UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA BACIA DO ALTO TOCANTINS, GOIÁS.

José Manoel dos Reis Neto

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T822
ex. 2

Orientador: Prof. Dr. Umberto G. Cordani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. Umberto G. Cordani	
Examinadores:	Dr. Reinhardt A. Fuck	
	Dr. Vicente A.V.Girardi	

São Paulo
1983

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005462

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T.822
e.2
U.S.P.

Para Heidi e Juliana que perderam alguns anos de um convívio mais intenso, para me permitir estudar alguns milhões de anos do nosso tempo geológico.

S U M Á R I O

	Pg.
RESUMO	1
I. INTRODUÇÃO	2
II. METODOLOGIA	4
1. MÉTODO K-Ar	4
2. MÉTODO Rb-Sr	6
III. SITUAÇÃO GEOTECTÔNICA DO CENTRO-OESTE BRASILEIRO	9
1. CONSIDERAÇÕES GEOTECTÔNICAS	9
2. ELEMENTOS ESTRUTURAIS	11
3. EVOLUÇÃO TEMPORAL	14
IV. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA	17
1. SEQUÊNCIAS DO EMBASAMENTO	17
2. INTRUSIVAS GRANÍTICAS	25
2.1. MACIÇOS GRANITO-GNÁISSICOS	25
2.2. CORPOS GRANÍTICOS CIRCUNSCRITOS	31
3. SEQUÊNCIAS METAMÓRFICAS PROTEROZÓICAS	33
V. DADOS GEOCRONOLÓGICOS	38
1. COMPLEXO GOIANO	38
2. CORPOS GRANODIORÍTICOS DO EMBASAMENTO	43
3. FORMAÇÃO TICUNZAL	47
4. INTRUSIVAS GRANÍTICAS	50
4.1. GRANITO-GNAISSE SERRA DA MESA	50
4.2. GRANITO-GNAISSES SERRA BRANCA E SERRA DOURADA	51

Pg

4.3. CORPOS GRANÍTICOS CIRCUNSCRITOS 64

5. SEQUÊNCIAS METAMÓRFICAS PROTEROZÓICAS 66

5.1. GRUPO SERRA DA MESA (mesozonal) 66

5.2. GRUPO ARAÍ (supracrustal) 72

VI. CONCLUSÕES 79

1. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PRÉ-BRASILIANA 79

2. PROCESSOS TECTÔNICOS DO PROTEROZÓICO SUPERIOR 82

3. MIGRAÇÕES RUBÍDIO E ESTRÔNCIO 88

AGRADECIMENTOS 97

BIBLIOGRAFIA 92

ANEXOS

ÍNDICE DE TABELAS

		Pg.
Tabela 1	- Análises Modais	28
Tabela 2	- Dados Analíticos Rb-Sr em Rocha Total para Rochas do Complexo Goiano	40
Tabela 3	- Dados Analíticos K-Ar	41
Tabela 4	- Dados Analíticos Rb-Sr em Rocha Total para os Corpos Granodioríticos	44
Tabela 5	- Dados Analíticos Rb-Sr para a Formação Ticunzal	46
Tabela 6	- Dados Analíticos Rb-Sr em Rocha Total para Rochas do Granito-Gnaisse Serra da Mesa	51
Tabela 7	- Dados Analíticos Pb-Pb dos Granito-Gnaisses Serra da Mesa e Serra da Branca	52
Tabela 8	- Dados Analíticos Rb-Sr para o Granito Gnaisse Serra Branca	57
Tabela 9	- Dados Analíticos Rb-Sr para o Granito-Gnaisse Serra Dourada	61
Tabela 10	- Dados Analíticos Rb-Sr para os Corpos Graníticos Circunscritos	65
Tabela 11	- Dados Analíticos Rb-Sr para o Grupo Serra da Mesa	67
Tabela 12	- Dados Analíticos Rb-Sr em Rocha Total para o Grupo Araí	73

ÍNDICE DE FIGURAS

Pg.

Figura 1 - Localização da Área no Centro-Oeste Brasileiro 3

Figura 2 - Mapa Geológico Regional (Anexo)

Figura 3 - Mapa Geológico da Área em Estudo (Anexo)

Figura 4 - Composição Modal do Granito Serra da Mesa 29

Figura 5 - Diagrama de Minerais Alumino-Silicáticos (PH_2O x T) 35a

Figura 6 - Diagrama Isocrônico de Referência das Seqüências do Embasamento 39

Figura 7 - Diagrama Isocrônico de Referência dos Granodioritos 45

Figura 8 - Diagrama Isocrônico de Referência da Formação Ticunzal 48

Figura 9 - Diagrama Isocrônico de Referência do Granito-Gnaisse Serra da Mesa 53

Figura 10 - Diagrama Isocrônico do Granito-Gnaisse Serra da Mesa 55

Figura 11 - Diagrama Pb-Pb para os Granito-Gnaisse Serra da Mesa e Serra Branca 56

Figura 12 - Diagrama Isocrônico de Referência para o Granito-Gnaisse Serra Branca 59

Figura 13 - Diagrama Isocrônico de Referência para o Granito-Gnaisse Serra Dourada 62

Pg.

Figura 14 - Diagrama Isocrônico de Referência para os Granito-Gnaisses Serra Branca e Serra Dourada 63

Figura 15a - Diagrama Isocrônico de Referência dos Corpos Graníticos Circunscritos 68

Figura 15b - Diagrama Isocrônico de Referência dos Corpos Graníticos Circunscritos 69

Figura 16 - Diagrama Isocrônico de Referência do Grupo Serra da Mesa 71

Figura 17 - Diagrama Isocrônico de Referência dos Metassedimentos do Grupo Araí 74

Figura 18a - Diagrama Isocrônico de Referência das Metavulcânicas do Grupo Araí 76

Figura 18b - Diagrama Isocrônico de Referência das Metavulcânicas do Grupo Araí 77

Figura 19 - Gráfico Rb-Sr (ppm x idade) 90

RESUMO

Este trabalho objetiva determinar a evolução geotectônica da Bacia do Alto Tocantins - G.O., com base em dados geocronológicos e petrográficos das unidades litológicas.

A região em estudo localiza-se no Centro-oeste Brasileiro, e foi dividida, do ponto de vista estratigráfico, em seqüências do embasamento, intrusivas graníticas e seqüências metamórficas proterozóicas. Nas seqüências do embasamento foi caracterizada uma unidade mais antiga constituída de rochas granito-gnáissicas, com idade em torno de 3.200 m.a.. Nestes terrenos foi detectado também um evento tectônico-magmático posterior, caracterizado por rochas metassedimentares e corpos granodioríticos, com idade próxima de 2.500 m.a.. As rochas denominadas de intrusivas graníticas possuem composição granítica ("sensu lato"), tamanhos variados e idades entre 1.800 e 1.400 m.a.. Nas seqüências metamórficas proterozóicas foram incluídas rochas metassedimentares, sobrepostas discordantemente à seqüência do embasamento, pertencentes a diferentes grupos. Foi caracterizado adicionalmente um metamorfismo mesozonal de idade proterozóica inferior/média (Grupos Serra da Mesa), e um metamorfismo epizonal, posterior, de idade próxima à 600-500 m.a., caracterizado principalmente pelo Grupo Bambuí. Este último metamorfismo afetou indistintamente todas as rochas da região, fato este evidenciado pelos resultados K-Ar, que forneceram idades em torno de 500 m.a. de resfriamento.

I. INTRODUÇÃO

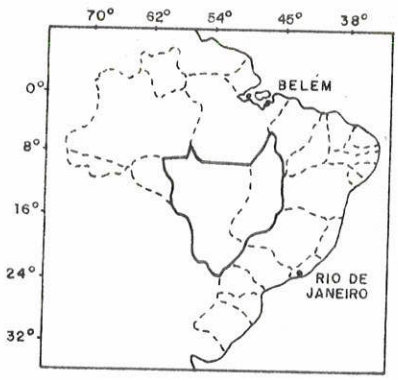
O presente trabalho iniciado pelo autor quando do seu ingresso no curso de mestrado da Universidade de São Paulo foi conduzido com objetivo de estudar, sob o ponto de vista geotectônico e geocronológico, a região do Alto Tocantins no Estado de Goiás. A região apresenta-se de interesse no quadro regional brasileiro, por ser uma das mais deficitárias no que se refere a datações radiométricas.

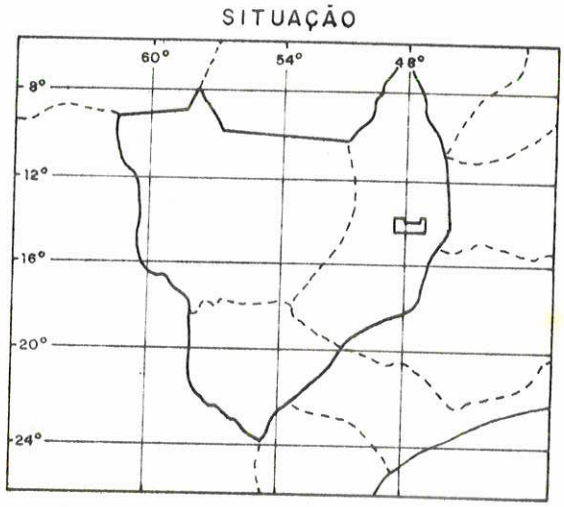
Não pretendeu o autor mapear a área em estudo, visto que projetos, tais como: Serra Dourada (MARINI et.alii, 1974) e São Félix (MARINI et.alii, 1976), já haviam mapeado parte da região na escala 1:50.000, e a NUCLEBRÁS mapeado a outra parte na escala 1:100.000, com detalhes na escala 1:25.000, em áreas de maior interesse. No entanto, foi feita uma integração de todos os dados existentes, que produziram um mapa regional na escala 1:200.000.

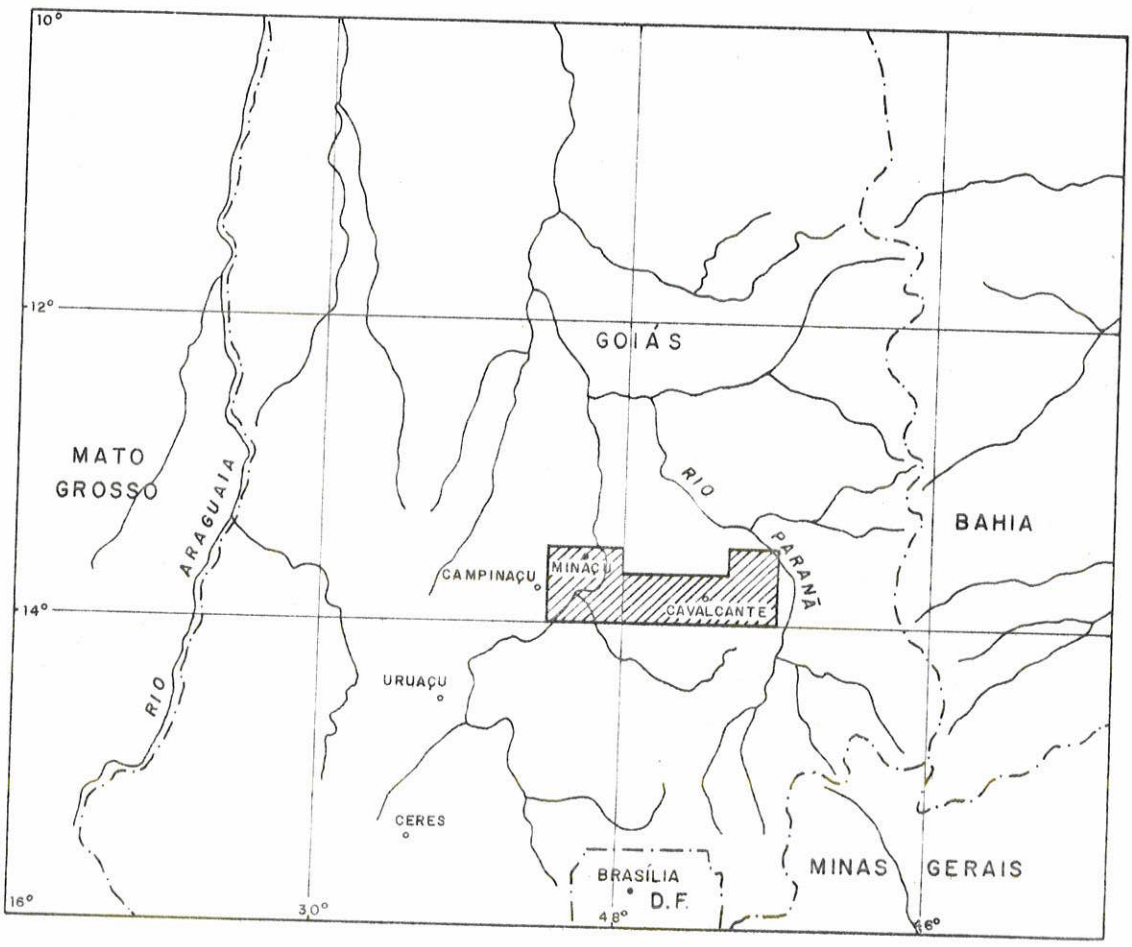
A área em questão compreende a porção centro-norte do Estado de Goiás (Fig. 1), nos municípios de Minaçú e Cavalcante, sendo limitada pelos paralelos 13°30'00" e 14°00'00" sul, e pelos meridianos 47°00'00" e 48°30'00" oeste, perfazendo um total de aproximadamente 3.700 km^2. Do ponto de vista geológico, compreende importantes unidades geotectônicas, tais como parte da Faixa Brasília, Faixa Uruaçu e Maciço Mediano de Goiás, nos quais ocorrem variados tipos litológicos metamórficos de médio e alto grau, seqüências epizonais e mesozonais, além de inúmeros corpos de composição granítica ("sensu lato").

A maioria das datações foi realizada pelo autor, tendo sido utilizados também dados pré-existentes de HASUI e ALMEIDA (1970), HASUI et.alii (1980) e TASSINARI et. alii (1981), bem como algumas datações ainda inéditas. Todos esses dados sofreram interpretação integrada, visando a sua melhor compreensão. Sempre que possível, trabalhos petrográficos foram realizados, para um melhor entendimento da evolução das paragêneses minerais.

FIG. 01 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO CENTRO OESTE BRASILEIRO







II. METODOLOGIA

Os trabalhos de campo foram realizados com o objetivo de coletar o maior número de amostras representativas das unidades estratigráficas e dos corpos ígneos e, ao mesmo tempo, detectar os locais onde existiam os problemas geológicos mais interessantes.

Foram realizadas várias coletas de amostras com apoio da NUCLEBRÁS, e algumas vezes do Projeto RADAMBRASIL. Algumas amostras de testemunhos de sondagem foram gentilmente cedidas pela NUCLEBRÁS, sendo que outras foram doadas pelos professores R. A. FUCK e O.J. MARINI da Universidade de Brasília.

Para auxiliar a integração dos dados e orientar a coleta das amostras foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:45.000 e 1:60.000 e mosáicos 1:250.000 do Projeto RADAMBRASIL. Imagens de satélites (LANDSAT) nos canais 5 e 7 na escala 1:250.000 e multicolorida na escala 1:500.000, do Instituto de Pesquisas Espaciais, foram também empregados.

Para a interpretação geocronológica da região foram realizadas 124 determinações radiométricas pelo método Rb-Sr, 13 pelo método K-Ar e 9 pelo método Pb-Pb, cujos dados analíticos encontram-se distribuídos nas diversas tabelas deste trabalho. A totalidade das análises radiométricas pelo método K-Ar e Rb-Sr foi efetuada no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As análises pelo método Pb-Pb foram efetuadas por P.N.TAYLOR, nos laboratórios do Departamento de Geologia da Universidade de Oxford, Inglaterra.

1. Método K-Ar

As determinações radiométricas pelo método K-Ar, encontram-se na tabela 3, sendo que a técnica empregada, com algumas modificações, acha-se descrita em AMARAL et.alii (1966). As modificações consistem na adição de um "spike" traçador de Ar^{38},

em pequenas alíquotas retirado de um tanque com volume aproximado de 2 litros, e também na análise de potássio por absorção atômica e/ou fotometria de chama.

As determinações foram executadas em minerais ou em rocha total, conforme a metodologia normalmente empregada no Centro de Pesquisas Geocronológicas onde, por causa das numerosas análises realizadas em duplicata, há controle do erro analítico. Este situa-se em torno de 3% para as determinações rotineiras; em algumas amostras com baixo teor de potássio ou com elevada correção de Ar^{40} atmosférico, este valor poderá atingir até cerca de 10%.

As análises químicas de potássio foram realizadas através do método BRANNOCK e BERTHOLD (1949), parcialmente modificado. As dosagens de potássio foram efetuadas em duplicata por fotometria de chama, em aparelho Baird Atomic e por espectrofotometria de absorção atômica, utilizando-se o lítio como padrão interno.

O argônio foi extraído dos minerais, através de fusão, em temperaturas da ordem de 1.200°C, num sistema de ultra-alto vácuo, com pressões normalmente inferiores a $2,0.10^{-7}$mm Hg, sendo purificado em fornos de Cu-CuO e titânio. Ao gás foi adicionada uma quantidade conhecida de Ar^{38} com 99,98% de pureza ("spike").

As análises espectrométricas foram realizadas em espectrômetro de massa tipo Reynolds, marca Nuclide, de fonte gasosa. Foram empregadas como referencial alíquotas de Ar^{38} puro em quantidades calibradas. Os resultados finais obtidos foram calculados por computador eletrônico Burroughs 3,600, do Centro de Computação Eletrônica da Universidade de São Paulo, mediante a utilização do programa DARGON (KAWASHITA, 1972), que fornece os erros analíticos das datações, com base na teoria de propagação de erros.

As constantes utilizadas nos cálculos das idades são as recomendadas por STEIGER e JAEGER (1978):

$\lambda_{\beta} = 0,496 \cdot 10^{-9}$ anos^{-1}

$\lambda_{\varepsilon} = 0,581 \cdot 10^{-10}$ anos^{-1}

% atom. de K^{40} em $K^{tot} = 0,1167$

$Ar^{40}/Ar^{36} = 295,5$

2. Método Rb-Sr

A maioria das datações realizadas foi efetuada pelo método Rb-Sr em rocha total, para interpretação em diagramas isocrônicos. Algumas foram efetuadas em minerais separados.

As amostras escolhidas para datação sofreram dois tipos de selecionamento: o primeiro visou eliminar o problema de alteração, desde a coleta das amostras no campo até as análises petrográficas das seções delgadas, no laboratório. O selecionamento final ocorreu após a pulverização e realização das análises semiquantitativas de rubídio total e estrôncio total, obtidas por fluorescência de raios X. Tal procedimento objetivou estimar a razão Rb/Sr, de modo a determinar previamente a possível dispersão dos pontos analíticos num diagrama isocrônico.

As amostras selecionadas foram analisadas quantitativamente, para rubídio e estrôncio, por fluorescência de raios X, segundo as técnicas descritas por KAWASHITA (1972). Pela experiência obtida nas análises de rotina no Centro de Pesquisas Geocronológicas, admite-se um erro médio de 2% nos valores entre 50 e 500 ppm. Nas amostras cujos teores de rubídio total e estrôncio total situam-se fora do intervalo acima citado, as determinações foram efetuadas por diluição isotópica, com a utilização de traçadores ("spikes") enriquecidos em Rb^{87} e Sr^{87}, de acordo com os procedimentos de KAWASHITA (op.cit.).

Quanto ao tratamento químico, foi utilizado o pro-

cedimento descrito por DEUTSCH et.alii (1965) parcialmente modificado. Este compreende ataque de 0,3g de amostra com 0,5 ml de HPO_4 e 30 ml de HF, realizado a quente por 12 horas, até a total eliminação do ácido. A seguir o resíduo é diluído com HCl 2,62 N centrifugado. A solução, então, é diluída numa coluna de troca-iônica, com a finalidade de eliminar da amostra os elementos que prejudicam e inibem a emissão de rubídio e estrôncio no espectrômetro. Após essa fase, adiciona-se uma gota de $HClO_4$ ao material resultante, procedendo-se a nova secagem até a evaporação total do ácido, quando então o material estará pronto para ser analisado espectrometricamente.

As análises espectrométricas foram realizadas em um aparelho de marca Varian MAT, tipo TH-5, de fonte sólida. Suas características acham-se descritas em TORQUATO (1974). Os valores de Sr^{87}/Sr^{86} foram normalizados para $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$. As demais constantes utilizadas nos cálculos da idade foram as seguintes:

$$\lambda_{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(Rb^{87}/Rb^{85})n = 2,6039 \pm 0,0047$$

Os cálculos de idade foram executados pelos computadores eletrônicos Burroughs 3.500 e 3.600, respectivamente do Centro de Computação Eletrônica da Universidade de São Paulo e do Centro de Processamento de Dados da Universidade de Brasília. As determinações Rb-Sr convencionais foram calculadas mediante a utilização dos programas DRBSR (análises por diluição isotópica), e DRSRN (análises de estrôncio normal), ambos desenvolvidos no Centro de Pesquisas Geocronológicas.

Para a construção da maioria dos diagramas isocrônicos foi utilizado o programa DISODY de YORK (1966), adaptado por KAWASHITA (1972), o qual permite o traçado da melhor reta, considerando-se os mínimos quadrados cúbicos. Nesses diagramas foi sempre calculada a "Variância média quadrática ponderada" ou MSWD ("mean square weighted desviates"), e os erros apresentados foram calculados levando em consideração os erros analíticos in-

dividuais, bem como os desvios dos pontos em relação a melhor reta calculada.

Finalmente, as idades convencionais foram calculadas com valor assumido de 0,705, tendo sido excluídas aquelas que possuiam uma razão Rb/Sr menor que 1 (um), além de algumas cujos valores não possuiam significação geológica.

III. SITUAÇÃO GEOTECTÔNICA DO CENTRO-OESTE BRASILEIRO

1. Considerações Geotectônicas

O Planalto Central brasileiro, que compreende os Estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Bahia, do ponto de vista de evolução geotectônica sempre despertou muito interesse em vários pesquisadores. Na figura 2 (anexa) estão representados os principais tipos litológicos existentes na região. Na coluna estratigráfica desta figura Andrade et alii (1981) , deve ser notado que algumas das unidades geológicas indicadas possuem posicionamento temporal (estratigráfico) diferente daquele preconizado por este autor, conforme os resultados discutidos a seguir, neste mesmo trabalho.

Através dos trabalhos publicados tem-se referência que as primeiras observações datam de 1984, quando HUSSAK teceu comentários sobre os quartzitos das serras Dourada e dos Pirineus, destacando-se a seguir os trabalhos de LANDERBERGER (1929) e LEONARDOS (1938). O primeiro trabalho que versou especificamente sobre geotectônica foi o de ALMEIDA (1967), que propôs para a região um par de geossinclinais de idade brasiliana com polaridade centrífuga entre os cratons do São Francisco e do Amazonas. Na borda ocidental do Craton do São Francisco ocorreria o Geossinclinal Brasília, representado pelos metassedimentos do Grupo Bambuí, e na borda ocidental do Craton do Amazonas teria se desenvolvido o Geossinclinal Paraguai-Araguaia, caracterizado pelos Grupos Cuiabá, Tocantins e Araguacema. Entre esses dois geossinclinais existiria uma região de simetria centrífuga, denominada de Maciço Mediano de Goiás, de idade pré-brasiliana, que atuou como pós-país dos dobramentos geossinclinais, sendo sede do magmatismo ofiolítico. A partir dessa região a polaridade e o gradiente decresceriam em intensidade.

Após estes trabalhos iniciais, vários autores estudaram o centro-oeste brasileiro, com objetivo de caracterizar as principais unidades estratigráficas e posicioná-las dentro

de uma evolução geotectônica. Tal situação levou alguns a correlacionarem grupos e unidades completamente distintos, na tentativa de elaborar modelos de evolução geossinclinal.

Mais recentemente e para a região em estudo destacam-se os trabalhos de: BARBOSA et.alii (1969), por iniciarem o mapeamento de reconhecimento na escala 1:250.000, quando se definiram diversas unidades litológicas importantes, tais como o Précambriano Indiferenciado e o Grupo Araí; MARINI et.alii (1976) e MARINI et.alii (1977), que através de trabalhos de semi- detalhe definiram novas unidades, como o Grupo Serra da Mesa (antigo Grupo Araxá) e Formação Cachoeira das Éguas; DARDENNE (1979) por redefinir o Grupo Bambuí, subdividindo-o em dois grupos, Paranoá (basal) e Bambuí (superior); e MARINI et.alii (1978) pela definição e caracterização da Formação Ticunzal.

Com o advento da teoria da tectônica de placas, alguns autores propuseram para esta região evoluções geotectônicas que extrapolavam até no Arqueano alguns conceitos da teoria. Foi o caso de MARINI et.alii (1981) que idealizaram uma evolução a partir de 3.500 m.a., para a região em estudo, quando teria ocorrido a formação de uma crosta oceânica primordial que deu inicio aos primeiros núcleos de crosta siálica (proto-continentes). A partir dessa época teria havido uma série de eventos de diferenciação do manto superior, acompanhados de espessamento da crosta continental, ao mesmo tempo que se registravam fenômenos de colisão continental com obducção da crosta oceânica (2.700-2.500 m.a). Posteriormente teria ocorrido, segundo aqueles autores, no mínimo duas fases de abertura e fechamento de "rifts", seguidas de sedimentação e acompanhadas ou não de magmatismo ou vulcanismo, cujas idades situam-se no tempo entre 1.700 - 1.100 m.a. (Ciclo Uruaçuano) e 1.000 - 500 m.a. (Ciclo Brasiliano).

HARALYI e HASUI (1981) sugeriram para a região centro-oeste a existência de três descontinuidades crustais, denominadas de: Pedro Afonso - Fátima - Gurupi (Xavantina); Ceres - Niquelândia Peixe; e Peixe - Paranã - Arraias, que delimitam gran-

des blocos crustais denominados respectivamente de Araguacema, Porangatu, Cavalcante e Dianópolis. Esses blocos apresentam algumas características distintas, tais como espessura crustal, idades diferentes do embasamento e magmatismo associado. Os autores acreditam que estas descontinuidades podem estar delineando antigas zonas de subducção e/ou obducção, que ocorreram entre os blocos, ou falhas transcorrentes que sofreram rejeitos horizontais de até duas centenas de quilômetros. Definiram também que o período mais importante para a evolução da região centro-oeste foi o Proterozóico médio, quando ocorreram as intrusões ácidas, máficas, e ultra-máficas, além do desenvolvimento da bacia que acolheu os grupos Serra da Mesa e Araí. O Proterozóico superior caracterizou-se pela sedimentação do Grupo Bambuí e pelo desenvolvimento do Ciclo Brasiliano, tendo sido este considerado como o responsável pelas principais feições geotectônicas existentes.

TASSINARI et. alii (1981) determinaram para o centro-oeste uma série de províncias geocronológicas que ocorrem em regiões preferenciais com idades arqueanas, transamazônicas, uruaçuanas e brasilianas. Tal fato demonstra diferentes épocas de formação de rochas no centro-oeste, em blocos distintos que não possuiam qualquer relacionamento entre si.

Analisando os dois últimos trabalhos, no que se refere à localização geográfica dos grandes blocos crustais e das províncias geocronológicas, pode-se observar que: a província arqueana está dentro do bloco de maior espessura crustal; somente ocorrem rochas de idade transamazônica no bloco de Dianópolis; há coincidências na localização da província de idade brasiliana com os lineamentos transbrasilianos (descontinuidade de Pedro Afonso-Fátima - Gurupi).

2. Elementos Estruturais

O centro-oeste brasileiro é caracterizado por ser uma região estruturalmente interessante, onde se destacam: a inflexão dos Pirineus; as grandes falhas de cavalgamento; e as estruturas dômicas e falhadas. Cada elemento estrutural será discutido ,

tentando-se compreender o seu significado em termos de evolução tectônica.

A inflexão dos Pirineus ocorre próximo do Distrito Federal, ao norte da cidade de Goiânia (Fig.2). É caracterizada pela brusca mudança das direções estruturais dos metassedimentos do Grupo Araxá, ocasionada por falhas de extensão regional com uma direção geral WNW-ESE, que estiveram ativas até o Proterozóico superior. Essas falhas foram determinadas em subsuperfície através de métodos geofísicos, mas não foram observadas em imagens de radar e fotografias aéreas. Para MARINI et.alii (1981) estas falhas, consideradas transcorrentes, atuaram de uma maneira clara no Complexo de Barro Alto, pois sua parte sul sofreu uma espécie de arrastamento ("drag"), quando ocorreram movimentos dextrógiros.

