MF-6) e dois situados no domínio deformado por influência do Cinturão Araçuaí (MF-5 e 11).

Em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 6.1; ver também Fig. 5.8), as razões isotópicas determinadas em amostras MF-5, 6 e 11 localizam-se ligeiramente acima da curva de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975). Essas composições isotópicas são de Pb crustal não-radiogênico podendo representar a composição isotópica da água do mar na época de deposição destes carbonatos, visto que as rochas MF-6 não apresentam deformação. Entretanto, as amostras MF-11 e MF-5, que são, respectivamente, mármore intensamente deformados e carbonatos afetados tectonicamente por um sistema de descolamento/empurrão, seguem o mesmo padrão isotópico. Isto possibilita uma segunda interpretação, mais

provável: estas composições isotópicas do Pb Tipo II representam razões assumidas pelas rochas durante uma época de homogeneização isotópica de Pb. Esta teria ocorrido durante um evento deformacional, onde houve perda quase que total de U, não possibilitando o crescimento posterior de Pb radiogênico, o que é evidenciado pelas razões U/Pb extremamente baixas destas amostras ($U/Pb < 0,1$).

As amostras contendo Pb Tipo III são provenientes da zona estável da bacia e suas composições isotópicas fornecem idades aparentes arqueanas/paleoproterozóicas. Pelo fato das amostras terem sido coletadas naquela zona, a incorporação de Pb mais antigo pode ter ocorrido através de um evento que favoreceu a percolação de fluidos em grande escala, carregando Pb extraído das rochas do embasamento através de antigas falhas reativadas durante o Ciclo Brasileiro. Este processo deve ter ocorrido durante uma fase deformacional possivelmente acompanhada por hidrotermalismo. Entretanto, estas amostras não exibem deformação pelo fato de serem provenientes de "áreas estáveis" da bacia.

Rochas carbonáticas coletadas pela METAMIG, em regiões próximas do afloramento MF-7, tiveram suas composições isotópicas de Pb determinadas no Laboratório de Oxford, Inglaterra, pelo Dr. P.N. Taylor. Concentrações de U e Pb não foram determinadas nestas amostras; os dados analíticos são apresentados no Anexo I.

Estes dados inéditos, gentilmente cedidos pelo Dr. K. Kawashita, ao serem plotados juntamente com as composições isotópicas determinadas neste trabalho, alinharam-se, perfeitamente, no "trend" definido pelas amostras contendo Pb Tipo III, i.e., Pb radiogênico crustal do embasamento (Fig. 6.2).

É interessante observar que as composições isotópicas de Pb das amostras analisadas em Oxford mostram um intervalo maior, sendo algumas consideravelmente menos radiogênicas que as determinadas neste trabalho. Este maior intervalo nas razões isotópicas pode estar relacionado ao fato dessas amostras, provavelmente, não terem sido coletadas em um só afloramento. Independente desta variação, estas amostras também fornecem idades aparentes Pb/Pb arqueanas/paleoproterozóicas, indicando que o Pb determinado nestas amostras é proveniente da mesma fonte.

A principal evidência, de que a fonte deste Pb seja o embasamento da bacia, é a semelhança entre as idades aparentes arqueanas/paleoproterozóicas determinadas nos carbonatos portadores de Pb Tipo III e a idade do embasamento. Dados, que reforçam a idéia da fonte de Pb ser o embasamento da bacia, são apresentados na Figura 6.3, onde um mesmo "trend" é definido pelas composições isotópicas do Pb Tipo III e dos mármores da Formação Fecho do Funil, da região do Quadrilátero Ferrífero, que mostraram uma idade Pb/Pb de

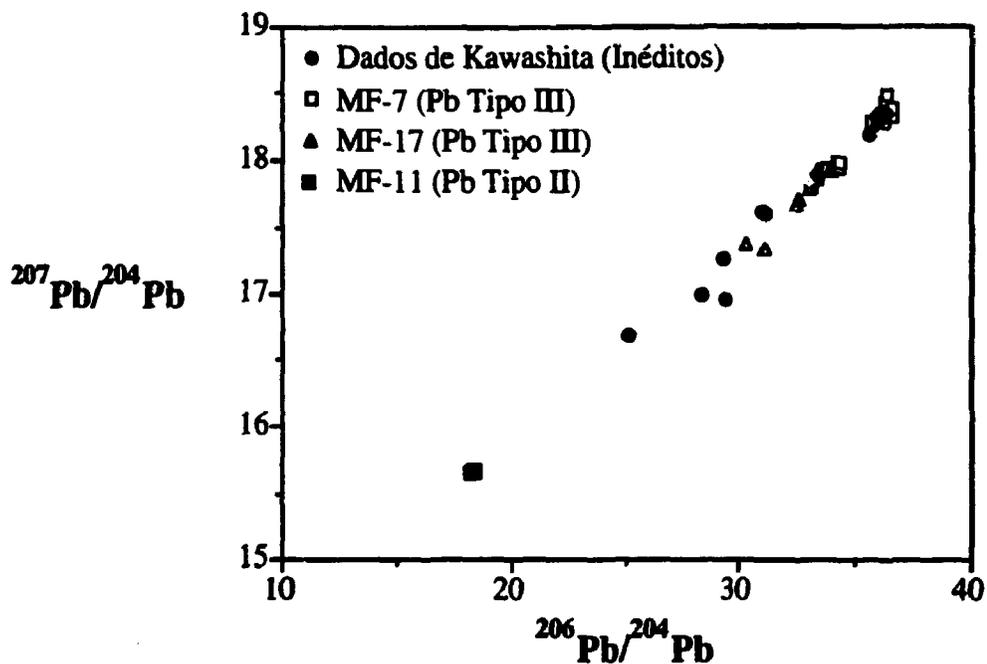


Figura 6.2. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras carbonáticas contendo Pb Tipo III (MF-7 e MF-17), e daquelas determinadas por P.N.Taylor em Oxford, Inglaterra (dados inéditos cedidos por K.Kawashita). Amostras MF-11, contendo Pb Tipo II, são plotadas para comparação.

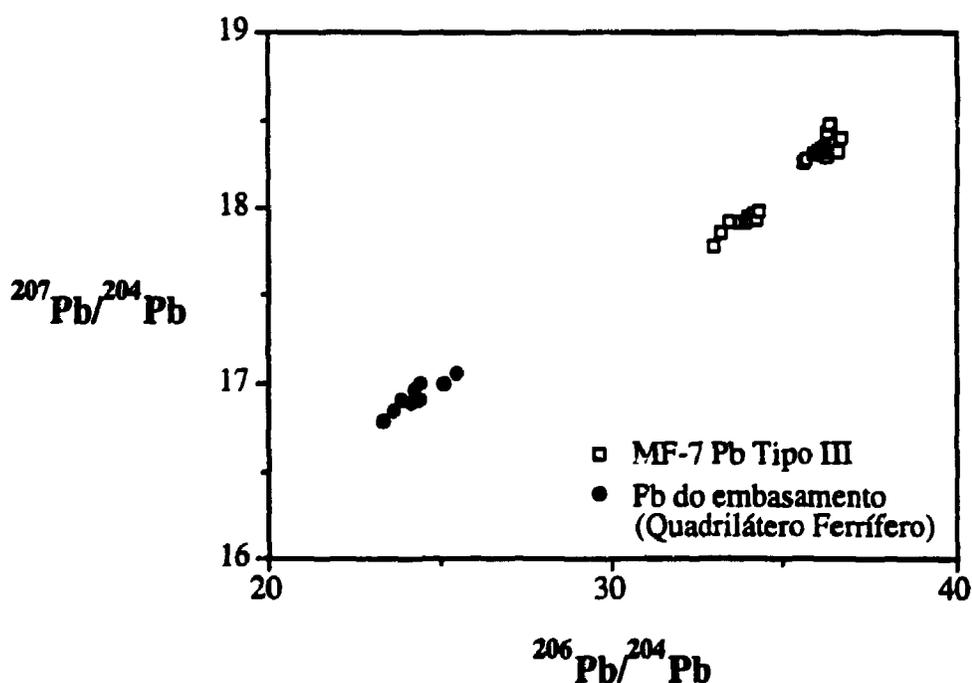


Figura 6.3. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, contendo Pb Tipo III, e dos mármorees do embasamento da bacia (2100 Ma), na região do Quadrilátero Ferrífero (dados de Babinski et al., 1991a).

2100 Ma, correspondente ao metamorfismo do Ciclo Transamazônico (Babinski et al., 1991b).

As rochas do embasamento, da parte sul da Bacia do São Francisco, são de idade arqueana a paleoproterozóicas (Cordani et al., 1980, 1989; Teixeira, 1985; Machado et al., 1989b; Machado et al., 1992; Carneiro, 1992; entre outros), sendo parte das rochas arqueanas retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico. Durante eventos posteriores, no Meso- e Neoproterozóico, as rochas da porção sul do cráton foram reativadas com extensivo falhamento e abertura do sistema K/Ar (Hertz, 1970; Cordani et al., 1980; Teixeira, 1982, Marshak & Alkmim, 1989, Teixeira & Figueiredo, 1991).

A possibilidade deste Pb antigo ter sido introduzido nas rochas, durante o processo de deposição, é remota, já que a probabilidade de que tivesse ocorrido uma certa homogeneização isotópica, entre os fluidos contendo Pb antigo e a água do mar, seria bastante grande. Entretanto, nenhuma tendência à uniformização foi observada. Outro fator que não apoia a idéia de incorporação de Pb antigo, durante a deposição, é a concordância entre as composições isotópicas de Pb, determinadas em amostras contendo Pb Tipo III, e aquelas das galenas (dados sumarizados por Iyer et al., 1992) que num diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ seguem o mesmo "trend" (Fig. 6.4).

É importante observar, na Figura 6.4, que as galenas, além de mostrarem composições isotópicas semelhantes àquelas do Pb Tipo III (com Pb mais radiogênico), também são concordantes com as composições isotópicas do Pb Tipo II (Pb não-radiogênico), indicando que o Pb Tipo II, possivelmente, foi gerado durante o mesmo evento regional que resultou na incorporação de Pb Tipo III nos carbonatos, com formação de galenas em locais onde o ambiente químico e estrutural fosse favorável.

As mineralizações de galenas, que ocorrem na bacia, são classificadas como do tipo Mississippi Valley (Robertson, 1963), que se caracterizam, segundo Doe (1970), por não possuírem associação com vulcanismo ou metamorfismo. Nestes depósitos, a fonte de Pb é geralmente o embasamento, já que existe uma similaridade entre as idades Pb/Pb das galenas e as do embasamento (Doe, 1970). Kanasewich (1962) sugeriu que a movimentação dos fluidos, portadores do Pb e formadores da mineralização, seria causada pelo soerguimento tectônico da área.

Esta explicação é bastante coerente com a situação observada na Bacia do São Francisco, onde as rochas, que alojam Pb Tipo III ou galenas, são desprovidas de metamorfismo.

A análise conjugada de Pb tipos II e III (Fig. 6.1) foi feita, considerando-se que Pb Tipo II teria composições isotópicas obtidas pelas rochas durante um evento deformacional.

Este evento, por sua vez, poderia ter sido sincrônico àquele responsável pela incorporação de Pb antigo nas rochas carbonáticas.

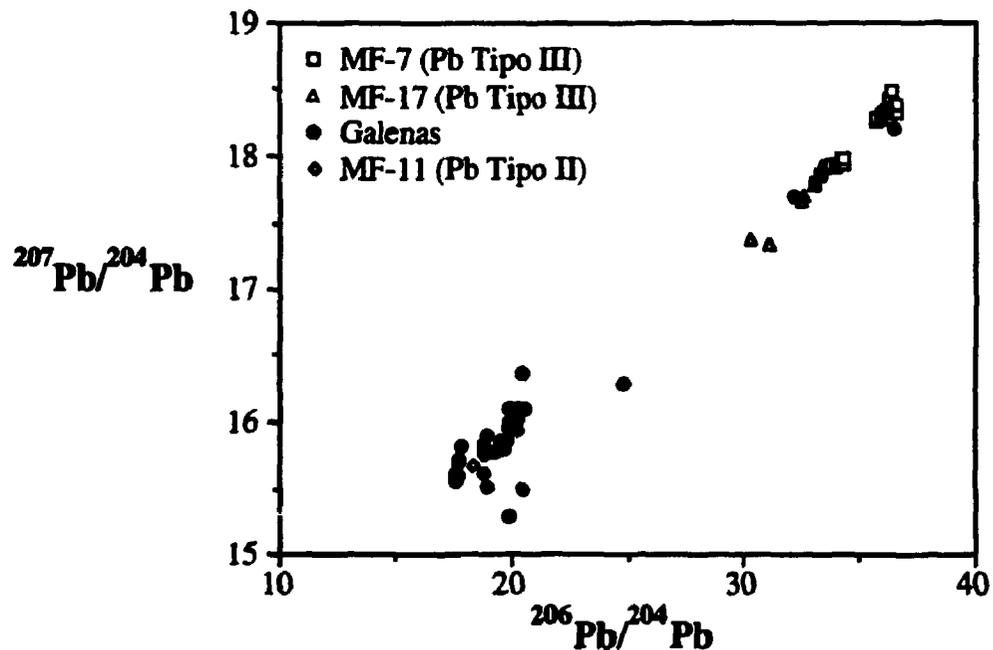


Figura 6.4. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras de rochas carbonáticas contendo Pb Tipo III, e das mineralizações de galenas do Grupo Bambuí (dados sumarizados por Iyer et al., 1992). Amostras MF-11, contendo Pb Tipo II, são plotadas para comparação.

Em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde foram plotadas as razões isotópicas das amostras contendo Pb Tipo II e III (Fig. 6.5; ver também Fig. 6.1), obteve-se uma reta que intercepta a curva de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975) em dois pontos, 2100 Ma e 520 Ma, aproximadamente, fornecendo uma geócrona de terceiro estágio de 500-550 Ma, com evolução isotópica de Pb entre 2100 e 500-550 Ma.

Segundo o modelo de evolução isotópica de Pb de Stacey & Kramers (1975), o primeiro estágio de evolução de qualquer Pb terrestre se deu entre 4570 e 3700 Ma. O segundo estágio, para o caso do Pb Tipo III, se desenvolveu no intervalo entre 3700 e 2100 Ma; o terceiro estágio de evolução isotópica ocorreu nas rochas do embasamento, entre 2100 e 500-550 Ma, quando este Pb foi incorporado às rochas carbonáticas da bacia. A imprecisão desta geócrona de terceiro estágio (segundo modelo de Stacey & Kramers, 1975) se deve à dispersão das composições isotópicas utilizadas para definí-la.