Na inflexão dos Pirineus o Grupo Araxá ("sensu lato"), que possui direção NW-SE ao sul, passa a possuir, ao norte, uma direção NNE-SSW. Baseado nas mudanças das direções estruturais, e nos importantes corpos ácidos e básicos existentes no segmento norte, MARINI et.alii (1981) sugeriram que a inflexão dos Pirineus separou duas bacias de sedimentação penecontemporâneas, que estiveram ativas durante o Proterozóico médio. Separaram assim o extenso Grupo Araxá ("sensu lato") em dois grupos com sedimentação distinta; Grupo Serra da Mesa ao norte, e Grupo Araxá ("sensu stricto") ao sul. Admitiram também que os grupos Araí, Canastra e Natividade seriam as faixas marginais contemporâneas a estes grupos, mas em diferentes bacias de sedimentação, que estavam limitadas por outras falhas ainda não bem conhecidas.

Os lineamentos transbrasilianos ocorrem a noroeste do Complexo Basal Goiano (Fig.2), e constituem uma série de lineações com direção geral N30-40°E, ocasionadas por grandes falhas que se estendem até o Estado do Ceará (Lineamento Sobral). Segundo MARINI et. alli (1981), estas falhas foram responsáveis pela reativação de falhamentos regmagenéticos muito antigos no Complexo Basal Goiano, e estiveram ativas até o Siluriano e Devoniano.

no.

HARALYI e HASUI (1981) detectaram,na região de influência destes lineamentos, a descontinuidade crustal de Pedro Afonso - Fátima - Gurupi, que separa dois blocos crustais. Admitiram que neste local ocorreram falhas inversas acompanhadas de subducção e obducção de material crustal.

O lineamentos transbrasilianos condicionam importantes bacias molássicas com idades paleozóicas, que ocorrem nas regiões centro-oeste (Piranhas e Monte do Carmo) e nordeste (Jaibaras). Associa-se a esta tectônica o graben da Água Bonita, que afeta os sedimentos siluro-devonianos.

No Planalto Central ocorrem inúmeras falhas de empurrão com direção geral norte-sul, que se estendem por dezenas a centenas de quilômetros. São bem determinadas na borda leste dos grandes maciços básicos e ultrabásicos (Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto), e entre os grupos Araxá ("sensu lato") e Bambuí, onde ocasionam o cavalgamento de rochas mais antigas sobre rochas de unidades mais jovens. É interessante ressaltar que estes cavalgamentos não ocorrem somente entre unidades de grupos diferentes, mas também entre litologias de um mesmo grupo; é o caso das falhas que ocorrem a oeste do Granito Serra Dourada, no Grupo Serra da Mesa.

Associado a estas falhas de cavalgamento existem falhas inversas e estruturas de compressão, como os domos mantea dos das serras da Mesa Dourada e Branca, que representam a resposta do embasamento aos esforços de direção este-oeste, que afetaram toda a região no Ciclo Brasiliano. Contemporaneamente os maciços básicos e ultra-básicos sofreram uma fase ascencional , que propiciou a formação de falhas inversas,e o posicionamento destes corpos acima das seqüências metassedimentares da borda.

O metamorfismo, de uma maneira geral, aumenta de leste para oeste, sendo que,a leste, ocorrem as unidades que apresentam metamorfismo de baixo grau (fácies xisto verde baixa),

e a oeste os grupos Araxá e Serra da Mesa que apresentam fácies anfibolito com cianita e silimanita. O zoneamento metamórfico "aparente" não está bem compreendido devido às grandes falhas de cavalgamento, e à existência de mais de um período de metamorfismo de diferentes idades, com sobreposição mascarando e interferindo nas características estruturais e texturais de metamorfismos de eventos anteriores.

3. Evolução Temporal

Vários autores já tentaram montar uma evolução crono-estratigráfica do centro-oeste brasileiro, baseados nos mais diferentes modelos existentes, bem como através de analogias com outros continentes. Contudo o grau de complexidade da região, associado à ausência de trabalhos de detalhe, impossibilitam a existência de um modelo que possa ser aceito sem restrições pela maioria dos pesquisadores.

Na tentativa de caracterizar tentativamente a evolução desta região, serão estudadas as principais unidades de rochas que possuem posição crono-estratigráfica melhor definida, e a partir destes dados tentar-se-á compreender as outras unidades. As unidades de rochas mais antigas, que ainda não foram perfeitamente caracterizadas, tanto geocronologicamente como estratigraficamente, são as seguintes:

- um complexo granito-gnaissico que, segundo DANNI e FUCK (1981), teria uma idade superior a 3.200 m.a., que serve como embasamento para as seqüências do Proterozóico:

- seqüências vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt", com uma faixa de idade que vai desde 3.500 m.a. até 2.000 m.a.;

- cinturões granulíticos que podem estar associados no espaço e no tempo com os "greenstone belts", e

- os maciços básicos e ultrabásicos que apesar de

ainda não fornecerem idades confiáveis, tornando difícil o seu posicionamento dentro da evolução geotectônica, são considerados mais antigos do que 2.600 m.a., e estariam associados aos cinturões granulíticos (Danni e Fuck, 1981).

No pré-Cambriano da região centro-oeste, existem seguramente rochas arqueanas que, embora não se saibam exatamente as suas idades, caracterizam fases importantes dentro da evolução dos continentes, (TASSINARI et.alii, 1981). É o caso das seqüências "greenstone belts" e dos cinturões granulíticos. Desta forma observa-se que as unidades geotectônicas existentes não possuem uma posição estratigráfica bem definida, o que ocasiona idéias discordantes.

Quando se inicia o estudo das seqüências metassedimentares, aumenta ainda mais o nível de incerteza. MARINI et. alii (1977) definiram o Grupo Serra da Mesa como de idade transamazônica, e posteriormente foi redefinida a uma unidade como típica da idade uruaçuana. MARINI et.alii (1978) propuseram a Formação Ticunzal como característica do ciclo Transamazônico, por estar sotoposta ao Grupo Araí, o qual foi considerado de idade uruaçuana, isto é, contemporâneo aos grupos Araxá e Serra da Mesa.

Todas as idades propostas para os grupos acima são incertas, pois datações realizadas em seqüências metassedimentares xistosas deixam dúvidas quanto ao significado geológico do dado obtido. Como agravante, os corpos ígneos que cortam essas rochas também não fornecem idades confiáveis, por terem sofrido posteriormente alguns eventos de metamorfismo e tectonismo. Conforme foi visto anteriormente, as inúmeras falhas de cavalgamento existentes, bem como algumas grandes falhas transcorrentes ou inversas, lançam dúvida sobre mapeamentos efetuados utilizando como critério principal o princípio da superposição das camadas, pois observa-se que ocorrem camadas mais antigas sobre camadas mais novas, e mesmo superposição de camadas de mesma idade, ocasionando muitas vezes um espessamento aparente, por repetição tectônica dos sedimentos.

A seqüência que parece estar melhor definida do ponto de vista estratigráfico é o Grupo Bambuí, que cobre discordantemente todas as outras unidades e complexos já discutidos, e caracterizando uma seqüência de rochas metassedimentares do Proterozóico superior, de idade brasiliana. DARDENNE (1979) redefiniu o Grupo Bambuí, dividindo-o em dois grupos: Paranoá, inferior, e Bambuí, superior. MARINI e FUCK (1981) definiram, no Grupo Paranoá, a Formação Minaçu, constituída essencialmente por metassedimentos e localizando-se preferencialmente na região de Minaçu.

Os trabalhos de geocronologia iniciaram-se com AMARAL e KAWASHITA (1967), que dataram em cerca de 600 m.a. o metamorfismo do antigo Grupo Bambuí. Posteriormente PARENTI COUTO et.alii (1981) conseguiram determinar idades distintas para o metamorfismo e sedimentação, dentro de uma mesma seqüência. Assim, determinaram que a Formação Paraopeba, em Formiga e Itacarambi, possui uma idade de deposição de 640 ± 15 m.a.. A Formação Três Marias, em Felixlândia, e a Formação Pirapora, em Pirapora, possuem idades de deposição de 620 ± 40 m.a. e 590 ± 40 m.a. respectivamente. Em Paracatu, rochas epimetamórficas atribuídas à Fm. Paraopeba revelearam idade de metamorfismo de 680± 10 m.a., o que permitiria considerar estas rochas como pertencentes à Fm. Paranoá, e características de um ciclo orogênico anterior ao do Bambuí.

Comparando os dados geocronológicos de PARENTI COUTO (1981) com a proposta de DARDENNE (1979), podemos observar que ambas se complementam. Assim, após a deposição e metamorfismo do Grupo Paranoá, teria sido possível iniciar a sedimentação do Grupo Bambuí. É interessante ressaltar que os grupos Bambuí e Paranoá são considerados por vários autores como tendo sofrido somente um evento tectono-termal, o brasiliano, e geralmente apresentam um metamorfismo, que no seu grau mais elevado, alcança a fácies xisto verde, zona da biotita.

IV. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

A região em estudo situa-se ao norte da inflexão dos Pirineus, onde ocorrem os grupos Bambuí, Paranoá, Araí, Serra da Mesa e o Complexo Basal Goiano, bem como os maciços básico-ultrabásicos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto e os grandes maciços ácidos da Serra Dourada, Serra da Mesa e Serra Branca. Através do mapa geológico regional (Fig.2) pode-se notar a existência de rochas essencialmente pré-Cambrianas com grande variação de tipos petrográficos.

O mapa geológico da figura 3 apresenta a região objeto do estudo petrográfico e geocronológico, cujas unidades litológicas o autor pretendeu caracterizar e posicionar numa seqüência estratigráfica. Na figura pode-se observar a localização das amostras coletadas para datação radiométrica. A sua coluna estratigráfica baseia-se na bibliografia estudada, com certas modificações necessárias para explicar os resultados obtidos.

Neste capítulo serão caracterizadas as principais unidades estratigráficas, subdivididas em: Seqüências do Embasamento, que compreendem as rochas mais antigas do Complexo Basal Goiano e a Formação Ticunzal; Intrusivas Graníticas, englobando todas as rochas de composição granítica ("sensu lato"), que ocorrem tanto nas seqüências metassedimentares como no embasamento ; e Seqüências Metamórficas Proterozóicas indicando as rochas metassedimentares e metavulcânicas sobrepostas as rochas do embasamento, e relacionadas ao Grupo Serra da Mesa (mesocrustal), e aos grupos Araí, Paranoá e Bambuí (supracrustais).

1. Seqüências do Embasamento

Neste trabalho foram definidas como Seqüências do Embasamento as litologias sobrepostas por unidades do Proterozóico. Na área em estudo as unidades consideradas como do embasamento são o Complexo Basal Goiano, Formação Ticunzal e os corpos

granodioríticos.

Desde o início dos trabalhos de reconhecimento do centro-oeste, foi caracterizado um complexo heterogêneo que serve de embasamento para quase todas as outras unidades, BARBOSA et.alii (1969) denominaram a esse complexo de Pré-cambriano Indiferenciado e, ALMEIDA (1967) de Complexo Basal Goiano.

Inicialmente foram indicadas na literatura como pertencentes a esse complexo rochas metamórficas de médio a alto grau, desde que satisfizessem a condição de estarem sobrepostas pelas seqüências do Proterozóico. Os mais variados tipos litológicos, desde gnaisses, granulitos e granitos, até grandes corpos básicos e ultrabásicos, foram assim incluídos.

Com o advento de trabalhos de maiores detalhes começaram a ser definidas e separadas unidades de rochas que antes eram consideradas como do Complexo Basal Goiano. Foi o caso das seqüências vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belts", encontradas em Crixás (SABÓIA, 1979), Pilar de Goiás-Hidrolina e Guarinos (DANNI e RIBEIRO, 1978) e Almas-Natividade (COSTA et. alii, 1976; CORREIA FILHO e SÁ, 1980), além dos Complexos gabro-anortosíticos (DANNI e LEONARDOS, 1980). Referentes a região propriamente dita, algumas unidades lito-estratigráficas foram também caracterizadas, tais como: a Formação Cachoeira da Éguas, definida por MARINI et.alii (1977) como uma camada de paragnaisses que circunscreve os maciços da Serra da Mesa, Serra Dourada e Serra Branca, que pertenceria ao Complexo Basal Goiano e teria sido arrastada durante a intrusão forçada dos maciços mencionados e; a Formação Ticunzal (MARINI et.alii, 1978), constituída de rochas xistosas com clorita e granada, condicionadoras das mineralizações de urânio.

TASSINARI et.alii (1981) empregaram o termo Complexo Goiano para as rochas granito-gnáissicas, "com idades próximas de 3.000 m.a., que sofreram sucessivos retrabalhamentos em eventos geodinâmicos posteriores", visto que estudos mais detalhados evidenciaram uma grande heterogeneidade das idades e

dos tipos petrográficos.

O termo Complexo Goiano é utilizado neste trabalho para incluir rochas de diversas origens, de idades eventualmente diferentes, sempre antigas, que constantemente ocorrem como embasamento das seqüências do Proterozóico.

Na área em estudo as rochas pertencentes ao Complexo Goiano localizam-se preferencialmente na região do Rio Preto (parte central) e de Cavalcante (parte nordeste). Ocorrem nas porções topograficamente mais baixas, cercadas pelas drenagens existentes, sendo as mais importantes o rio Preto e o rio Claro, em cujos leitos se encontram os melhores afloramentos, pois, na maioria das vezes, a alteração causada pelo intemperismo mascara completamente as características primordiais das rochas.

As rochas do Complexo Goiano, na área estudada, são muito variadas. As variedades principais referem-se a gnaisses porfiroblásticos, com grandes cristais de feldspato potássico (microclina) orientados, e gnaisses homogêneos de granulação milimétrica, associados aos quais ocorrem migmatitos.

Os tipos litológicos deste complexo só puderam ser separados entre si, em certas áreas restritas, através de mapeamento de detalhe na escala 1:25.000, como foi realizado por ANDRADE et.alii (1981). A sua ocorrência não obedece a padrões coerentes, e o contato com as outras unidades geralmente é confuso, devido a precariedade dos afloramentos e à gradação entre os tipos petrográficos existentes. Em função disto, no mapa geológico (Fig.3), só foi possível separar as áreas de gnaisses porfiroblásticos quando apresentavam grande extensão física.

Na área onde ocorre o Complexo Goiano existem inúmeros corpos homogêneos de composição granodiorítica, que durante muito tempo foram confundidos com as rochas gnáissicas desse complexo, devido ao elevado grau de alteração e à similaridade petrográfica. Esses corpos geralmente estão cortando rochas do

Complexo Goiano e da Formação Ticunzal. Seus contatos são mal definidos devido aos fraturamentos e falhamentos existentes nas bordas, muitas vezes de grande extensão. Tal situação parece estar evidenciando que, após as intrusões, ocorreram esforços tectônicos que mascararam qualquer relação de contato com as encaixantes.

A outra seqüência tratada como embasamento é a Formação Ticunzal, definida por MARINI et.alii (1978), embora tenha sido reportada anteriormente por BARBOSA et.alii (1969) e considerada como pertencente ao então Grupo Araxá. REIS NETO e CAMPELLI (1978) definiram genericamente esta formação como um pacote de mica xistos, às vezes grafitoso, com intercalações de gnaisses e finas lentes quartzo-feldspáticas e numerosos veios pegmatíticos. Estratigraficamente a unidade posiciona-se entre o Complexo Goiano e o Grupo Araí.

A Formação Ticunzal é a unidade condicionadora das ocorrências uraníferas da região ANDRADE et.alii (1981) mapearam em detalhe (1:25000) uma importante área de ocorrência destes xistos e dividiram essa formação em dois membros, com uma espessura total de 300 m. O membro inferior foi definido como uma seqüência de gnaisses e xistos, às vezes grafitosos. Gabros, diques de diabásio e pegmatitos cortam-no discordantemente à estrutura geral. O membro possui uma origem provavelmente marinha, sendo que a sedimentação ocorreu em condições de águas rasas, com a área fonte fornecendo predominantemente clásticos grosseiros. O membro superior foi definido como constituído essencialmente por um pacote de xisto grafitoso, que em direção topo aumenta a quantidade de quartzo, chegando a ocorrer uma intercalação de xisto quartzoso com um xisto granadífero e turmalínico, com pouca ou nenhuma grafita. A grande quantidade de xistos é indicativa de deposição em águas mais profundas, com uma área fonte fornecendo sedimentos finos.

A petrografia das Seqüências do Embasamento é bastante complexa devido ao fato das rochas serem policíclicas e polimetamórficas. Assim,os fenômenos primordiais que afetaram essas

rochas podem estar mascarados por metamorfismos de diferentes graus dos eventos subseqüentes.

O Complexo Goiano da área em estudo é constituído principalmente por gnaisses leucocráticos, com cor variando de cinza claro a cinza escuro, com uma estrutura, em geral, homogênea ou bandada. Apresenta mineralogia relativamente simples, sendo quartzo, microclina, plagioclásio, muscovita e biotita os constituintes predominantes, ocorrendo ainda granada, epidoto e clorita.

Através de observações de campo e estudo microscópico deste complexo, tem-se a impressão da existência de vários tipos litológicos. Existem algumas amostras homogêneas com textura granoblástica, e outras heterogêneas com textura porfiroblástica, em que são visíveis porfiroblastos de microclina por vezes alcançando até 10 cm de comprimento. O estudo das seções delgadas dessas amostras revelou-se tratar-se da mesma rocha, apenas com maior ou menor grau de cataclasamento. Sendo assim, as rochas porfiroblásticas (microclina gnaisses), ao sofrerem um metamorfismo dinâmico com recristalização, adquiriram uma textura granoblástica.

De um modo geral as rochas do Complexo Goiano, na região em estudo, possuem uma estrutura gnáissica mal definida, com uma foliação caracterizada principalmente pelo estiramento das biotitas e dos porfiroblastos de microclina. A biotita geralmente está agrupada e orientada sub-paralelamente, em níveis descontínuos ou em bandas definindo uma direção preferencial; os porfiroblastos de microclina na maioria das vezes estão orientados. Os minerais constituintes apresentam evidências de forte cataclasamento. Geralmente estão deformados, bastante fraturados e recristalizados, sendo o caso principalmente do quartzo e da microclina. Existem evidências também de uma estrutura de fluxo associada à cataclase, ao longo da qual ocorreu uma recristalização de muscovita e biotita secundárias.

Ao se fazer a comparação entre as texturas das

rochas gnáissicas, discutidas anteriormente, com a estrutura pode-se determinar que os porfiroblastos de microclina, nos gnaisses, são pré-tectônicos em relação ao evento de cataclasamento. Nas rochas que sofreram um esforço maior, ocorreu o fenômeno de recuperação e recristalização (neoformação) do quartzo e da microclina, ocasionando assim a formação de aglomerados desses minerais, que estão estirados segunda esta orientação superimposta.

As rochas do Complexo Goiano apresentam uma associação mineralógica constituída de: quartzo-microclina-biotita-oligoclásio/andesina-granada-clorita-epidoto, indicativa de metamorfismo de fácies xisto verde, zona da granada. Aparentemente essa paragênese não está em equilíbrio termodinâmico, porque pode-se verificar a coexistência de minerais característicos de diferentes condições de pressão e temperatura. As evidências podem estar indicando que tais rochas sofreram mais de um evento metamórfico, os quais causaram importantes mudanças mineralógicas, incluindo fenômenos de neo-crescimento e recristalização generalizada.

Uma das principais características estruturais das rochas do Complexo Basal da região é a evidência do intenso cataclasamento sentido, indistintamente, por todas as litologias. Esse fenômeno foi um dos últimos eventos metamórficos e, possivelmente, seja o responsável pelo desequilíbrio paragenético existente. Possivelmente, ocorreu em um intervalo de temperatura típico da fácies xisto verde, tendo causado uma orientação superimposta e recristalização de minerais. Embora os dados petrográficos não sejam conclusivos, parecem indicar que essas rochas sofreram vários eventos metamórficos com intensidades diferentes, desde a sua formação, sendo que o último foi responsável por fenômenos de retrometamorfismo.

Os corpos intrusivos foram descritos por ANDRADE et.alii (1981) como de composição granodiorítica, Mineralogicamente constituem-se de: quartzo-oligoclásio/andesina-biotita-muscovita (sericita)-clorita-microclina, ocorrendo esporadicamen-

te granada-titanita-zircão-epidoto. Assim, do ponto de vista mineralógico, essas rochas são granodioritos e/ou tonalitos, pois possuem uma quantidade muito pequena de feldspato potássico, sendo que em algumas amostras é quase inexistente.

Os corpos granodioríticos estudados microscopicamente possuem evidências dos esforços posteriores que causaram fenômenos de neoformação e de cataclasamento, e são retratados pela recristalização do grão de quartzo, mascaramento das características do plagioclásio e, em menor proporção, microcliniza - ção dos ortoclásios existentes. Esse cataclasamento foi de diferente intensidade, refletindo-se de forma diferenciada pelos diversos corpos; enquanto que, em alguns, nada parece ter ocorrido, em outros, ocorreu uma orientação cataclástica (estrutura de fluxo) dos grãos de biotita e muscovita e dos níveis de quartzo.

O fenômeno de cataclasamento pode estar associado a um evento tectono-termal que seria responsável por uma paragênese secundária, constituída de biotita-clorita-microclina-sericita-epidoto. Esses minerais caracterizam um metamorfismo de fácies xisto verde, e são sin-tectônicos ao evento cataclástico pois, geralmente, estão estirados e recristalizados segundo uma orientação superimposta.

A Formação Ticunzal apresenta dois tipos litológicos distintos: rochas gnáissicas do Membro Inferior, cuja mineralogia é constituída por: quartzo-microclina-oligoclásio/andesina-muscovita-biotita-albita/oligoclásio-granada-clorita, podendo-se observar a coexistência de minerais de diferentes graus metamórficos. O mesmo acontece com o Membro Superior, constituído só por unidades xistosas, que possui como mineralogia principal; quartzo-biotita-muscovita-clorita-grafita-granada-epidoto- opacos.

Em ambos os membros existem minerais que parecem estar indicando condições mais elevadas de metamorfismo, é o caso dos plagioclásios (oligoclásio/andesina) e a granada, e mine-

rais que indicam metamorfismo de grau mais baixo, como a clorita, o epidoto e a sericita. Esses minerais de metamorfismo mais baixo, possivelmente do fácies xisto verde, podem estar associados ao fenômeno de cataclasamento e crenulação que afetou estas rochas, evidenciado pela existência de quartzo com textura em moldura ("mortar"), sericitização do plagioclásio e crenulação de uma xistosidade primordial.

Analisando as amostras xistosas do Membro Superior da Formação Ticunzal, do ponto de vista de microestruturas, observa-se que há no mínimo duas xistosidades (superfícies S) bem marcantes. A primeira xistosidade, definida como superfície S_n, é caracterizada pelo estiramento dos minerais filitosos(biotita, clorita,etc), além de apresentar, na maioria das vezes, uma crenulação de plano axial, definida como superfície S_{n-1}. Em algumas amostras a crenulação é tão forte que causa uma orientação bem marcante e mascara a superfície S_n.

O estruturalista F.LILIE em ANDRADE et.alii(1981) observou duas fases de dobramentos (F_1 e F_2) nas rochas da Formação Ticunzal, e correlacionou estas duas fases a dois eventos tectono-termais distintos. A primeira fase (F_1) foi caracterizada pelo desenvolvimento de uma xistosidade S_1 do plano axial,onde estão orientadas a muscovita, biotitas e cristais xenomórficos de quartzo, enquanto que a segunda fase (F_2) causou uma crenulação generalizada na xistosidade S_1, e foi responsável pelo intenso microdobramento exibido por essas rochas. Essa crenulação define uma xistosidade S_2 que é perpendicular a xistosidade S_1. No membro inferior, gnáissico, a clivagem de crenulação S_2 seria a responsável pelo cataclasamento observado nestas rochas, visto serem litologias mais competentes e possuirem comportamento menos plástico. Nesta formação está ocorrendo, possivelmente, um retrometamorfismo, pois a fase F_1 foi gerada em nível mais profundo, com biotita e clorita, enquanto a fase F_2 foi gerada em nível mais superior, pois o mineral característico desta segunda fase é a sericita.

2. Intrusivas Graníticas

2.1. Maciços granito-gnáissicos

Os corpos granito-gnáissicos definidos neste trabalho são os maciços da Serra Dourada, Serra da Mesa e Serra Branca, que se encontram na porção oeste da área estudada, e constituem grandes estruturas de forma semi-ovalada, geralmente alongadas no sentido norte-sul. Tais maciços sempre despertaram muito interesse nos pesquisadores, tanto do ponto de vista científico como econômico, por apresentarem mineralizações em estanho, berilo, cobre, lítio, fluorita, columbita e tantalita.

Os maciços Serra Dourada e Serra da Mesa apresentam-se cortando as rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa, enquanto o maciço da Serra Branca é intrusivo no Grupo Araí.

MARINI et.alii (1977) definiram como Formação Cachoeira das Éguas uma unidade de rochas gnáissicas que ocorre circunscrevendo os maciços granito-gnáissicos e a interpretaram como sendo de origem sedimentar.REIS NETO (1981) através de dados petrográficos e radiométricos, considerou o Maciço da Serra da Mesa como constituído de uma única unidade, que se caracteriza por uma mudança faciológica, do centro para a borda, o que, provavelmente, pode ser extrapolado para os maciços da Serra Dourada e Serra Branca.

As relações de contato entre os maciços e as respectivas rochas encaixantes são de difícil determinação, o que pode ocasionar diferentes interpretações. Como agravante, eventos posteriores de cataclasamento afetaram as características primordiais dessas rochas. Alguns autores acreditam que o contato seja tectônico, controlado por grandes falhas e fraturas, que explicariam o mascaramento e alteração das rochas pela maior facilidade de percolação de fluídos.

No caso do Granito-gnaisse Serra Branca, onde

existem estudos de detalhe, ANDRADE E DANNI (1978) evidenciaram metamorfismo de contato nas rochas pertencentes ao Grupo Araí que envolvem esta intrusão, que ocorreu através da graiseniza - ção e metassomatização dos xistos e quartzitos do Grupo Araí. MONTALVÃO (com.pessoal) também observou que alguns quartzitos basais do Grupo Araí apresentam evidências de graisenização, o que o levou a admitir um metamorfismo de contato.

O maciço mais estudado do ponto de vista radiométrico e petrográfico foi o Serra da Mesa (REIS NETO, 1981), sendo que no Serra Branca também foram realizadas várias análises radiométricas e petrográficas, porém em menor número. No maciço Serra Dourada a coleta de amostras restringiu-se a sua parte sul, em um garimpo denominado de Pela Ema, não se efetuando qualquer perfil geológico. Assim, as conclusões incluem necessária analogia com os outros maciços estudados, nos resultados encontrados e na bibliografia.

ANDRADE E DANNI (1978) definiram para o Granito-gnaisse Serra Branca dois estágios de graisenização: o primeiro teria causado a transformação do biotita granito em biotita granito graisenizado, não havendo formação de "graisens" propria - mente ditos, enquanto que o segundo estágio se caracterizaria por granitos graisenizados, com evidências de transformações metassomáticas. Mencionam ainda que a passagem do primeiro para o segundo estágio, indicaria mudança brusca nas condições físico-químicas do magmatismo granítico, e que a graisenização teria ocorrido na fase final de cristalização do material granítico. Posteriormente, estes corpos teriam sofrido esforços tensionais que causaram um "emplacement" nas rochas dos grupos Serra da Mesa e Araí.

Do ponto de vista tectônico, BARBOSA et.alii(1969) definiram estes maciços como "domos manteados". Por sua vez, MARINI et.alii (1977) interpretaram que estes maciços intrudi - ram-se diapiricamente nas rochas encaixantes, em época bem posterior à sua consolidação, arrastando as rochas basais das uni-

dades mais antigas.

Os três maciços granito-gnáissicos foram estudados petrograficamente com a intenção de caracterizá-los mineralógica e texturalmente. Devido a grande complexidade geocronológica obtida neste trabalho, foi realizada uma petrografia de mais detalhe tentando-se obter, através da paragênese mineral , alguma interpretação sobre a grande variação isotópica observada. No maciço melhor estudado, o Granito-gnaisse Serra da Mesa, foram analisadas aproximadamente 30 seções delgadas e realizadas 9 análises modais (Tab.1) das rochas representativas dos campos determinados pela geocronologia, sendo os resultados plotados em um diagrama Qz-FK-Pl (Fig.4).

De uma maneira geral, as rochas do Granito-gnaisse Serra da Mesa possuem uma cor rosada, com uma foliação marcante definida pelo estiramento dos cristais de biotita e anfibólio, e dos níveis de quartzo e microclina. Esta orientação é bem definida nas rochas da borda, sendo que diminui em intensidade (não termina) à medida que se adentra para o interior do corpo. A mineralogia principal é: quartzo-microclina-oligoclásio-hornblenda-biotita,ocorrendo ainda epidoto-clorita -fluorita-granada-opacos.

Através do diagrama Qz-FK-Pl (Fig.4) e dos dados obtidos, é possível chegar às seguintes conclusões:

- as rochas mais centrais, de uma maneira geral, possuem composição granítica, enquanto rochas de composição granitóide predominam nas bordas do corpo, demonstrando assim um "trend" de variação mineralógica do centro para a borda.

- a porcentagem de microclina e plagioclásio decresce em direção a borda, enquanto a porcentagem de quartzo aumenta, o que pode estar evidenciando uma saída dos elementos alcalinos, acompanhado pelo estrôncio, ficando a sílica em forma de quartzo:

TABELA 1 - ANÁLISES MODAIS

AMOSTRA MINERAIS	JC-7a	JMR-96b	JC-8a	JC-9a	RM-AH-113	443/AP-RM/73	MC-461	JC-10B	JC-10E
QUARTZO	47,96	44,38	46,64	45,82	54,13	46,24	48,54	56,42	52,91
MICRO.	24,25	29,74	28,16	28,22	21,22	26,68	25,07	20,06	18,20
ORTOCL.	6,09	2,11	4,91	2,27	3,20	2,48	1,84	2,79	1,82
PLAGIOCL.	13,99	10,68	12,01	11,68	6,74	9,51	9,02	5,29	6,92
ANFIBÓLIO	5,91	6,01	4,43	4,04	3,14	4,42	-	-	-
BIOTITA	0,13	4,78	1,62	6,59	9,24	9,37	14,03	14,62	11,98
CLORITA	-	-	0,29	0,08	-	-	0,63	0,48	0,80
EPIDOTO	1,57	1,90	1,48	1,33	1,34	1,31	0,79	0,10	5,38
SERICITA	0,10	-	-	-	-	-	-	0,24	0,22
OPACOS	-	-	0,48	-	0,17	-	0,10	-	1,78
FLUORITA	-	0,41	-	-	-	-	-	-	-
CARBONATOS	-	-	-	-	0,81	-	-	-	-

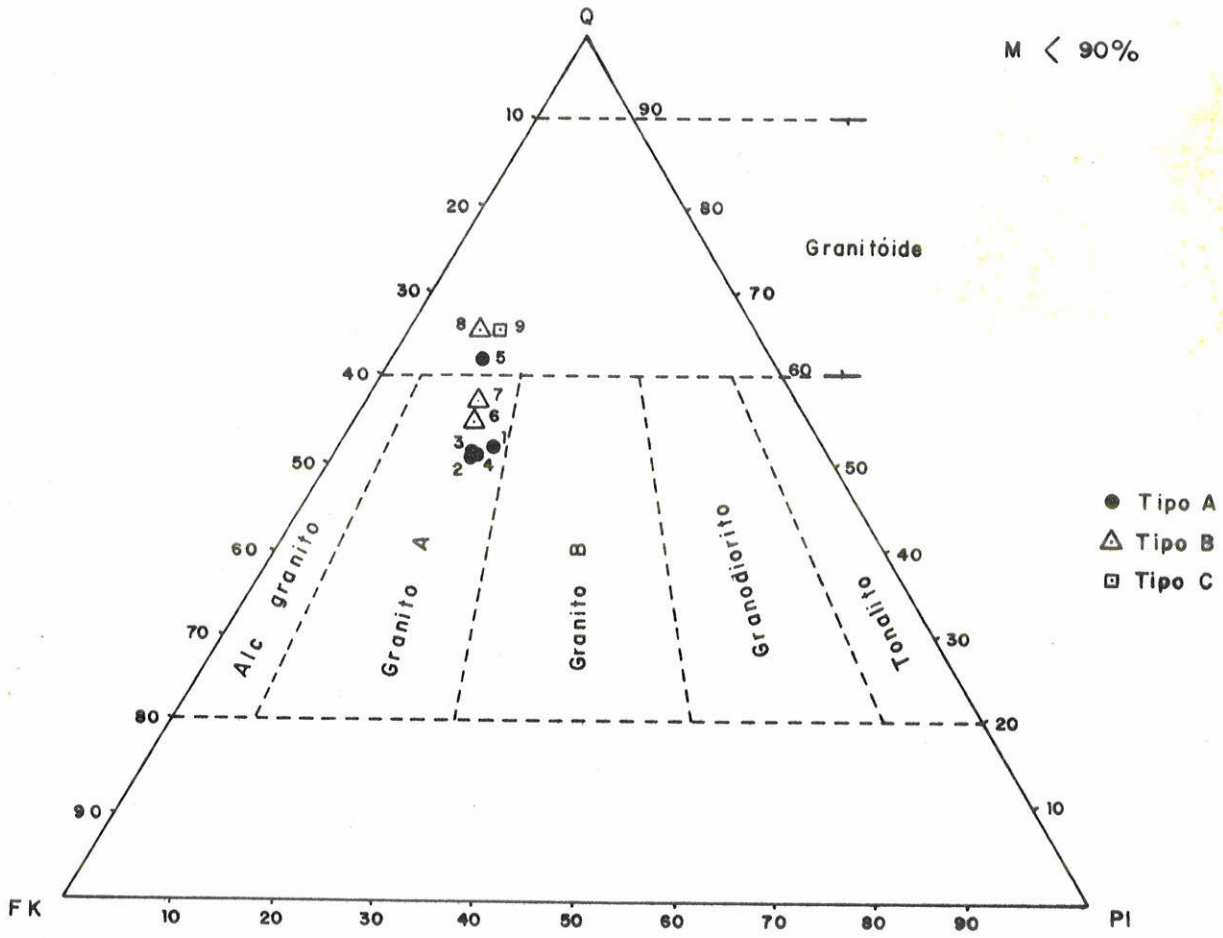


Fig. 4 - COMPOSIÇÃO MODAL DO GRANITO SERRA DA MESA

1 - JC - 7a
2 - JC - 8
3 - JMR - 96b
4 - JC - 9a
5 - RM - AH - 113
6 - 443/AP - RM/73
7 - MC - 461
8 - JC - 10 b
9 - JC - 10 c

- o anfibólio desaparece em direção a borda, ao mesmo tempo que aumenta a quantidade de biotita, evidenciando assim a transformação de anfibólio para biotita em direção à borda.

As rochas do Granito-gnaisse Serra da Mesa apresentam evidências de terem sofrido eventos tectono-termais posteriores a sua formação, que ocasionaram recristalização e neoformação de minerais, e uma orientação cataclástica bem distinta. Isto pode ser observado pelo quartzo que apresenta extinção ondulante e, nos locais onde a orientação é mais evidente, fenômenos de recuperação e recristalização, formando pequenos grãos geralmente com textura granoblástica poligonal. Parecem existir duas gerações de feldspato potássico: a primeira com cristais subédricos e sem a geminação característica, sendo que alguns cristais são pertíticos; e a segunda geração compreendida por cristais anédricos, poiquilíticos, às vezes formando pequenos aglomerados que estão orientados, possivelmente resultantes da microclinização de ortoclásio original. O plagioclásio apresenta duas formas de ocorrência distinta, provavelmente caracterizando duas gerações: na primeira os cristais são anédricos, xenomórficos, zonados e poiquilíticos; na segunda os cristais são subédricos sem extinção ondulante. Já os anfibólios apresentam-se como cristais anédricos a subédricos, poiquilíticos, estirados segundo uma orientação preferencial e alterando-se para biotita. Uma possível paragênese secundária, que está associada ao fenômeno de cataclasamento, responsável pela orientação, pode estar representada por quartzo, microclina e biotita.

O Granito-gnaisse Serra Branca também foi estudado petrograficamente, com o objetivo principal, de tentar observar microscopicamente os efeitos dos eventos posteriores sobre estas rochas. A mineralogia principal é constituída de quartzo-microclina-oligoclásio-muscovita-biotita-apatita-fluorita-opacos, sendo a rocha de cor cinza claro a levemente róseo. Sua textura é porfiroblástica, e os porfiroblastos de microclina. Apresentam uma orientação que vai de forte a conspícua, evidenciada pelo estiramento da muscovita e, algumas vezes, da biotita e dos

níveis de quartzo.

Petrograficamente, este corpo apresenta feições muito interessantes, como é o caso dos porfiroblastos de microclina, que dão a impressão de terem sidos antigos cristais de plagioclásio que se transformaram. Isto é admitido por existir alguns grandes cristais que não se transformaram completamente, embora sejam microclina, possuem partes com características de plagioclásio, como por exemplo, a geminação albita-carlsbad com continuidade ótica, isto é, são de mesma espessura e mesma direção dentro de um único cristal de microclina.

O fenômeno da microclinização de plagioclásio, descrito anteriormente, pode estar relacionado à greisenização que afetou estes corpos, visto ser o potássio um importante elemento que está associado aos fenômenos de greisenização e metassomatismo.

As rochas do Granito-gnaisse Serra Branca mostram uma orientação algumas vezes marcante, que está relacionada a um evento posterior de cataclasamento, cujas evidências estão nas feições pré-tectônicas que os porfiroblastos de microclina possuem em relação à foliação definida. Este evento posterior, de baixo grau de metamorfismo, atingindo a fácies xisto verde, está representado por muscovita, microclina e quartzo, que são minerais recristalizados e orientados segundo o evento superimposto.

Como foi ressaltado anteriormente, o Granito-gnaisse Serra Dourada não foi estudado petrograficamente. As amostras coletadas possuem cor rósea e mineralogicamente estão representados de quartzo, biotita, oligoclásio/andesina, apatita e zircão. Existe uma foliação marcante definida principalmente pelo estiramento das biotitas.

2.2. Corpos graníticos circunscritos

Ocorre na região em estudo, a leste dos maciços granito-gnáissicos, uma série de corpos graníticos ("sensu la-

to") de variados tamanhos e diferentes formas, que são intrusivos nas rochas do Complexo Goiano e Grupo Araí.

Estes corpos, embora sejam de pequeno porte, são facilmente identificáveis em imagens de radar e "landsat". Apresentam uma forma circunscrita, e são geralmente limitados por algumas feições tectônicas como falhas ou fraturas, o que sugere um controle tectônico para o seu "emplacement". Embora seja difícil a observação das relações de contato com as encaixantes, mesmo com as seqüências epizonais metassedimentares do Grupo Araí, algumas vezes essas seqüências encontram-se arqueadas por alguns destes corpos, como é o caso dos granitos Florêncio e São Roque.

Do ponto de vista metalogenético esses corpos podem ser divididos em dois tipos: corpos estéreis sem nenhum interesse econômico (granitos Florêncio, São Roque, Pirapitinga, Dantas e Granófiro Santa Terezinha), e corpos greisenizados que estão mineralizados em estanho, berilo, lítio, etc. (granitos Sucurí, Pedra Branca, Serra do Mendes, etc.).

Embora estejam relativamente perto dos maciços granito-gnáissicos, não é possível determinar seguramente se são corpos cogenéticos ou não. Os dados de campo levam acreditar em uma mesma época de intrusão, pois parece que sofreram os mesmos tipos de esforços tectônicos, em sua evolução estrutural.

Os corpos graníticos circunscritos foram analisados petrograficamente visando a caracterização mineralógica e textural, bem como a verificação da existência de alguma alteração que pudesse prejudicar as análises radiométricas.

De uma maneira geral são rochas de composição granítica ("sensu lato") que não mais possuem as características ígneas primordiais. Todos os corpos evidenciam esforços posteriores a sua cristalização que causaram, dependendo do corpo, maior ou menor grau de cataclasamento. Assim, alguns corpos possuem uma orientação bem evidente (estrutura de fluxo), enquanto outros não.

Uma mineralogia genérica para estas rochas é representada pelo quartzo, plagioclásio, microclina, muscovita, biotita, epidoto e opacos, sendo que o percentual de minerais dentro de cada corpo varia muito, visto existirem corpos graníticos e granodioríticos. Muitas vezes é possível observar a existência de minerais em desequilíbrio com a paragênese original da rocha, o que sugere uma paragênese mineral secundária, associada ao evento de cataclasamento.

Petrograficamente foi possível observar que, alguns dos fenômenos estudados nos granitos-gnaisses Serra da Mesa e Serra Branca ocorrem também nestes corpos. É o caso da feldspatização dos plagioclásios e o cataclasamento posterior superimposto, fenômenos esses caracterizados e evidenciados nos corpos de composição granítica. Pode-se inferir que esses corpos, por possuirem evidências de terem sofrido os mesmos fenômenos dos maciços granito-gnaisses, possuem provavelmente uma história geológica semelhante e, talvez, uma formação em épocas contemporâneas durante um mesmo evento tectono-magmático.

3. Seqüências Metamórficas Proterozóicas

As Seqüências Metamórficas Proterozóicas definidas para este trabalho, constituem-se de seqüências mesozonais ; Grupo Serra da Mesa, e seqüências epizonais;grupos Araí, Paranoá e Bambuí, ambas predominantemente metassedimentares, sobrepostas discordantemente as Seqüências do Embasamento.

As rochas xistosas mesocrustais que envolvem os maciços granito-gnáissicos Serra da Mesa e Serra Dourada, foram definidas por BARBOSA et.alii (1969) como pertencentes ao Grupo Araxá. MARINI et.alii (1977) estudando essas rochas definiram um novo Grupo com o nome Serra da Mesa, e FUCK e MARINI (1981) o estenderam para as demais áreas da parte norte da inflexão dos Pirineus.

O Grupo Araí ocorre na parte leste da área estuda

da e foi definido por DYER e MENEGUESSO in BARBOSA et.alii(1969) como sendo constituído de duas formações: a basal, Formação Arraías, com um espesso conjunto de quartzitos com intercalações de filitos, níveis descontínuos de metaconglomerados intraformacionais, e metavulcânicas de composição basalto-andesítica próximo a base; a superior, Formação Traíras, é composta por metassiltitos, filitos- calcofilitos com intercalações de calcário e quartzitos subordinados.

Posteriormente, o Grupo Araí foi mapeado por outros autores (MARINI et.alii, 1976; FUCK e MARINI, 1979; e JAYME FILHO, 1981) que, através de estudos mais detalhados, modificaram, em parte, a estratigrafia original. Quanto à idade, inicialmente, o Grupo Araí foi considerado mais novo que 1.800 m.a.(Precambriano Superior). Atualmente muitos autores o consideram como sendo do Proterozóico médio, e outros do Proterozóico superior , o que demonstra claramente a falta de evidências e critérios para uma interpretação segura da sua idade.

Na área em estudo, CARVALHO E SILVA (1978) determinaram duas seqüências: uma interna, Grupo Serra da Mesa e outra marginal, Grupo Araí. Aqueles autores descreveram a relação entre as duas seqüências como apenas uma variação lateral faciológica, e a idéia foi corroborada por FUCK e MARINI (1981), quando consideraram os grupos Serra da Mesa e Araí do Proterozóico médio, com uma única evolução. Assim, o Grupo Serra da Mesa representaria a fácie distal, enquanto o Grupo Araí a fácie proximal de uma importante bacia de sedimentação, sendo portanto penecontemporâneos mas de diferentes ambientes de sedimentação.

Na Formação Arraias do Grupo Araí ocorrem rochas vulcânicas de composição andesítica, riolítica, riodacítica e dacítica, metamorfizadas em eventos posteriores. Essas rochas fazem parte do início do processo de sedimentação deste grupo (BARBOSA et.alii, 1969).

Contornando o Granito-gnaisse Serra da Mesa exis-

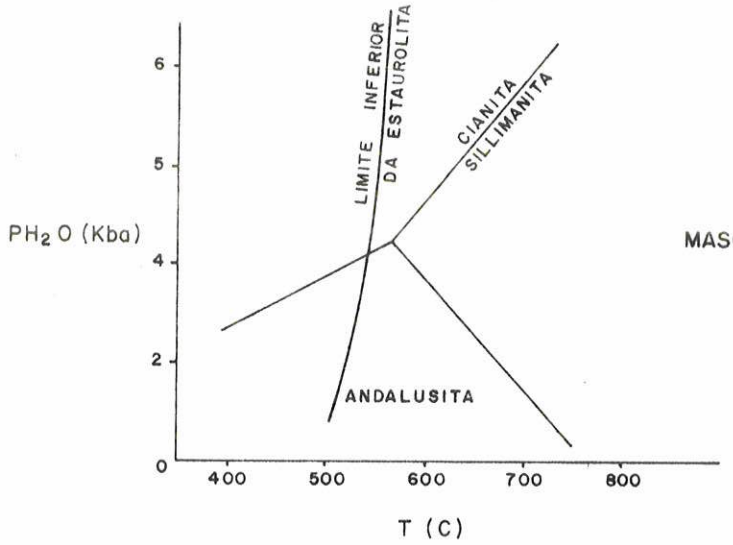
te uma seqüência de rochas metassedimentares supracrustais, caracterizada como Formação Paranoá por MARINI et. alii (1977). Constitui-se dos seguintes tipos litológicos: quartzitos finos, filitos rítmicos, filitos com lentes de mármores, quartzitos micáceos, etc.. Essa formação foi definida temporalmente como sendo do evento brasiliano, com idade precambriana superior, DARDENNE (1979) propôs a denominação de Grupo para a Formação Paranoá, caracterizando-o como sendo anterior ao Grupo Bambuí. MARINI e FUCK (1981) definiram esses mesmos metassedimentos de Formação Minaçú, interpretando-os como um pacote pelito-carbonático epimetamórfico, que se sobrepõe discordantemente aos Grupos Serra da Mesa e Araí, Admitiram sua idade como sendo do Proterozóico médio (formado no evento Uruaçuano). Essa unidade não foi motivo de estudo deste trabalho, e portanto não foi realizada nenhuma análise radiométrica ou petrográfica.

O Grupo Serra da Mesa foi estudado sob o ponto de vista petrográfico na tentativa de determinar as condições de pressão e temperatura existentes durante a sua formação.

Através das análises petrográficas realizadas e da bibliografia, pode-se determinar que mineralogicamente as rochas do grupo são constituídas por: quartzo, muscovita, biotita, granada (almandina), estaurolita, cianita, epidoto, clorita, carbonato, oligoclásio/andesina e turmalina. Esse paragênese indica que a unidade inclui-se no fácies metamórfico anfibolito.

Através do diagrama dos minerais alumino-silicáticos (Fig. 5) e da mineralogia descrita, determinou-se que a temperatura e pressão mínimas para formar uma rocha que contém cianita e estaurolita em sua paragênese é de, aproximadamente, 550°C e 4Kba., sendo que a estaurolita, dependendo da associação mineralógica, é estável até temperaturas próximas a 700°C (WINKLER , 1976).

Estruturalmente o Grupo Serra da Mesa apresenta uma clivagem marcante, definida como S_n, que na maioria das ve-



MASON. R, modificado

FIG. 5

zes está crenulada produzindo uma clivagem denominada de S_{n+1}. Essa clivagem de crenulação apresenta variações de intensidade, sendo que em algumas amostras é tão forte que mascara quase completamente a clivagem S_n. Associado à clivagem de crenulação, ocorre sericita, quartzo e clorita, talvez vinculando esse fenômeno a um metamorfismo de baixo grau.

O Grupo Serra da Mesa sofreu no mínimo dois eventos tectono-metamórficos importantes. O primeiro, de pressão elevada, atingiu a fácies anfibolito e foi responsável por uma clivagem denominada de S_n. Já o segundo evento, de grau mais baixo, foi responsável pela crenulação denominada de S_{n+1}. Esse último evento foi muito importante, pois ao atuar sobre as rochas pré-existentes, mascarou algumas características primordiais, tendo causado também retrometamorfismo.

O Grupo Araí possui uma expressiva variação petrográfica em função de suas litologias. Ocorrem rochas metassedimentares, como calco xistos, filitos, granada xistos, quartzitos e metaconglomerados, além de rochas metavulcânicas. Especificamente para o estudo geocronológico da seqüência metassedimentar foi selecionado um quartzo carbonato muscovita xisto, pertencente a Formação Traíras. Sua mineralogia é simples, apresentando estruturalmente uma clivagem S_n que está crenulada, de forma a definir uma clivagem de crenulação S_{n+1}. Não há evidências de uma paragênese secundária associada a essa clivagem de crenulação.

As metavulcânicas foram melhor estudadas devido ao maior número de dados radiométricos. Todavia, por vezes não houve possibilidade de determinar qual era a litologia original, pois estas rochas sofreram elevado grau de transformação que causou mudanças mineralógicas e impôs estruturas e texturas. As amostras de rochas portadoras de maiores transformações foram as JMR-132, JMR-133 e JMR-134, (muscovita filitos). Possuem uma orientação marcante, definida por uma clivagem S_n.

De uma maneira geral a mineralogia predominante na maioria das rochas metavulcânicas é a seguinte: plagioclásio, tremolita, quartzo, sericita, epidoto e opaco. Todas as amostras estudadas possuem evidências de terem sofrido esforços posteriores, que ocasionaram uma orientação cataclástica (estrutura de fluxo). A maioria das amostras foi denominada de tremolita xistos, embora, algumas vezes, esteja presente uma textura ígnea (localmente).

V. DADOS GEOCRONOLÓGICOS

1. Complexo Goiano

O Complexo Goiano é aqui caracterizado através da determinação de idade de algumas de suas unidades. Em suas rochas foram realizadas 17 análises radiométricas, sendo 14 pelo método Rb-Sr em rocha total (tab.2), e 03 pelo método K-Ar em minerais (tab. 3). Com os dados Rb-Sr, foi confeccionado um diagrama isocrônico de referência, genérico, para as seqüências do embasamento (fig. 6), com a finalidade de tentar visualizar, de uma vez, possíveis relações entre as diferentes unidades. Neste diagrama, foram traçadas três isócronas de referência que passam relativamente próximas da maioria dos pontos analíticos.Tais retas, e com idades aparentes de 3.225 m.a., 2.505 m.a. e 2.060 m.a., e razão inicial de 0,702, caracterizam um leque no diagrama isocrônico, associado a uma evolução geológica muito longa,do Arqueano ao Proterozóico Inferior, das diferentes unidades representadas.

Os dados da figura 6 permitem aventar as seguintes hipóteses interpretativas:

1º) ocorreram diversos eventos tectono-termais formadores de rochas, durante o Arqueano e Proterozóico inferior; e 2º) todas as rochas se formaram no Arqueano, durante um evento de aproximadamente 3.200 m.a., e posteriormente sofreram eventos tectono-termais que causaram mobilizações químicas, ocasionando abertura total dos sistemas e homogeneizações isotópicas completas em volumes da ordem de decímetros, correspondendo ao tamanho das amostras coletadas.

As idades de 3.200 m.a. e 2.500 m.a. parecem ter sido marcos importantes para a formação generalizada de rochas, visto que as amostras estudadas provém do Complexo Goiano, da Formação Ticunzal e dos corpos granodioríticos. De outra parte, a isócrona de referência de 2.060 m.a. é de difícil interpreta-

DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DAS SEQUÊNCIAS DO EMBASAMENTO

FIG. 6

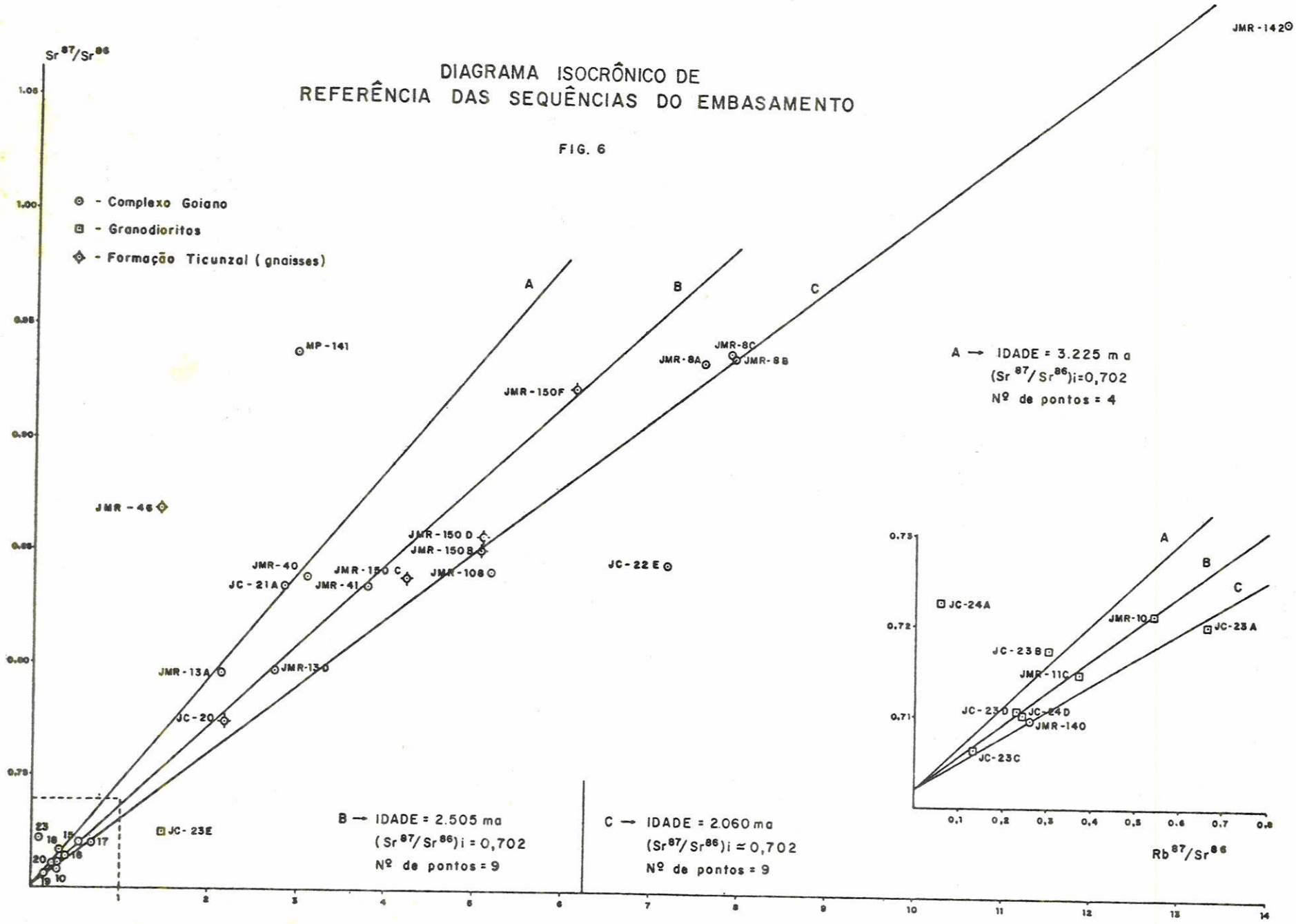


TABELA 2

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA ROCHAS DO COMPLEXO GOIANO

Nº DE ORDEM	SPR	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{58}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE (m.a.)	REF.
01	4784	JMR-8a	gnaisse	260,9	101,9	7,57	0,9356	2.112 ± 63	1
02	5248	JMR-8b	gnaisse	247,4	92,6	7,91	0,9381	2.045 ± 61	1
03	5249	JMR-8c	gnaisse	281,7	105,6	7,90	0,9389	2.055 ± 61	1
04	5250	JMR-13a	gnaisse	145,3	198,9	2,13	0,7960	2.943 ± 107	1
05	4501	JMR-13d	gnaisse	194,1	207,1	2,74	0,7967	2.322 ± 86	1
06	4787	JMR-40	gnaisse	231,4	218,8	3,10	0,8398	2.995 ± 97	1
07	4788	JMR-41	gnaisse	184,1	143,0	3,77	0,8352	2.390 ± 85	1
08	4473	MP-141	gnaisse	224,3	223,4	2,97	0,9380	-	1
09	4830	JMR-108	gnaisse	223,6	126,9	5,17	0,8418	1.840 ± 60	1
10	5039	JMR-140	gnaisse	51,6	565,9	0,26	0,7098	-	1
11	5040	JMR-142	gnaisse	384,3	81,5	14,17	1,0902	1.889 ± 60	1
12	5038	JC-21a	gnaisse	129,9	134,3	2,84	0,8357	-	1
13	5255	JC-22e	gnaisse	182,5	74,5	7,19	0,8450	1.358 ± 44	1
14	4466	JMR-5e	gnaisse	201,8	128,5	4,60	0,8352	1.965 ± 66	1

REFERÊNCIAS:

1 - Dados do Autor

T A B E L A 3

DADOS ANALÍTICOS K-Ar

SPK	Nº DE CAMPO	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	LITOLOGIA	MATERIAL	%K	Ar^{40} (10^{-6} (ccSTP)/g rad) x $\%Ar^{40}$ atm.	IDADE (m.a.)	REF.
4291	MP-40	Comp. Goiano	Gnaisse	Biotita	7,51	187,4	1,78	550 ± 13	1
4285	MP-91	Comp. Goiano	Gnaisse	Biotita	6,67	153,9	16,53	513 ± 17	1
4619	JC-26a	Comp. Goiano	Gnaisse	Biotita	7,18	171,3	3,02	528 ± 12	1
4618	JC-23d	Granodiorito	Granodiorito	Biotita	6,86	165,2	8,87	533 ± 13	1
4608	JC-17b	Form. Ticunzal	Pegmatito	Muscovita	8,03	671,1	5,81	1.415 ± 31	1
4292	AE-77	Grupo S.da Mesa	Xisto	Muscovita	7,10	133,6	2,58	429 ± 12	1
4272	RM-AH-04	Grupo S.da Mesa	Xisto	Muscovita	6,30	131,6	4,45	470 ± 38	1
1148	226/RM-226	G.Gn. S.da Mesa	Gnaisse	Biotita	7,50	183,1	4,60	530 ± 16	2
4596	JC-8	G.Gn. S.da Mesa	Gnaisse	Anfibolito	1,75	417,6	3,12	530 ± 17	1
4597	JC-6b	G.Gn. S.Branca	Gnaisse	Biotita	7,07	163,1	2,60	513 ± 20	1
4271	SD-13	G.Gn. S.Dourada	Gnaisse	Biotita	7,21	173,3	7,98	532 ± 14	1
4270	SD-01	G.Gn. S.Dourada	Gnaisse	Biotita	7,67	187,0	3,45	538 ± 13	1
4460	JMR-82	Grupo Araí	Metavul.	RTO	1,36	36,0	3,59	579 ± 14	1
4461	JMR-84	Grupo Araí	Metavul.	RTO	0,63	20,0	2,12	671 ± 25	1

REFERÊNCIAS:

1 - Dados do Autor

2 - HASUI e ALMEIDA (1970)

ção, pois não parece caracterizar qualquer unidade, sendo definida pelo alinhamento de pontos de diferentes unidades litológicas. Tal fato deixa dúvidas quanto à possibilidade de um evento tectono-termal real, visto que, o alinhamento pode ser fortuito, produzido por mobilizações químicas vinculadas aos episódios do Proterozóico Superior.