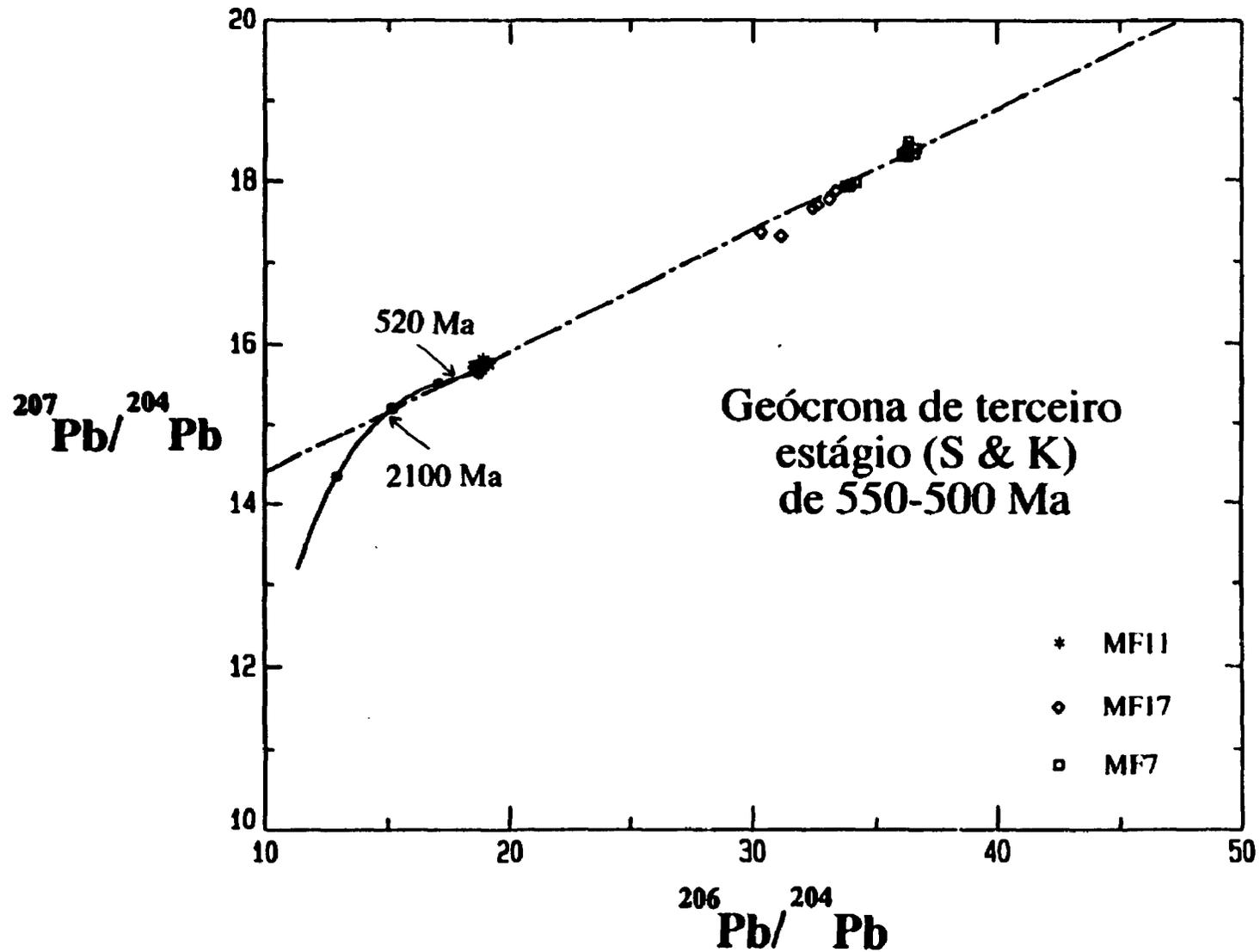


Figura 6.5. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das rochas carbonáticas contendo Pb Tipo II e Pb Tipo III, que definem uma reta que intercepta a curva de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975) a 520 e 2100 Ma, determinando a geócrona de terceiro estágio (S&K) de 500 - 550 Ma.

A geócrona de terceiro estágio de 500-550 Ma definida pelas amostras contendo Pb tipos II e III pode ser considerada como um ponto de apoio à idéia de que o sistema isotópico de Pb foi perturbado ao redor de 500-550 Ma, em alguns locais da bacia. Esta época é a mesma definida por algumas amostras que contêm Pb Tipo I (MF-10 e MF-19) e que não apresentam deformação mesoscópica, e também pelas idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, embora pouco precisas, que demonstram abertura do sistema U/Pb neste período. Isto implica que há = 500-550 Ma houve um evento, que em alguns locais da bacia (MF-10 e MF-19), zerou o sistema U/Pb e, conseqüentemente, o sistema Pb/Pb, enquanto que em outros locais houve incorporação de Pb antigo do embasamento em rochas carbonáticas neoproterozóicas.

Este evento deformacional refere-se, então, à fase final do Ciclo Brasileiro, quando houve acomodação de blocos do embasamento com reativação de antigas falhas, cujos planos de falha propiciaram a movimentação ascendente de fluidos. Estes portavam Pb extraído das rochas do embasamento, que foi incorporado às rochas carbonáticas da cobertura. Idades K/Ar, variando entre 500 e 550 Ma, foram determinadas em biotitas de rochas do embasamento, ao sul da bacia, na região do Quadrilátero Ferrífero (Hetz, 1970; Cordani et al., 1980, 1989; Teixeira, 1985), e em frações finas de sedimentos pelíticos da Bacia do São Francisco. Algumas idades obtidas pelo método Rb/Sr, em amostras de fração fina de rochas da bacia, também concordam com este intervalo (Bonhomme, 1976). Provavelmente, durante este evento, se formaram as galenas que ocorrem associadas aos carbonatos do Grupo Bambuí.

Todavia, é possível que a migração de Pb antigo, para o interior da bacia, tenha se iniciado em épocas anteriores a 500-550 Ma, ou seja ao redor de 700 Ma, desenvolvendo-se durante o intervalo de 700 a 550-500 Ma. Essa hipótese é decorrente dos seguintes fatos: (a) algumas das galenas, cuja origem estaria relacionada a esse evento de migração de fluidos, ocorrentes no lado ocidental da bacia (próximo à zona de empurrão do Cinturão Brasília sobre as rochas do Grupo Bambuí), fornecem idades-modelo Pb/Pb entre 600 e 700 Ma (Parenti Couto et al., 1981; Iyer et al., 1992), e (b) a ocorrência, em rochas do afloramento MF-7, de Pb Tipo III e Tipo IV, também resultantes dessa migração, associados a amostras contendo Pb tipo I, que forneceram uma idade mínima de deposição de $686 \pm 69\text{Ma}$. A geócrona de terceiro estágio de 500-550 Ma indicaria, neste caso, o final do processo ou um pulso mais significativo desta percolação de fluidos. Embora não seja possível afirmar esta hipótese, com os dados disponíveis, sua possibilidade de ter ocorrido deve ser considerada.

Amostras contendo Pb Tipo IV típico (Fig. 6.1), que representa razões isotópicas de mistura entre Tipos I e III, ocorrem somente em um afloramento (MF-7). Este tipo de Pb foi detectado tanto em amostras provenientes de um nível intermediário às amostras contendo Pb Tipo I e Tipo III, como no topo da sequência carbonática daquele afloramento (ver Fig.5.4).

Este tipo de Pb pode ter sido gerado através da percolação de pequenas quantidades de Pb crustal radiogênico, Tipo III, em áreas da rocha que originalmente continham Pb Tipo I. As pequenas quantidades introduzidas não permitiram a evolução até aquela obtida pelo Pb Tipo III e mostram razões isotópicas intermediárias entre os dois tipos de Pb, isto é, tipos III e I.

Uma segunda ocorrência do Pb Tipo IV pode ser sugerida para algumas amostras do afloramento MF-4. Verifica-se na Figura 6.1, que as razões isotópicas dessas estão um pouco acima do "trend" definido pelas amostras contendo Pb Tipo I. Como já foi anteriormente comentado (Cap. 5), as composições isotópicas das amostras MF-4 sugerem diferentes razões isotópicas iniciais de Pb para elas. É possível que algumas daquelas amostras contêm pequenas quantidades de Pb crustal radiogênico antigo, Tipo III, o que causa uma elevação das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em certos pontos do afloramento.

Em função destes resultados, há indicação de que as rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas tenham sido depositadas antes de 700 Ma, embora idades precisas de deposição destas rochas não tenham sido obtidas neste trabalho.

Dois estágios deformacionais foram observados, com base em estudos estruturais realizados na bacia (sumarizados por Alkmim et al., 1989 e Chemale Jr. et al., 1993) incluindo a área considerada. No presente estudo, não foram obtidas evidências isotópicas que provem o registro do primeiro evento deformacional, que corresponderia a uma resposta inicial das rochas da bacia à tectônica dos cinturões móveis marginais. As amostras coletadas nos compartimentos oeste e leste, que apresentam deformação dos cinturões Brasília e Araçuaí, respectivamente, forneceram idades compreendendo altos erros. Contudo, a idade de 686 ± 69 Ma (determinada em amostras MF-7, Pb Tipo I) poderia indicar a época desta primeira deformação.

As idades de 500-550 Ma podem estar relacionadas com o segundo estágio de deformação, que seria equivalente à fase tardia do Ciclo Brasileiro, onde houve, principalmente, acomodação de blocos do embasamento com reativação e rotação sinistral de antigas falhas. Os planos destas falhas, teriam sido o caminho para a percolação de fluidos, em escala regional, carreando Pb extraído de rochas do embasamento e incorporando-o nos carbonatos da cobertura. A presença de mineralizações de galenas em planos de falha e fraturas (Dardenne, 1981), assim como em zonas de cisalhamento, concordam com esta idéia.

Oliver (1986) sugeriu que grande quantidade de fluidos são produzidos durante eventos orogênicos. Estes fluidos, inicialmente, se concentram em zonas de descolamentos, propiciando a tectônica de empurrão da faixa móvel sobre as rochas da bacia sedimentar adjacente. Durante este processo, os fluidos gerados tendem a percolar através de

camadas mais permeáveis da bacia sedimentar, carregando calor, minerais e mesmo petróleo (ou componentes do petróleo), em direção ao interior da bacia. A extensão da migração destes fluidos para o interior da bacia estaria relacionada à permeabilidade das rochas percoladas e, também, à distribuição da temperatura nos fluidos durante o processo.

A mobilização e migração de fluidos relacionados a eventos orogênicos têm sido consideradas como responsáveis pela: formação de depósitos de Pb e Zn (tipo Mississippi Valley) em bacias da América do Norte (Leach et al., 1984; Hearn & Sutter, 1985; Leach & Rowan, 1986; Hearn et al., 1987; Duane & De Wit, 1988); formação de feldspato potássico autigênico (Hearn & Sutter, 1985; Hearn et al., 1987); diagênese de argilo-minerais (Morton, 1985) e migração de petróleo (Dickinson, 1974; Morton, 1985).

Eventos regionais de migração de fluidos também podem ser causados pela compactação de sedimentos durante a evolução da bacia (Jackson & Beales, 1967; Cathles & Smith, 1983).

Considerando esses fatos, o evento de percolação de fluidos, sugerido aqui como o causador da migração de Pb antigo através das rochas carbonáticas, parece ser, presentemente, a forma mais simples e coerente para explicar o comportamento isotópico observado na parte sul da Bacia do São Francisco. Corroboram essa hipótese dois fatores: a presença de faixas móveis em ambos os lados da bacia e os sedimentos da bacia molássica, caracterizados pela Formação Três Marias. Esta formação, originalmente, poderia ter sido muito espessa, causando uma pressão de carga sobre os sedimentos subjacentes, o que propiciaria a mobilização de fluidos. A pressão lateral causada pela tectônica dos cinturões, associada à pressão vertical resultante do peso do pacote sedimentar, poderia ter sido responsável por esta migração de fluidos em escala regional. Contudo, à medida que estudos complementares forem realizados, outras explicações podem vir a ser sugeridas. Também o modelo de evolução isotópica de Pb, proposto aqui, é uma hipótese inicial. Um maior número de análises, inclusive em outros locais da bacia, poderá vir a fornecer informações que possibilitem uma melhor compreensão do comportamento dos isótopos de Pb nestas rochas.

6.1.1. A problemática da metodologia isotópica Pb/Pb

A metodologia isotópica Pb/Pb em rochas carbonáticas, como anteriormente discutido por Moorbath et al. (1987), Jahn (1988) e DeWolf & Halliday (1991), apresenta problemas de interpretação de seus resultados, principalmente no que se refere à identificação entre idades de deposição e de distúrbios posteriores do sistema. Esta problemática pode ser visualizada aqui, de forma bem acentuada.

Pesquisas realizadas em rochas carbonáticas arqueanas e paleoproterozóicas (Moorbath et al., 1987; Jahn et al., 1990; Babinski et al., 1991a, b; 1993a) demonstraram que estas rochas são capazes de fornecer idades de sedimentação (ou diagênese ?) quando desprovidas de deformação e/ou metamorfismo. Estas condições são, em princípio, observadas nos carbonatos do Grupo Bambuí, contudo idades precisas de deposição não foram aí obtidas.

Ficou evidente no desenvolvimento desse estudo, que os isótopos de Pb apresentaram certa mobilidade e que seu sistema não se manteve fechado diante de perturbações pós-deposicionais. Um exemplo disso é a idade de 520 Ma determinada para as amostras MF-10, que ainda preservam estruturas originais de deposição, sem qualquer metamorfismo ou evidências de tectonismo. Contudo, esta idade não representa a época de deposição, já que níveis, estratigraficamente, superiores (MF-7), forneceram idade mais antiga. Dessa forma, constata-se que a abertura do sistema Pb/Pb (e U/Pb) ocorreu mesmo em locais destituídos de evidências de perturbação tectônica.

Conclui-se, portanto, que a estabilidade do sistema Pb/Pb, observada em rochas carbonáticas antigas e também em rochas ígneas e metamórficas (Rosholt et al., 1973; Oversby, 1975; Gulson et al., 1986; Barton et al., 1986; Brévar et al., 1986), não é sempre identificada, quando se tratando de rochas carbonáticas mais jovens (neoproterozóicas), em especial daquelas que foram submetidas a eventos tectônicos, mesmo que de forma incipiente.

Acredita-se que o sistema isotópico nas rochas do Grupo Bambuí, tenha sido perturbado de uma forma generalizada pela tectônica do Ciclo Brasileiro, resultando num comportamento dos isótopos de Pb mais complexo que aquele verificado por Moorbath et al. (1987), Jahn (1988), Jahn et al. (1990) e Babinski et al. (1991a, b; 1993a).

6.2. Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio

O uso de dados de isótopos estáveis, como ferramenta cronoestratigráfica, não é ainda bem estabelecido para o Neoproterozóico. Entretanto, estudos recentes feitos com isótopos de C têm mostrado que um enriquecimento de ^{13}C neste período, possivelmente causado por uma maior produção e/ou preservação de matéria orgânica, pode estar relacionado a um evento global e sincrônico. Este evento poderia ser utilizado para correlação estratigráfica entre bacias sedimentares (Knoll et al., 1986; Asmeron et al., 1991).

Quanto aos isótopos de oxigênio podem ser indicativos de ambientes deposicionais, entretanto, sua susceptibilidade às alterações ocasionadas por diagênese ou interação com água meteórica (Schidlowski et al., 1985; Hoefs, 1987), exige cautela em sua interpretação.

Os dois intervalos de composições isotópicas de C determinados nas rochas carbonáticas das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, representadas pelos grupos A ($\delta^{13}\text{C} = +10,4$ a $+16,1$) e B ($\delta^{13}\text{C} = +1,1$ a $+2,8\%$) (Fig. 5.20 e 5.21), foram também observados por outros pesquisadores nas rochas carbonáticas do Grupo Bambuí (Kawashita et al., 1993; Chang et al., 1993), na Bacia do São Francisco.