Embora as análises Rb-Sr caracterizem apenas os três eventos mencionados, admite-se aqui que outros eventos posteriores também afetaram as mesmas rochas. Esta afirmação está baseada no grau de cataclasamento de algumas destas rochas, que foi acompanhado de um metamorfismo não menos importante, que deve ter causado homogeneização isotópica em escala de afloramento. É o caso das amostras JMR-8a, JMR-8b e JMR-8c, provenientes de um afloramento bastante cataclasado, cujos pontos analíticos, ao serem colocados no diagrama isocrônico (fig.6), situam-se próximo da reta de 2.060 m.a.. No entanto, quando considerados isoladamente, parecem definir uma isócrona de idade brasiliana, com uma razão inicial muito alta, próxima de 0,900. Com raciocínios desta natureza pode-se inferir que o Ciclo Brasiliano tenha sido responsável pela homogeneização isotópica de algumas rochas do Complexo Goiano.

Três pontos (JMR-142, MP-141 e JC22e) localizam-se bem acima ou bem abaixo das isócronas de referência traçadas. Uma possível explicação é que durante os eventos do Precambriano Superior seus sistemas foram abertos para modificações químicas, o que permitiu entrada ou saída de Rb e/ou Sr, e conseqüente deslocamento dos pontos analíticos. Alternativamente, poderia tratar-se de rochas representativas de unidades mais antigas ou mais novas, ainda não caracterizadas.

As três únicas datações pelo método K-Ar, realizadas em biotitas, referem-se às amostras JC-26a, MP-40 e MP-95 (tab.3). Apresentam idade aparente média de 530 m.a., evidenciando que o Ciclo Brasiliano alcançou certamente temperaturas superiores a 250-300°C, e que também foi o último evento tectono-

-termal que afetou a região.

2. Corpos Granodioríticos do Embasamento

Os corpos granodioríticos foram objeto de 9 análises pelo método Rb-Sr em rocha total (tab 4), e 1 análise pelo método K-Ar em mineral (tab. 3).

As análises Rb-Sr, colocadas em diagrama isocrônico de referência (figura 7), definiram uma isócrona de 2.427 m.a., com uma razão inicial relativamente baixa de 0,702, compatível com origem sub-crustal. Alguns pontos analíticos, no entanto, ficaram distantes da reta, como é o caso dos pontos JC-23e e JC-24a.

Através das amostras coletadas no Granodiorito Riacho do Fogo (JC-23a, JC-23b, JC-23c, JC-23d e JC-23e), tentou- se confeccionar uma isócrona de amostras seguramente cogenéticas (Fig. 7), o que não foi possível face à dispersão de alguns pontos. O mesmo acontece com as amostras JC-24a e JC-24d, provenientes de outro corpo granodiorítico, visto que uma delas está sobre a reta que define a idade encontrada para estas rochas, mas outra situa-se completamente fora da reta, o que parece demonstrar importantes mobilidades químicas, ocasionadas por eventos posteriores à formação das rochas.

Na tentativa de relacionar os corpos granodioríticos com as outras unidades do Complexo Goiano, as análises Rb-Sr foram plotadas também na figura 6 já comentada observando-se que existem pontos de gnaisses da Formação Ticunzal alinhados com estas rochas. Uma explicação possível, para a interpretação desses dados, é que os corpos granitóides são associados à Formação Ticunzal (anatexia de material similar?), pertencendo ao mesmo evento tectono-termal, com idade aproximada de 2.500 m.a..

Eventos tectono-termais regionais posteriores afetaram os corpos granodioríticos. A figura 6 indica o evento com idade aproximada de 2.000 m.a., o qual pode estar caracterizando.

T A B E L A 4

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS CORPOS GRANODIORÍTICOS

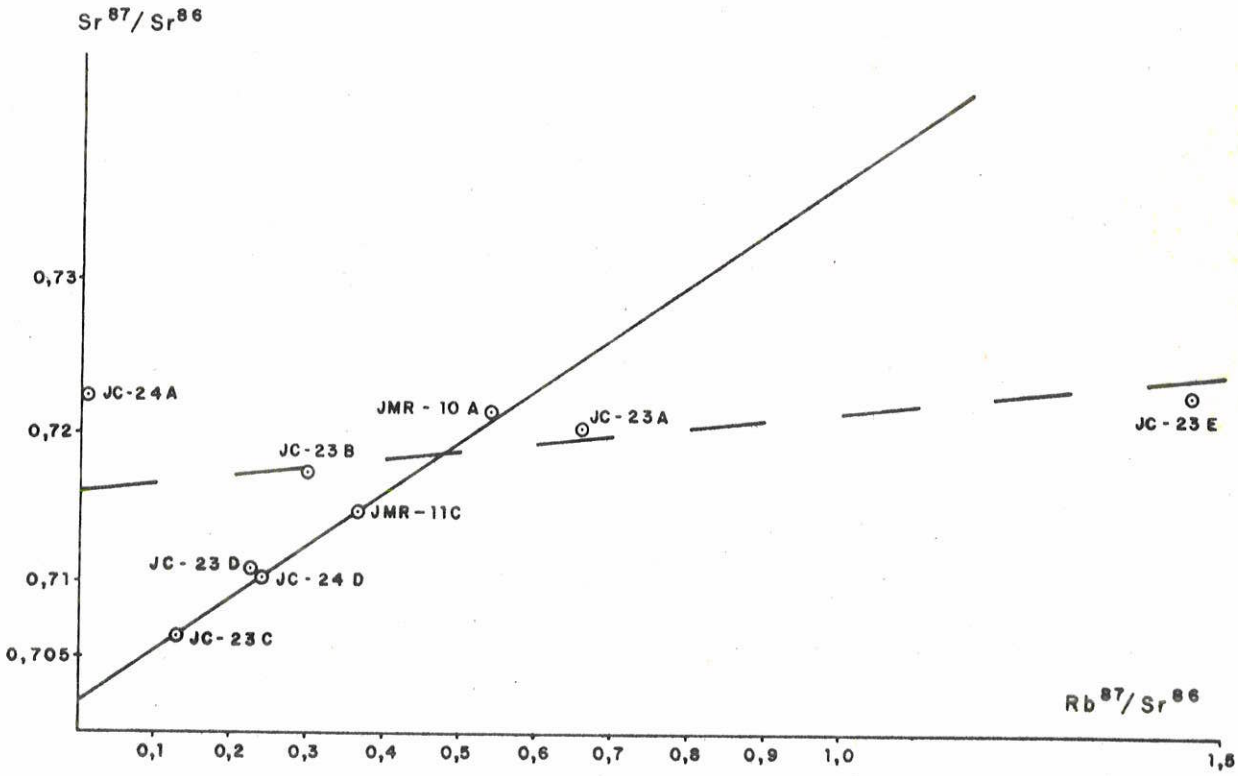
Nº DE ORDEM	SPR	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE(m.a.)	REF.
15	4785	JMR-10a	granodiorito	97,0	523,1	0,54	0,7211	-	1
16	5180	JMR-11c	granodiorito	100,3	790,7	0,37	0,7146	-	1
17	5260	JC-23a	granodiorito	20,5	89,7	0,66	0,7204	-	1
18	5256	JC-23b	granodiorito	34,5	335,7	0,30	0,7174	-	1
19	5054	JC-23c	granodiorito	28,9	655,2	0,13	0,7064	-	1
20	5055	JC-23d	granodiorito	45,3	564,8	0,23	0,7108	-	1
21	5056	JC-23e	granodiorito	86,6	171,5	1,46	0,7256	985 $\pm$ 103	1
22	5057	JC-24d	granodiorito	53,4	634,2	0,24	0,7103	-	1
23	5264	JC-24a	granodiorito	13,9	700,7	0,057	0,7227	-	1

REFERÊNCIAS:

1 - Dados do autor

DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DOS GRANODIORITOS

FIG. 7



Nº de pontos = 5(JC-23c, JC-23A, JC-24D, JMR-10A, JMR-11c)

t = 2.427 ± 100 ma

$(Sr^{87}/Sr^{86})i = 0,702 \pm 0,0006$

MSWD = 0,03507

T A B E L A 5

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr PARA A FORMAÇÃO TICUNZAL

Nº DE ORDEM	SPR	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE (m.a.)	TIPO ANAL.	REF.
26	4574	JMR-24	biotita xisto	237,6	37,32	18,90	0,9791	1.014 ± 24	RTO	1
27	4571	JMR-42	xisto	264,6	19,13	41,65	1,1250	706 ± 17	RTO	1
28	4630	JMR-44	xisto	229,5	32,25	21,12	0,9738	890 ± 21	RTO	1
29	4573	JMR-45	musc.qz.xisto	283,9	21,03	41,96	1,4720	1.275 ± 30	RTO	1
30	4503	JMR-46	gnaisse	55,3	112,60	1,44	0,8681	-	RTO	1
31	4629	JMR-47	xisto	227,4	30,51	22,21	1,0135	971 ± 23	RTO	1
32	5051	JMR-111	xisto	288,1	22,45	39,38	1,3232	1.097 ± 23	RTO	1
33	5182	JMR-112	xisto	224,2	30,57	22,27	1,2098	1.578 ± 34	RTO	1
34	5261	JMR-113	xisto	99,8	17,27	17,40	1,1193	1.657 ± 37	RTO	1
35	5052	JMR-115	muscov. xisto	164,4	25,90	19,04	1,0794	1.371 ± 29	RTO	1
36	5432	JMR-150b	gnaisse	181,2	104,80	5,07	0,8511	2.000 ± 65	RTO	1
37	5433	JMR-150c	gnaisse	177,7	124,00	4,21	0,8484	2.361 ± 76	RTO	1
38	5434	JMR-150d	gnaisse	144,4	83,5	5,08	0,8573	2.081 ± 65	RTO	1
39	5435	JMR-150f	gnaisse	160,9	77,4	6,14	0,9231	2.456 ± 74	RTO	1
40	5033	JC- 20	gnaisse	69,4	93,4	2,17	0,7751	2.242 ± 90	RTO	1
41	5586	JC-17b	pegmatito	933,2	26,7	135,15	4,1651	1.780 ± 60	MUS.	1

REFERÊNCIAS:

1 - Dados do autor

a época de mobilidade química ocasionada por importante episódio tectono-termal. Por outro lado, considerando a reta tracejada da figura 7, que liga os pontos JC-23a, JC-23b e JC-23e, com idade aproximada de 520 m.a. e razão inicial muito alta (de 0,716), pode-se sugerir que eventos ainda mais recentes tenham afetado estas rochas. Embora o alinhamento dos pontos não seja perfeito, é possível aventar que tal idade esteja relacionada com a homogeneização isotópica sofrida durante o Ciclo Brasiliano. Um dado a mais para a hipótese acima referida é fornecido pela datação K-Ar em biotita na amostra JC-23d (tab. 3), que apresenta uma idade aparente de 533 m.a.. Tal resultado mostra que o evento Brasiliano atingiu nestas rochas uma temperatura igual ou superior a 250-300°C, possibilitando o escape total do argônio da estrutura cristalina da biotita.

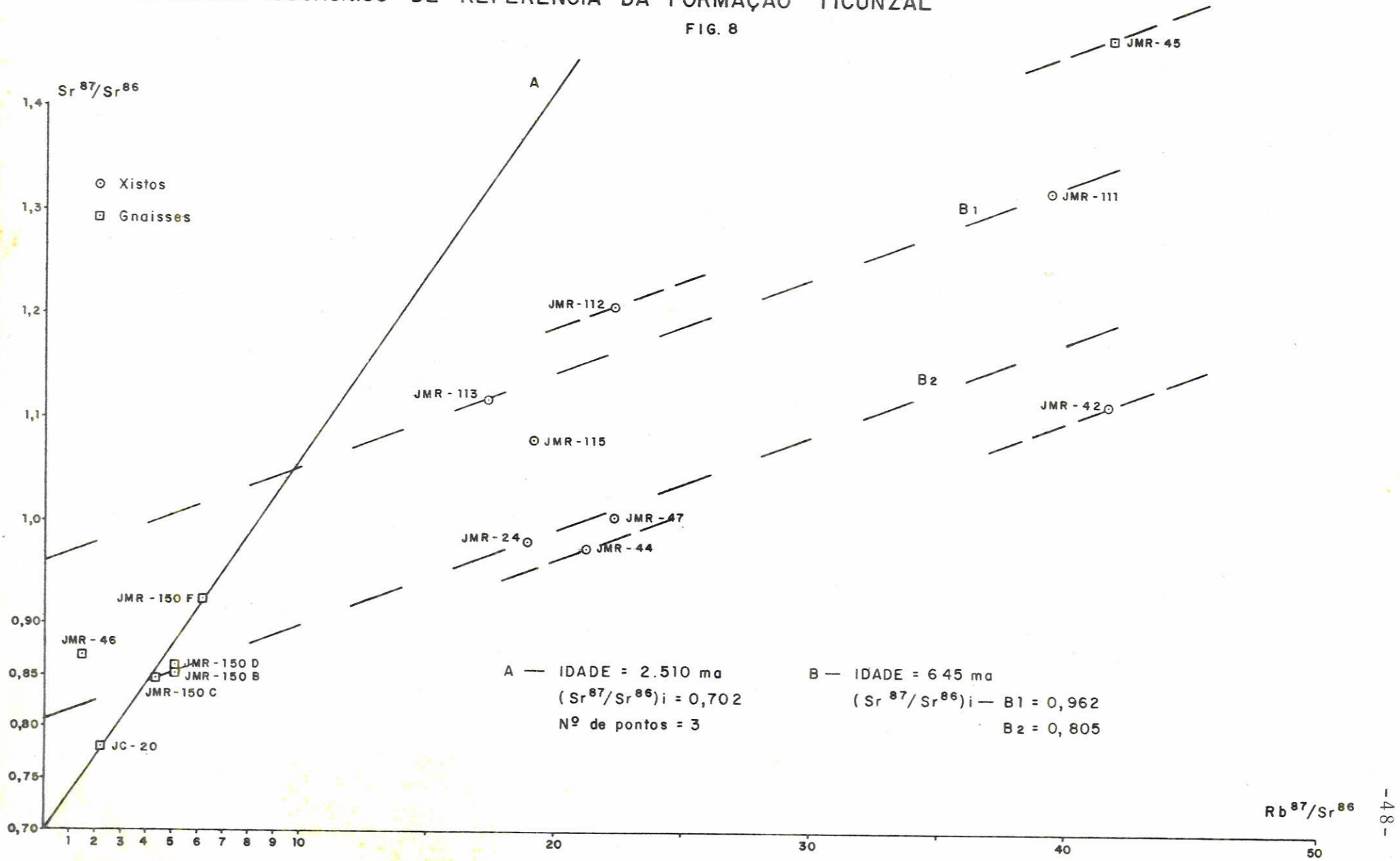
Através do estudo petrográfico determinou-se que um evento cataclástico posterior, superimposto, e de baixo grau de metamorfismo, afetou de um modo geral todos os corpos granodioríticos. Se associarmos os fenômenos de cataclasamento e os de homogeneização isotópica, podemos admitir que estejam relacionados, e que marcariam episódios tectono-termais do Ciclo Brasiliano.

3. Formação Ticunzal

A Formação Ticunzal, de posicionamento estratigráfico definido, sotoposto à Formação Arraias e discordante sobre o embasamento mais antigo, foi objeto de estudo radiométrico através de 17 análises, sendo 16 pelo método Rb-Sr em rocha total e mineral (tab. 5), e 1 pelo método K-Ar em mineral (tab. 3). Com os dados analíticos Rb-Sr dos membros superior e inferior foi construído um diagrama isocrônico de referência (fig. 8). Determinou-se para diversas rochas gnássicas uma idade aproximada de 2,510 m.a. com uma razão inicial de 0,702. No entanto, as rochas xistosas, bem como algumas das rochas gnáissicas estudadas, forneceram isócronas paralelas, com razões iniciais muito elevadas e idade aproximada de 645 m.a..

DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DA FORMAÇÃO TICUNZAL

FIG. 8



Na tentativa de compreender o comportamento dos gnaisses desta formação, no contexto global, os seus resultados analíticos Rb-Sr foram também plotados na figura 6. Pode-se observar que alguns pontos alinharam-se com a isócrona de 2.505 m.a., idade definida para os corpos granodioríticos. Dois pontos situaram-se sobre a isócrona de 2.060 m.a. (JMR-150b e JMR-150d), sendo que outro (JMR-150c) ficou em uma posição intermediária entre as duas retas traçadas.

As relações de campo, entre as rochas da Formação Ticunzal e os corpos granodioríticos, possibilitam interpretar que essas duas unidades de rochas tenham-se formado durante um mesmo evento tectono-magmático com uma idade aproximada de 2.500 m.a.. Por outro lado, os pontos que estão alinhados segundo a isócrona de 2.060 m.a. podem estar refletindo fenômenos de homogeneização isotópica ocorridos nesta época, ou em eventos posteriores.

É interessante ressaltar que, na figura 8, as rochas xistosas registram claramente a influência dos eventos de idade brasiliana. As isócronas paralelas, de idade próxima de 645 m.a., demonstram que tais eventos foram responsáveis pela mobilidade química e homogeneização isotópica, em grande escala, sofridos principalmente pelas rochas xistosas, que representam sistemas muito mais abertos do que os gnaisses da mesma formação.

No pegmatito JC-17b que corta as rochas do Membro Inferior, foi realizada uma datação Rb-Sr em muscovita (tab. 5) e uma datação K-Ar (tab.3). A idade convencional encontrada pelo método Rb-Sr foi de 1.780 m.a., enquanto que, pelo método K-Ar, obteve-se uma idade de 1.415 m.a.. Ambos os resultados são muito mais antigos do que aqueles encontrados nas micas das rochas regionais, todos relativos ao Ciclo Brasiliano (Tab.3). Essas diferenças podem ser explicadas pelos cristais de dimensões maiores que tendem a dificultar os processos de dispersão de estrôncio e de argônio, mantendo idades aparentes mais próximas das épocas de formação. No presente caso, é possível que o dado

Rb-Sr represente a própria intrusão do corpo pegmatítico, tendo em vista a retentividade excepcional mostrada em várias oportunidades por muscovitas em relação ao sistema Rb-Sr. Por seu lado, a idade K-Ar deve representar uma perda apenas parcial de argônio, durante os eventos tectono-termais do Ciclo Brasiliano, que tiveram grande importância na região como revela a grande maioria dos dados K-Ar (Tabela 3).

Cabe finalmente ressaltar que pode ser atribuída ao evento regional Brasiliano a clivagem de crenulação (S_{n+1}), que afetou as rochas da Formação Ticunzal, fato este corroborado pelos dados petrográficos. Nas rochas xistosas, este evento deve ter sido o causador da intensa mobilidade química, que seguramente ocorreu sob temperatura igual ou superior a 250-300°C, mais que suficiente para formar muscovita secundária, característica do retrometamorfismo destas rochas, e que ocorre associada à clivagem de crenulação.

4. Intrusivas Graníticas

4.1. Granito-gnaisse Serra da Mesa

O Granito-gnaisse Serra da Mesa foi estudado com certo detalhe, tanto o sob ponto de vista petrográfico quanto geocronológico. Foram realizadas 27 análises radiométricas, sendo 21 pelo método Rb-Sr em rocha total (tab. 6), 2 pelo método K-Ar em minerais (tab. 3) e 4 pelo método Pb-Pb em rochas total (tab. 7).

As análises Rb-Sr plotadas em um diagrama isocrônico de referência (fig. 9), agruparam-se em três campos distintos: no campo "A" predominaram amostras da parte central do corpo, enquanto nos campos "B" e "C", situaram-se as amostras que ocorrem mais perto das bordas. A dispersão dos pontos na figura é muito grande, de modo uma isócrona traçada por todos eles indicaria apenas um valor "médio", com MSWD muito elevado, e provavelmente sem significação geológica.

TABELA 6

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA ROCHAS DO GRANITO - GNAISSE SERRA DA MESA

Nº DE ORDEM	SPR	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Rb(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE (m.a.)	REF.
43	1885	MC-466	gnaisse	187,2	80,9	6,80	0,8695	1682 ± 52	4
44	1887	MC-460	gnaisse	145,0	86,0	4,94	0,8437	1949 ± 47	4
45	5026	RM-AH-113	gnaisse	162,8	81,1	6,01	0,8362	1384 ± 47	1
46	4825	JMR-90b	gnaisse	219,9	121,2	5,32	0,8350	1701 ± 62	1
47	4826	JMR-97	gnaisse	244,3	111,3	6,44	0,8449	1513 ± 50	1
48	5028	JC-7a	gnaisse	170,2	125,1	3,98	0,8214	2028 ± 67	1
49	5029	JC-7c	gnaisse	206,4	123,4	4,90	0,8283	1750 ± 58	1
50	5030	JC-7e	gnaisse	227,4	116,5	5,72	0,8401	1643 ± 54	1
51	5251	JC-7d	gnaisse	244,3	127,1	5,65	0,8296	1541 ± 53	1
52	5252	JC-7g	gnaisse	263,7	136,7	5,65	0,8328	1574 ± 53	1
53	5253	JC-8	gnaisse	194,9	82,3	6,96	0,8646	1296 ± 50	1
54	1884	MC-389	gnaisse	247,0	74,1	9,88	0,9537	1750 ± 52	4
55	1886	MC-391	gnaisse	266,5	71,5	11,05	0,9520	1557 ± 47	4
56	4079	443/AP-RM75	gnaisse	256,3	69,1	11,03	0,9794	1731 ± 51	8
57	4290	MC-465	gnaisse	190,4	43,4	13,03	0,9837	1490 ± 50	4
58	5027	MC-461	gnaisse	196,7	52,4	11,12	0,9432	1492 ± 44	1
59	5032	JC-10b	gnaisse	167,5	41,1	12,08	0,9481	1403 ± 42	1
60	1882	MC-457	gnaisse	290,0	44,0	19,77	1,0829	1403 ± 53	1
61	-	226-RM-65	-	217,4	35,7	18,15	1,0673	1405 ±	2
62	5050	JC-10c	gnaisse	171,3	26,7	19,14	1,0202	1150 ± 26	1
63	5031	JC-9a	gnaisse	190,9	89,6	6,26	0,8684	1813 ± 57	1

REFERÊNCIAS:

1- Dados do Autor
2- Hasui e Almeida (1970)
4- Projeto Centro-Oeste (inédito)
8- Projeto Radambrasil (inédito)

T A B E L A 7

DADOS ANALÍTICOS Pb-Pb DOS GRANITOS-GNAISSES SERRA DA MESA E SERRA BRANCA

Nº DE CAMPO	CORPO	Pb^{206}/Pb^{204}	ERRO	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	REF.
JC-6a	Serra Branca	31,864	0,032	16,985 ± 0,017	39,756 ± 0,040	1
JC-6e	Serra Branca	23,242	0,023	16,102 ± 0,016	39,142 ± 0,039	1
JC-6f	Serra Branca	22,328	0,022	16,004 ± 0,016	38,621 ± 0,039	1
JMR-93	Serra Branca	28,113	0,028	16,470 ± 0,016	41,608 ± 0,042	1
JMR-95	Serra Branca	26,570	0,027	16,363 ± 0,016	40,751 ± 0,041	1
JC-7c	Serra da Mesa	19,612	0,020	15,722 ± 0,016	45,296 ± 0,045	1
JC-8	Serra da Mesa	16,499	0,016	15,418 ± 0,015	37,898 ± 0,038	1
JC-9a	Serra da Mesa	17,216	0,017	15,499 ± 0,015	39,408 ± 0,039	1
JC-10c	Serra da Mesa	22,750	0,023	15,988 ± 0,016	49,684 ± 0,050	1

REFERÊNCIAS:

1 - Dados obtidos por P.N.Taylor no lab. de geocronologia da Un.de Oxford

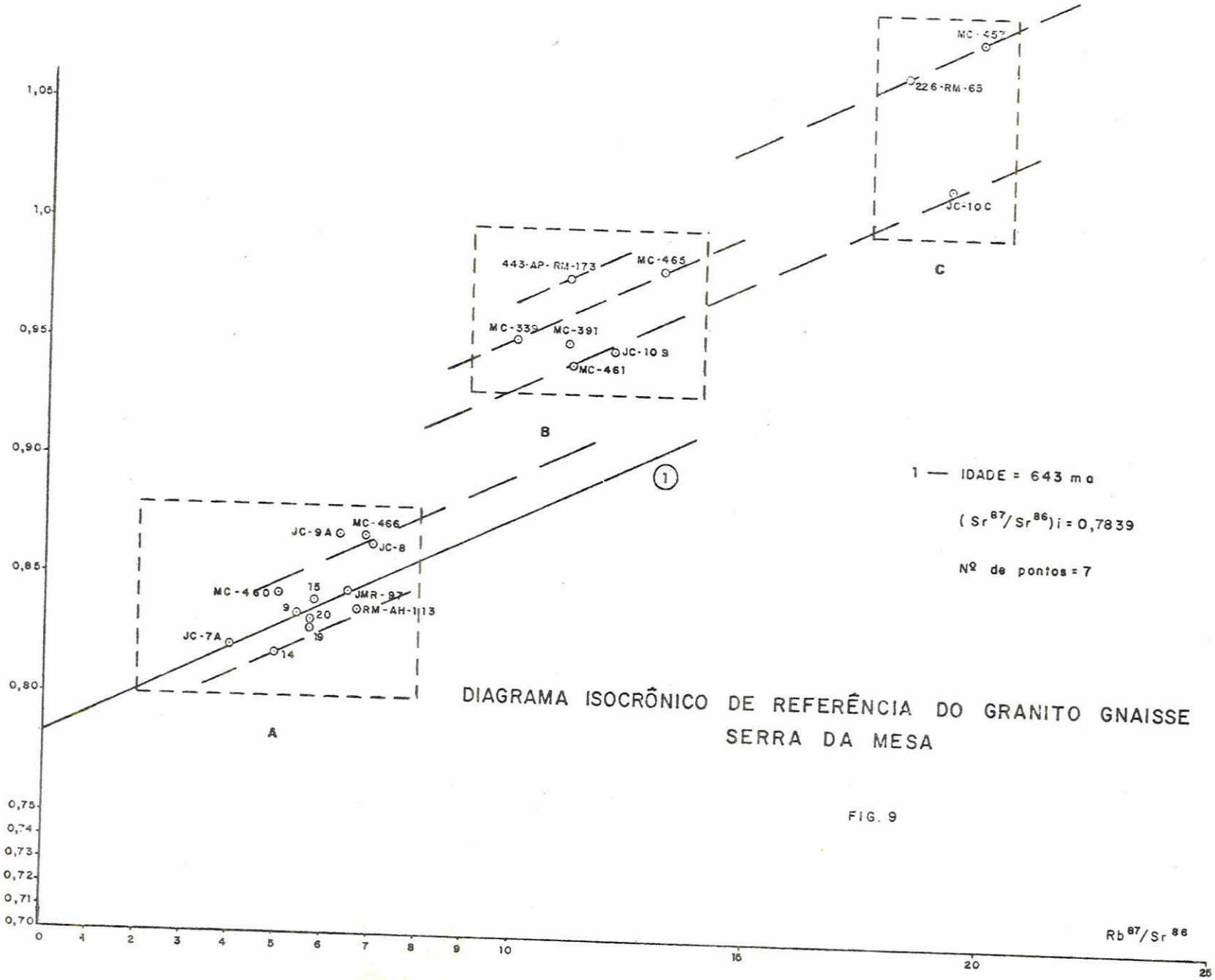


DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DO GRANITO GNAISSE SERRA DA MESA

FIG. 9

A figura 10 representa diagrama isocrônico com amostras de afloramentos vizinhos (distâncias entre si da ordem de dezenas de metros), com grandes possibilidades de serem estritamente cogenéticas: a idade encontrada foi de 643 m.a. com razão inicial muito elevada, de 0,7893. Com grande probabilidade, a figura 10 está evidenciando a homogeneizacão isotópica ocorrida no Ciclo Brasiliano, e decorrente de extrema mobilização de Rb e Sr ao nível das rochas totais, o que indica migrações químicas em distâncias da ordem de decímetros, pelo menos. No diagrama da figura 9 podem ser traçadas retas análogas, de 643 m.a. , por diferentes pontos dos campos "A", "B" e "C", o que sugere que o corpo inteiro sofreu importante desequilíbrio químico durante os eventos brasilianos.