Kawashita et al. (1993) analisaram amostras provenientes da mesma área deste estudo e obtiveram dois intervalos nos valores de $\delta^{13}\text{C}$: entre $+8,78$ e $+14,97\%$, e $-0,22$ e $1,19\%$. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ ($-12,36$ a $-5,99\%$) também não diferem muito dos aqui obtidos ($\delta^{18}\text{O} = -14$ a -4% , ver Tabela 5.12).

Chang et al. (1993) analisaram amostras de calha e testemunhos recuperados de quatro poços perfurados pela PETROBRÁS e CPRM na Bacia do São Francisco (RC-1, RF-1, MA-1, PSB-13), o que favorece uma interpretação estratigráfica. As amostras de rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas forneceram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -3 e $+12\%$, sendo que, em todos os poços, foi observado um empobrecimento de ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}$ mais baixos) em direção à base desta formação. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$, obtidos nestas amostras, estão entre -12 a -2% .

Valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ também foram observados em carbonatos do Grupo Bambuí na "Bacia do Irecê", na Bahia (Torquato & Misi, 1977; Misi, 1993). Estes autores obtiveram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre $-6,4$ e $-2,9\%$ na parte basal destes carbonatos, que repousam sobre os depósitos glaciogênicos da Formação Bebedouro.

Excursões negativas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ são registradas durante períodos glaciais (Knoll et al., 1986; Kaufman et al., 1991; Knoll & Walter, 1992; Derry et al., 1992; Smith et al., no prelo). Dessa forma, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos determinados na base da Formação Sete Lagoas são uma indicação de que estas rochas se depositaram durante, ou imediatamente após, um período glacial.

Quanto às amostras que apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ anormalmente altos, quando comparados com os de outros carbonatos neoproterozóicos do mundo, a interpretação não parece ser simples. Este enriquecimento pode estar representando composições isotópicas primárias ou secundárias, resultantes da alteração pós-deposicional.

De acordo com Derry et al. (1992), as composições isotópicas de Sr e C em carbonatos marinhos são susceptíveis à alteração. Os processos de alteração podem incluir: transformações diagenéticas precoces, diagênese tardia através da interação rocha - fluido, atividade hidrotermal e metamorfismo, entre outros.

Entretanto, o empobrecimento relativo de ^{13}C na fração orgânica das rochas carbonáticas, similar àquelas observadas nos carbonatos do Grupo Bambuí ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{CARB-COT}} = 28 \pm 2\text{‰}$), tem sido observada em outras bacias neoproterozóicas. É atribuída à biossíntese orgânica primária e formação de carbonatos em equilíbrio com CO_2 dissolvido na água do mar (Knoll et al., 1986). Conforme estes autores, nenhum processo secundário, com poder de desviar as composições isotópicas de carbono da rocha total e do carbono orgânico na mesma direção e proporção, é conhecido.

O intervalo nos valores de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CARB-COT}}$ ($28 \pm 2\text{‰}$), nos carbonatos do Grupo Bambuí, é menor que aqueles encontrados em seqüências neoproterozóicas de Yangtze, China (Lambert et al., 1987) e Namíbia, África (Kaufman et al., 1991). Os amplos intervalos ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{CARB-COT}} = 10$ a 30‰) nestas seqüências foram atribuídos a processos secundários, que afetaram a composição isotópica de carbono da matéria orgânica. Assim, Kaufman et al. (1991) observaram que as composições isotópicas de C do Grupo Gariep, no Cráton do Kalahari, Namíbia, foram, significativamente, alteradas pelos processos termais e deformacionais associados à Orogênese Pan-Africana.

Se o valor de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CARB-COT}}$, nas rochas do Grupo Bambuí, representasse uma condição próxima do equilíbrio durante a deposição do carbonato com biossíntese orgânica primária, a porcentagem de carbono soterrada como matéria orgânica deveria ser anormalmente alta (50 - 60%) para as rochas do Grupo A, e ao redor de 25% para aquelas do Grupo B, assumindo um valor de $\delta^{13}\text{C} = -5,5\text{‰}$ para a água do mar (Iyer et al., no prelo).

Um aumento no valor de $\delta^{13}\text{C}$ na água do mar, por evaporação preferencial, refletiria, diretamente, no $\delta^{13}\text{C}$ tanto dos carbonatos como do carbono orgânico. Entretanto, amostras de tufas calcáreas provenientes da região de Inhaúma, MG, (Pedreira Samba), que representariam condições evaporíticas, foram analisadas por Iyer et al. (no prelo) e apresentaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -2,1 e -1,7‰, indicando que os altos valores de $\delta^{13}\text{C}$, observados nas amostras do Grupo A (+10 a +16‰), podem não estar vinculados a processos de evaporação. Adicionalmente, carbonatos do mesmo afloramento mostraram valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -4,37 e -4,08‰ (Peryt et al., 1990). Outro fator que corrobora esta hipótese é que as composições isotópicas de oxigênio em ambos os grupos de carbonatos (Grupos A e B), com raras exceções, mostram-se no mesmo intervalo.

Segundo Iyer et al. (no prelo), a explicação mais plausível para o enriquecimento anormal de ^{13}C , nos carbonatos do Grupo A, seria um processo secundário pós-deposicional, possivelmente diagenético. Contudo, a consistência dos valores de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CARB-COT}}$, observada nestas amostras, sugere que o processo diagenético pode não ser o único responsável pela alteração das razões isotópicas.

A confirmação de que estas composições representam valores primários ou secundários poderá vir a ser realizada através de análises químicas adicionais. Derry et al. (1992) sugerem que a identificação de amostras possa ser feita com o uso de indicadores, assim: amostras com composições não alteradas deverão apresentar $\delta^{18}\text{O}$ entre -9 e -4‰, razão Mn/Ca < 1 e razão Ca/Sr < 1000. Se a amostra tiver todas essas características, maior é a probabilidade de sua composição isotópica de C ser primária. O uso de apenas um dos indicadores, isoladamente, muitas vezes não possibilita detectar alterações.

Dessa forma, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ extremamente altos, determinados em algumas rochas carbonáticas (Grupo A), ainda carecem de estudos complementares para que dados conclusivos sejam obtidos, principalmente no sentido de verificar se estes valores correspondem às composições isotópicas primárias ou secundárias. Quanto aos valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais baixos (Grupo B), apresentados neste trabalho, associados àqueles determinados por Kawashita et al. (1993) e por Chang et al. (1993), podem indicar que a deposição destes carbonatos ocorreu durante (valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos, determinados por Chang et al., 1993) ou imediatamente após (valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos, porém baixos) um período glacial. Esta observação é bastante coerente com o posicionamento estratigráfico das amostras, já que valores mais baixos (negativos) de $\delta^{13}\text{C}$ foram obtidos em direção à base da Formação Sete Lagoas.

As composições de O mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ (-9 a -5‰) correspondentes à deposição em ambiente marinho. Os valores depletados em ^{18}O ($\delta^{18}\text{O} < -10‰$) observados nas amostras MF-4 e MF-5 poderiam estar vinculados a processos secundários. Evidências de alteração de razões isotópicas de O por interação com águas meteóricas, que são enriquecidas em ^{16}O , e por processos diagenéticos, têm sido amplamente observadas em rochas carbonáticas e são utilizadas para explicar valores discordantes de $\delta^{18}\text{O}$ (Schidlowski et al., 1975; Tucker, 1986; Hoefs, 1987; Magaritz & Stemmerik, 1989; Kaufman et al. 1991; Derry et al., 1992).

6.3. A deformação das rochas da porção sul da Bacia do São Francisco

As unidades do Supergrupo São Francisco, principalmente aquelas localizadas nas bordas da bacia, apresentam sinais nítidos da deformação Brasileira (Almeida, 1977, entre outros). Análise estrutural das feições impressas nas seqüências da bacia demonstram que elas resultam de dois estágios deformacionais, também observados nas faixas móveis marginais à bacia (Uhlein et al., 1986; Marshak & Alkmim, 1989; Alkmim et al., 1989; Uhlein, 1991; Chemale et al., 1993, entre outros). Para Chemale et al. (1993), a deformação das rochas do Grupo Bambuí se deu no estilo de "thin-skinned foreland fold-thrust belt", onde o pacote sedimentar do grupo "deslizou" sobre as seqüências inferiores, durante o evento compressivo causado pelo cavalgamento dos cinturões.

6.3.1. A tectônica dos cinturões marginais ao Cráton do São Francisco

Assumindo-se, então, que parte das rochas da Bacia do São Francisco é extensão das bacias sedimentares precursoras das faixas móveis Brasilianas, exibindo as mesmas estruturas deformacionais dos cinturões adjacentes (Araçuaí a leste, Brasília a oeste), as idades determinadas, nestes cinturões, podem indicar as épocas em que as principais fases deformacionais ocorreram.

6.3.1.1. Faixa Araçuaí

A Faixa Araçuaí se estende ao longo da borda leste da Bacia do São Francisco (Fig. 4.1). A maioria dos dados geocronológicos foram obtidos em sua porção norte, sendo que poucos são disponíveis para sua parte sul.

A porção sul da Faixa Araçuaí, na borda leste da bacia, é representada pelas unidades do Supergrupo Espinhaço. Nesta região, o limite entre cráton e cinturão é marcado por um sistema de falhas de empurrão ou contato em dobra de cobertura, que justapõem rochas do Supergrupo Espinhaço ou Grupo Macaúbas, a leste, e sedimentos do Grupo Bambuí, a oeste (Pflug, 1965; Dossin, 1983; Dossin & Dardenne, 1984; Alkmim et al., 1989, Uhlein, 1991, entre outros). Estas estruturas marcam o início do envolvimento do embasamento na deformação da cobertura (Alkmim et al., 1993)

Brito Neves et al. (1979), estudando a evolução geológica da Cordilheira do Espinhaço, sugeriram que o metamorfismo e a deformação não generalizada das unidades do Grupo Bambuí (e cronocorrelatos) ocorreram entre 650 e 550 Ma. Esta idade foi apontada em função daquelas obtidas no metariolito de Conceição de Mata Dentro, MG, pelo método Rb/Sr, com valores de 640 e 530 Ma. Segundo Brito Neves et al. (1979), esses correspondem à idade do metamorfismo. A época de cristalização deste metariolito foi obtida pelo método U/Pb em zircões, e indica uma idade de 1770 Ma, relativa à fase inicial do vulcanismo do Supergrupo Espinhaço.

Machado et al. (1989) analisaram, pelo método U/Pb, frações de sobrecrescimento de zircões e titanita de um migmatito da região de Nossa Senhora do Porto, MG, o qual integra o Complexo Gnáissico - Granítico da Província Mantiqueira, ocorrente a leste da Serra do Espinhaço. A idade de 512 ± 5 Ma determinada nesta rocha poderia, segundo os autores, ser utilizada como uma estimativa para a época de deformação que afetou as rochas do Supergrupo São Francisco.

Estudos geocronológicos de maior detalhe foram realizados por Siga Jr. (1986) nas rochas da Faixa Araçuaí, no nordeste do estado de Minas Gerais. Siga Jr. (1986) dividiu aquela área da faixa em domínio externo (mais próximo do cráton) e domínio interno (o

cinturão propriamente dito), e observou que o grau de metamorfismo cresce progressivamente de oeste para leste, chegando ao fácies anfibolito alto na região interna da faixa.

Rochas do domínio externo, pertencentes ao Complexo Gnáissico Migmatítico de Itacambira-Barroão, com idades arqueanas a paleoproterozóicas, constituem o embasamento das rochas da Faixa Araçuaí. Biotitas destas rochas foram analisadas pelo método K/Ar e apresentaram idades de 632 ± 22 Ma e 670 ± 18 Ma. Gnaisses ao norte de Barroão forneceram idade K/Ar, em rocha total, de 635 ± 13 Ma, e ao sul de Barroão, idade de 574 ± 10 Ma. Estas idades, segundo Siga Jr. (1986), representariam o reflexo da tectônica do Ciclo Brasileiro naquela área, atingindo temperaturas de pelo menos 300°C .

No domínio interno da Faixa Araçuaí, Siga Jr. (1986) observou, através de dados Rb/Sr em rocha total e U/Pb em zircões, que a principal fase de geração de rochas ocorreu entre 660 e 570 Ma. A granitogênese foi subdividida por aquele autor em episódios de caráter sin- a tardi-tectônicos (650 - 550 Ma), tardi- a pós-tectônicos (550 - 500 Ma) e pós-tectônicos a anorogênicos (500 - 450 Ma). Os dados K/Ar indicam que o resfriamento final destas rochas ocorreu no intervalo de 500 a 450 Ma.

Metassedimentos do Grupo Macaúbas (metassedimentos Salinas, incluindo rochas da Formação Salinas e parte da Formação Carbonita, Pereira et al., 1984, apud Siga Jr., 1986) que ocorrem no domínio interno, foram datados pelo método Rb/Sr em rocha total, e apresentaram idades de 660 ± 60 Ma (Sá, 1977 apud Siga Jr., 1986) e 630 ± 30 Ma, interpretadas como idades do metamorfismo que, na região, atinge fácies anfibolito (Siga Jr., 1986). Cabe aqui ressaltar a grande similaridade destas idades com aquelas determinadas, por outros autores, nas rochas do Grupo Bambuí que ocorrem sobre o cráton (Fig. 6.6).

Um trabalho realizado, na parte norte da Faixa Araçuaí, por Pedrosa Soares et al. (1992) também indica que as estruturas ocorrentes naquelas rochas pertencem a dois estágios de deformação, provavelmente progressivos e desenvolvidos durante o Ciclo Brasileiro.

Estruturas deformacionais e "trends" estruturais similares àqueles do Grupo Macaúbas têm sido registrados no Grupo Espinhaço, Grupo Bambuí e zonas de cisalhamento ao longo do Complexo Porteirinha (Bahia), no domínio oeste da Faixa Araçuaí (vide Uhlein et al., 1986; Marshak & Alkmim, 1989; Alkmim et al., 1989; Fonseca et al., 1991; Pedreira Soares et al., 1992, entre outros).

Pedrosa Soares et al. (1992) concluem que a principal fase orogênica do Ciclo Brasileiro, na Faixa Araçuaí ocorreu entre 700 e 550 Ma, sendo que há, aproximadamente, 700 Ma houve a interposição de fatias de rochas ultramáficas nas rochas do Grupo Macaúbas. A época do metamorfismo regional foi estimada, por aqueles autores, através de idades Rb/Sr

de 660 ± 60 Ma e 640 ± 30 Ma, anteriormente publicadas por Siga Jr. (1986) e determinadas em metassedimentos do Grupo Macaúbas e de granitos sin-orogênicos. O final do Ciclo Brasileiro foi marcado pelas intrusões de granitos tardi- a pós-tectônicos com idades dentre 500 e 550 Ma, também determinadas por Siga Jr. (1986).

Söllner et al. (1991) publicaram idades U/Pb, em zircões e titanitas, e Rb/Sr, em rocha total, de unidades da Província Mantiqueira, ao longo do Cinturão Ribeira, que ocorre a leste da Faixa Araçuaí. Os autores também determinaram uma idade U/Pb, em rochas gnáissicas do Complexo Barbacena, pertencente ao Cráton do São Francisco.

Segundo Söllner et al. (1991), a principal fase do metamorfismo Brasileiro seria mais antiga em áreas próximas ao cráton e mais jovem na Faixa Ribeira. Este evento sobre as rochas do cráton (Complexo Barbacena) foi datado em 622 ± 7 Ma (intercepto inferior no diagrama concórdia), tendo causado perda de Pb radiogênico em zircões. Para as rochas dos complexos Juiz de Fora e Costeiro, mais distantes do cráton, as idades são mais jovens, entre 586 ± 3 e $554^{+6/-7}$ Ma. O estágio final do metamorfismo no Complexo Costeiro, segundo Söllner et al. (1991), aconteceu há 558 ± 3 Ma. Em uma segunda fase do Ciclo Brasileiro, teria ocorrido intrusão de granitos pós-tectônicos com idades de 513 ± 8 Ma (Söllner et al., 1987), reaquecimento dos metassedimentos e perda de Pb radiogênico nas rochas da faixa (Söllner et al., 1991).

A interpretação de Söllner et al. (1991) de que há um decréscimo de idades do cráton em direção ao interior da Faixa Ribeira, com evolução em dois estágios durante o Ciclo Brasileiro, é discutida por Campos Neto (1991) que sugere a divisão destes eventos em dois ciclos tecto-orogênicos. As idades mais antigas seriam correlacionáveis à "Orogênese Brasileira", enquanto que as idades mais jovens representariam uma orogênese posterior, denominada "Orogênese Rio Doce".

Pela observação dos dados geocronológicos disponíveis para a Faixa Araçuaí, é possível estimar que eventos de geração de rochas, metamorfismo e deformação, ocorreram, principalmente no intervalo entre 650 e 500 Ma, acontecendo a deformação principal há cerca de 650-600 Ma.

6.3.1.2. Faixa Brasília

A Faixa Brasília ocorre na borda oeste do Cráton do São Francisco e o limite entre estas duas entidades geotectônicas é marcado por falha de empurrão que coloca unidades mais velhas, incluindo o embasamento, sobre as rochas do Grupo Bambuí (Alkmim et al., 1993; Valeriano, 1993). Existe um consenso a respeito de sua idade neoproterozóica, no entanto, dados geocronológicos nesta faixa são escassos.

Fuck (1990) considera todos os terrenos deformados, entre o Maciço Mediano Goiano e o Cráton do São Francisco, como pertencentes à Faixa Brasília, compartimentando-a em zonas interna e externa. Dados geocronológicos obtidos pelos métodos U/Pb e Rb/Sr por Pimentel et al. (1991a, b; 1992) e Pimentel & Fuck (1991, 1992), para a região sudoeste de Goiás, corroboram esta idéia e comprovam que a principal fase de metamorfismo, nesta faixa, ocorreu entre 640 e 600 Ma, dando-se a geração de granitos tardi- a pós-tectônicos entre 590 e 485 Ma. Embora estes dados sejam provenientes de uma região relativamente distante da borda do cráton, parecem refletir a tectônica desta faixa, no contexto regional.

Através de um mapeamento geológico de detalhe, realizado na porção extremo sul da Faixa Brasília, Valeriano (1993) demonstrou que rochas dos Grupos Araxá e Canastra (Nappe Araxá-Canastra, NAC) e da Sequência Serra da Boa Esperança (que constitui, em parte, juntamente com o embasamento alóctone, o Sistema de Cavalgamento Ilcínea-Piumhi, SCIP) compõem um domínio alóctone naquela região. Estas unidades (NAC e SCIP) foram empurradas sobre as rochas do domínio autóctone, que, na região, compreendem o Grupo Bambuí e o embasamento cratônico. A distribuição contínua do Grupo Bambuí desde a área cratônica (a leste) até Itaú de Minas (a oeste), sempre separando o domínio alóctone do embasamento autóctone, segundo Valeriano (1993), ampliaria de forma significativa a extensão da Bacia do São Francisco, em relação àquela anteriormente estabelecida, visto que suas bordas oeste e leste foram recobertas pelos terrenos alóctones durante a Orogênese Brasileira.

Para Valeriano (1993), o cavalgamento das unidades alóctones sobre as rochas do Grupo Bambuí, depositado diretamente sobre o embasamento, se deu por mais de 100 km, em direção a leste, e o estágio final deste evento teria se dado próximo a 600 Ma. Esta conclusão foi baseada em idades K/Ar obtidas em micas brancas de unidades da NAC e SCIP, que mostraram valores entre 673 ± 27 e 567 ± 7 Ma (Valeriano, 1993).

Através dos dados geocronológicos obtidos nas rochas, que constituem a Faixa Brasília, é possível observar que a fase principal de deformação ocorreu entre 650 e 600 Ma, com eventos pós-tectônicos até cerca de 500 Ma.

6.3.2. A idade de deformação das rochas do Grupo Bambuí.

As idades isocrônicas Pb/Pb aqui obtidas, em amostras de rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas, apresentam valores coincidentes com o do pico metamórfico (650 - 600 Ma) e os dos eventos tardi- a pós-tectônicos (600 - 500 Ma), registrados nos cinturões marginais. Rochas da Formação Lagoa do Jacaré apresentaram Pb cristal não-radiogênico, não possibilitando a determinação de idades pelo método Pb/Pb.

Idades de cerca de 650 - 600 Ma foram determinadas pelo método Rb/Sr em amostras de rocha total de pelitos, de várias regiões da porção sul da bacia (Amaral & Kawashita, 1967; Bonhomme, 1976; Thomaz Filho & Bonhomme, 1979; Thomaz Filho & Lima, 1981) e foram interpretadas como idades de metamorfismo ou homogeneização isotópica de Sr. Estas idades, com exceção daquela de Amaral e Kawashita (1967) foram determinadas em amostras que não apresentam deformação mesoscópica.

Neste trabalho, uma idade Pb/Pb de 686 ± 69 Ma foi definida por amostras de rochas carbonáticas provenientes da região de Moema - Bom Despacho. Foi interpretada como idade mínima de deposição. Entretanto, esta é concordante, dentro do erro experimental, com aquelas obtidas pelo método Rb/Sr mencionadas acima, e também com o pico metamórfico registrado nas faixas brasileiras adjacentes ao cráton.

Rochas carbonáticas das zonas centrais da bacia (C₁ e C₂ de Alkmim et al., 1989) forneceram idades Pb/Pb em torno de 500 - 550 Ma (MF-10 = 520 ± 53 Ma; MF-19 = 565 ± 89 Ma). Estas são também concordantes com idades Rb/Sr e K/Ar de amostras de fração fina de sedimentos da bacia (Bonhomme, 1976) e com as de granitos tardi- a pós-tectônicos ocorrentes nas faixas móveis (Siga Jr., 1986; Söllner et al., 1987, 1991; Pimentel & Fuck, 1991, 1992; Pimentel et al., 1991a).

Este período foi ainda, determinado pela geócrona de terceiro estágio (Stacey & Kramers, 1975) de 500 - 550 Ma (Figuras 6.1 e 6.5). Esta geócrona foi definida por composições isotópicas de Pb de amostras contendo Pb Tipo III e Pb Tipo II, que representam Pb radiogênico crustal antigo e Pb crustal não radiogênico, respectivamente. A idade obtida é interpretada como a época em que Pb antigo do embasamento foi incorporado às rochas carbonáticas, através de um evento regional de migração de fluidos, facilitada pela reativação de antigas falhas do embasamento, que teriam se comportado como passagens destes fluidos.

Essa percolação de fluidos teria sido igualmente a responsável pela formação das mineralizações de galenas, que estão associadas às rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, e que, segundo Parenti Couto et al. (1981), têm sua formação vinculada a uma ou mais fases tectônicas do Ciclo Brasileiro.

Pelo exposto acima, é possível observar que as rochas da Bacia do São Francisco, além de apresentarem o mesmo estilo e orientação estrutural da deformação dos cinturões adjacentes, mostram, outrossim, as mesmas idades, isto é, entre 650 e 500 Ma, aproximadamente, como pode ser observado no quadro esquemático da Figura 6.6. Isto indicaria que, durante este intervalo, as rochas da bacia foram submetidas a esforços tectônicos, resultando na deformação apresentada pelas suas unidades litológicas.

Figura 6.6. Quadro-síntese com as idades disponíveis para as Faixas Brasília e Araçuaí e para o Grupo Bambuí

FAIXA BRASÍLIA	GRUPO BAMBUÍ	FAIXA ARAÇUAÍ
640 a 600 Ma [1] pico metamórfico	695 ± 12 Ma (R ₀ = 0,7077) [4] 610 ± 9 Ma (R ₀ = 0,7097) [4]	670 ± 18 Ma [8] 635 ± 13 Ma [8]
590 a 485 Ma [2] eventos pós- a tardi-tectônicos	670 ± 20 Ma (R ₀ = 0,7063) [5] 560 ± 40 Ma (R ₀ = 0,7110) [5] 641 ± 18 Ma (R ₀ = 0,7084) [6] 573 ± 18 e 465 ± 21 Ma (R ₀ = 0,715 a 0,72) [6]	632 ± 22 Ma [8] 574 ± 10 Ma [8] (idades K/Ar do embasamento/resfriamento)
673 ± 27 a 567 ± 7 Ma [3] época do cavalgamento do cinturão sobre o Grupo Bambuí	640 ± 15 Ma (R ₀ = 0,7109) [7] 620 ± 40 Ma (R ₀ = 0,7125) [7] 590 ± 40 Ma (R ₀ = 0,7115) [7]	660 ± 60 Ma [8] 630 ± 30 Ma [8] (metamorfismo)
	576 ± 12 a 662 ± 18 Ma [4] 582 ± 15 a 607 ± 15 Ma [5] 516 a 478 Ma [6]	640 - 530 Ma [9] (metamorfismo)
		660 - 570 Ma [8] (granitogênese)
		512 ± 5 Ma [10] migmatização
		586 ± 3 e 544 ± 6/-7 Ma [11] 513 ± 8 Ma [11,12] granitogênese (Faixa Ribeira)

Nota: Para o significado das idades, e método de datação utilizado, para as rochas do Grupo Bambuí, ver Figura 4.7.

- Referências: [1] Pimentel et al., 1991a [5] Thomaz Filho & Lima, 1981 [9] Brito Neves et al., 1979
 [2] Pimentel & Fuck, 1991 [6] Bonhomme, 1976 [10] Machado et al., 1989a
 [3] Valeriano, 1993 [7] Parenti Couto et al., 1981 [11] Söllner et al., 1991
 [4] Thomaz Filho & Bonhomme, 1979 [8] Siga Jr., 1986 [12] Söllner et al., 1987

Considerando a Bacia do São Francisco como intracratônica, isso implicaria em que suas rochas se depositaram antes da fase orogenética principal dos cinturões adjacentes.

6.4. Considerações sobre a idade de deposição das rochas do Grupo Bambuí, com base nos dados disponíveis na literatura

A idade de deposição das rochas do Grupo Bambuí tem sido objeto de pesquisa desde a década de 60, continuando ainda em aberto. A tentativa de obter idades diretas de deposição das rochas carbonáticas, pelo método Pb/Pb, não levou a resultados conclusivos. Até o momento, estas rochas são consideradas como de idade neoproterozóica (1000 - 570 Ma).

A determinação das idades de deposição das seqüências sedimentares da Bacia do São Francisco tem sido ensaiada por vários autores através de dados radiométricos diretos, ou seja, datação Rb/Sr em sedimentos, e de indiretos, através de idades K/Ar de diques básicos anorogênicos, que cortam as rochas do embasamento sem afetar/intrudir as seqüências da bacia, por razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ integradas a isótopos estáveis em rochas carbonáticas e por dados paleontológicos.

6.4.1. Dados radiométricos diretos

Idades isocrônicas Rb/Sr, determinadas em siltitos e argilitos, às vezes, arcoseanos, por Parenti Couto et al. (1981), são as únicas idades diretas determinadas na região sul da bacia, que foram interpretadas como referentes à deposição. Estas idades foram determinadas em amostras de rocha total com uma componente detrítica expressiva.

Estes autores obtiveram uma idade de 640 ± 15 Ma ($R_0 = 0,7109$) para amostras da Formação Paraopeba, procedentes da região de Itacarambi, MG. Dados analíticos obtidos nas amostras da mesma formação, provenientes da região de Formiga, MG (≈ 650 km ao sul de Itacarambi), se alinharam na mesma reta, fazendo com que os autores sugerissem que essa idade poderia representar a época de deposição das rochas na região de Formiga.

Para os siltitos arcoseanos da Formação Três Marias, coletados próximo a Felixlândia, MG, foi definida uma idade Rb/Sr de 620 ± 40 Ma ($R_0 = 0,7125$). Neste caso, também, amostras de outros locais (Três Marias, Pirapora e Rio Abaeté, MG) se alinharam na reta definida pelas amostras de Felixlândia.

Os siltitos arcoseanos da Formação Pirapora, topo do Grupo Bambuí (Formação Três Marias de Dardenne, 1978), coletados próximo a Pirapora, apresentaram uma idade Rb/Sr de 590 ± 40 Ma ($R_0 = 0,7115$).

De acordo com o zoneamento tectônico proposto por Alkmim et al. (1989) e Chemale Jr. et al. (1993), estas amostras estão localizadas nas zonas estáveis da bacia (Itacarambi, Três Marias e Felixlândia) e nas zonas de influência dos cinturões brasileiros adjacentes (Pirapora, Rio Abaeté).

Parenti Couto et al. (1981) interpretaram estas idades de acordo com o modelo proposto por Cordani et al. (1978), que defendem a idéia de que rochas pelíticas, contendo componente detrítica, sofreriam uma homogeneização isotópica de Sr no ambiente deposicional, através de um processo de dispersão mecânica do material clástico.

Um trabalho de detalhe sobre a aplicação da metodologia Rb/Sr em rochas sedimentares, foi realizado por Mizusaki (1992), mostrando que uma uniformização das razões iniciais de Sr pode ocorrer em sedimentitos contendo grande quantidade de material fino (argilo-minerais) e sob influência marinha, sendo que, em amostras com fração detrítica expressiva, esta tendência à homogeneização ocorreria em menor escala.

As idades determinadas por Parenti Couto et al. (1981) foram interpretadas como de deposição, em função da ausência de evidências de tectonismo e/ou metamorfismo nas rochas e pelas baixas razões iniciais de Sr determinadas nos diagramas isocrônicos. Entretanto, segundo Bonhomme (1982), as razões iniciais de Sr não podem ser utilizadas como um parâmetro determinante para indicar se a idade representa época de deposição ou diagênese (precoce ou tardia). Baixas razões iniciais de Sr podem ser obtidas durante o processo diagenético ou de abertura do sistema isotópico, quando grandes quantidades de Sr primário (da água do mar) contido nos poros das rochas, e também dos carbonatos associados, são liberados, resultando em uma diluição de Sr radiogênico. Este efeito resultaria em baixas razões iniciais de Sr mesmo em isócronas de frações finas.

O fato das idades determinadas em amostras de rocha total, por Parenti Couto et al. (1981), apresentarem concordância, mesmo para amostras coletadas a mais de 600 km de distância, sugere que a uniformização das razões isotópicas de Sr, em tal escala, poderia ter ocorrido durante um evento pós-deposicional. Devido ao pequeno número de amostras analisadas, seu caráter detrítico, e à falta de análise de suas frações finas, não pode ser excluída a possibilidade de que estas idades representem a época de uma homogeneização de Sr, em um evento pós-deposicional.