Pelo método K-Ar, tanto em biotita como em anfibólio, a idade aparente obtida foi de 530 m.a., o que demonstra, uma vez mais, a grande importância do aquecimento brasiliano sobre o Granito-gnaisse Serra da Mesa, que deve ter atingido temperaturas iguais ou superiores a 450-500°C, o que é sugerido pela datação no anfibólio.

Pelo método Pb-Pb, em rocha total, foram datadas 4 amostras deste corpo, e 5 do Granito-gnaisse Serra Branca. Numa interpretação convencional, de evolução do Pb em estágio único, a idade encontrada foi de 1.658 m.a., com um μ_1=8,113 (Fig. 11). A boa colinearidade dos pontos (apenas dois encontram- se afastados da isócrona), permite sugerir que ambos os corpos, da S. da Mesa e S.Branca, além de possuirem a mesma idade, possuem também a mesma origem.

As análises radiométricas e petrográficas permitiram concluir que o granito-gnaisse de S. Mesa formou-se há aproximadamente 1.650 m.a. e, posteriormente, sofreu desequilíbrios químicos e mineralógicos ocasionados provavelmente por fenômenos tectono-termais. A petrografia demonstrou a possibilidade da existência de uma paragênese mineral secundária de baixo grau metamórfico, relacionada a uma foliação cataclástica super

DIAGRAMA ISOCRÔNICO VERDADEIRO DO GRANITO - GNAISSE SERRA DA MESA

FIG. 10

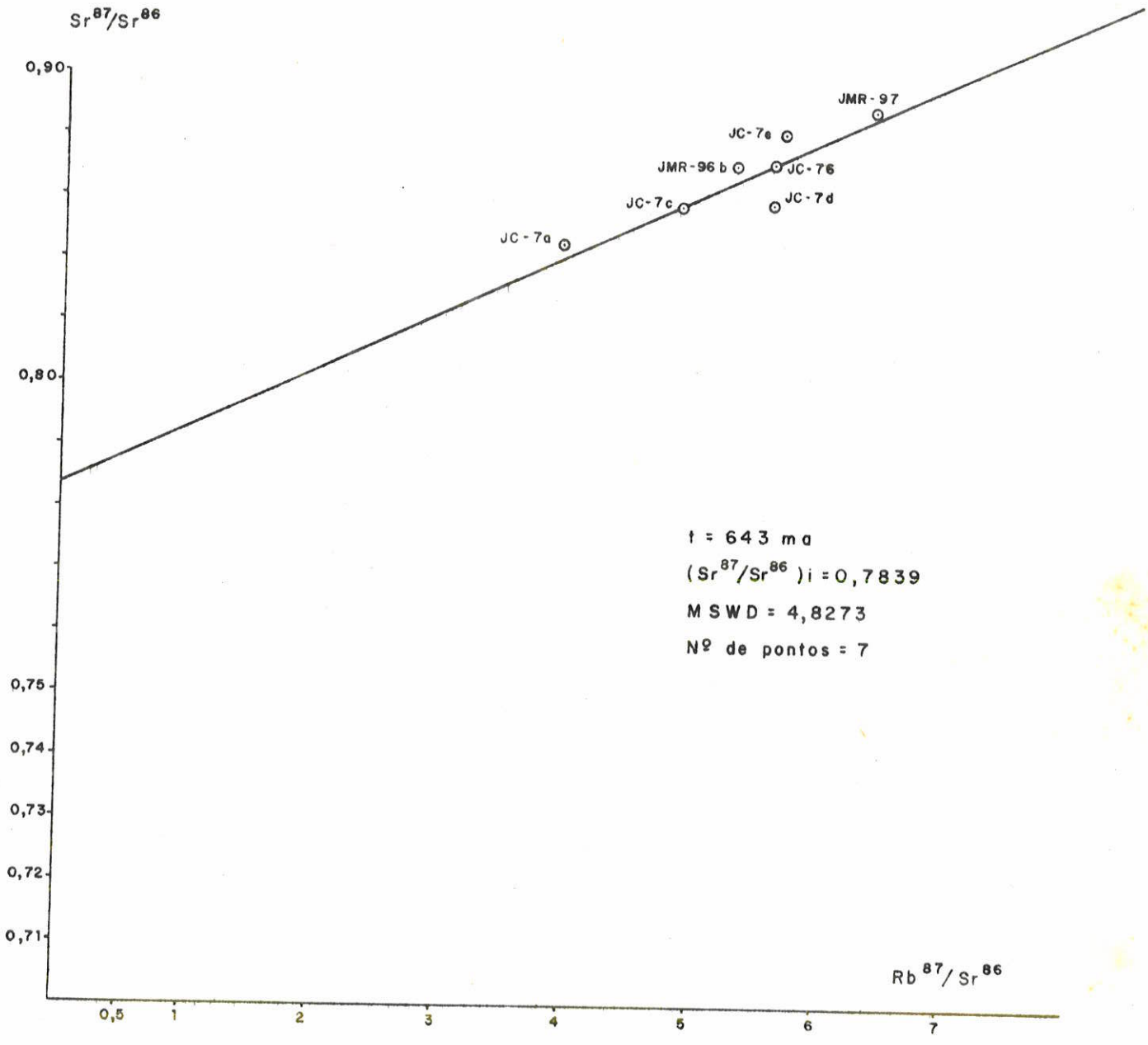
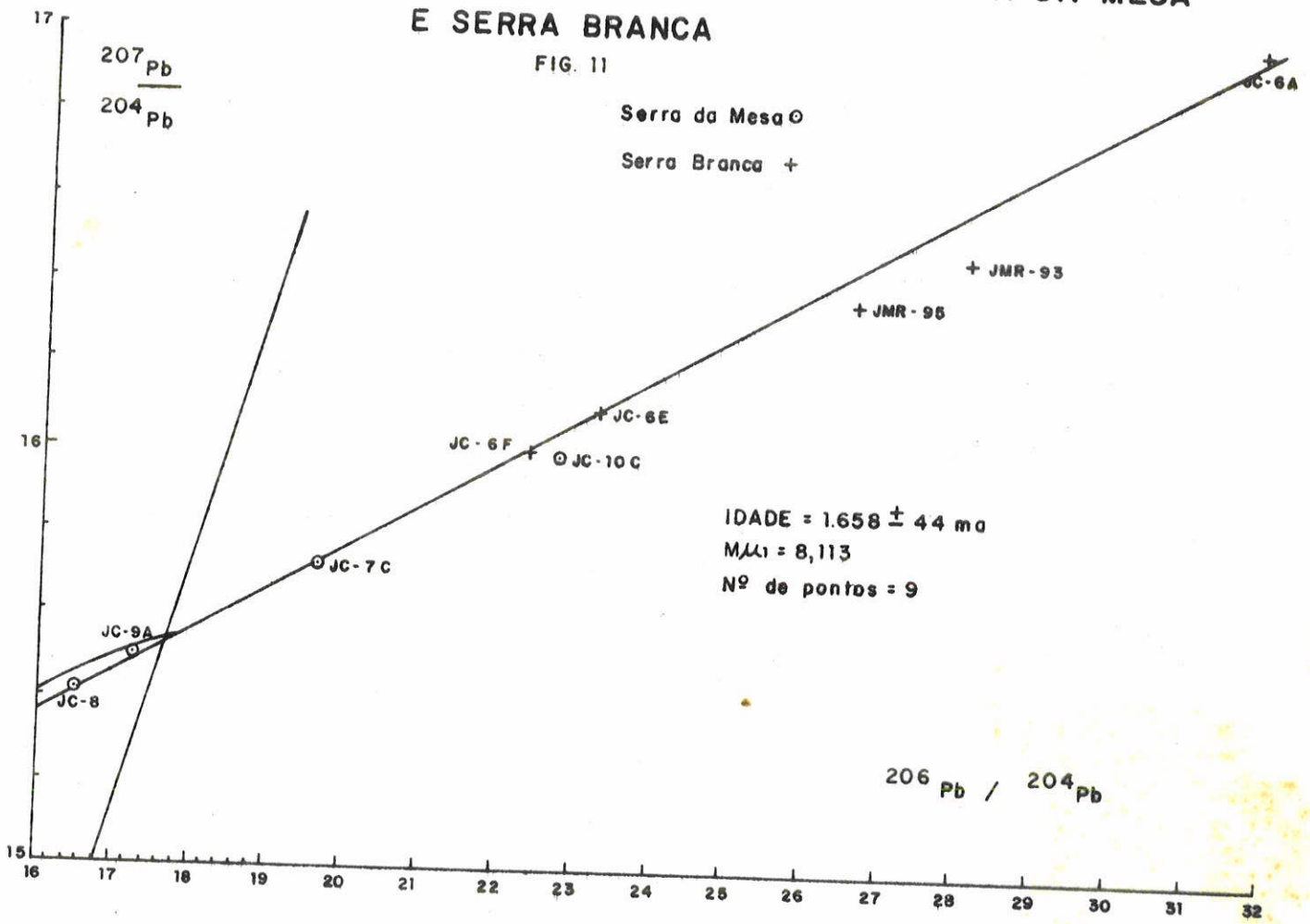


DIAGRAMA Pb-Pb PARA OS GRANITO-GNAISSES SERRA DA MESA E SERRA BRANCA

FIG. 11



T A B E L A 8

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr PARA O GRANITO GNAISSE SERRA BRANCA

Nº DE ORDEM	SPR	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE (m.a.)	TIPO ANAL.	REF.
64	4833	JMR-49	gnaisse	355,8	29,9	37,143	1,5070	1.504 ± 34	RTO	1
65	4834	JMR-95	gnaisse	339,9	35,9	29,368	1,4324	1.723 ± 37	RTO	1
66	5049	JC-6a	gnaisse	376,9	15,6	81,763	2,4527	1.489 ± 34	RTO	1
67	5257	JC-6b	gnaisse	414,6	28,3	47,328	1,9142	1.776 ± 37	RTO	1
68	5187	JC-6d	gnaisse	313,8	27,8	36,334	1,8629	2.209 ± 47	RTO	1
69	5258	JC-6e	gnaisse	393,1	21,6	59,341	2,0250	1.550 ± 33	RTO	1
70	5259	JC-6f	gnaisse	349,3	20,0	56,702	1,9720	1.556 ± 32	RTO	1
71	5265	JC-5	pegmatito	1650,0	7,5	1325,823	11,8049	587 ± 22	MUSC.	1

REFERÊNCIAS:

1 - Dado do autor

imposta. Os dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr demonstraram que o evento Brasiliano foi muito importante nestas rochas, causando homogeneização isotópica de Sr em escala pelo menos decimétrica, e perda de argônio até nos anfibólios. Desta forma, associando-se as evidências,pode-se pensar na possibilidade do evento Brasiliano ser o responsável pela textura cataclástica superimposta, e pelas altas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} encontradas.

O método Rb-Sr isoladamente não foi capaz de determinar a época de formação do Granito-gnaisse Serra da Mesa, mas o estudo isotópico de amostras de diferentes localidades, associados com outros métodos radiométricos (K-Ar e Pb-Pb), bem como análises petrográficas, permitiram a interpretação mais completa,não só da época de formação, mas também da evolução geológica e geoquímica (Rb e Sr) do corpo.

4.2. Granito-gnaisses Serra Branca e Serra Dourada

Do ponto de vista radiométrico, os granitos-gnaisses Serra Branca e Serra Dourada, devido à similaridade dos seus resultados Rb-Sr e K-Ar, foram tratados conjuntamente.

No Granito-gnaisse Serra Branca foram realizadas 14 análises radiométricas, sendo 1 pelo método K-Ar em mineral (tab. 3), 8 pelo método Rb-Sr em mineral e rocha total (tab. 8),e 5 pelo método Pb-Pb em rocha total (tab. 7). No Granito-gnaisse Serra Dourada foram efetuadas 3 análises pelo método Rb-Sr em rocha total (tab. 8), e 2 pelo método K-Ar em minerais (tab. 3).

As amostras do Maciço Serra Branca, datadas pelo método Rb-Sr e plotadas em um diagrama isocrônico de referência (fig. 12), definiram duas isócronas; uma de 5 pontos com uma idade aproximada de 1.470 m.a. e razão inicial de 0,764, e outra de 4 pontos, do mesmo afloramento, com uma idade em torno de 470 m.a. e razão inicial ainda mais alta, de 1,60.

O evento Brasiliano, neste maciço, está evidenci

DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA PARA O GRANITO-GNAISSE SERRA BRANCA

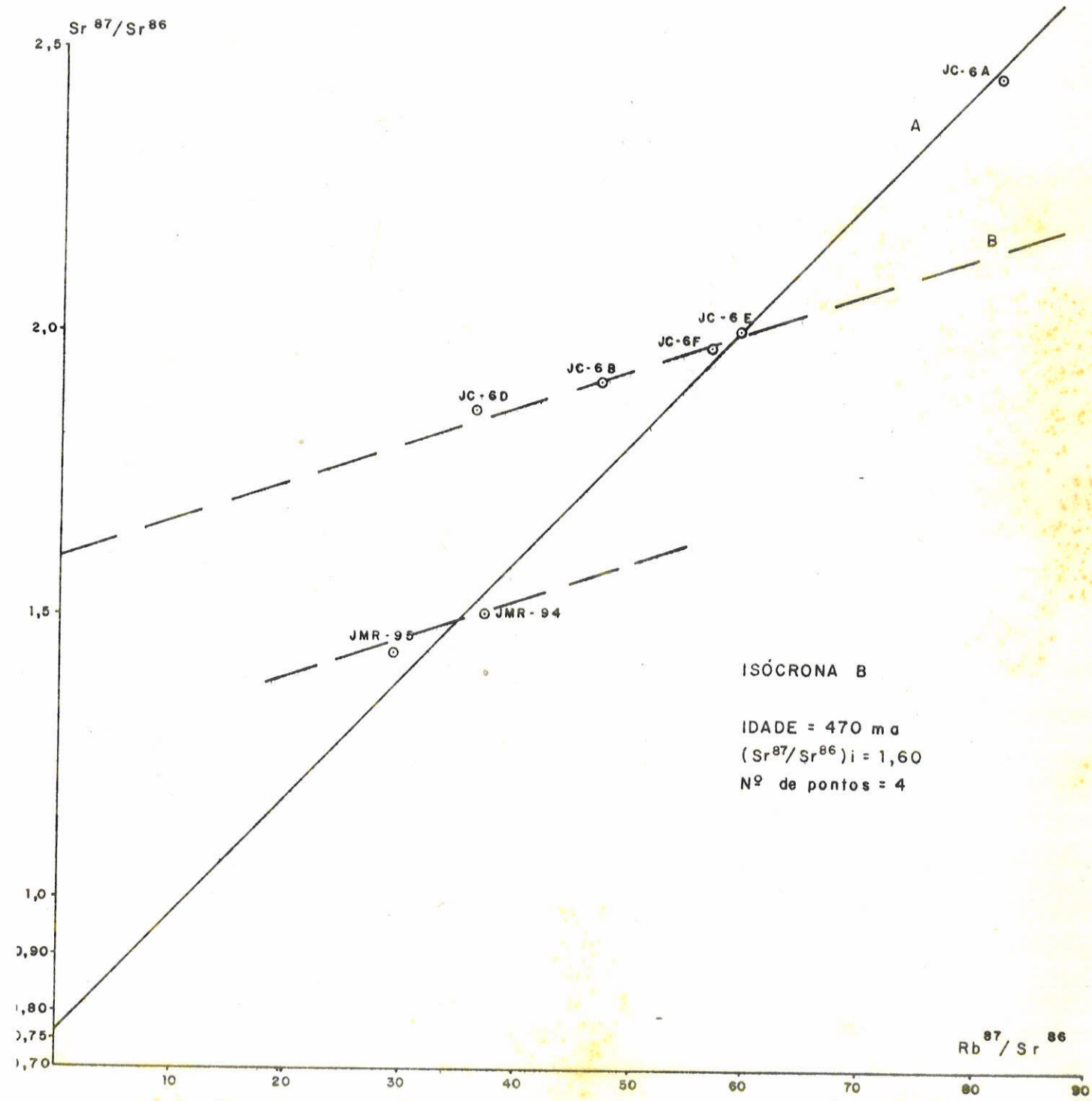
FIG.12

ISÓCRONA A

IDADE = 1.470 ma

$(Sr^{87}/Sr^{86})i = 0,764$

Nº de pontos = 5



ado radiometricamente pela idade isocrônica de 470 m.a., pela idade convencional em muscovita de 587 m.a. (método Rb-Sr), e pela idade em biotita de 514 m.a., (método K-Ar). Na opinião do autor, o evento atuou de maneira importante no Granito-gnaisse Serra Branca, causando homogeneização isotópica de Sr e escape de argônio das fases minerais.

Os dados Pb-Pb do Granito-gnaisse Serra Branca foram interpretados em conjunto com os do Granito-gnaisse Serra da Mesa (fig. 11), e definiram para estes corpos a idade já mencionada de 1658 m.a.. As amostras do Maciço Serra Branca contêm uma maior quantidade de chumbo radiogênico do que as do maciço da Serra da Mesa. A idade de 1650 m.a. obtida pelo método isocrônico Pb-Pb praticamente invalida o dado de 1470 m.a. mencionado acima, e referente à figura 12. De qualquer forma, a significação geológica de tal dado já se fazia questionável, em virtude da elevada razão inicial encontrada, e da dispersão dos pontos relativos ao afloramento JC-6.

Os dados Rb-Sr do Granito-gnaisse Serra Dourada (tab. 9), quando plotados em um diagrama isocrônico de referência (fig. 13), definem uma idade aproximada de 1.479 m.a., com uma alta razão inicial de 0,790, o que torna difícil a interpretação do significado geológico, da mesma maneira do que no caso do maciço da Serra Branca. Foram realizadas também duas análises pelo método K-Ar em biotita (tab. 3), com resultados também de ordem de 535 m.a., que demonstram mais uma vez a importância dos eventos brasilianos.

Embora existam poucos dados radiométricos do Granito-gnaisse Serra Dourada, ao se fazer uma comparação com o Granito-gnaisse Serra Branca, parece haver uma grande similaridade no padrão geocronológico. No diagrama isocrônico de referência da Fig. 14 foram incluídos todos os pontos dos dois corpos e como resultado houve um alinhamento razoável da maioria deles definindo, uma vez mais, uma idade aparente de 1.465 m.a., com uma razão inicial muito elevada de 0,792. Em virtude da sistemática

T A B E L A 9

DADOS ANALÍTICO Rb-Sr PARA O GRANITO GNAISSE SERRA DOURADA

Nº DE ORDEM	SPR	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE (m.a.)	TIPO ANAL.	REF.
72	4787	SD-06	gnaisse	498,5	33,2	48.196	1.8212	1612 ± 37	RTO	1
73	4788	SD-08	gnaisse	648,9	27,7	79.326	2.4333	1517 ± 34	RTO	1
74	4789	SD-12	gnaisse	239,3	46,2	15.606	1.1240	1865 ± 46	RTO	1

REFERÊNCIAS:

1- Dados do Autor

DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA PARA O GRANITO-GNAISSE SERRA DOURADA

FIG. 13

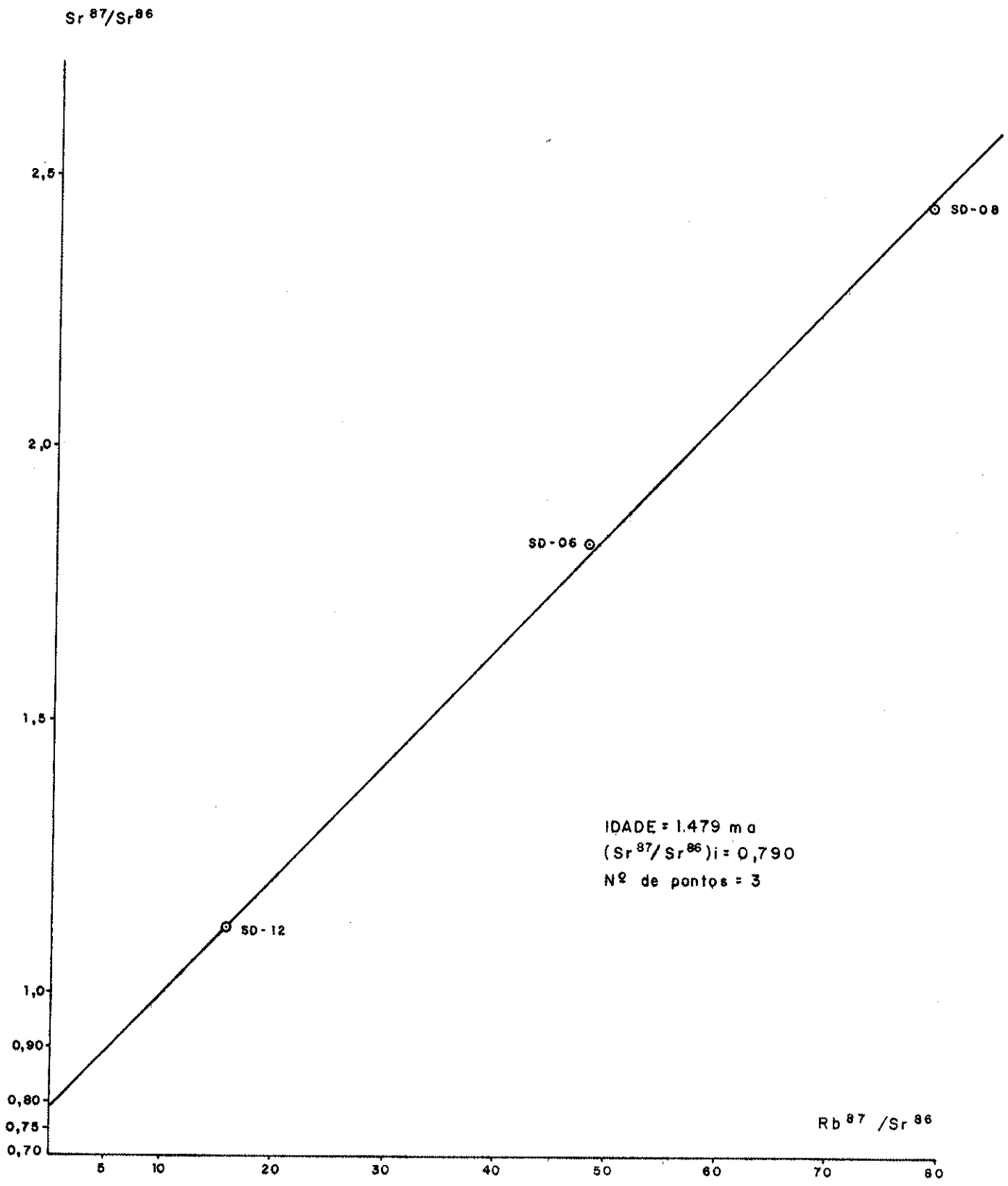
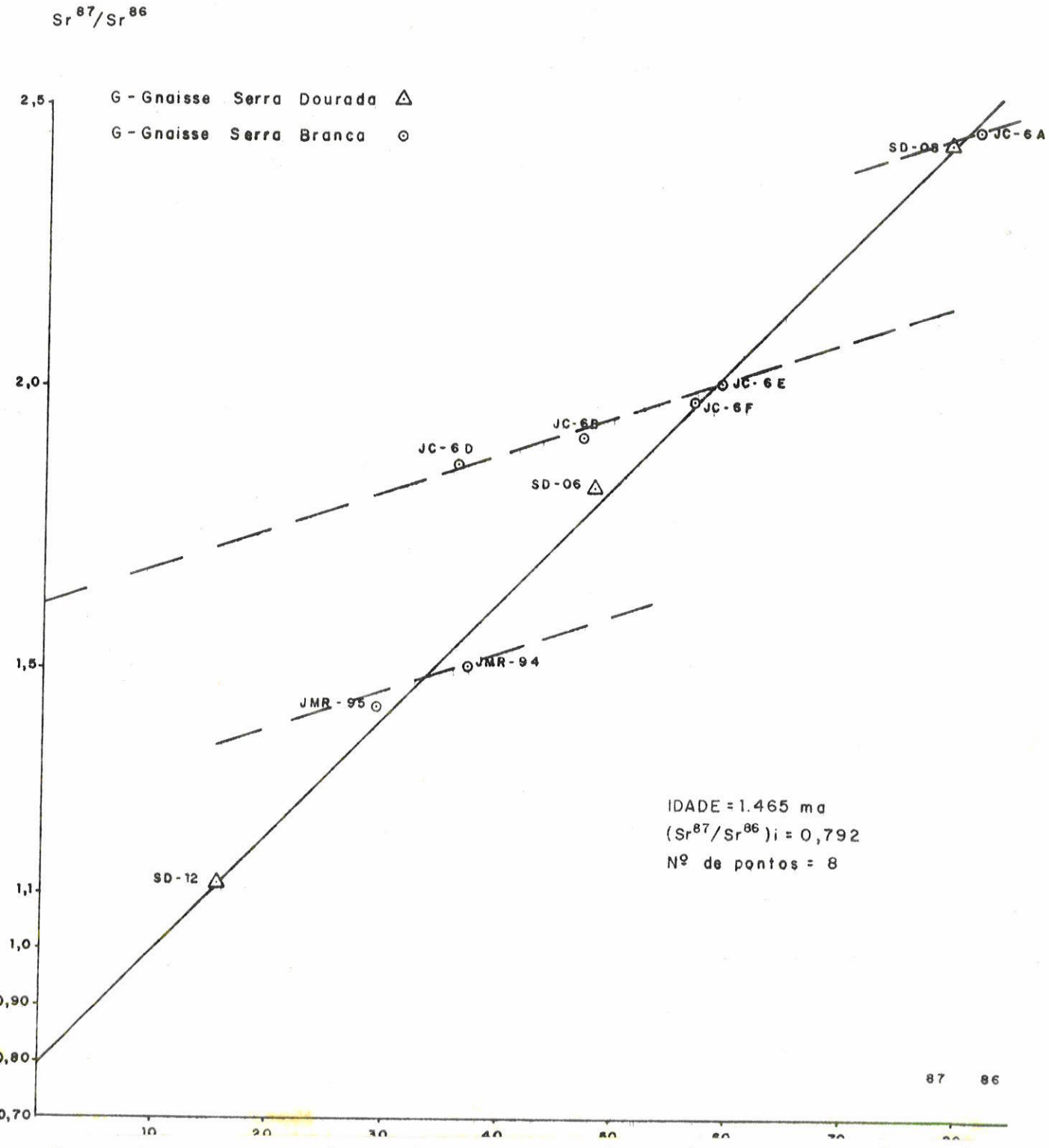


DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA PARA OS GRANITO-GNAISSES SERRA BRANCA E SERRA DOURADA

FIG 14



Rb-Sr ser similar à encontrada para o Granito-gnaisse Serra da Mesa, onde as informações são muito mais numerosas, o presente autor sugere que estes maciços tenham tido evolução similar, ou seja, teriam sido formados há aproximadamente 1650 m.a., e teriam sofrido sucessivos eventos tectono-termais, o último dos quais Brasiliano. Por outro lado, a interpretação não é inequívoca, e algumas hipóteses alternativas podem ser acrescentadas;por exemplo, em torno de 1,400-1500 m.a. podem ter ocorrido importantes fenômenos que ocasionaram grandes desequilíbrios químicos, abrindo os sistemas. Se tal época for admitida como a da greisenização principal, visto que esse fenômeno é caracterizado pela mobilidade de elementos alcalinos, ficaria explicada a importante homogeneização isotópica de Sr ocorrida neste período, bem como a alta razão inicial. Numa interpretação alternativa diferente, eventos do Proterozóico Superior também poderiam explicar adequadamente os desequilíbrios químicos evidenciados pelos diagramas isocrônicos.

Finalmente, petrografia do Granito-gnaisse Serra Branca mostra a existência de uma foliação superimposta causada por um evento posterior de cataclasamento, aqui associada ao Ciclo Brasiliano. Este foi o último evento tectono-termal importante a afetar essas rochas, tendo atingido temperaturas suficientemente elevadas para originar paragêneses secundárias.

4.3. Corpos Graníticos Circunscritos

Para os corpos graníticos circunscritos são disponíveis 23 datações radiométricas pelo método Rb-Sr, sendo a maioria em rocha total (tab. 10). Inicialmente, tentou-se confeccionar isócronas verdadeiras para os granitos Florêncio e Pedra Branca e para o granófiro Santa Terezinha, mas devido à grande dispersão apresentada pelos pontos nos diagramas isocrônicos, isto não foi possível.

Em função do grande número de corpos optou-se por confeccionar um diagrama isocrônico de referência para os que o-

TABELA 10

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr PARA OS CORPOS GRANÍTICOS CIRCUNSCRITOS

Nº DE ORDEM	SPR	Nº DE CAMPO	CORPO	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE (m.a)	TIPO ANAL.	REF.
75	4602	JMR-4a	Florêncio	172,9	81,9	6,21	0,8759	1911 ± 59	RTO	1
76	4510	JMR-4b	Florêncio	177,9	86,4	6,04	0,8456	1621 ± 53	RTO	1
77	4511	JMR-4c	Florêncio	175,7	81,8	6,30	0,8462	1559 ± 50	RTO	1
78	4502	JMR-21	Florêncio	209,1	74,0	8,33	0,8986	1617 ± 50	RTO	1
79	4467	JMR-2b	São Roque	167,7	92,3	5,32	0,8194	1499 ± 50	RTO	1
80	4606	JMR-14c	Sucurí	617,4	34,3	59,95	2,2597	1803 ± 41	RTO	1
81	3846	CO-618	-	624,8	15,5	153,40	4,1773	1574 ± 36	RTO	5
82	4000	PBL-1a	Pedra Branca	512,9	16,6	107,10	3,9880	1486 ±	RTO	5
83	4002	PBL-1g	Pedra Branca	493,6	13,1	130,90	5,0680	1260 ±	RTO	5
84	4065	PBL-1d	Pedra Branca	482,9	20,4	78,10	2,1880	1524 ±	RTO	5
85	4157	PBL-1c	Pedra Branca	383,0	16,7	77,40	2,4920	1609 ±	RTO	5
86	1147	COB-1618	Pedra Branca	444,7	21,2	70,00	2,2670	1554 ±	RTO	5
87	1146	COB-1618	Pedra Branca	270,3	22,0	40,50	2,1320	2436 ±	FELDS	5
88	5350	LL-570	Pedra Branca	434,5	45,1	29,64	1,3538	1525 ± 40	RTO	6
89	5349	LL-634,5	Mocambo	306,4	33,2	28,15	1,2511	1353 ± 31	RTO	6
90	4603	JMR-19c	Granófiro	144,2	168,9	2,49	0,7920	2416 ± 91	RTO	1
91	4786	JMR-19a	Granófiro	154,8	171,1	2,64	0,7959	2834 ± 87	RTO	1
92	3844	CO-611	Granófiro	146,1	163,6	2,61	0,7936	2354 ± 90	RTO	5
93	5333	LL-643	Granófiro	229,4	130,7	5,15	0,8542	2010 ± 58	RTO	6
94	5334	LL-645	Granófiro	187,9	134,7	4,07	0,7993	1612 ± 49	RTO	6
95	5419	JMR-18b	Micro granito	35,9	60,4	1,73	0,7586	2152 ± 105	RTO	1
96	5420	JMR-18c	Micro granito	28,8	64,0	1,31	0,7429	2013 ± 123	RTO	1
97	5418	JMR-12c	D'anta	301,0	76,9	11,70	1,0392	1983 ± 58	RTO	1

REFERÊNCIAS:

1 - Dados do Autor
5 - HASUI et alii (1980)
6 - SIGA Jr (1981)

correm a leste dos granito-gnaisses Serra da Mesa e Serra Branca (fig. 15a e 15b). Muitos dos pontos analíticos situaram-se próximos de duas isócronas de referência; uma com idade aproximada de 1820 m.a., e a outra com 1.556 m.a., ambas com uma razão inicial de 0,707. Alguns pontos situaram-se nitidamente abaixo da isócrona mais jovem, como os do Granito Pedra Branca (PBL-1a, PBL-1d e PBL-1g), e do Granito Serra do Mendes (LL-634,5). Com base nas outras amostras datadas do Granito Pedra Branca, pode-se admitir que a falta de colinearidade entre seus pontos seja devida ao desequilíbrio químico sofrido pelo corpo.

Pelos resultados encontrados alguns poucos pontos definem uma idade de 1.820 m.a., enquanto que vários outros estão alinhados ao longo da isócrona de referência com 1.556 m.a.. Por analogia com os maciços granito-gnáissicos, podemos aventar as mesmas hipóteses, isto é, formação há aproximadamente 1.700-1.600 m.a., e fenômenos de desequilíbrio químico entre 1.600 - 1.500 m.a., ocasionados pela entrada de elementos alcalinos, talvez associados a processos de greisenização.

É interessante ressaltar que embora não exista qualquer datação que tenha fornecido uma idade brasiliana, este evento provavelmente também atuou sobre estas rochas. O fenômeno seria demonstrado pela existência de cataclasamento superimposto, acompanhado da formação de uma paragênese secundária e, como foi interpretado para os maciços granito-gnaisses esse cataclasamento posterior poderia ser atribuído ao Ciclo Brasiliano.

5. Seqüências Metamórficas Proterozóicas

5.1. Grupo Serra da Mesa (mesozonal)

No grupo Serra da Mesa, propriamente dito, foram efetuadas 10 datações pelo método Rb-Sr em rocha total (tab. 11), e 2 pelo método K-Ar em mineral (tab. 3). As datações aqui apresentadas incluem algumas realizadas anteriormente GIRARDI et. alii (1978), tendo sido utilizadas somente aquelas que, pela lo-

T A B E L A 11

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr PARA O GRUPO SERRA DA MESA

Nº DE ORDEM	SPR	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE (m.a.)	TIPO ANAL.	REF.
125	2653	G-116	Xisto	66,4	470,2	0,41	0,7273	-	RTO	3
126	3396	G-116-b	Xisto	165,9	107,7	4,49	0,7703	1.016 ± 46	RTO	3
127	3266	G-28	Xisto	90,7	67,1	3,94	0,7682	1.121 ± 51	RTO	3
128	3144	G-28-B	Xisto	108,9	102,2	3,10	0,7591	1.217 ± 59	RTO	3
129	1889	MC-383	Xisto	108,0	90,0	3,50	0,7859	1.609 ± 48	RTO	4
130	1888	MC-438	Xisto	197,0	80,0	7,20	0,8128	1.046 ± 32	RTO	4
131	1891	MC-445	Xisto	195,0	40,0	14,33	0,8736	823 ± 25	RTO	4
132	5181	JMR-101	Xisto	251,3	9,6	80,22	1,3824	592 ± 13	RTO	1
133	4828	JMR-106	Xisto	167,4	80,6	6,08	0,8206	1.327 ± 46	RTO	1
134	4829	JMR-107	Xisto	233,5	98,6	6,93	0,8218	1.177 ± 40	RTO	1

REFERÊNCIAS:

1- Dados do Autor

3- Girardi et.alii (1978)

4- Projeto Centro Oeste (inédito)

DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DOS CORPOS GRANÍTICOS CIRCUNSCRITOS

FIG. 15a

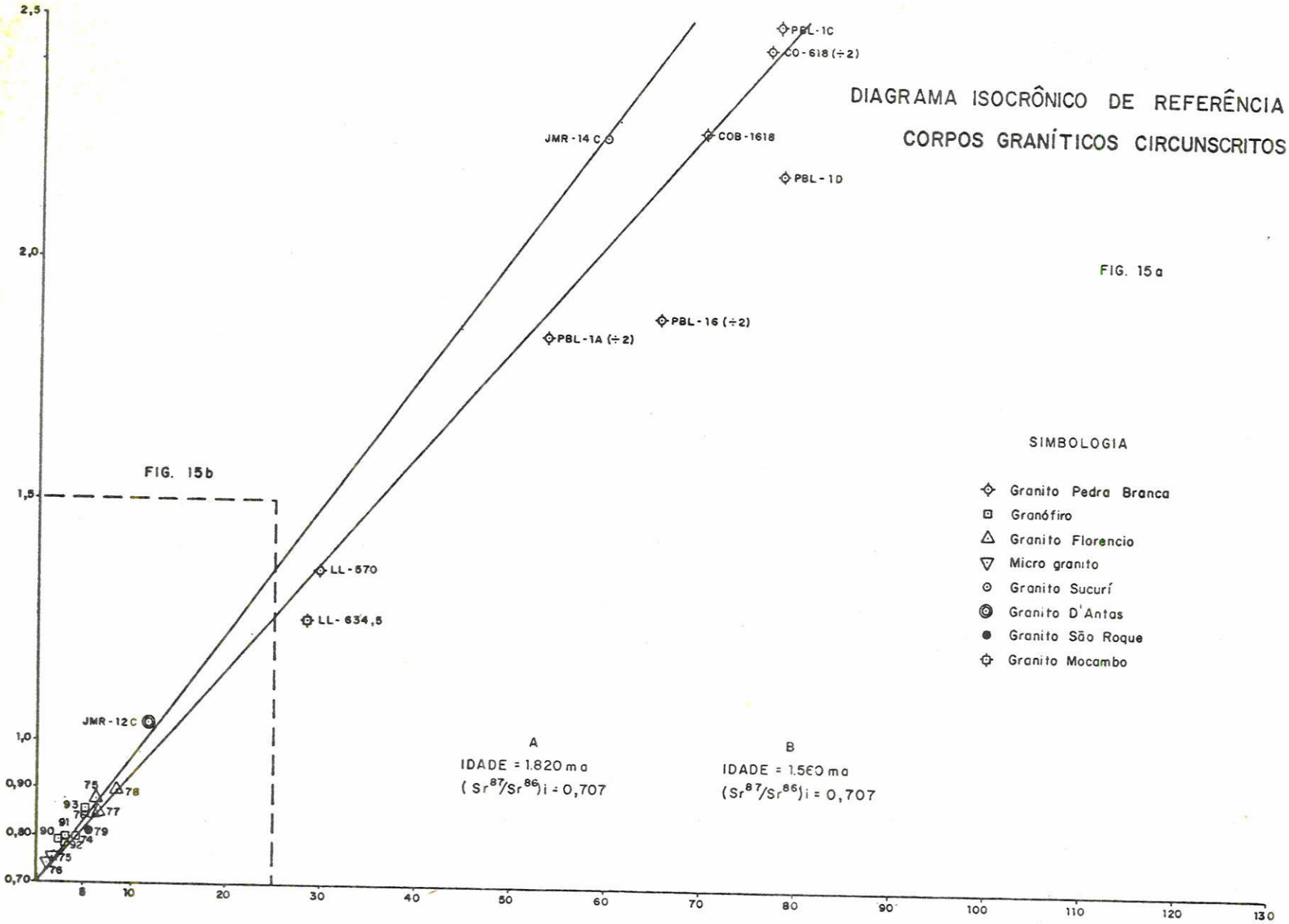
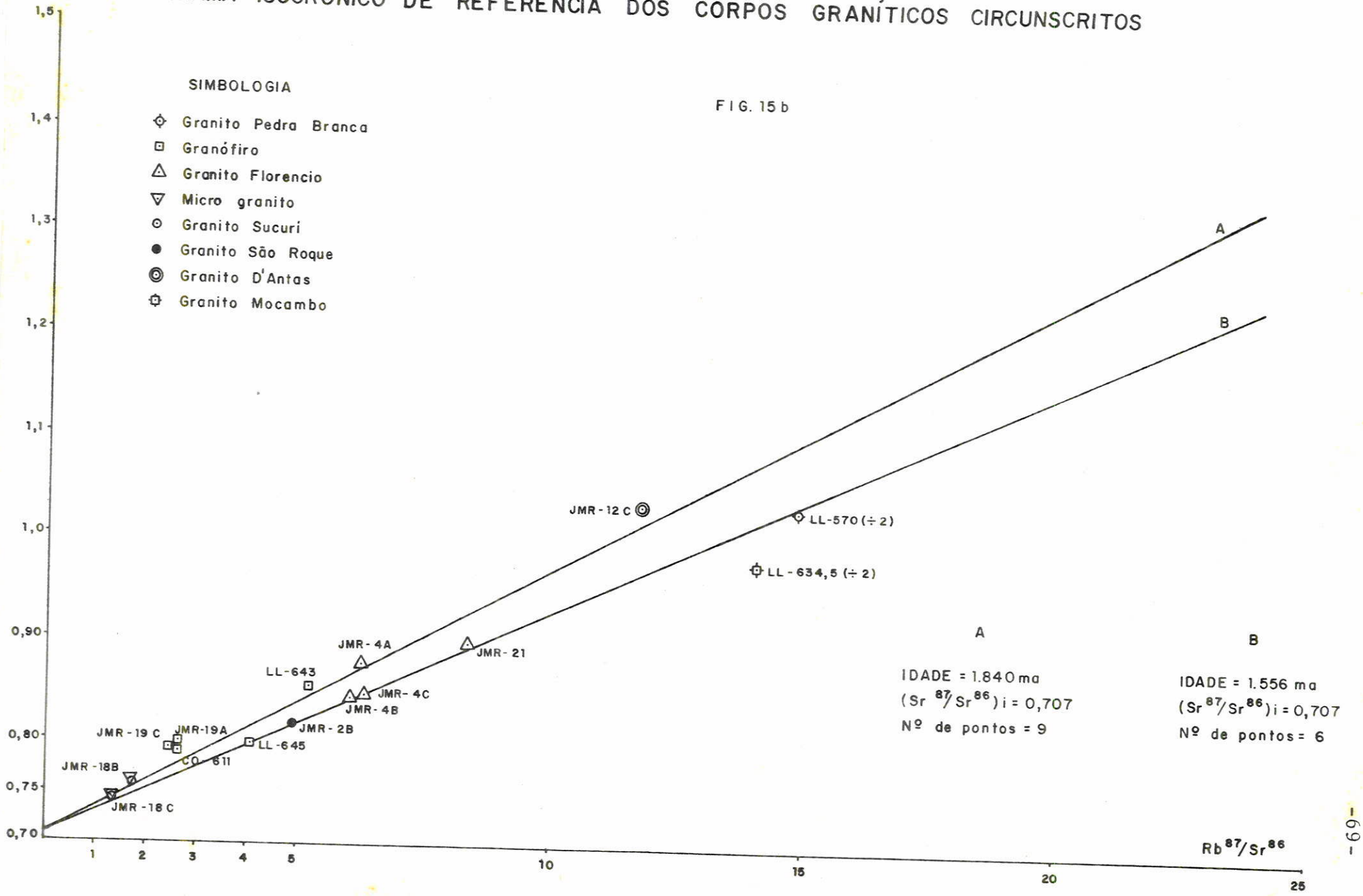


DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DOS CORPOS GRANÍTICOS CIRCUNSCRITOS

FIG. 15 b



calização de campo, quase seguramente fazem parte do grupo. Quando a caracterização completa não foi possível, foram utilizadas nas isócronas amostras que possuiam mineralogia similar às da área estudada, num total de quatro amostras (G-116, G-116b, G-28 e G-28b).

As análises Rb-Sr, quando colocadas em um diagrama isocrônico de referência (fig. 16), definiram duas isócronas paralelas com uma idade aproximada de 560 m.a., e razões iniciais elevadas, de 0,732 e 0,764. Isto parece indicar que tais rochas sofreram um fenômeno importante de homogeneização isotópica durante o ciclo Brasiliano, e este foi tão forte que afetou o sistema rocha total, fazendo com que o mesmo permanecesse aberto durante o Precambriano Superior.

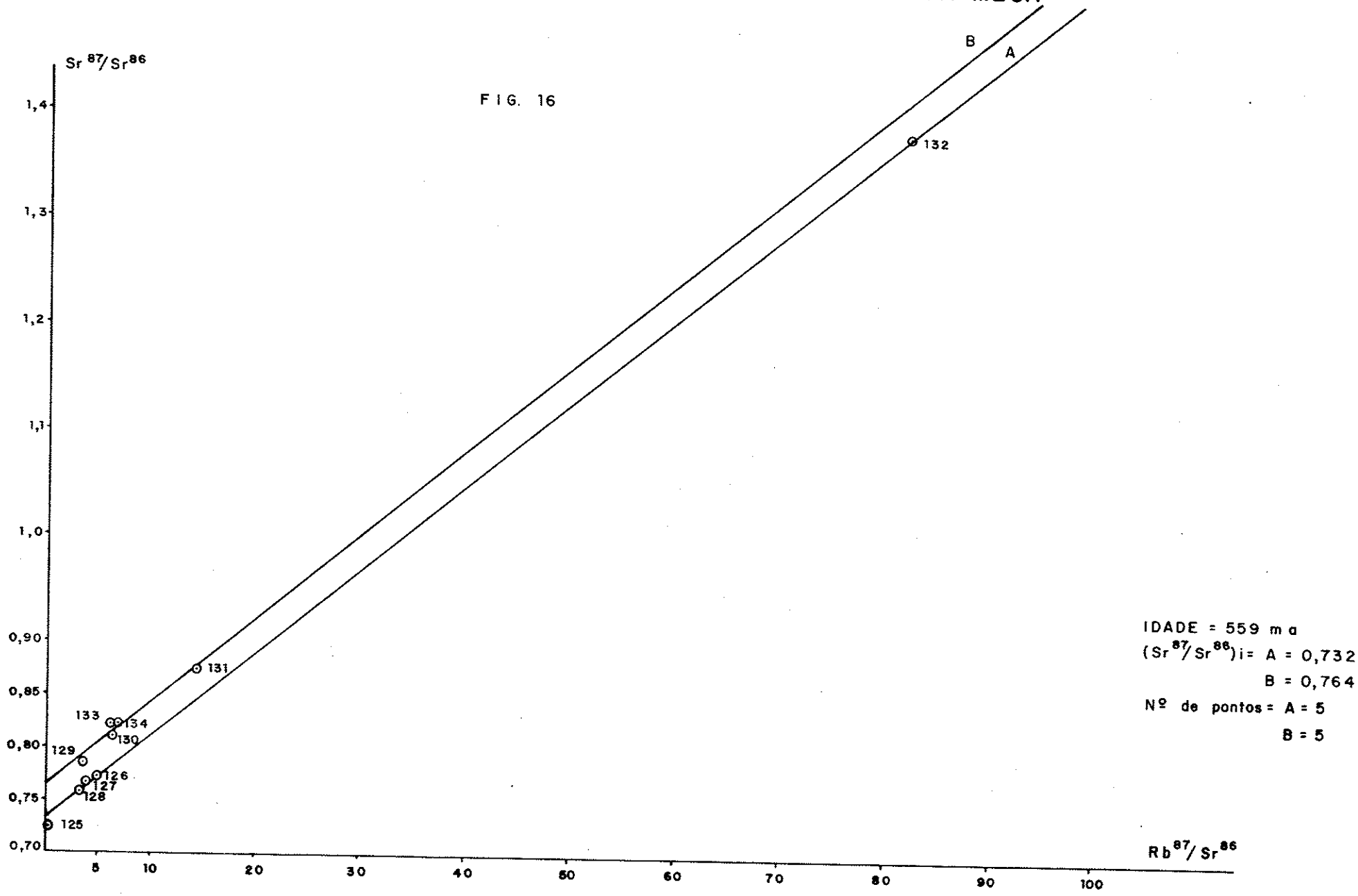
As duas datações K-Ar existentes, para a unidade, foram realizadas em muscovita (tab. 3), e apresentaram idades de 470 e 430 m.a., ficando demonstrado, mais uma vez, que o Grupo Serra da Mesa sofreu o evento Brasiliano, e esse foi forte o suficiente para permitir a saída completa de argônio da estrutura cristalina da muscovita.

Os dados radiométricos corroboram observações petrográficas, em que a unidade também apresenta evidências de um metamorfismo superimposto de baixo grau, que causou clivagem de crenulação e retrometamorfismo em uma paragênese mineral de mais alto grau, fácies anfibolito. Pode-se admitir que aquele último metamorfismo ocorreu durante o ciclo Brasiliano.

Não foi possível determinar através dos métodos Rb-Sr e K-Ar a época de formação do Grupo Serra da Mesa. Os dados geocronológicos apontam para eventos do Proterozóico Superior, mas as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} indicam evolução crustal anterior. Com as idades relativas obtidas em outras unidades, e com os dados de campo, foi possível ter uma estimativa de sua idade aproximada. No caso, os granito-gnaisses Serra da Mesa e Serra Dourada parecem ser intrusivos no Grupo Serra da Mesa, es

DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DO GRUPO SERRA DA MESA

FIG. 16



IDADE = 559 m a

$(Sr^{87}/Sr^{86})i$ = A = 0,732

B = 0,764

Nº de pontos = A = 5

B = 5

sa afirmação estando baseada na existência de xenólitos de granada cianita xistos (litologia característica do Grupo Serra da Mesa), no Granito-gnaisse Serra Dourada (MACAMBIRA, com.pessoal). Como as idades dos maciços granito-gnáissicos foram determinadas em aproximadamente 1.650 m.a., consequentemente, o Grupo Serra da Mesa possuiria uma idade mais antiga.

Pelo estudo metamórfico desta seqüência mesocrustal, pode-se inferir um evento tectono-magmático, como uma idade mínima de 1.700 m.a., que tenha atingido temperaturas e pressões suficientes para causar o metamorfismo de fácies anfibolito no Grupo Serra da Mesa. Este evento também pode ter sido o responsável pelos fenômenos de granitização que culminaram na formação dos grandes maciços granito-gnaisses, e dos outros corpos menores de composição granítica (sensu lato), os quais se intrudiram quando as rochas sedimentares originais já tinham sido metamorfizadas, o que explicaria a existência de metamorfismo de contato e xenólitos.

Não se pode excluir a hipótese, tal como aparece na literatura, da intrusão dos maciços granito-gnáissicos em estado sólido, originando domos gnáissicos manteados, para dentro de uma cobertura mais jovem. Neste caso o Grupo Serra da Mesa poderia ser, inclusive, do Proterozóico Médio/Superior.

5.2. Grupo Araí (Supracrustal)

No Grupo Araí existem 25 análises pelo método Rb-Sr em rocha total, sendo 4 nos carbonato-muscovita xistos da Formação Traíras, e 21 nas metavulcânicas da Formação Arraias (tab. 12). Existem também duas análises pelo método K-Ar, em rocha total, nas metavulcânicas (tab. 3).

Os resultados Rb-Sr nos metassedimentos, caracterizaram uma isócrona de referência de 470 m.a., com uma razão inicial muito alta de 0,765, (Figura 17) o que parece demonstrar que estas rochas sofreram um importante fenômeno de homogeneiza-

TABELA 12

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA O GRUPO ARAÍ

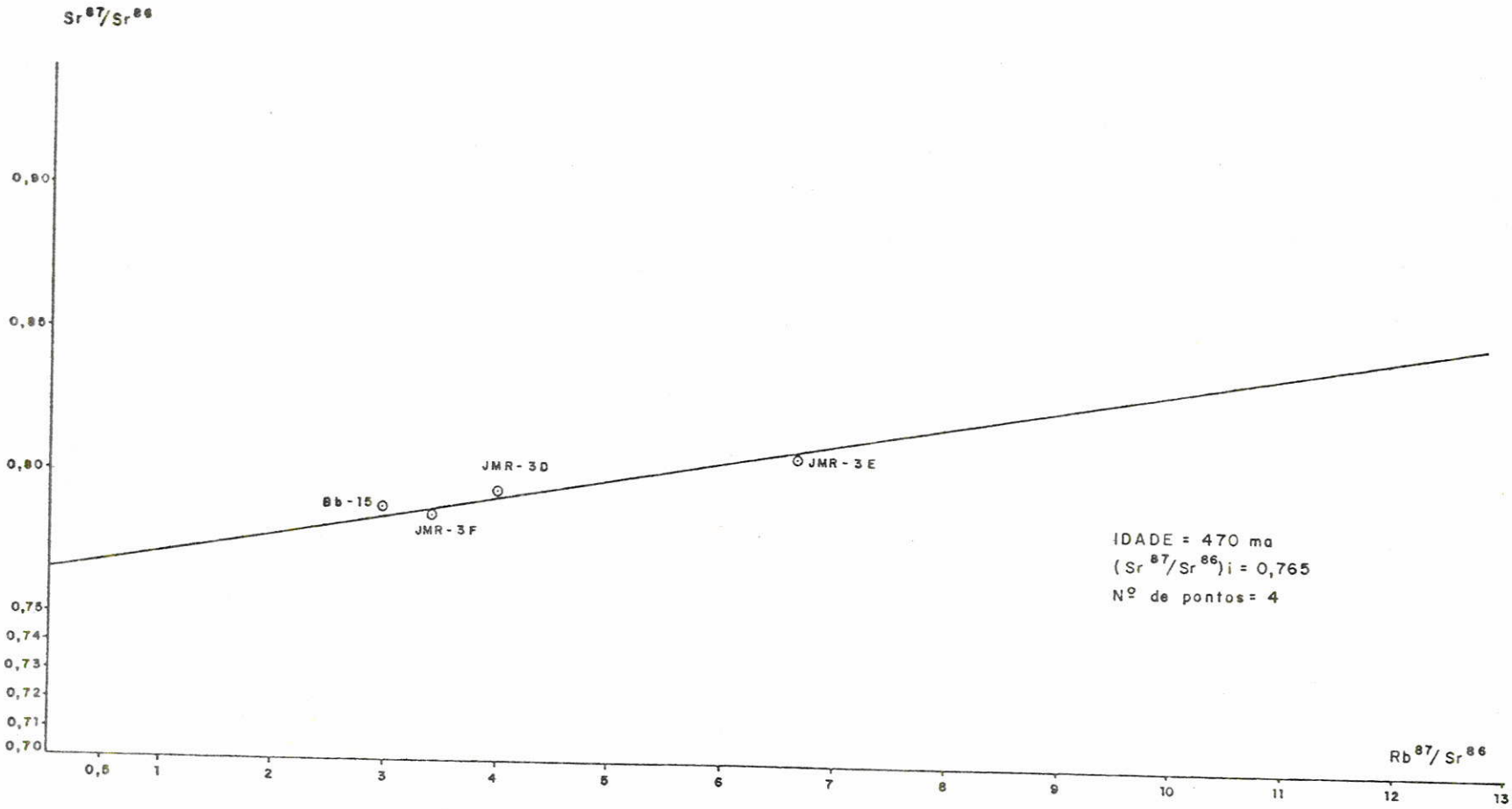
Nº DE ORDEM	SPR	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE (m.a.)	REF.
99	1890	BP-15	Calco xisto	75,0	74,0	2,95	0,7857	1900 ± 57	4
100	4469	JMR-3d	Calco xisto	129,8	95,4	3,97	0,7949	1576 ± 47	1
101	4468	JMR-3e	Calco xisto	169,9	74,7	6,64	0,8068	1071 ± 32	1
102	4470	JMR-3f	Calco xisto	103,5	88,9	3,39	0,7842	1626 ± 49	1
103	3840	CO-601	Meta vulcânica	25,8	190,0	0,39	0,7175	-	1
104	3841	CO-602	Meta vulcânica	47,9	229,3	0,61	0,7177	-	4
105	3842	CO-606	Meta vulcânica	44,4	224,2	0,57	0,7171	-	4
106	3843	CO-610	Meta vulcânica	27,0	185,9	0,42	0,7170	-	4
107	3760	CTL-302	Meta vulcânica	150,6	56,2	6,81	0,8228	1209 ±	6
108	4604	JMR-20a	Meta vulcânica	48,3	271,3	0,52	0,7160	-	1
109	4500	JMR-20b	Meta vulcânica	49,9	276,8	0,52	0,7161	-	1
110	4601	JMR-20c	Meta vulcânica	26,9	291,8	0,27	0,7155	-	1
111	4600	JMR-20d	Meta vulcânica	24,2	319,2	0,22	0,7166	-	1
112	5183	JMR-121	Meta vulcânica	41,1	257,5	0,462	0,7200	-	1
113	5184	JMR-122	Meta vulcânica	12,8	188,0	0,197	0,7187	-	1
114	5036	JMR-124	Meta vulcânica	49,2	217,5	0,66	0,7230	-	1
115	5037	JMR-125	Meta vulcânica	42,7	159,9	0,77	0,7180	-	1
116	5262	JMR-127	Meta vulcânica	23,2	227,2	0,30	0,7164	-	1
117	5254	JMR-129	Meta vulcânica	25,3	366,3	0,20	0,7215	-	1
118	5263	JMR-132	Sericita filito	129,3	7,56	51,957	1,2143	690 ± 16	1
119	5185	JMR-133	Sericita filito	177,4	9,73	55,732	1,2800	723 ± 17	1
120	5186	JMR-134	Sericita filito	140,7	7,25	58,940	1,2157	608 ± 13	1
121	5336	LL-539	Meta diabásio	66,5	225,1	0,76	0,7244	-	7
122	5335	LL-575,3	Meta feno/dac	148,1	97,4	4,43	0,8141	1246 ± 37	7
123	5337	LL-621,1	Meta básica	38,4	219,5	0,51	0,7172	-	7

REFERÊNCIAS:

1 - Dados do Autor
6 - Tassinari et al. (1981)
4 - Projeto Centro Oeste (Inédito)
7 - Siga Jr (1981)

DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DOS METASSEDIMENTOS DO GRUPO ARAÍ

FIG. 17



ção isotópica durante o ciclo Brasiliano, que fez com que se elevasse a razão inicial.