6.4.2. Dados radiométricos indiretos

6.4.2.1. Idades de diques básicos

Dados radiométricos determinados pelos métodos K/Ar e U/Pb, em amostras de rocha total ou minerais, de diques básicos anorogênicos, ocorrentes em diferentes regiões do cráton,

foram utilizados para inferir idades máximas de deposição das seqüências basais do Grupo Bambuí, ou seja, os carbonatos da Formação Sete Lagoas (Dardenne, 1978). Estes diques cortam as rochas do embasamento da Bacia do São Francisco, sem porém intrudir as rochas da cobertura.

Parenti Couto et al. (1983) determinaram uma idade K/Ar, em rocha total, de 980 ± 21 Ma para um gabro da região de Santa Luzia, MG. Segundo os autores, esta rocha não apresenta metamorfismo aparente e sua situação geológica condiciona uma idade máxima para a deposição da Formação Paraopeba, naquela região.

Teixeira (1985), analisando diques que cortam as rochas do embasamento, determinou uma idade K/Ar de 762 ± 22 Ma, em plagioclásio, de um dique (epidiabásio) da região de Formiga, MG, que também indicaria a idade máxima de deposição das rochas da Formação Sete Lagoas, naquela porção da bacia.

A idade U/Pb de 635 ± 2 Ma, determinada em zircões de um sill de traquito pórfiro intrusivo em unidades do Maciço de Piumhi, ocorrente no sudoeste da bacia, segundo Machado e Schrank (1989), poderia indicar a idade máxima para a deposição do Grupo Bambuí. Esta mesma rocha forneceu idade K/Ar (rocha total) de 1896 ± 100 Ma (Schrank, 1982).

Cabe ressaltar que nenhum destes diques ocorre dentro dos limites da Bacia do São Francisco, mas em suas bordas, não sendo possível observar o contato entre eles e as litologias do Grupo Bambuí.

Em função dos dados acima apresentados, observa-se que a utilização de idades de diques básicos para inferir a idade máxima de deposição das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas não é um critério confiável, devendo, portanto, ser feito com muita cautela, desde que diferença de, aproximadamente, 300 Ma foi obtida nas idades de diques intrudidos em diferentes regiões do cráton.

6.4.2.2. Razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas

Kawashita et al. (1987, 1993) e Chang et al. (1993) utilizaram razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, em carbonatos, para estimar a idade de deposição dos calcários da Formação Sete Lagoas.

Este método baseia-se no princípio de que carbonatos marinhos registram a composição isotópica do Sr da água do mar na época da deposição; pelo fato de suas razões Rb/Sr serem bastante baixas, não haveria a produção de Sr radiogênico, e as composições isotópicas de Sr se manteriam constantes, podendo indicar a época de deposição destas

rochas (Faure & Powell, 1972). Cuidados devem ser tomados durante a seleção de amostras, já que processos como diagênese, dolomitização e metamorfismo podem alterar as composições isotópicas originais destas rochas (Faure, 1986; Derry et al., 1992).

Várias curvas de evolução isotópica de Sr em função do tempo foram publicadas para carbonatos marinhos, principalmente para carbonatos paleozóicos (Peterman et al., 1970; Faure, 1982; Burke et al., 1982). A evolução das composições isotópicas de Sr, durante o Neoproterozóico, foi apresentada por Veizer & Compston (1976) e Veizer et al. (1983). Os valores determinados por Veizer et al. (1983) são apresentados na Tabela 6.1. Curvas de evolução de Sr na água do mar, mais recentes, foram publicadas por Derry et al. (1989; 1992) e Asmeron et al. (1991).

Tabela 6.1. Variações das razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, em rochas carbonáticas, para o intervalo entre 1000 e 600 Ma (Veizer et al., 1983).

Tempo (Ma)	Razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1000 ± 50	≈ 0,7075
900 ± 50	0,7056 - 0,7074
800 ± 50	0,7068 - 0,7091 (0,7106)
700 ± 50	0,7074 - 0,7077
600 ± 50	0,7076 - 0,7089 (0,7096)

As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, determinadas em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, mostram valores médios de $0,7077 \pm 0,0003$ (Kawashita et al., 1987), $0,70747 \pm 0,00007$ (Kawashita et al., 1993), e um intervalo entre 0,70734 e 0,70759 (Chang et al., 1993).

Se estes dados determinados forem comparados com aqueles sugeridos por Veizer et al. (1983) (Tabela 6.1), eles se adaptam, dentro do erro analítico, em praticamente todos os intervalos definidos entre 1000 e 600 Ma. Como pode ser observado, a análise isolada dos dados isotópicos de Sr não define precisamente a idade de deposição de rochas carbonáticas, necessitando de informações adicionais para uma melhor interpretação.

A análise conjugada dos dados isotópicos de Sr com fósseis (acritarcas) e idades Rb/Sr (Parenti Couto et al., 1981) conduziu Kawashita et al. (1987) a sugerirem uma idade vendiana (680 - 570 Ma) para a deposição dos carbonatos do Grupo Bambuí. A avaliação conjunta com dados de isótopos estáveis (C e O), feita por Kawashita et al. (1993), indica um

intervalo entre 800 e 600 Ma para a deposição dos carbonatos, sendo que os autores preferiram o limite mínimo deste intervalo, em função das idades Rb/Sr determinadas por Parenti Couto et al. (1981). Entretanto, como anteriormente comentado, a possibilidade das idades de Parenti Couto et al. (1981) representarem épocas de homogeneização isotópica não pode ser descartada.

Chang et al. (1993) também utilizaram dados de isótopos estáveis de C para melhor avaliar o intervalo definido pelas razões de Sr, e sugerem uma idade ao redor de 600 Ma para a deposição destas rochas, não considerando as excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ como indicativas de que a deposição destas rochas pode ter ocorrido durante ou imediatamente após um evento glacial.

Dessa forma, os valores de razões de Sr de rochas carbonáticas, obtidas até o momento, não fornecem dados conclusivos quanto à idade de deposição dos carbonatos do Grupo Bambuí.

6.4.2.3. Inferência da idade de deposição do Grupo Bambuí através da idade do Grupo Macaúbas e unidades correlatas

Inferências quanto à idade de deposição das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas também poderiam ser feitas, se idades precisas de deposição das rochas do Grupo Macaúbas, unidade estratigráfica imediatamente inferior, fossem disponíveis para a porção sul da bacia. As idades da Formação Macaúbas (e cronocorrelatas) poderiam indicar uma idade máxima para a deposição dos carbonatos.

Para esta inferência, a idade de diques não seria possível já que estes indicariam a idade máxima para a Formação Macaúbas (e unidades correlatas) e não a idade do Grupo Bambuí. Além disso, idades de diques entre 900 e 1080 Ma (Machado et al., 1989a; D'Agrella et al., 1991a, b; Renne et al., 1991) foram utilizadas para estabelecer a idade máxima dos depósitos glaciogênicos.

Idades radiométricas pelo método Rb/Sr, em rochas carbonáticas e pelíticas da Formação Bebedouro, na Bahia (correlacionável com o Grupo Macaúbas), indicam valores ao redor de 900 Ma para um evento diagenético, e 960 Ma como a idade máxima para a deposição das rochas da Formação Bebedouro (Macedo, 1982; Macedo & Bonhomme, 1984).

Um problema que poderia impedir esta correlação seria que, de acordo com Montes et al. (1985), os sedimentos da Formação Salitre estão depositados discordantemente sobre os sedimentos glaciogênicos da Formação Bebedouro. Entretanto, interdigitações entre estas unidades já foram observadas na região de Caatinga do Moura, BA, tanto em superfície

quanto em perfis de poços tubulares profundos (Brito Neves, 1967), e também nas regiões de Sebastião Laranjeiras, Candiba e Guanambi, BA (Della Piazza, com. verbal, 1993).

Na porção sul da bacia, em Minas Gerais, os sedimentos do Grupo Macaúbas e da Formação Sete Lagoas ocorrem, localmente, interdigitados (Campbell et al., 1966; Pflug, 1967; Schmidt, 1972; Schöll, 1972; Hettich, 1977; Dardenne, 1978; Dardenne & Walde, 1979).

A utilização da idade de deposição entre 950 - 1000 Ma para a Formação Bebedouro (cronocorrelata da Formação Macaúbas), poderia, em princípio, indicar a idade próxima da deposição dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, unidade basal do Grupo Bambuí. Para isso, se deve assumir que as rochas do Grupo Macaúbas e da Formação Bebedouro representem depósitos glaciogênicos resultantes de um mesmo episódio ocorrido, provavelmente, em torno de 1000 Ma, o que parece ser aceito pela maioria dos pesquisadores (ver Hoppe & Karfunkel, 1988).

Um dado, que corrobora esta hipótese, é a determinação de valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos da base da Formação Sete Lagoas, MG (Chang et al., 1993) e da Formação Salitre, BA (Torquato e Misi, 1977; Misi, 1993). Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ são indicativos de deposição durante ou imediatamente após períodos glaciais (Knoll et al., 1986; Kaufman et al., 1991; Derry et al., 1992; Knoll & Walter, 1992; Smith et al., no prelo).

6.4.3. Registro paleontológico do Grupo Bambuí

O documentário paleontológico do Grupo Bambuí, que poderia fornecer informações cronoestratigráficas, ainda é pouco conhecido. Isto se deve, principalmente, à má preservação dos microfósseis e à falta de estudos comparativos detalhados dos estromatólitos, que são localmente abundantes.

As estruturas estromatolíticas estão associadas às seqüências carbonáticas e sua ocorrência nas unidades do Grupo Bambuí "típico", i.e., unidades depositadas sobre o cráton, foi mais detalhada por Marchese (1974), na região de Sete Lagoas, MG. Estes estromatólitos foram descritos como sendo afins com os grupos *Gymnosolen* ou *Boxonia* (do "supergrupo Gymnosolenida" de Raaben, 1969), grupos estes encontrados mais comumente no Rifeano Superior (950 e 650 Ma).

Outros estromatólitos estudados ocorrem na borda oeste do Cráton do São Francisco e na Faixa Brasília, adjacente, dentro de unidades originalmente incluídas no Grupo Bambuí *s.l.*, como, por exemplo, a Formação Vazante, na região de Vazante-Paracatu, MG (Moeri, 1972; Cloud e Dardenne, 1973; Campos Neto, 1979; Dardenne, 1979 apud Dardenne, 1981) e a Sequência Unai, próximo a Unai, MG (Campos Neto, 1979; Fairchild e Subacius, 1986).

Atualmente, a tendência de vários autores é de considerar a Formação Vazante e a parte siliciclástica basal da Sequência de Unai como correlatas ao Grupo Paranoá, mesoproterozóico, com base, em parte, na presença dos estromatólitos *Conophyton metula* e *Conophyton cylindricum*, que, raramente, ocorrem em rochas mais novas do que Rifeano Médio (1350 - 950 Ma) (Chumakov e Semikhatov, 1981). Sobreposta à parte basal da Sequência de Unai, dentro da unidade intermediária carbonática, equivalente à porção carbonática do Grupo Bambuí (Campos Neto, 1979), ocorre *Stratifera undata* (Fairchild & Subacius, 1986), também conhecido na Faixa Sergipana (Cassedanne & Silva Filho, 1982). Devido à sua simplicidade, porém, este taxon estromatolítico não possui conotações temporais precisas, mesmo quando encontrado em situação sugestiva, na Faixa Sergipana, encaixada em rochas limitadas, geocronologicamente, entre 1000 e 500 Ma (Cassedanne & Silva Filho, 1982).

Microfósseis orgânicos, especialmente os acritarcas, possuem maior potencialidade para datação e correlação. Quadros (1987) observou acritarcas em amostras de um poço perfurado pela PETROBRÁS (1-MA-1-MG), localizado próximo a Montalvânia, MG. Os estratos donde procedem essas amostras podem ser correlacionados ao Grupo Paranoá (Braun et al., 1990), e uma idade vendiana (680 - 570 Ma) foi sugerida por Quadros (1987) para os mesmos.

Pesquisas recentes de Simonetti (em prep.), realizadas em amostras do Grupo Bambuí como também de rochas mais antigas, provavelmente correlacionáveis ao Supergrupo Espinhaço (inclusive analisando os mesmos níveis estudados por Quadros (1987), provenientes de quatro poços perfurados pela PETROBRÁS (1-MA-1-MG, 1-RF-1-MG, 1-RC-1-GO) e CPRM (1-PSB-13-MG), revelaram microfósseis de organismos muito simples, pouco evoluídos, não tendo sido encontradas as formas descritas anteriormente por Quadros (1987). A ausência de formas mais ornamentadas e/ou morfologicamente mais diversificadas de acritarcas sugere uma idade mais antiga que Vendiano, talvez mais próxima ao início do Neoproterozóico, segundo Fairchild & Simonetti (com. verbal, 1993).

Metazoários aparecem em diversas partes do mundo, pela primeira vez há, aproximadamente, 600 Ma sob a forma de impressões de animais simples, "moles", desprovidos de qualquer tipo de carapaça, em rochas siliciclásticas, melhor exemplificados pela fauna de Ediacara (Glaessner, 1984). A ausência, até hoje, no Grupo Bambuí de qualquer vestígio de fóssil de metazoário, embora não constituindo argumento contundente, é coerente, como hipótese de trabalho, com uma idade mais antiga que 600 Ma para a deposição das rochas do Grupo Bambuí.

Com base nos dados paleontológicos disponíveis até o momento, parece ser coerente sugerir-se para as rochas do Grupo Bambuí uma idade entre 950 e 650 Ma, i.e., Rifeano

Superior. Dentro desta faixa, com base nas evidências microfossilíferas, é mais provável uma idade próxima ao início deste período.

6.4.4. Qual poderia ser a idade de deposição do Grupo Bambuí?

Considerando todas as discussões anteriores, é possível observar que dados conclusivos sobre a idade de deposição das rochas do grupo Bambuí não são disponíveis, até o momento.

Entretanto, se considerarmos que as rochas do Grupo Bambuí mostram as mesmas fases de deformação observadas nos cinturões móveis adjacente, e que estes cavalgaram sobre as rochas do Grupo Bambuí nas bordas leste e oeste da bacia, através de falhas de empurrão, conclui-se que as rochas da bacia, já estavam depositadas quando houve este cavalgamento. A tectônica principal dos cinturões, como discutido anteriormente, ocorreu há cerca de 650 Ma. Dessa forma, a deposição das rochas do Grupo Bambuí ocorreu em épocas anteriores a 650 Ma, com exceção da Formação Três Marias, considerada uma bacia molássica, que, possivelmente, foi depositada próximo a 600 Ma, às custas da erosão dos cinturões que bordejam a bacia.

Uma sugestão, em relação à época do início da deposição do Grupo Bambuí, pode ser feita se for considerado que os carbonatos da porção basal deste grupo ocorrem, em alguns locais, interdigitados com os sedimentos glaciogênicos, sugerindo uma deposição em períodos anteriores a 700 Ma.