Por outro lado, os dados Rb-Sr das metavulcânicas, plotados em diagrama isocrônico de referência (figs. 18a e 18b), definiram uma isócrona de 1.140 m.a., com uma razão inicial de 0,712, além de duas retas paralelas com idades aproximadas de 550 m.a., e com razões iniciais bastantes elevadas. As idades aparentes são de difícil interpretação, visto que a grande maioria dos pontos se encontra preferencialmente perto da origem.

A idade de 1.140 m.a. foi interpretada por TASSINARI et.alii (1981) como provavelmente de metamorfismo. Entretanto, embora a isócrona possua uma boa colinearidade, une pontos de afloramentos distintos. O mesmo acontece com a idade de 550 m.a., típica do ciclo Brasiliano. Esse último evento seguramente agiu sobre as rochas do Grupo Araí, pois é confirmado pelas idades aparentes de 580 e 670 m.a., obtidas pelo método K-Ar em rocha total, nas metavulcânicas.

A idade de 1.140 m.a. é a única encontrada, até agora, para o assim chamado Ciclo Uruaçuano, na região em estudo. Uma interpretação alternativa sugere que talvez os pontos das metavulcânicas fazem parte de isócronas brasilianas com diferentes razões iniciais, como pode ser observado através da figura 18b, onde a escala é maior e permite distinguir os pontos que estão próximos a origem.

A petrografia dos metassedimentos e metavulcânicas determinaram paragêneses típicas da fácies xisto verde, com duas clivagens tectônicas bem definidas e que foram interpretadas como S_n e S_{n+1}, caracterizando dois eventos estruturais, de mesmo grau metamórfico. Isto indica que, mesmo que o Grupo Arai seja contemporâneo ao Grupo Serra da Mesa, não atingiu um metamorfismo de fácies anfibolito, no máximo fácies xisto verde, zona da granada.

Segundo ANDRADE E DANNI (1978) e MONTALVÃO (com.

DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DAS METAVULCÂNICAS DO GRUPO ARAÍ

FIG. 18a

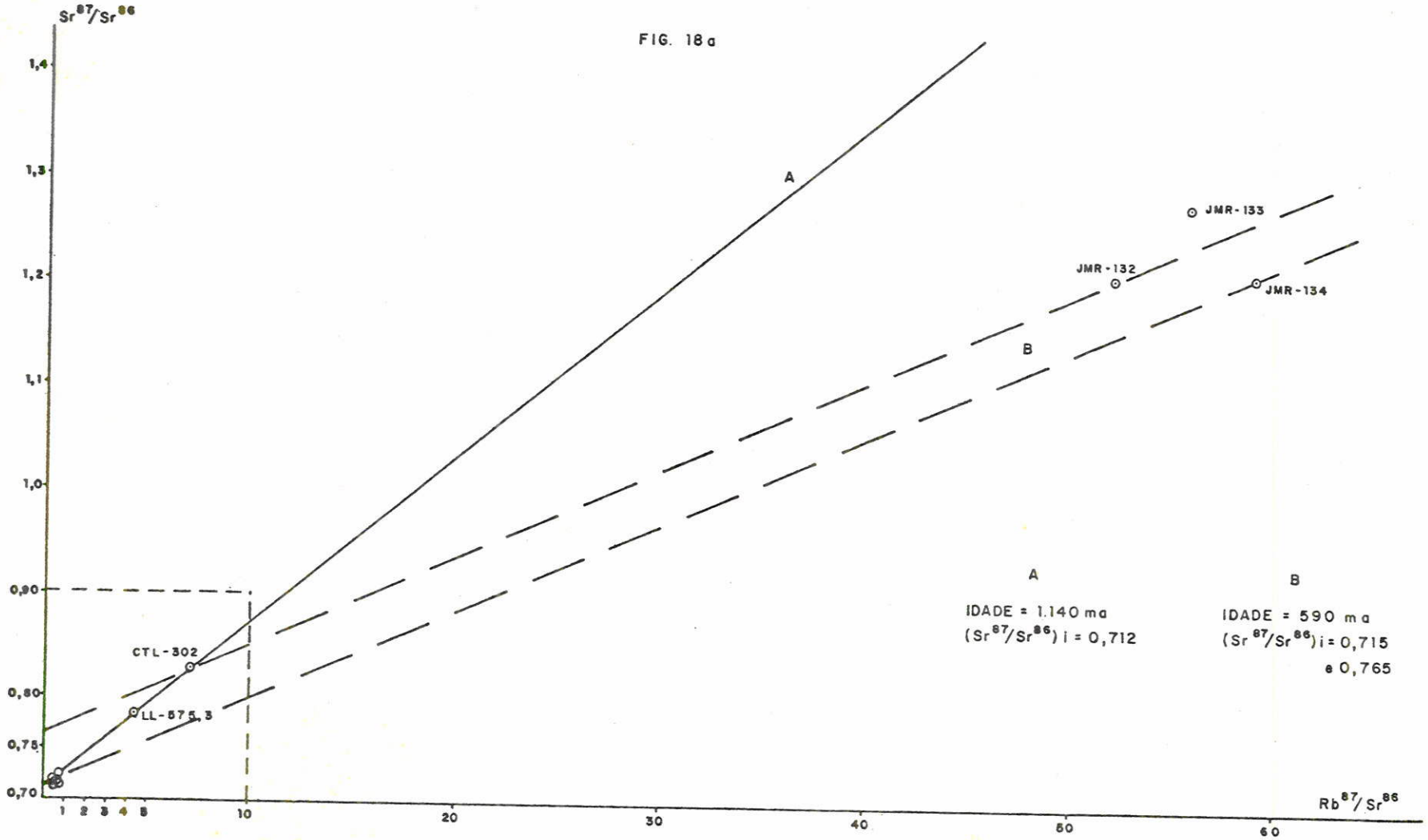
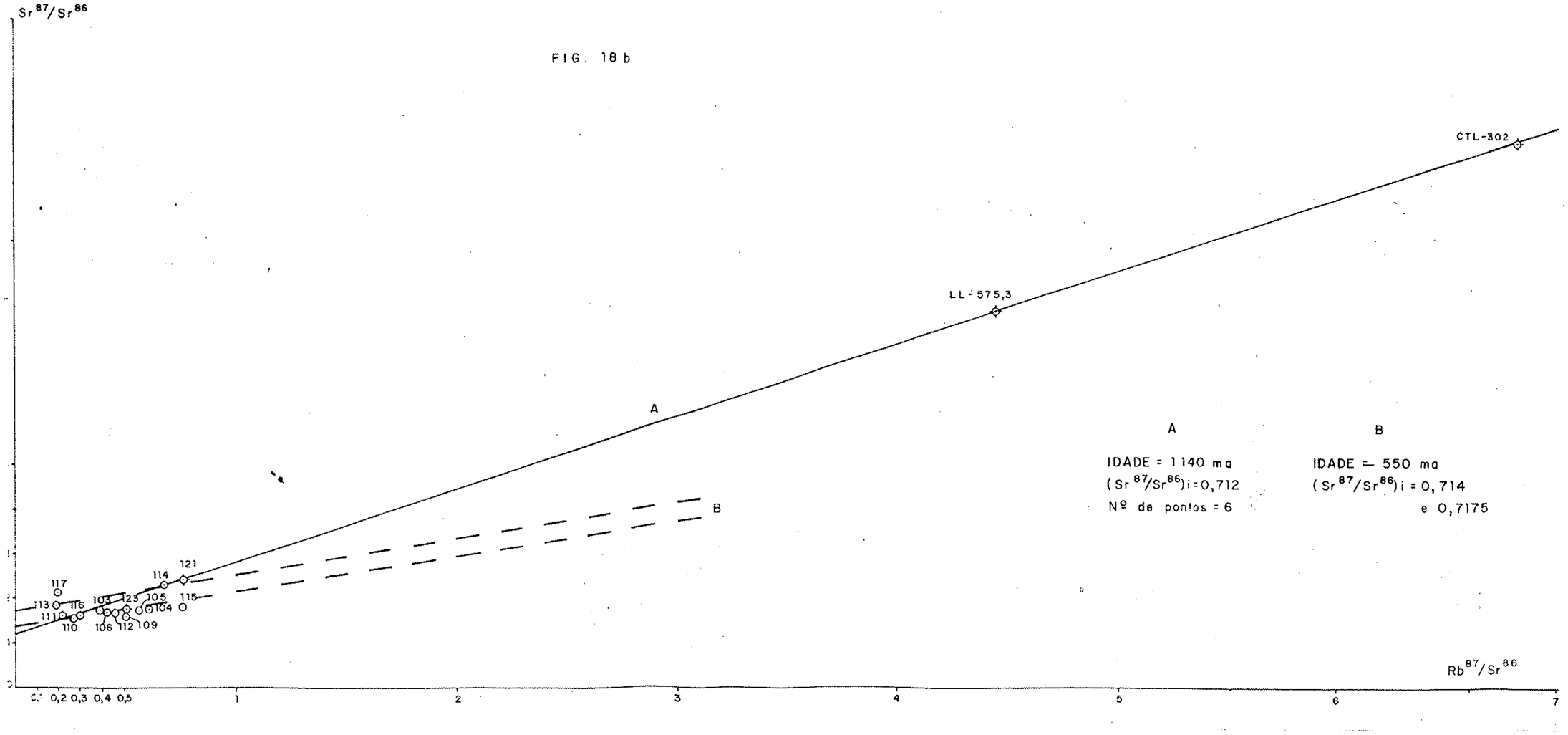


DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA DOS METAVULCÂNICAS DO GRUPO ARAÍ

FIG. 18 b



pessoal), o Granito-gnaisse Serra Branca está cortando o Grupo Araí, e causando metamorfismo de contato nos quartzitos basais da Formação Arraias. Isto parece demonstrar que quando esse corpo intrudiu as rochas encaixantes, estas já estavam metamorfizadas. Nesta interpretação, a idade do evento geodinâmico que metamorfizou o Grupo Araí é, provavelmente, mais antiga que 1.700 m.a.. Por outro lado, do mesmo modo que para o Grupo Serra da Mesa, não pode ser excluída a hipótese da intrusão, em estado sólido, do Granito-gnaisse Serra Branca, para dentro de uma cobertura mais jovem. Neste caso o Grupo Araí poderia ser do Proterozóico Médio/Superior.

VI. CONCLUSÕES

1. Evolução Geológica Pré-Brasiliana

Apesar da complexidade geológica e da escassez de dados geocronológicos, há possibilidade de idealizar a evolução geológica pré-brasiliana, na região do Alto Tocantins.

As rochas mais antigas são microclina gnaisses do Complexo Goiano, que apresentaram idades de 3.225 m.a. e uma razão inicial de 0,702. A isócrona Rb/Sr é de razoável qualidade, sugerindo que trata-se da época de formação dos gnaisses em questão. Mais ainda, a sua razão inicial é relativamente baixa, próxima da curva da evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico para materiais primários, do manto. Caracteriza-se assim um evento tectonomagmático antigo, produzindo metamorfismo regional em material recém saído do manto, ou com vida crustal relativamente curta.

Apesar de não se poder ter idéia da amplitude em área do evento de 3.225 m.a., não se pode minimizar a sua importância, caracterizando para a região do rio Pardo um fragmento da crosta arqueana preservado (núcleo cratônico com embasamento ensiálico), que serviu de base para o desenvolvimento de outras unidades geológicas.

Ao final do Arqueano teve início a sedimentação da Formação Ticunzal, que foi metamorfizada posteriormente. Através dos dados radiométricos, foi sugerida a idade próxima de 2.500 m.a. para o período sin-tectônico do evento responsável pelo metamorfismo da Formação Ticunzal. Acresce que importante magmatismo de composição granodiorítica/tonalítica, com idade também de 2.500 m.a., foi caracterizado cortando tanto essa seqüência como o Complexo Goiano.

As isócronas que caracterizam o evento de 2.500

m.a., possuem baixa razão inicial,de 0,702, o que permite interpretar, tanto para as rochas gnáissicas como as intrusivas, que o intervalo de tempo entre a saída de seu material a partir do manto, e o metamorfismo,é relativamente pequeno, e está dentro de um mesmo ciclo geodinâmico.

Através da figura 6 observa-se que algumas amostras do Complexo Goiano (JMR-13d e JMR-41), estão alinhadas segundo a isócrona de 2,500 m.a.. Isto parece indicar que o evento responsável pelo metamorfismo da Formação Ticunzal também retrabalhou rochas mais antigas, que lhe serviram de embasamento , causando homogeneizações isotópicas em alguns sistemas de rocha total.

A Formação Ticunzal alcançou durante a sua formação um metamorfismo de fácies xisto verde, zona da granada, na região do Rio Preto, onde foi definida. Devido a forma de ocorrência e a erosão sofrida, torna-se difícil determinar a sua área de abrangência e as condições de metamorfismo, durante este evento geodinâmico.

Após o evento geodinâmico de 2,500 m.a., existem dados radiométricos, em torno de 2,000 m.a. de interpretação dúbia. Através da figura 6, observa-se que a isócrona que define a idade de 2,000 m.a., não caracteriza preferencialmente qualquer unidade de rocha, e está definida pelo alinhamentos de pontos de diferentes unidades litológicas. Por este motivo, não pode ser excluída a hipótese de um alinhamento fortuito, devido a mobilizações isotópicas ocasionadas por eventos posteriores.

Por sua vez, o sedimentos do Grupo Serra da Mesa sofreram metamorfismo, cuja idade mínima foi determinada em torno de 1.700-1.600 m.a.. Estas rochas sofreram um metamorfismo dos mais intensos da região, tendo atingido fácies anfibolito. O ciclo tectono-magmático responsável por este metamorfismo foi suficientemente forte para ocasionar também fenômenos de anatexia e granitização. Na opinião do autor, os maciços granito-

gnáissicos Serra da Mesa, Serra Branca e Serra Dourada, devem ser considerados sin e/ou tardi-tectônicos a esse ciclo, e intrusivos na seqüência metassedimentar.

Os dados radiométricos obtidos para o Grupo Araí não permitiram concluir de esta unidade é mais nova ou contemporânea ao Grupo Serra da Mesa. Através das rochas metavulcânicas existentes na Formação Arraias, tentou-se caracterizar a época do início da sedimentação, mas os resultados Rb-Sr não se mostraram favoráveis, pois forneceram apenas isócronas secundárias, de idades brasilianas.

O Grupo Araí estruturalmente é muito parecido com o Grupo Serra da Mesa, apresentando também duas crenulações (S_n e S_{n+1}). Quanto ao metamorfismo existe uma diferença de grau, no entanto, que poderia ser explicada por uma zonação metamórfica em unidades correlativas, que aumenta de leste para oeste. A importante discordância metamórfica no contato entre os dois grupos poderia ter sido causada por grandes falhamentos. O autor aceita a hipótese de FUCK e MARINI (1981), da possível contemporaneidade dos grupos Serra da Mesa e Araí, que seriam consequentemente formados em um mesmo evento geodinâmico, e estariam sendo cortados e afetados pelos maciços granito-gnáissicos.

Por fim, no período de tempo compreendido entre 1.700-1.500 m.a., aproximadamente, a Bacia do Alto Tocantins foi palco de importante magmatismo de composição granítica (sensu lato), representado pelos maciços granito-gnáissicos e corpos graníticos circunscritos. Esse magmatismo apresenta-se cortando rochas dos grupos pré-existentes, como o Serra da Mesa, Araí (?), Formação Ticunzal e Complexo Goiano. A grande variação da idade encontrada (a dispersão dos pontos existente nas figuras 15a e 15b), pode estar indicando períodos distintos de intrusão, e desta forma, é provável que existam corpos de várias naturezas (pré, sin, tardi e pós-tectônicos, ou mesmo anorogênicos), cuja caracterização, não foi possível devido a deformações sofridas em eventos posteriores, além do número insuficiente de dados existentes.

2. Processos Tectônicos do Proterozóico Superior

Durante o Proterozóico Superior a região do Alto Tocantins serviu de embasamento para a sedimentação dos Grupos Paranoá e Bambuí, e sofreu intensamente o desenvolvimento do Ciclo Brasiliano, que afetou indistintamente todas as litologias pré-existentes. Desta forma, os processos tectônicos do Proterozóico Superior estão registrados de diferentes formas, em todas as litologias estudadas.

No Complexo Goiano, uma isócrona brasiliana pode ser traçada através dos pontos de um gnaisse cataclástico (JMR - 8a, JMR-8b e JMR-8c), seguramente cogenéticos, com uma razão inicial muito alta (ver figura 6), o que demonstra claramente uma importante homogeneização isotópica desta época. As datações K-Ar apresentaram coerentemente também idades brasilianas, em torno de 530 m.a.. Os dados petrográficos permitem associar ao último evento tectônico sofrido um fenômeno de cataclasamento acompanhado de retrometamorfismo. Todas essas observações demonstram a importância muito grande do evento Brasiliano sobre essas rochas.

Os corpos granodioríticos antigos sofreram também mobilizações químicas durante o evento Brasiliano, fato demonstrado pelo alinhamento definido pelos pontos JC-23a, JC-23b e JC-23e, que possui uma razão inicial de 0,716, aproximadamente. (Figura 7) Os resultados K-Ar em torno de 530 m.a. adicionalmente evidenciam que o ciclo Brasiliano elevou a temperatura regional acima de 250-300°C. Petrograficamente, nas secções delgadas foi observada a existência de uma superimposição cataclástica, que pode estar relacionada ao evento supracitado.

Das seqüências do embasamento, a Formação Ticunzal é a que melhor representa a influência do evento Brasiliano. Através da figura 8, pode-se observar que, enquanto a maioria dos pontos das rochas gnáissicas alinha-se segundo uma isócrona que define a idade do metamorfismo, os pontos das rochas xistosas estão definindo isócronas paralelas, com 645 m.a. e alta

razão inicial, que caracterizam mobilização química e homogeneização isotópica. As rochas xistosas demonstram mais claramente os fenômenos sentidos, provavelmente por serem mais facilmente percoláveis por soluções hidrotermais.

O evento Brasiliano foi responsável, na Formação Ticunzal, pelo retrometamorfismo observado, e pela clivagem de crenulação e recristalização de muscovita, que retratam o último evento tectono-termal ocorrido. Estes fenômenos observados explicam satisfatoriamente o porque das homogeneizações isotópicas encontradas.

Os maciços granito-gnáissicos Serra da Mesa e Serra Branca demonstram claramente a influência do ciclo Brasiliano em suas rochas intrusivas graníticas. Por exemplo, o Granito-gnaisse Serra da Mesa sofreu expressivos desequilíbrios isotópicos, como pode ser observado na figura 9. A figura 10 demonstra, uma vez mais, que o evento Brasiliano foi o causador das homogeneizações isotópicas, pois amostras de um mesmo afloramento definem uma isócrona com idade de 643 m.a. para razão inicial muito alta de 0,7839. A figura 9 mostra adicionalmente que o desequilíbrio isotópico atingiu todo o corpo, pois podem ser traçadas várias isócronas brasilianas, para regiões diferentes do maciço. Através do método K-Ar foi possível sugerir a temperatura mínima alcançada por este maciço durante o Brasiliano. A datação foi realizada em anfibólio (idade de 530 m.a.) o que indica temperaturas de 450-500°C para essa época. As mobilizações químicas, os desequilíbrios isotópicos e as altas temperaturas ocorridos no Granito-gnaisse Serra da Mesa, estão evidenciados na variação petrográfica constatada do centro para a borda. Com efeito, foram observados fenômenos de neoformação de minerais, orientação cataclástica superimposta e recristalização de minerais pré-existentes, sob as novas condições físico-químicas reinantes durante o Proterozóico Superior.

O granito-gnaisse Serra Branca também apresenta claras evidências de ter sofrido os efeitos do evento Brasilia-

no. Por exemplo, na figura 12, aparece um alinhamento de pontos seguramente cogenéticos (JC-6b, JC-6e, JC-6d e JC-6f), que definem uma isócrona de 470 m.a., com uma razão inicial altíssima de 1,60, refletindo importante homogeneização isotópica, que elevou as razões iniciais. Os dados K-Ar forneceram uma idade de 513 m.a., confirmando que o último metamorfismo foi de idade brasiliana. No Granito-gnaisse Serra Branca foi realizada também uma datação Rb-Sr, em muscovita, nos pegmatitos que estão associados aos "graisens", resultando numa idade de 587 m.a., tipicamente brasiliana. Devido ao avantajado tamanho do cristal analisado, pode-se imaginar dificuldades na difusão de Sr, tal como ocorreu no caso do pegmatito JC-17b, intrusivo na Fm. Ticunzal (tab.5). Sendo assim, pela idade aparente de 587 m.a. pode-se sugerir que esse pegmatito cristalizou-se ao final do Precambriano, e admitir, portanto, que importantes fenômenos hidrotermais ocorreram nessa época, inclusive greisenização.

Os corpos graníticos circunscritos não possuem dados radiométricos evidentes que forneçam idades brasilianas. Entretanto, petrograficamente, existem evidências de um cataclasamento superimposto, que por analogia com os maciços granito-gnáissicos deve estar associado ao Ciclo Brasiliano.

Os xistos do Grupo Serra da Mesa também caracterizam perfeitamente o evento Brasiliano, visto que no diagrama isocrônico da figura 16, definem-se duas retas paralelas com idades de 559 m.a. e razões iniciais muito altas. Caracteriza-se portanto nessa época importante homogeneização isotópica, em rocha total, que afetou indiscriminadamente todas as litologias do grupo. Por outro lado, o método K-Ar forneceu idades aparentes de 470-430 m.a., que marcam a época de resfriamento regional e confirmam a influência dos episódios do Precambriano Superior / Eo-Paleozóico. Petrograficamente, o Grupo Serra da Mesa evidencia uma clivagem de crenulação (S_{n+1}), acompanhada de recristalização de minerais, que, por analogia com as outras seqüências, pode ser atribuída também ao Ciclo Brasiliano.

O Grupo Araí sofreu no final do Precambriano importantes homogeneizações isotópicas, que ocasionaram rejuvenecimento nas idades e elevação das razões iniciais, o que está evidenciado radiometricamente nos metassedimentos através de isócrona com idade de 470 m.a., para uma razão inicial de 0,765 . (Figura 17) As metavulcânicas demonstram similarmente terem sofrido importantes desequilíbrios químicos no ciclo Brasiliano, pois análises de amostras cogenéticas forneceram pontos muito dispersos, que não permitiram o traçado de isócronas (JMR-132 , JMR-133 e JMR-134). A petrografia dos metassedimentos e metavulcânicas evidenciou duas clivagens bem definidas, a última, de crenulação, interpretada como sendo associada ao evento Brasiliano.

Pelo exposto, a região em estudo, e por analogia todo o centro-oeste brasileiro, sofreu de maneira marcante o evento geodinâmico brasiliano, este foi responsável por mobilizações químicas significativas, rejuvenescimentos e homogeneizações isotópicas, bem como pelo mascaramento de várias estruturas pré-existentes e pelo surgimento de novas estruturas superimpostas. Esta afirmação vale tanto para a escala microscópica, como para a escala megascópica. Ao observarmos o mapa geológico da figura 2, são óbvias as evidências que caracterizam a existência, no Proterozóico Superior, de esforços compressivos de direção geral leste-oeste. Entre as evidências estão as grandes falhas de empurrão, que jogaram seqüências mais antigas sobre seqüências mais jovens, e as braquianticlinais fechadas,correspondendo a estruturas dômicas manteadas formadas por ascenção diapírica de corpos já formados e consolidados, tais como os maciços máficos e ultramáficos de Canabrava, Niquelândia e Barro Alto, além dos grandes maciços granito-gnáissicos Serra da Mesa, Serra Dourada e Serra Branca. Acresce que através do estudo de seções delgadas foi possível caracterizar, em todas as litologias da região, a existência de um evento tectônico superimposto regional, que nas litologias mais competentes (gnaisses, granitos, etc.), causou cataclasamento, enquanto que nas menos competentes (xistos, etc.), causou clivagens de crenu

lação com recristalização de minerais.

Os dados radiométricos (principalmente as idades K-Ar) permitem admitir que toda a região, no final do Precambriano, atingiu temperaturas de no mínimo 250-300°C, mas existindo além disso algumas áreas aonde a temperatura foi comprovadamente maior. Essas áreas mais quentes parecem ser coincidentes com o domínio dos grandes maciços granito-gnáissicos, onde as temperaturas mínimas foram da ordem de 450-500°C.

Devido às elevadas temperaturas atingidas pelos maciços granito-gnáissicos, durante o ciclo Brasiliano, pode- se admitir para este período percolações de soluções hidrotermais , intrusões de pegmatitos e diapirismo, nas estruturas dômicas. A associação de todos esses fenômenos, no tempo e no espaço, permite suferir que esta é também a principal época dos processos de graisenização, principais responsáveis pelas mineralizações hoje existentes.

Apesar dos dados geológicos e geocronológicos serem ainda escassos, o estudo da Bacia do Alto Tocantins permitiu elaborar, tentativamente, um modelo evolutivo geotectônico para a região, durante o Proterozóico Superior, que explica adequadamente, na opinião do autor, a maioria dos fenômenos tectono-termais observados.

Pelos efeitos que causou, o evento geodinâmico Brasiliano, do Proterozóico Superior, pode ser considerado como dos mais fortes que atingiram a região centro-oeste brasileira . Pode-se explicar essa grande magnitude, que extrapola a área do estudo presente, ao se pensar na hipótese de um choque entre duas placas tectônicas, que seriam representadas, a leste, pelo Craton do São Francisco, e a oeste, pelo Craton Amazônico.

O choque entre duas placas de crosta continental, em analogia com os Himalaias (Tapponier e Molnar, ; Sadowski, 1983) permite especular sobre as causas tectônicas de vários dos

fenômenos mencionados anteriormente, visto que explicaria as grandes pressões dirigidas, as altas temperaturas e as importantes percolações de fluídos hidrotermais. Consequentemente, ficariam também explicadas as homogeneizações isotópicas, os desequilíbrios químicos, o mascaramento de estruturas pretéritas, a superimposição de estruturas e os grandes fraturamentos e falhamentos de empurrão.

A região admitida para o encontro das placas, sempre tentativamente, seria aquela ao longo dos lineamentos Transbrasilianos. Na área, além dos grandes fraturamentos e falhamentos existentes, ocorrem evidências gravimétricas (HARALYI e HASUI, 1981), e radiométricas (TASSINARI, et. alii, 1981), que indicam, respectivamente, uma grande descontinuidade crustal, e intrusões de rochas granitóides, de idades brasiliana. É interessante ressaltar que ALMEIDA (1967) já propunha,para a região compreendida entre os cratons do São Francisco e Amazonas, um par de geossinclinais com polaridade centrífuga, e caracterizava as relações existentes entre as faixas de dobramentos Brasília e Paraguai-Araguaia, o maciço mediano de Goiás e suas regiões estáveis (ante-países). O modelo geotectônico aqui adotado, aceitando as relações tectônicas descritas para essas unidades, utiliza um modelo mobilista, com grandes movimentos horizontais, para explicar sua origem, e admite uma maior extensão regional das unidades geotectônicas. O choque de placas continentais, entre os cratons Amazônico e do São Francisco, teria uma sutura exposta ao longo dos lineamentos Transbrasilianos, que se estenderia até o Nordeste brasileiro, por baixo da Bacia do Maranhão, e até o estado de Mato Grosso, por baixo da parte nor-ocidental da Bacia do Paraná.

Os dados existentes não são obviamente suficientes para conclusões muito definidas em favor do modelo tectônico adotado, assim é forçoso considerar a questão em aberto, como idéia e como modelo a ser testado. Em outros continentes, como o africano, existem exemplos análogos da existência de choque de placas durante o Proterozóico Superior.

3. Migrações de Rubídio e Estrôncio e Sua Significação Geocronológica

Através deste trabalho foi possível determinar que a região em estudo foi palco, no Precambriano Superior, de intensa percolação de fluídos, que afetou, de maneira direta, todos os grupos e litologias estudados. Esta percolação ocasionou em algumas unidades de rochas e corpos ígneos abertura nos sistemas, permitindo que ocorressem trocas de elementos químicos, e recristalizações de minerais. A mobilidade química, de uma maneira geral, foi intensa, pois chegou a atingir escala decimétrica ou métrica causando marcantes desequilíbrios químicos.

Do ponto de vista geocronológico, a mobilidade química foi muito importante, porque afetou também os elementos rubídio e estrôncio. Em conseqüência, foram produzidos fenômenos de homogeneização isotópica parcial e total e, dependendo da litologia, muitas vezes o mascaramento da idade real da rocha, e/ou obtenção de dados de difícil compreensão. Estes fenômenos são demonstrados, por exemplo, pelas análises radiométricas em amostras seguramente cogenéticas, que forneceram idades brasilianas em unidades mais antigas, com altíssimas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86}.

O melhor exemplo de migrações rubídio e estrôncio é o do Granito Serra da Mesa, em que, apesar de inúmeras análises realizadas pelo método Rb-Sr, não foi possível determinar a época da sua formação. Somente o método Pb-Pb forneceu uma isócrona de boa qualidade, com idade que pode ser considerada confiável como da formação destas rochas.

Na tentativa de determinar, para o Granito-gnaisse Serra da Mesa, qual foi o efeito causado pela mobilidade química sobre a mineralogia, consideraram-se os agrupamentos de amostras evidenciados na fig. 9, e foram realizadas análises modais (tab. 1), de amostras representativas de cada campo, tendo-se verificado que existe uma variação mineralógica

do centro para a borda (Fig.4). Assim, através do cálculo dos valores médios de rubídio (ppm) e estrôncio (ppm) dos três diferentes campos encontrados no diagrama isocrônico da figura 9, foram encontrados os dados seguintes:

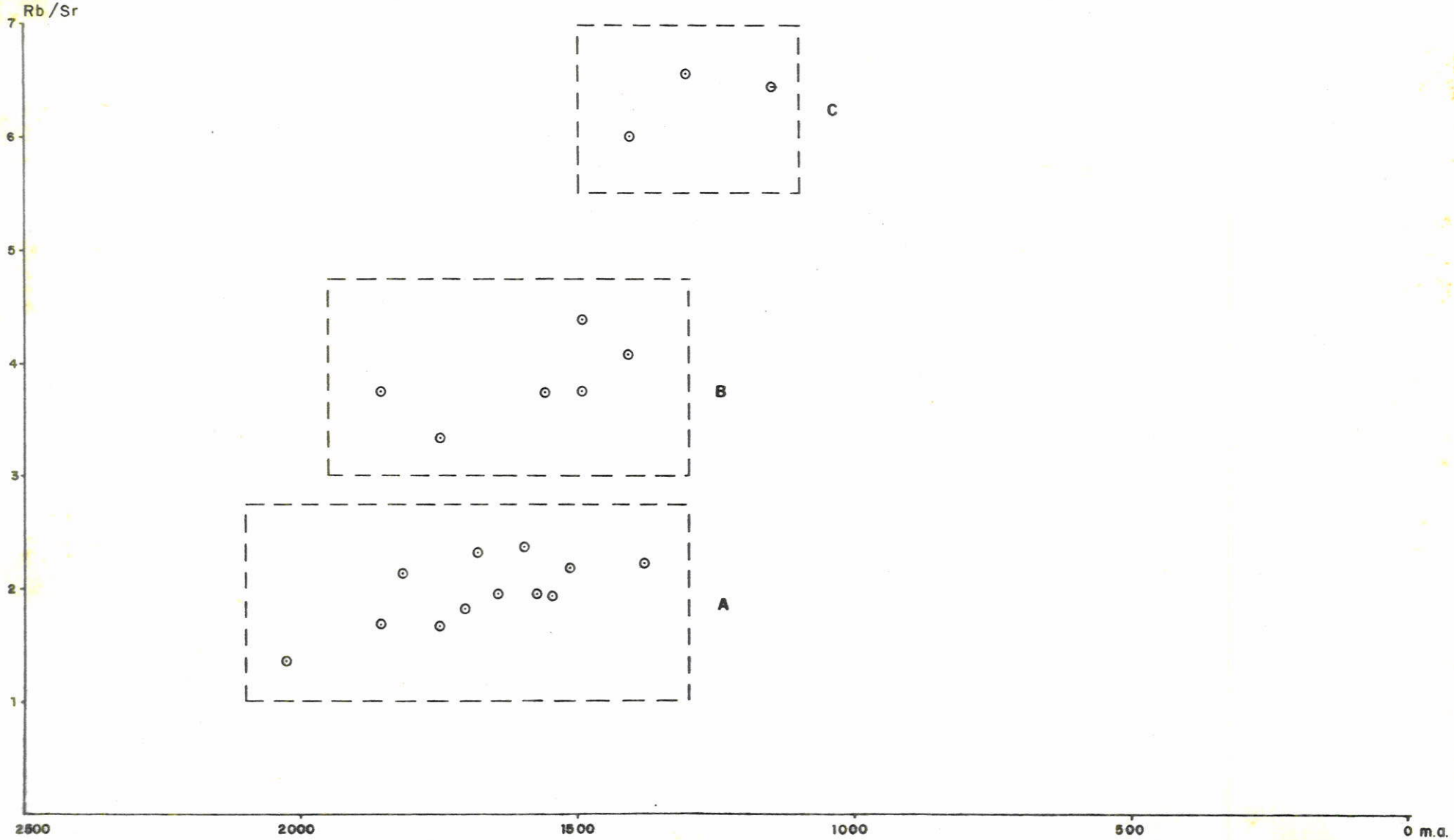
CAMPO	TEOR MÉDIO	Nº DE AMOSTRAS
A (centro do corpo)	Rb= 206 ± 34 Sr= 107 ± 21	12
B (região intermediária)	Rb= 221 ± 41 Sr= 58 ± 14	6
C (borda do corpo)	Rb= 226 ± 59 Sr= 35 ± 09	3

Se as variáveis foram consideradas como produto de modificações a partir de material inicialmente homogêneo, observa-se que a quantidade de rubídio, do centro para a borda, aumenta muito pouco, enquanto a quantidade de estrôncio sofre grande diminuição.

Através da variação na composição modal pode- se associar os fenômenos de saída de estrôncio com a diminuição relativa dos teores de plagioclásio e feldspato potássico, do centro para a borda do corpo. No caso do rubídio, este pode permanecer no sistema por ter ficado retido nas biotitas.

Para esclarecer os efeitos causados pela saída de estrôncio nas idades convencionais encontradas, confeccionou- se um gráfico da razão Rb/Sr (ppm) versus a idade convencional, com razão inicial admitida de 0,705 (fig. 19). Este gráfico mostra claramente que, com aumento da razão Rb/Sr, a idade convencional sofre diminuição, confirmando a correlação com a perda de Sr, e sugerindo que os sistemas não permaneceram fechados, após a formação. Obviamente, a perda de estrôncio e por conseguinte o abaixamento na idade Rb/Sr é mais intensa nas amostras das bordas e

FIG. 19 GRÁFICO Rb – Sr (ppm) / IDADE (m.a.)



mais branda em direção ao centro do maciço.

Através dos dados radiométricos e petrográficos obtidos, pode ser admitido que tenham acontecido nas outras unidades de rochas fenômenos similares aos que ocorreram no Granito - gnaisse Serra da Mesa. Assim pode-se ter uma idéia dos desequilíbrios químicos e isotópicos existentes nas rochas da região e compreender o porque da grande dispersão dos pontos analíticos nos diagramas isocrônicos de algumas unidades. É interessante ressaltar que esses desequilíbrios, no caso do centro-oeste brasileiro, estão relacionados a eventos geodinâmicos brasilianos, de grande importância para a evolução da crosta ensiálica regional . Em vários casos de amostras cogenéticas, os dados Rb-Sr nas rochas totais definem isócronas de 600-500 m.a. com altas razões iniciais, o que permite caracterizar, juntamente com os dados K-Ar e os elementos petrográficos, esta época do Ciclo Brasiliano como a principal responsável pelos desequilíbrios existentes encontrados nos demais exemplos.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Div.Geol.Min., D.N.P.M., Bol. 241, 36p. Rio de Janeiro.

AMARAL, G.; CORDANI, U.; KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. - 1966 - Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. et Cosmoch. Acta. 30: 159-189.

AMARAL, G. e KAWASHITA, K. - 1967 - Determinação de idade do Grupo Bambui pelo método Rb-Sr. Anais XXI Cong.Bras.Geol. 214-217. Curitiba.

ANDRADE, G.F. e DANNI, J.C.M. - 1978 - As mineralizações de Estanho, Berilio e Cobre no Granito da Serra Branca, Cavalcante - G.O. Anais XXX Cong.Bras.Geol. 6: 2579-2593. Recife.

ANDRADE, S.M.; SOUZA, E.L.; OLIVEIRA, A.C. e SANTOS, A.R. - 1981- Projeto Rio Preto - Relatório de Fase.Nuclebrás. Goiânia (Inédito).

BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P. e COSTA, J.C. - 1979 - Projeto Brasília. DNPM/PROSPEC, 225 p. Rio de Janeiro (Inédito).

BRANNOCK, W. e BERTHOLD, S. - 1949 - The determination of sodium and potassium in silicate rocks by flame photometer. U. S. Geol. Survey Bull., 992, 1-14.

CARVALHO, A.S. e SILVA, H.H.A.B. - 1978 - Geologia da Área Rio Maranhão - Folha Córrego São Bento. Projeto São Félix. Convênio FUB/ELETRONORTE. 74 p. Brasília (Inédito).

CORREIA, FILHO, F.C.L. e SÁ, A.M. - 1980 . Projeto Natividade. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 6 v. (Inédito).

COSTA, L.A.M. e outros (14 autores) - 1976 - Projeto Leste do To-

cantins/Oeste do rio São Francisco. Relatório final, fase 5. Rio de Janeiro. DNPM/CPRM/PROSPEC, 300 pgs.

COUTO, I.G.P.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; IYER, S.S. e MORAES, N.M.P. - 1981 - Considerações sobre a idade do Grupo Bambui com base em análises isotópicas de Sr e Pb. Rev. Bras.Geoc. vol.11, nº 1, 5-16.

DANNI, J.C.M. e RIBEIRO, C.C. - 1978 - Caracterização estratigráfica da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. Anais XXX Cong.Bras.Geol., 2:582-596, Recife.

DANNI, J.C.M. e LEONARDOS, O.H. - 1980 - Granulito metamorphism and deformation in ancient composite layered intrusions: the Niquelândia Complex, Brazil. XXXVI Cong.Geol.Int., Abstracts 1:35. Paris.

DANNI, J.C.M. e FUCK, R.A. - 1981 - Unidades tectono-estrigráficas do embasamento das faixas dobradas da margem ocidental do Craton do São Francisco. Anais Simp.Craton S.Fran. e suas Faixas Marginais. 130-157. Salvador.

DARDENNE, M.A. - 1979 - Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoique Superieur dans le Brésil Central. Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI) thése de Doct. d' Etat, Paris, 251 p.

DEUTSCH, S.; LEDENT, D. and PASTEELS, P. - 1965 - Datation par les méthodes Rb/Sr et Pb/U au Laboratoire de Géocronologie du Service de Geologie et de Geochimie Nucleaires. Universite Libre de Bruxelles.

FUCK, R.A. e MARINI, O.J. - 1979 - Projeto São Félix - Geologia da Folha Córrego São Bento. Convênio FUB/ELETRONORTE, 49 p. Brasília (Inédito).

FUCK, R.A. e MARINI, O.J. - 1981 - O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. An.Simp.Craton S.Franc. e Faixas Marginais. 118-130. Salvador.

GIRARDI, V.A.; KAWASHITA, K.; BASEI, M.A.S.; CORDANI, U.G. - 1978 - Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos. An. XXX Congr.Bras.Geol., 1:337-248, Recife.

HARALYI, N.L.E. e HASUI, Y. - 1981 - Anomalias gravimétricas e estruturais maiores do Sul de Goiás. 1º Simp.Geol. do C. oeste. 73-92. Goiânia.

HASUI, Y. e ALMEIDA, F.F.M. - 1970 - Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro. Bol.Soc.Bras.Geol. 19(1): 5-26. São Paulo.

HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M. e KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro - Norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico. XXXI Cong.Bras.Geol., 5: 2659-2678, Camboriú.

HUSSAK, E. - 1894 - Geologia do Planalto Central do Brasil. Relatório da Comissão Explorada do Planalto Central do Brasil.

JAYME FILHO, O. - 1981 - Projeto Canabrava - Porto Real (Síntese). SBG, N. Centro-oeste, Bol. Inf. 10:129-156, Goiânia.

KAWASHITA, K. - 1972 - O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas; Tese de Doutoramento. São Paulo. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (inédito).

LANDERBERGER, E. - 1929 - Beitrag zur Geologie und zur Landeskunde des States Goyas. Zentral - Brasilien.Leipzig. Max Web, 15 p.

LEONARDOS, O.H. - 1938 - Rutilo em Goiaz. Serv. Form. Prod. Min.

Bol. 30: 3-97. Rio de Janeiro.

MARINI, O.J.; BARBOSA, G.V.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A.C. e FUCK, R.A. - 1974 - Projeto Serra Dourada - Relatório Final. UnB/ DNPM. Brasília. (Inédito).

MARINI, O.J.; FUCK, R.A. e FIGUEIREDO, A.N. - 1976 - Projeto São Felix - Relatório Final. Convênio FUB/ELETRONORTE, 125 p. Brasília (Inédito).

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A. e FARIA, A. - 1977 - Contribuição à geologia do pré-Cambriano de Goiás, porção central de Goiás. Rev.Bras.Geol., 7: 304-324. São Paulo.

MARINI, O.J.; LIBERAL, G.S.; REIS, L.T.; TRINDADE, C.A. e SOUZA, S.L. - 1978 - Nova unidade litoestratigráfica do Precambriano do Estado de Goiás. XXX Cong.Bras.Geol. Bol. 1: 126-127. Recife.

MARINI, O.J. e FUCK, R.A. - 1981 - A Formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. Ata do I Simp.Geol. Centro-Oeste, Soc.Bras.Geol., Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 716-744.

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A. - 1981 - Evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. An.Simp.Craton do S.Franc. e Faixas Marg. 100-115. Salvador.

REIS NETO, J.M. e CAMPEDELLI, P.D. - 1978 - Geologia da área Serra da Chapadinha - Folha Córrego São Bento. Projeto São Félix. Convênio FUB/ELETRONORTE. 66 p. Brasília.

REIS NETO, J.M. - 1981 - O Granito Serra da Mesa, I Simp. Geol. C.O. 606-619. Goiânia.

SABOIA, L.A. - 1979 - Os "Greenstone belts" de Crixás e Goiás -

Go. SBG. Núcleo Centro-Oeste, Bol. Inf. 9: 43-72, Goiânia.

SADOWSKI, G.R. - 1983 - Sobre a geologia estrutural de cinturões de cizalhamento continentais - Tese de Livre-Docência, IG-USP, 108 pp. - inédito.

STEIGER, R.H. and JAGER, E. - 1978 - Subcomission on Geocronology Convention on the use of Decay Constant in Geochronology and Cosmocronology and to the Geologic Time Scale; Studies in Geology 6: 67-72, Michigan.

TAPPONIER, P. e MOLNAR, P. - 1977 - Active faulting and tectonics in China - Jour. Geoph. Res., v.82, nº 20, 2905-2930.

TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR, O. e TEIXEIRA, W. - 1981 - Panorama geocronológico do Centro-Oeste Brasileiro: Soluções problemática e sugestões. Ata do I Simp.Geol.Centro-Oeste, Soc. Bras.Geol., Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 93-114.

TORQUATO, J.R. - 1974 - Geologia do Sudeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de Doutoramento. IG-USP, 243 p.(inédito).

WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks- (3ª edição) Springer-Verlag-Berlin.

YORK, D. - 1966 - Least square fitting of a straight line with correlated errors. Earth Plan. Sci Letters, 5, 320-324.

AGRADECIMENTOS

O autor manifesta profundo agradecimento a seu orientador Professor Doutor Umberto Giuseppe Cordani por ter acreditado e apoiado este trabalho, e colaborado de maneira direta através de inúmeras sugestões, reconhecendo-o como o principal incentivador e responsável pela realização desta dissertação; também ao Professor Doutor Koji Kawashita, pelo apoio e colaboração recebido que foi de grande importância.

O autor expressa seus agradecimentos a todas as pessoas e entidades, que direta ou indiretamente, contribuiram para a realização do presente trabalho. Em especial agradece:

À Universidade do Amazonas, por ter dado condições e permitido a realização deste trabalho.

À NUCLEBRÁS, em especial ao Doutor Paulo Miranda de Figueiredo pelo apoio, incentivo e orientação, sem os quais não seria possível realizar as etapas de campo. Aos Geólogos Sebastião Maia de Andrade; Edézio Leão e André Raposo dos Santos, entre outros, pela grande contribuição.

À toda equipe do Projeto RADAMBRASIL, da base de Goiânia, pelo apoio e discussões que foram muito importantes. Em especial ao Geólogo Raimundo M.G.de Montalvão, pela orientação e debates sobre a geologia do Centro-oeste.

Aos Professores do Departamento de Geociências da Universidade de Brasília, que incentivaram e apoiaram, de maneira efetiva, através de doações de amostras e discussões sobre os problemas estratigráficos e geotectônicos da região em estudo.

Aos geocronólogos do Projeto RADAMBRASIL, Colombo G.G.Tassinari, Wilson Teixeira e Oswaldo Siga Jr., pelo apoio e incentivos expressados pelas inúmeras discussões de caráter técni

co-científico.

À família Carrascoza que com seu amor e carinho proporcionou as melhores condições para realizar este estudo.

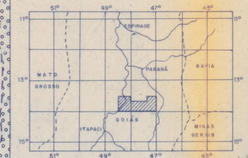
MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO

DA REGIÃO DE CAVALCANTE E MINAÇU - GOIÁS

FIG. 03

ESCALA 1:200.000

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

	SD.22-X-D-VI	SD.23-V-C-III	SD.23-V-C-IV
SD.22-Z-B-III	SD.23-Y-A-I	SD.23-Y-A-II

LEGENDA

TERCIÁRIO / QUATERNÁRIO

- TQdl — Cobertura areno-argilosas e/ou detríticas-lateríticas ferruginosas

PROTEROZÓICO SUPERIOR

- PCp — Grupo Paranoá

PROTEZÓICO MÉDIO / INFERIOR

- PCgn — Granito-gnaisses S. Braca, S. Mesa e S.Dou.
- PCgr — Granitos, dioritos e granófiros

GRUPO ARAÍ

- PCa1 — Formação Traíras
- PCa2 — Formação Arraias
- PCa3 — com metavulcânicas

GRUPO SERRA DA MESA

- PCm — Grupo Serra da Mesa

ARQUEANO / ARQUEOZÓICO (> 2.500 ma)

- PCgd — Corpos Granodioríticos
- PCtx — Formação Ticunzal
- PCbs — Corpos Básicos/ultrabásicos
- PCcb — Complexo Goiano

SIMBOLOGIA

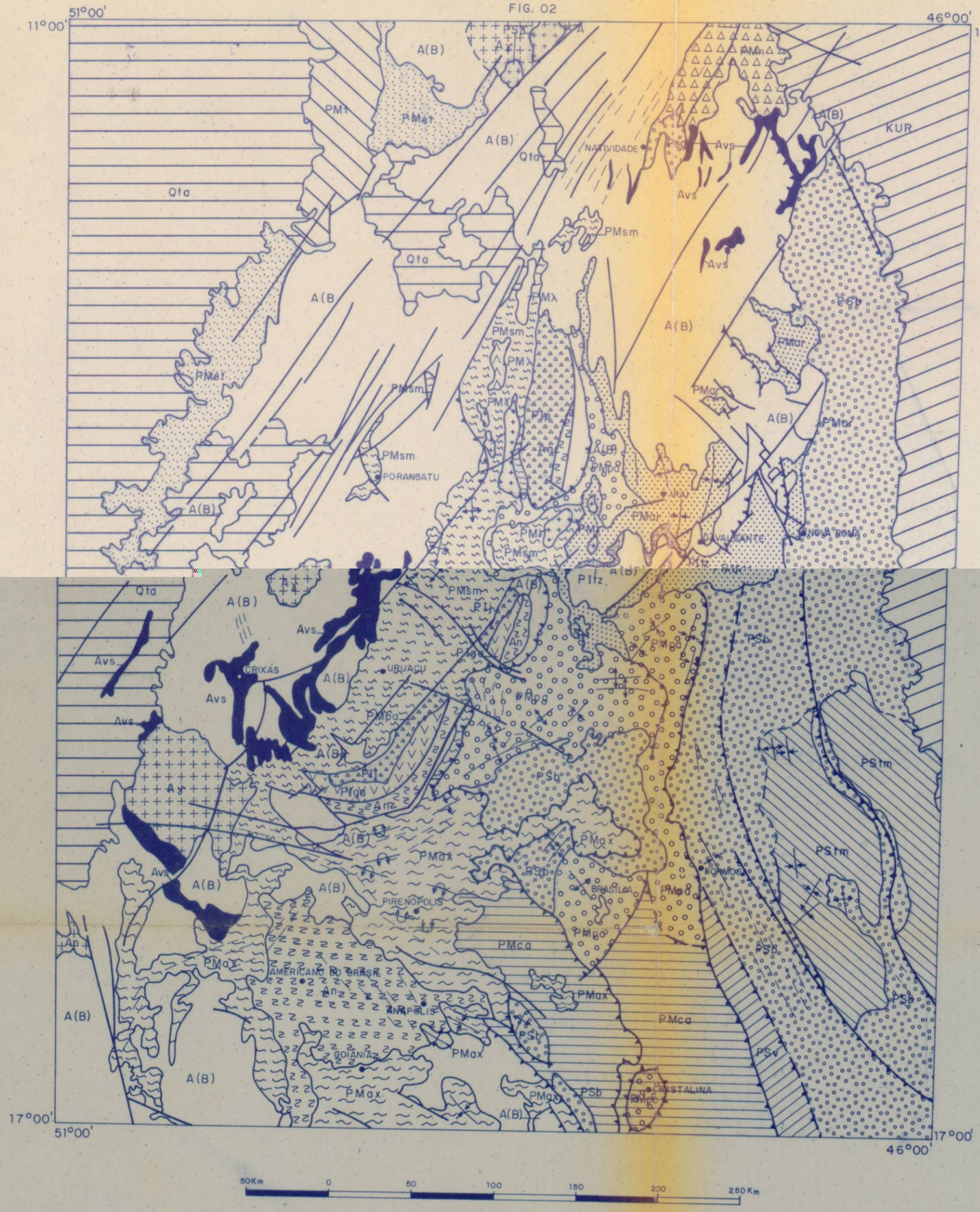
- Contato definido entre duas unidades geológicas
- Contato inferido
- Eixo anticlinal
- Eixo sinclinal
- Eixo anticlinal com caimento
- Eixo sinclinal com caimento
- Eixo de sinclinal com franco invertido e caimento
- Eixo de anticlinal com franco invertido e caimento
- Direção e mergulho de camada
- 30° — Direção e mergulho de camada com valor de mergulho
- Falha
- Falha inferida
- Falha inversa
- Falha com plano vertical
- A / B — Falha normal com indicação do movimento relativo (A - Bloco Alto/B - Bloco Baixo)
- Lineamento estrutural
- Estrada com revestimento souto
- Estrada com transito precário
- Drenagem
- Ponto de coleta de amostras
- Casa ou Fazenda
- Cidade

PROJETO SERRA DOURADA (MARINI et alii, 1974)
PROJETO SÃO FÉLIX (MARINI et alii, 1976 e FUCK e MARINI, 1978)
PROJETO CAMPOS BELOS / CAVALCANTE (MARINI et alii, 1980
PROJETO RIO PRETO (ANDRADE et alii, 1981)

AUTOR: *JOSÉ MANOEL DOS REIS NETO*

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL
(REGIÃO CENTRO-OESTE)

FIG. 02



MAPA GEOLÓGICO DO BRASIL (PARCIAL)

1:2.500.000

TERCIÁRIO / QUATERNÁRIO

Qta

MESOZÓICO

KUR

PROTEROZÓICO SUPERIOR

- Grupo Bambuí Formação Três Marias
- Grupo Bambuí Formação Paraopeba
- Grupo Bambuí - Formação Vazante
- Granitóides

PROTEROZÓICO MÉDIO

- Grupo Paranoá
- Grupo Canastra
- Grupo Natividade
- Grupo Araí
- Grupo Tocantins
- Grupo Estrondo
- Grupo Araxá
- Grupo Serra da Mesa
- Alcalinas
- Granitóides

PROTEROZÓICO INFERIOR

- Formação Ticunzal
- Sequência Palmeirópolis
- Sequência Jucelandia
- Sequência Indaianópolis
- Complexo diferenciado Gabro-Anortosítico

ARQUEANO

- Granulitos e complexos máficos e ultramáficos granulitizados
- Granitóides / Migmatitos
- Sequencia Vulcano sedimentar
- Complexo Granito-Gnaíssico migmatítico

- Contato litológico
- Fratura
- Falha de empurrão
- Anticlinal
- Anticlinal com caimento
- Sinclinal
- Sinclinal com caimento
- Anticlinal revirado
- Cidade
- Sinclinal revirado
- Lineamento estrutural