Este fato é reforçado por dados de isótopos de Carbono de rochas carbonáticas da base do Grupo Bambuí, que mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos quando próximas ao contato com as rochas do Grupo Macaúbas (Chang et al., 1993) e Formação Bebedouro (Torquato & Misi, 1977; Misi, 1993), tornando-se positivos em direção ao topo. Esta excursão negativa dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ é uma evidência de que os carbonatos da base do Grupo Bambuí tenham sido depositados durante ou imediatamente após um período glacial.

Até o presente momento, as unidades do Grupo Macaúbas e Formação Bebedouro são consideradas correlatas, i.e., resultantes de um mesmo episódio glacial, e idades de cerca de 1000-950 Ma são atribuídas a estes depósitos. Isso poderia sugerir que a deposição do Grupo Bambuí tenha se iniciado logo após 950 Ma.

Esta idade parece também ser coerente com a idéia de vários pesquisadores (Almeida, 1976, 1977; Brito Neves et al., 1979; Marshak & Alkmim, 1989) que defendem que as seqüências do Grupo Bambuí, com exceção da Formação Três Marias (seqüência molássica), sejam extensões, sobre o cráton, das bacias marginais, precursoras das faixas móveis

brasileiras que bordejam o cráton, e que teriam sua deposição iniciada há, aproximadamente, 1000 Ma (Brito Neves et al., 1979; Teixeira, 1985).

Dessa forma, se a deposição se iniciou há cerca de 950 Ma e se estendeu até, aproximadamente, 650 Ma, o tempo envolvido no processo de deposição das rochas do Grupo Bambuí (com exceção da Formação Três Marias) teria sido em torno de 300 Ma, período este admissível para a deposição de sedimentos em uma bacia intracratônica, onde a subsidência é lenta e causada, fundamentalmente, pelo peso dos próprios sedimentos, como é observado em outras bacias intracratônicas do mundo, por exemplo: Bacia do Taoudeni, Congo, Adelaide, Paraná, entre outras.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

7.1. Procedimentos químico-analíticos da metodologia isotópica Pb/Pb

- Um baixo branco analítico é necessário para se obter composições isotópicas de Pb livres da contaminação que pode ser causada pelo Pb do ar, de reagentes e utensílios de laboratório. Recomenda-se a descontaminação prévia dos materiais utilizados (beckers, tubos de ensaio, pipetas) utilizando-se HNO₃ e HCl, purificação de reagentes pelo método de Mattinson (1972) (duas garrafas) e por troca iônica (no caso de HBr), e que todo o trabalho de preparação química das amostras, seja feito em ambiente de ar limpo (laboratório limpo, com capelas de fluxo laminar - classe 100).
- A dissolução de amostras de rochas carbonáticas, utilizando-se HBr, mostrou valores de brancos analíticos de Pb mais baixos que aqueles obtidos com HCl. Recomenda-se, pois, a utilização de HBr 0,6N, já que normalidades mais altas podem dissolver a fração não carbonática da rocha.
- A dissolução em dois lixiviados, onde o primeiro e o segundo lixiviados são obtidos com 2 ml e 10 ml de HBr 0,6 N, respectivamente, é indicada como mais favorável em relação a múltiplos lixiviados ou mesmo rocha total. As composições isotópicas do primeiro lixiviado mostraram maior influência do branco analítico, não sendo aconselhável seu uso para o cálculo de idades. O segundo lixiviado, obtido a partir de maior quantidade de amostra, corresponderia ao Pb do interior dos grãos, e representaria a composição isotópica média da amostra. Dissolução em múltiplos lixiviados pode resultar em dispersão dos pontos em relação à isócrona. Dissolução de rocha total (um único lixiviado) pode resultar em composições isotópicas de mistura entre aquelas do branco analítico e da amostra.

7.2. Geoquímica isotópica de Pb e idades isocrônicas Pb/Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí

- As rochas carbonáticas da porção sul da bacia do São Francisco apresentaram composições isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb que podem identificar quatro tipos distintos de Pb, denominados aqui como Tipos I, II, III e IV, e que apresentam as seguintes características:

Pb Tipo I: ocorre em rochas que contêm baixas concentrações de Pb e, relativamente, altas concentrações de U. Este Pb é variavelmente radiogênico, dependendo das razões U/Pb, sendo de evolução pós-deposicional, visto que a rocha contém U suficiente para produzir Pb

radiogênico. Este tipo de Pb é capaz de fornecer idades mínimas de deposição e/ou deformação das rochas carbonáticas.

Pb Tipo II: está presente em rochas que mostram altas concentrações de Pb e, relativamente, baixas de U; é Pb crustal não-radiogênico, que poderia representar a composição isotópica da água do mar na época de deposição destas rochas, ou como interpretado neste trabalho, a composição isotópica obtida pelas rochas durante um evento deformacional que as tenha afetado.

Pb Tipo III: está associado às rochas com altas concentrações de Pb e baixos teores de U, condições quase semelhantes àsquelas do Pb Tipo II, mas as composições isotópicas mostram Pb crustal radiogênico; este tipo de Pb pode ser dividido em tipos IIIa, IIIb, e IIIc dependendo das composições isotópicas e das razões U/Pb das amostras.

Pb Tipo IV: ocorre em rochas com baixos teores de Pb e U; mostra composições isotópicas intermediárias entre aquelas determinadas para Pb Tipo I e III. É considerado como um produto de mistura entre aqueles dois tipos (I e III).

- Amostras contendo Pb Tipo I e provenientes da área estável da bacia (segundo Alkmim et al., 1989 e Chemale Jr. et al., 1993) forneceram idades Pb/Pb de 686 ± 69 Ma (MF-7), 565 ± 89 Ma (MF-19) e 520 ± 53 Ma (MF-10), sendo interpretadas como idade mínima de deposição (MF-7) e épocas de homogeneização isotópica de Pb (MF-19, MF-10). Idades, aparentemente, mais antigas de 874 ± 290 Ma (MF-9) e 842 ± 240 Ma (MF-3) foram obtidas em amostras que estão localizadas nas zonas de influência das faixas Brasília e Araçuaí, respectivamente. Embora estas idades pudessem sugerir uma época próxima à sedimentação destas rochas carbonáticas, seus altos erros analíticos impossibilitam esta interpretação, sendo aqui assumidas como idades aparentes.

- A concordância das idades isocrônicas Pb/Pb, obtidas em amostras contendo Pb Tipo I, com aquelas definidas como representantes do pico metamórfico e de eventos pós- a tardi-tectônicos dos cinturões adjacentes (650 - 500 Ma) é indicativa de que as idades dos carbonatos podem corresponder aos reflexos da tectônica brasiliana sobre as rochas da Bacia do São Francisco, sendo sua idade de deposição mais antiga que 700 Ma.

- As composições isotópicas, determinadas em amostras contendo Pb Tipo III, forneceram idades aparentes arqueanas/paleoproterozóicas, indicando que a fonte deste Pb é o embasamento cratônico da bacia e que foi incorporado às rochas carbonáticas durante um estágio deformacional regional que afetou a bacia. A análise conjunta das composições isotópicas do Pb Tipo III e do Tipo II foi realizada, visto que estas (Pb Tipo II) podem representar composições isotópicas de Pb obtidas pelos carbonatos durante o mesmo evento deformacional que carreou Pb antigo para dentro da bacia. A reta definida pelas razões

isotópicas de Pb Tipo II e Tipo III, corta a curva de evolução isotópica de Stacey & Kramers (1975) a, aproximadamente 520 e 2100 Ma, definindo uma geócrona de terceiro estágio, de Stacey & Kramers, de 500-550 Ma. Isto pode ser interpretado como Pb antigo do embasamento (2100 Ma) incorporado às rochas carbonáticas há, aproximadamente, 500 Ma. A possibilidade de que o Pb tenha sido introduzido nas rochas carbonáticas, durante o período de 700 a 500-550 Ma, não pode ser excluída.

- É sugerido aqui que a introdução de Pb antigo, do embasamento, foi resultante de um evento de percolação de fluidos em grande escala (regional), sendo que os planos de falhas, reativadas durante a tectônica brasileira, e as zonas de cisalhamento serviram como caminho para estes fluidos. A concordância das composições isotópicas do Pb Tipo III, determinado nos carbonatos, com aquelas apresentadas pelas galenas (dados sumarizados por Iyer et al., 1992), que se formaram durante uma ou mais fases tectônicas do Ciclo Brasileiro (Parenti Couto et al., 1981), sugere uma fonte única para o Pb Tipo III e aquele das mineralizações de galenas. A ocorrência das galenas, em planos de falha e fraturas, corrobora esta hipótese de percolação de fluidos.

- De acordo com os dados estruturais da bacia (sumarizados por Alkmim et al., 1989 e Chemale Jr. et al., 1993), as rochas foram submetidas a dois estágios deformacionais durante o Ciclo Brasileiro. Não foram obtidos registros, através de idades Pb/Pb, do primeiro estágio deformacional; no entanto, a idade de 686 ± 69 Ma (MF-7) poderia, em princípio, representar este estágio. Idades entre 500 e 550 Ma (MF-10 e MF-19) poderiam corresponder ao segundo estágio de deformação da bacia, onde falhas antigas do embasamento foram reativadas. Durante este estágio, provavelmente, ocorreu a migração de fluidos, carreando Pb do embasamento e também, em alguns locais da bacia o sistema Pb/Pb foi zerado. Idades U/Pb, embora pouco precisas, foram obtidas neste intervalo, para as rochas carbonáticas, concordando com a sugestão de uma abertura dos sistemas U/Pb e Pb/Pb, nesta época.

- Os dados isotópicos de Carbono das rochas carbonáticas indicaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ que permitem sua divisão em dois grupos: Grupo A, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +0,4 e +16,1‰ (MF-4, MF-5, MF-6, MF-7, MF-9), e Grupo B, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +1,1 e +2,8‰ (MF-10 e MF-19). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ não apresentam correlação alguma com os diferentes tipos de Pb determinados nos carbonatos. As amostras do Grupo A exibem um enriquecimento anormal de ^{13}C , em relação aos demais carbonatos neoproterozóicos do mundo; estas composições isotópicas de C poderiam ser a resposta de uma época com alta produção e/ou preservação da matéria orgânica, ou poderiam ser o resultado de uma alteração secundária, pós-deposicional (diagênese?). Estudos adicionais são necessários e fundamentais para identificar se estes valores representam composições isotópicas primárias ou secundárias, o que propiciará uma avaliação mais realística destes resultados. As amostras do Grupo B apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ coerentes com aqueles observados para os

carbonatos neoproterozóicos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +1,1 e 2,8‰, determinados em amostras, estratigraficamente, inferiores àsquelas do Grupo A (ver Figuras 5.2 e 5.3), associados aos valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, determinados nos carbonatos da base do Grupo Bambuí em Minas Gerais (Chang et al., 1993) e na Bahia (Torquato e Misi, 1977; Misi, 1993), podem indicar que os carbonatos da base do Grupo Bambuí se depositaram durante, ou imediatamente após, um período glacial.

- Embora idades precisas de deposição não tenham sido obtidas neste trabalho, se considerarmos que o Grupo Macaúbas (e unidades cronocorrelatas) são registros de um evento glacial, que ocorreu ao redor de 1,0 Ga, e que os carbonatos da base do Grupo Bambuí ocorrem interdigitados com os sedimentos glaciogênicos, é possível sugerir que a deposição das rochas carbonáticas tenha se iniciado logo após 950 Ma. Dados de isótopos de carbono, como mencionado acima, são concordes com esta hipótese. Contudo, para confirmá-la, estudos geocronológicos nos sedimentos do Grupo Macaúbas são indispensáveis.
- A aplicação da metodologia isotópica Pb/Pb para a determinação de idades isocrônicas em rochas carbonáticas neoproterozóicas, embora dentro de suas limitações, oferece resultados geocronológicos satisfatórios e coerentes com a geologia regional. Os altos erros obtidos nas idades Pb/Pb podem ser minimizados com um maior número de análises. Acredita-se que a dificuldade em se obter idades precisas de deposição, nas rochas do Grupo Bambuí, não esteja relacionada à limitação da metodologia isotópica Pb/Pb, mas sim aos efeitos tectônicos que atuaram sobre as rochas, durante o Ciclo Brasileiro, acarretando o distúrbio do sistema U/Pb e, conseqüentemente, do Pb/Pb.
- A obtenção de composições isotópicas de Pb variadas, em rochas carbonáticas de bacias sedimentares, pode ser uma ferramenta utilizada para auxiliar na compreensão da sua evolução, bem como, do comportamento de seu embasamento durante os processos pós-deposicionais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F.; CHEMALE Jr., F.; BACELLAR, L.A.P.; OLIVEIRA, J.; MAGALHÃES, P.M., 1989. Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. In: SIMP. GEOL. NÚCLEO MINAS GERAIS, 5; SIMP. GEOL. NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 289-293.
- ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; CASTRO ALVES, J.A., 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco - Uma Revisão. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (Eds.). O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/SGM/CNPq. p. 45-62.
- ALMEIDA, F.F.M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM (Divisão de Geologia e Mineralogia), Boletim, Divisão de Geologia e Mineralogia, 241:1-36
- ALMEIDA, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7:349-364.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America. Bol. Inst. Geoc., Univ. São Paulo, 7:45-80.
- ALVARENGA, C.J. & DARDENNE, M.A., 1978. Geologia dos grupos Bambuí e Paranoá na serra de São Domingos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife. Anais... Recife, SBG, 1978, v. 2, p. 546-556.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R., 1992. Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 92:85-105.
- AMARAL, G., 1966. Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi. In: CONGR. BRAS. GEOL., 20, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG, p. 45-46.
- AMARAL, G., 1968. Aplicação do estudo da composição isotópica do chumbo a problemas metalogenéticos: resultados preliminares para galenas de depósitos do Grupo Bambuí. In: CONGR. BRAS. GEOL., 22, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 131-138.
- AMARAL, G. & KAWASHITA, K., 1967. Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. In: CONGR. BRAS. GEOL., 21, Curitiba. Anais...Curitiba, SBG., p. 214-217.
- ASMERON, Y.; JACOBSEN, S.B.; KNOLL, A.H.; BUTTERFIELD, N.J.; SWETT, K., 1991. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution. Geochim. Cosmoch. Acta, 55:2883-2894.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R., 1991a. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 3; CONG. GEOQ. PAÍSES LÍNGUA PORTUGUESA, 1, São Paulo. Anais... São Paulo, SBGq, Soc. Geol. Portugal, IG-USP, v.1, p. 628-631.
- BABINSKI, M., VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE Jr., F., 1991b. Pb/Pb geochronology of carbonate rocks of Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Amer. Geophys. Union, EOS, Transactions, 72 (44):531.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R., 1993a. A idade das Formações Ferríferas Bandadas do Supergrupo Minas e sua correlação com aquelas da África do Sul

- e Austrália. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, Salvador. Anais... Salvador, SBG/SGM, p. 152-153.
- BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE Jr., F.; BRITO NEVES, B.B.; ROCHA, A.J.D., 1993b. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, em Morro do Chapéu, BA. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, Salvador. Anais... Salvador, SBG/SGM, p. 160-163.
- BACELLAR, L.A.P., 1989. Geologia estrutural do Supergrupo São Francisco ao longo da travessa Coromandel - Três Marias - Conselheiro Mata, MG. Tese de Mestrado, DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, MG. 128 p.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; RODRIGUES DA CUNHA, C.A.B., 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. DNPM/DFPM, Bol. 136, 140p. Rio de Janeiro.
- BARTON, E.S.; ARMSTRONG, R.A.; CORNELL, D.H.; WELKE, H.J., 1986. Feasibility of total-rock Pb-Pb dating of metamorphosed banded iron formation; the Marydale Group, Southern Africa. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 59:255-271.
- BONHOMME, M. G., 1976, Mineralogie des fractions fines et datations Rubidium-Strontium dans le Groupe Bambuí, MG, Brésil. Rev. Bras. Geoc., 6:211-220.
- BONHOMME, M.G., 1982. The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals. Precambrian Res., 18:5-25.
- BONHOMME, M.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; THOMAZ FILHO, A., 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. Precambrian Res., 18:103-118.
- BRANCO, J.J.R. & COSTA, M.T., 1961. Roteiro para excursão Belo Horizonte - Brasília. Congresso Brasileiro de Geologia, 14, Belo Horizonte. Publicação do Instituto de Pesquisas Radioativas, 15, 25p.
- BRAUN, O.P.G., 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGR. BRAS. GEOL., 22, Belo Horizonte, 1968. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 155-166.
- BRAUN, O.P.G., 1988. Mapeamento de semi-detalhe em uma área para prospecção de hidrocarbonetos na Bacia Proterozóica do Bambuí, no centro leste de Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém. Anais... Belém, SBG, v. 2, p. 673-687.
- BRAUN, O.P.G.; MELLO, U.; DELLA PIAZZA, H., 1990. Bacias proterozóicas brasileiras com perspectivas exploratórias para hidrocarbonetos. In: PEDERNEIRAS, G.; GABAGLIA, R.; MILANI, E.J., (Eds.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares, Publicação Interna PETROBRÁS, p. 115-132.
- BRÉVART, O.; DUPRÉ, B.; ALLÈGRE, C.J., 1986. Lead-lead age of komatiitic lavas and limitations on the structure and evolution of the Precambrian mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 77:293-302.
- BRITO NEVES, B.B., 1967. Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu, BA. Relatório CONESP - SUDENE, n. 17, 53p. Recife.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J., 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço - Dados novos e integração. Rev. Bras. Geoc., 9(1):71-85.

- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R., 1980. Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. INDA & F.B. DUARTE (Eds), Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, SME/CPM, p. 1-101.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.*, 53:23-40.
- BRITO NEVES, B.B. & PEDREIRA, A.J., 1992. Primeiras evidências de tectônica de antepaís na borda sul oriental da Chapada Diamantina. In: SIMP. REG. GEOL. BAHIA - SERGIPE, 1, Salvador. Anais... Salvador, SBG, p. 121-125.
- BURKE, W.H.; DENISON, R.E.; HETHERINGTON, E.A.; KOEPNICK, R.B.; NELSON, N.F.; OTTO, J.B., 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10:516-519.
- CAMPBELL, D.F.; FONSECA, J.M.; LEITE, L.C.; MANSARES, V.E., 1966. Correlação estratigráfica preliminar das principais unidades da Bacia do Alto São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 20, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 1, p. 94-95.
- CAMPOS NETO, M.C., 1979. Contribution à l'étude des Brasilides. Lithostratigraphie et structure des Groups Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest - nord-ouest de l'État de Minas Gerais (Brésil). *Depart. Geotect., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris (Tese)*, 155 p.
- CAMPOS NETO, M.C., 1984. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante - Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geoc.*, 14(2):81-91.
- CAMPOS NETO, M.C., 1991. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - Ensaio de evolução tectônica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 210 p.
- CARNEIRO, M.A., 1992. O complexo metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 233 p.
- CASSEDANE, J.P. & LASSERRE, M., 1969a. Etude Geologique et analyse isotopique par la méthode au plomb de quelques galénas du Brésil. *Bull. B.R.G.M. Ser. 2, Sec. 4(1):71-78.*
- CASSEDANE, J.P. & LASSERRE, M., 1969b. Análise isotópica pelo método do chumbo de algumas galenas brasileiras. Descrição do método utilizado. *Min. Met.*, vol. XLIX, nº 293:215-224.
- CASSEDANE, J.P. & LASSERRE, M., 1970. Análise isotópica pelo método do chumbo de uma segunda série de galenas brasileiras. *Min. Met.*, vol. LI, nº 301:31-40.
- CASSEDANE, J.P. & SILVA FILHO, M.A., 1982. Stromatolites du Saco da Camisa (Sergipe). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 54:429-438.
- CATHLES, L.M. & SMITH, A.T., 1983. Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their implications for episodic basin dewatering and deposit genesis. *Econ. Geol.*, 80:1440-1443.

- CHANG, H.K.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIM, F.F., 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém. Anais...Belém, SBG, v.5, p. 2076-2090.
- CHANG, H.K.; KAWASHITA, K.; ALKMIM, F.F.; MOREIRA, M.Z., 1993. Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, Salvador. Anais... Salvador, SBG/SGM, p. 195-196.
- CHEMALE Jr., F.; ALKMIM, F.F.; ENDO, I., 1993. Late Proterozoic tectonism in the interior of the São Francisco craton. In: FINDLAY, R.H.; UNRUG, R.; BANKS, M.R. & VEEVERS, J.J., Eds. Gondwana Eight - Assembly, Evolution and Dispersal. Balkema, Rotterdam. p. 29-42.
- CHUMAKOV, N.M. & SEMIKHATOV, M.A., 1981. Riphean and Vendian of the USSR. Precambrian Res., 15:229-253.
- CLAUER, N., 1979. A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks. In: E. JÄGER & J.C. HUNZIKER (Eds.), Lectures in Isotope Geology, Berlin, Springer-Verlag, p. 30-51.
- CLAUER, N., 1982. Rubidium - Strontium method applied to sediments: certitudes and uncertainties. In: G.S. ODIN, Ed. Numerical dating in stratigraphy. New York, Wiley, p. 254-276.
- CLOUD, P. & DARDENNE, M.A., 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. Geol. Soc. Amer. Bull., 84:1673-1676.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A., 1978. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks. In: AAPG, Studies in Geology, 6:93-117.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MÜLLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H., 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero. An. Acad. Bras. Ciênc., v. 52, p. 785-799.
- CORDANI, U.G.; THOMAZ FILHO, A.; BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K., 1985. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. Giornale di Geologia, ser. 3, 47(1-2):253-280.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA Jr., O., 1989. Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero. Boletim XXI Semana de Estudos, Sociedade Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos, Ouro Preto, v. 21, p. 27-44.
- COSTA, L.A.M.; ANGEIRAS, A.G.; VALENÇA, J.G.; STEVENAZZI, V., 1970. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Boletim de Geologia, 5:3-34.
- COSTA, L.A.M. & ANGEIRAS, A.G., 1971. Geosynclinal Evolution of the epi-Baykalian Platform of Central Brazil. Geol. Rundsch., 60(2):1024-1050.
- COSTA, P.C.G., 1978. Geologia das Folhas de Januária, Mata do Jafba, Japoré e Manga. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife. Anais... Recife, SBG, 1978, v. 1, p. 83-97.
- CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.R., 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. Earth Planet. Sci. Lett., 28:155-171.

- D'AGRELLA FILHO, MS.; PACCA, I.G.; TEIXEIRA, W.; ONSTOTT, T.C; RENNE, P.R., 1990a. Paleomagnetic evidence for the evolution of Meso- to Neo-Proterozoic glaciogenic rocks in central-eastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80:255-265.
- D'AGRELLA FILHO, MS.; PACCA, I.G.; RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C; TEIXEIRA, W., 1990b. Paleomagnetism of Middle Proterozoic (1.01 to 1.08 Ga) mafic dykes in southeastern Bahia State - São Francisco Craton, Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101:332-348.
- DARDENNE, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife. Anais, Recife, SBG., v.2, p. 597-610.
- DARDENNE, M.A., 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTÓN DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador. Anais... Salvador, SBG, Núcleo Bahia, CPM/SME, p. 140-157.
- DARDENNE, M.A.; FARIA, A.; MAGALHÃES, L.F.; SOARES, L.A., 1978. O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do cráton São Francisco. *Soc. Bras. Geol., Núcleo Centro-Oeste, Bol. Inf.* 7-8, p. 85-97.
- DARDENNE, M.A. & WALDE, D.H.G., 1979. A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. In: SIMPÓSIO GEOL. MINAS GERAIS, 1, Diamantina. Atas... Diamantina, p. 43-57.
- DERRY, L.A.; KETO, L.S.; JACOBSEN, S.B.; KNOLL, A.H.; SWETT, K., 1989. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53:2331-2339.
- DERRY, L.A.; KAUFMAN, A.J.; JACOBSEN, S.B., 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:1317-1329.
- DeWOLF, C.P. & HALLIDAY, A.N., 1991. U-Pb dating on a remagnetized Paleozoic limestone. *Geophys. Res. Lett.*, 18(8):1445-1448.
- DICKINSON, W.R., 1974. Subduction and oil migration. *Geology*, 2:421-424.
- DOE, B.R., 1970. Lead Isotopes. Berlin, Springer-Verlag. 137 p.
- DOSSIN, I.A., 1983. Geologia, gênese e controle dos depósitos de manganês associados ao Grupo Macaúbas na borda ocidental da Serra do Cipó - MG (Área do Inhame). Tese de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade de Brasília. 127p.
- DOSSIN, I.A. & DARDENNE, M.A., 1984. Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais, (Área do Inhame). In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3104-3117.
- DUANE, M.J. & DE WIT, M.J., 1988. Pb-Zn ore deposits of the northern Caledonides: Products of continental-scale fluid mixing and tectonic expulsion during continental collision. *Geology*, 16:999-1002.
- E.U.A FEDERAL STANDARD, 1973. Clean room and work station requirements, controlled environment. Fed. Std. nº 209B.

- FAIRCHILD, T.R. & SUBACIUS, S.M.R., 1986. Microfossils associated with silicified *Stratifera undata* Komar 1966 from the Late Proterozoic Bambuí Group, south-central Brazil. *Precambrian Res.*, 33:323-339.
- FAURE, G. & POWELL, J.L., 1972. *Strontium Isotope Geology*. Berlin, Springer-Verlag, 188p.
- FAURE, G., 1982. The marine-strontium geochronometer. In: G.S. ODIN, (ed.), *Numerical Dating in Stratigraphy*. New York, Wiley, vol. 1, p. 73-79.
- FAURE, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York, Wiley, 2nd edition, 589 pp.
- FONSECA, E.; GUIMARÃES, P.J.; DUTRA LEAL, E.; MEDEIROS SILVA, H., 1991. The Ouro Fino Gold Deposit, Minas Gerais, Brazil. In: *Brazil Gold'91*, Belo Horizonte, (E.A. LADEIRA, Ed.), Rotterdam, Balkema, p. 499-505.
- FUCK, R.A., 1990. Dobramentos neoproterozóicos da margem ocidental do Cráton do São Francisco: revisão. In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, 36, Natal, SBG, Bol. Resumos, p. 288-289.
- GLAESSNER, M.F., 1984. *The dawn of Animal Life*. Cambridge, Cambridge Univ. Press. 244p.
- GULSON, B.L.; VAASJOKI, M.; CARR, G.R., 1986. Geochronology in deeply weathered terrains using lead-lead isochrons. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 59:273-282.
- HEARN, P.P. & SUTTER, J.F., 1985. Authigenic potassium feldspar in Cambrian carbonates: Evidence of Alleghenian brine migration. *Science*, 228:1529-1531.
- HEARN, P.P.; SUTTER, J.F.; BELKIN, H.E., 1987. Evidence of Late-Paleozoic brine migration in Cambrian carbonate rocks of the central and southern Appalachians: Implications for Mississippi Valley-type sulfide mineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51:1323-1334.
- HERTZ, N., 1970. Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 641(B):1-58.
- HETTICH, M., 1977. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(2):87-101.
- 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.
- HOEFS, J., 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, 3th Edition. 241p.
- HOFF, J.A. & JAMESON, J., 1989. Timing of uranium enrichment in dolostones from the Wahoo Formation, subsurface, Prudhoe Bay, Alaska. *Geol. Soc. Amer. Abs w. Prog.*, p. 16.
- HOLMES, A., 1946. An estimate of the age of the earth. *Nature*, 157:680-684
- HOUTERMANS, G.G., 1946. Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, 33:185-186, 219.
- INDA, H.A.V., 1979. *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos*, Sec. Min. Energ., CPM, 12. Gov. Est. Bahia, Salvador, 165 pp.

- INDA, H.A.V.; SCHORCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; AZEVEDO BRANCO, P.C.; RAMALHO, R., 1984. O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, C.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E., (Eds.). Geologia do Brasil, Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM/MME. p. 193-248.
- IRWIN, M.L., 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. AAPG Bull., Tulsa, 49(4):445-459.
- ISOTTA, C.A.L.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; YOSHIDA, R., 1969. Striated pavement of the upper Precambrian glaciation in Brazil. Nature, 222:466-468.
- IYER, S.S., 1984. A discussion on the lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. Mineral. Deposita, 19:132-137.
- IYER, S.S.; HOEFS, J.; KROUSE, H.R., 1992. Sulfur and lead geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil - Implications for the ore genesis. Econ. Geol., 87:437-443.
- IYER, S.S.; BABINSKI, M.; KROUSE, H.R.; CHEMALE Jr., F.. Highly ^{13}C -enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. Precambrian Res., no prelo.
- JACKSON, S.A. & BEALES, F.W., 1967. An aspect of sedimentary basin evolution: The concentration of Mississippi Valley-type ores during the late stages of diagenesis. Can. Petrol. Geol. Bull., 15:393-433.
- JAHN, B.M., 1988, Pb-Pb dating of young marbles from Taiwan. Nature, 332:429-432.
- JAHN, B.M., BERTRAND-SARFATI, J., MORIN, N., AND MACÉ, N., 1990, Direct dating of stromatolitic carbonates from the Schmidtsdrif Formation (Transvaal Dolomite), South Africa, with implications on the age of the Ventersdorp Supergroup. Geology, 18:1211-1214.
- KANASEWICH, E.R., 1962. Approximate age of tectonic activity using anomalous lead isotopes. Roy. Astron. Soc. Geophys. J., 7:158-168.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J., 1977. Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço - Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-problems (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jahrb., B24:3-91.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A., 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 65:1-21.
- KAUFMAN, A.J.; HAYES, J.M.; KNOLL, A.H.; GERMS, G.J.B., 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. Precambrian Res., 49:301-327.
- KAWASHITA, K., 1972. O Método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 111 p.
- KAWASHITA, K.; MIZUSAKI, A. M. P.; CHANG, H.K., 1987. Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em sedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí (MG). In: CONGR. BRAS. GEOQ., 1, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre, SBGq, v. 1, p. 133-137.

- KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A.; SATO, K.; KAWASHITA, M.Y.; BABINSKI, M., 1993. Idade do Grupo Bambuí (MG) com base em isótopos de Carbono, Oxigênio, Estrôncio e Enxofre. Submetido ao II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Porto, Portugal.
- KNOLL, A.H.; HAYES, J.M.; KAUFMAN, A.J.; SWETT, K.; LAMBERT, I.B., 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321:832-838.
- KNOLL, A.H. & WALTER, M.R., 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356:673-678.
- LAMBERT, I.B.; WALTER, M.R.; ZANG, W.; LU, S.; MA, G., 1987. Paleoenvironment and carbon isotope stratigraphy of upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform. *Nature*, 325:140-142.
- LEACH, D.L.; VIETS, J.G.; ROWAN, L., 1984. Appalachian-Ouachita orogeny and Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *Geol. Soc. Amer. Abstr. w. Prog.*, 16:572.
- LEACH, D.L. & ROWAN, L., 1986. Genetic link between Ouachita fold-belt tectonism and the Mississippi Valley-type lead-zinc deposits of the Ozarks. *Geology*, 14:931-935.
- LUDWIG, K. R., 1983. Plotting and regression programs for isotope geochemists, for use with HP-86/87 microcomputers. U.S. Geol. Survey Open-File Report, 83-849. 94 p.
- LUDWIG, K. R., 1990. Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, Version 2.02. U.S. Geol. Survey Open-File Report, 88-557. 44 p.
- MACEDO, M.H.F., 1982. Les systèmes isotopiques rubidium-strontium et potassium-argon dans les argiles extraites de sédiments carbonatés. Application à la datation du Protérozoïque sédimentaire du Brésil dans les Etats de Bahia et Santa Catarina. Thèse Doct. Ing., Univ. Louis Paster, Strasbourg, França. 119p.
- MACEDO, M.H.F. & BONHOMME, M.G., 1984. Contribuição à cronoestratigrafia das Formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(3):153-163.
- MACHADO, N. & SCHRANK, A., 1989. Geocronologia U/Pb no Maciço de Piumhi: Resultados preliminares. In: SIMP. GEOL. NÚCLEO MINAS GERAIS, 5; SIMP. GEOL. NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 45-49.
- MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F. R., KNAUER, L. G.; ABREU, P. A. A., 1989a. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMP. GEOL. NÚCLEO MINAS GERAIS, 5; SIMP. GEOL. NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 171-174.
- MACHADO, N., NOCE, C.M., BELO DE OLIVEIRA, O.A.; LADEIRA, E.A., 1989b. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Archeano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: SIMP. GEOL. NÚCLEO MINAS GERAIS, 5; SIMP. GEOL. NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 1-5.
- MACHADO, N., NOCE, C.M., LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O., 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 104, p. 1221-1227.

- MAGALHÃES, L., 1988.** Análise estrutural qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da Bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas - Serra do Cipó). Tese de Mestrado, DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, MG. 109p.
- MAGARITZ, M. & STEMMERIK, L., 1989.** Oscillation of carbon and oxygen isotope compositions of carbonate rocks between evaporative and open marine environments, Upper Permian of East Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93:233-240.
- MARCHESE, H. G., 1974.** Estromatolitos *Gymnosolenidos* en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 4:257-271.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; LOGUERCIO, S.O.C.; Ramalho, R., 1984.** As Faixas de Dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, C.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E., (Eds.). *Geologia do Brasil, Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM/MME. p. 251-299.*
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F. F., 1989.** Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8:555-571.
- MATTISON, J.M., 1972.** Preparation of hydrofluoric, hydrochloric, and nitric acids at ultralow lead levels. *Anal. Chem.*, 44:1915-1916.
- MATTOS, G.M.M. & MENEZES FILHO, M.R., 1978.** Formação Três Marias - Grupo Bambuí - Litologia e estruturas sedimentares. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife. *Anais... Recife, SBG, v. 2, p. 809-823.*
- MISI, A., 1979.** O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. In: Inada, H.A.V. (organizador), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos. SME/CPM, p. 120-154.*
- MISI, A., 1993.** A sedimentação carbonática do Proterozóico Superior no Cráton do São Francisco: evolução diagenética e estratigrafia isotópica. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, Salvador. *Anais... Salvador, SBG/SGM, p. 192-194.*
- MIZUSAKI, A.M.P., 1992.** Comportamento do Rb e Sr em sedimentos recentes: implicações na datação radiométrica de rochas sedimentares. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 140 p.
- MOERI, E., 1972.** On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of central Brazil. *Eclogae Geol. Helv.*, 65:185-195
- MONTES, A.S.L.; GRAVENOR, C.P.; MONTES, M.L., 1985.** Glacial sedimentation in the Late Precambrian Bebedouro Formation, Bahia, Brazil. *Sediment. Geol.*, 44:349-358
- MOORBATH, S., TAYLOR, P.N., ORPEN, J.L., TREJOAR, P., AND WILSON, J.F., 1987.** First direct radiometric dating of Archean stromatolite limestone. *Nature*, 326:865-867.
- MORAES, L.J. & GUIMARÃES, D., 1930.** Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 2:153-186.
- MORTON, J.P., 1985.** Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96:1043-1049.
- MORTON, J.P. & LONG, L.E., 1982.** Rb-Sr ages of Precambrian sedimentary rocks in the U.S.A.. *Precambrian Res.*, 18:133-138.

- MUZZI MAGALHÃES, P., 1989. Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da bacia do São Francisco. Tese de Mestrado, DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, MG. 100p.
- OLIVEIRA, J.R.P., 1989. Comportamento estrutural dos sedimentos dos grupos Macaúbas e Bambuí numa porção do centro-norte do Estado de Minas Gerais. Tese de Mestrado, DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, MG. 128p.
- OLIVER, J., 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, 14:99-102.
- OVERSBY, V.M., 1975. Lead isotopic systematics and ages of Archean acid intrusives in the Kalgoorlie-Norseman area, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39:1107-1125.
- PARENTI COUTO, J. G., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K., IYER, S. S.; MORAES, N. M. P., 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Rev. Bras. Geoc.*, 11:5-16.
- PARENTI COUTO, J.G.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G., 1983. Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do craton do São Francisco, com base em datações K/Ar em rochas básicas. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 38-49.
- PATTERSON, C.C., 1956. Age of the meteorites and the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10:230-237.
- PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; LEONARDOS, O.H., 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congollian (SW Africa) Belt. *Journ. South Amer. Earth Sci.*, 6(1/2):33-47.
- PERRY, E.A. & TUREKIAN, K.K., 1974. The effects of diagenesis on the redistribution of strontium isotopes in shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38:929-935.
- PERYT, T.M.; HOPPE, A.; BECHSTÄDT, T.; KÖSTER, J.; PIERRE, C.; RICHTER, D.K., 1990. Late Proterozoic aragonitic cement crusts, Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. *Sedimentology*, 37:279-286.
- PETERMAN, Z.E.; HEDGE, C.E.; TOURTELOT, H.A., 1970. Isotopic composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34:105-120.
- PFLUG, R., 1965. Zur Geologie der südlichen Espinhaço-Zone und ihrer präkambrischen Diamantvorkommen, Minas Gerais, Brasilien. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd.115/I:177-215.
- PFLUG, R., 1967. Die präkambrische Miogeosynklinale der Espinhaço - Kordillere, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundsch.*, 56:825-844.
- PFLUG, R. & RENGER, F., 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracaju. Anais... Aracaju, SBG, v. 2, p. 5-19.
- PIMENTEL, M.M & FUCK, R.A., 1991. Origem dos granitóides brasileiros (ca. 588 - 483 Ma) da região sudoeste de Goiás, Brasil: um estudo geoquímico e isotópico (Sr e Nd). In: CONGR. BRAS. GEOQ., 3; CONGR. GEOQ. PAÍSES LÍNGUA PORTUGUESA, 1, São Paulo. Anais... São Paulo, SBGq, Soc. Geol. Portugal, IG-USP, v. 2, p. 612-615.

- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A., 1991a. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journ. South Amer. Earth Sci.*, 4(4):295-305.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A.; MARINI, O.J., 1991b. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Res.*, 52:321-335.
- PIMENTEL, M.M & FUCK, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A., 1992. Idade do Meta-Riolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 64(1):19-28.
- QUADROS, L.P., 1987. Ocorrência de Acritarchae (microfósseis marinhos) em sedimentos do Pré-Cambriano na área de Januária, MG, Brasil. *Bol. Geoc. Petrobrás*, 1(2):239.
- RAABEN, M.E., 1969. Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy. *Amer. J. Sci.*, 267:1-18.
- RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; D'AGRELLA, M.S.; PACCA, I.G.; TEIXEIRA, W., 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1.0 - 1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasileiro mobile belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101:349-366.
- ROBERTSON, J.F., 1963. Geology of the lead-zinc deposits in the Município de Januária, State of Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1110(B)*, 110 p.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & HASUÍ, Y., 1981. Proterozoic diamictites of western Minas Gerais and eastern Goiás, central Brazil. In: M.J. HAMBREY & W.B. HARLAND (Eds.), *Earth's Pre-Pleistocene glacial records*. Cambridge, Cambridge Univ. Press. p. 920-923.
- ROSHOLT, J.N.; ZARTMAN, R.E.; NKOMO, I.T., 1973. Lead isotope systematics and uranium depletion in the Granite Mountains, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84:989-1002.
- RUNNEGAR, B., 1992. Evolution of the earliest animals. In: J.W. SCHOPF (Ed.), *Major Events in the History of Life*. Boston, Jones and Barlett Publishers. p. 65-93
- RUSSEL, R.D. & FARQUHAR, R.M., 1960. *Lead isotopes in geology*. New York, Interscience Publishers. 243 pp.
- SCHIDLowski, M.; EICHMANN, R.; JUNGE, C., 1975. Precambrian sedimentary carbonates: Carbon and Oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res.*, 2:1-69.
- SCHMIDT, H.L., 1972. Fazieswechsel in der São Francisco Serie (Bambuí) bei Bocaiuva, Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Beih. Geol. Jahrb.*, 121:59-94.
- SCHÖLL, W.U., 1972. Der Südwestliche Randbereich der Espinhaço zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundsch.*, 61:201-216.
- SCHÖLL, W.V., 1973. Sedimentologie der Bambuí Gruppe Imse-teil des São Francisco Beckens (Minas Gerais, Brasilien). *Munster Forsch. Geol. Paleont.*, 32(32):71-91.

- SCHRANK, A., 1982. Petrologie des komatiites et des roches associées de la Ceinture Verte du Massif Precambrien de Piumhi (Minas Gerais, Brésil). Thèse Docteur Ingenieur, Univ. Paris Sud, Orsay. 272p.
- SHAW, A.B., 1964. Time in Stratigraphy. New York, Mc Graw Hill, 353p.
- SIGA Jr., O., 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 140 p.
- SMITH, E.; FARQUHAR, R.M., 1989. Direct dating of Phanerozoic sediments by the ^{238}U - ^{206}Pb method. *Nature*, 341:518-521.
- SMITH, E.; FARQUHAR, R.M.; HANCOCK, R.G., 1991. Direct radiometric age determination of carbonate diagenesis using U-Pb in secondary calcite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105:474-491.
- SMITH, L.H.; KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H.; LINK, P.K.. Chemostratigraphy of predominantly siliciclastic Neoproterozoic successions: A case study of the Pocatello Formation and Lower Brigham Group, Idaho. *Geol. Mag.*, no prelo.
- SÖLLNER, F.; WEBER-DIEFENBACH, K.; LAMMERER, B., 1987. The Brasiliano orogenesis: Age determinations (Rb/Sr and U/Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Zbl. Geol. Palänt.*, I, H.7/8:729-741.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K., 1991. Die Krustenentwicklung in der Küstenregion Nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien. *Münchener Geol. Hefte*, 4:1-100.
- SOUZA FILHO, R.G. & ALKMIM, F.F., 1993. A discordância angular entre os Supergrupos Espinhaço e São Francisco e o arcabouço estrutural da região da Serra do Cabral. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, Salvador. Anais... Salvador, SBG/SGM, p. 212-214.
- STACEY, J.C. & KRAMERS, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36:359-362.
- TATSUMOTO, M.; KNIGHT, R.J.; ALLÈGRE, C.J., 1973. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, 180:1279-1283.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M., 1985. The continental crust; its composition and evolution. Oxford, Blackwell, 312 p.
- TEIXEIRA, W., 1982. Geochronology of the southern part of the São Francisco craton. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1-3):268-277.
- TEIXEIRA, W., 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 207 p.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.*, 53:1-22.

- THOMAZ FILHO, A., 1976. Potencialidade do método Rb/Sr para datação de rochas sedimentares argilosas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 128 p.
- THOMAZ FILHO, A. & BONHOMME, M.G., 1979. Datations isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans le Groupe Bambuí, à São Francisco (MG), au Brésil. Phase métamorphique brésilienne synchrone de la première phase panafricaine. C. R. Acad. Sci. Ser. D, 289:1221-1224.
- THOMAZ FILHO, A. & LIMA, V.Q., 1981. Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb/Sr. Bol. Téc. Petrobrás, 24(2):109-119.
- TORQUATO, J.R. & MISI, A., 1977. Medidas isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí na região centro norte do Estado da Bahia. Rev. Bras. Geoc., 7:14-24.
- TUCKER, M., 1986. Carbon isotope excursions in Precambrian/Cambrian boundary beds, Morocco. Nature, 319:48-50.
- UHLEIN, A., 1991. Transição cráton - faixa dobrada: um exemplo do Cráton São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 295 p.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO DA SILVA, M., 1986. Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). Rev. Bras. Geoc., 16(2):212-216.
- UHLEIN, A. & PAIM, P.S.G., 1989. O Grupo Bambuí na porção sudeste da Bacia: Sistemas deposicionais e relação estrutural com a Faixa Araçuaí. In: SIMP. GEOL. NÚCLEO MINAS GERAIS, 5; SIMP. GEOL. NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 277-280.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R., 1992. A evolução de um rift intracontinental para uma margem continental passiva: o exemplo da Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: CONGR. BRAS. GEOL, 37, São Paulo. Anais... São Paulo, SBG, v. 1, p. 293-294.
- VALERIANO, C.M., 1993. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 192 p.
- VEIZER, J. & COMPSTON, W., 1976. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 40:905-914.
- VEIZER, J.; COMPSTON, W.; CLAUER, N; SCHIDLOWSKI, M., 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in late Proterozoic carbonates: Evidence for a "mantle" event at ≈ 900 Ma ago. Geochim. Cosmochim. Acta, 47:295-302.
- WALDE, D.H.G., 1978. Desenvolvimento faciológico do Precambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (região sudeste da Serra do Espinhaço, MG.). In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife. Anais, Recife, SBG, v. 2, p. 711-725.
- WALDE, D.H.G.; KARFUNKEL, J; KARFUNKEL, B., 1978. O Grupo Macaúbas em Minas Gerais: estratigrafia, gênese e correlações. Soc. Bras. Geol. Núcl. Oeste, Bol. Informativo 7/8:98-113.
- YORK, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth Planet. Sci. Lett., 5:320-324.

ZARTMAN, R.E., 1974. Lead isotopic provinces in the Cordillera of the western United States and their geologic significance. *Econ. Geol.*, 69:792-805.

ANEXO 1

Dados analíticos de Pb das amostras de rochas carbonáticas coletadas pela METAMIG (Metais de Minas Gerais S.A.) e analisadas pelo Dr. P.N. Taylor da Oxford University, Oxford, Inglaterra. (Dados cedidos pelo Dr. K. Kawashita).

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
4A	31,079	17,583
4B	25,120	16,695
4C	28,353	16,998
4D	36,362	18,346
4E	30,934	17,610
4F	29,281	17,270
4H	35,967	18,313
4I	29,363	16,963
4J	35,554	18,179