

Geocronologia da Região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG)

MÔNICA HEILBRON¹, MONICA L. GONÇALVES², WILSON TEIXEIRA³, RUDOLPH A. J. TROUW⁴,
ATAHUALPA V. PADILHA⁵ e KOJI KAWASHITA³

¹Departamento de Geologia/Geofísica, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 20550 Rio de Janeiro, RJ;
²Departamento de Geociências, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 23851 Itaguaí, RJ; ³Departamento de Geologia Geral, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 01498 São Paulo, SP; ⁴Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Ilha do Fundão, 21910 Rio de Janeiro, RJ e ⁵Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendência Regional de Belo Horizonte, Belo Horizonte, MG

*Manuscrito recebido em 8 de setembro de 1988; aceito para publicação em 5 de maio de 1989
credenciado por IGNÁCIO MACHADO BRITO*

ABSTRACT

Rb/Sr, K/Ar and Sm/Nd geochronological data, combined with results from metamorphic and structural investigations, suggest the following geological evolution for the São João Del Rei-Caxambu area:

- Extensive granodioritic magmatism took place between 2,200 and 1,900 Ma, within a probable Archaean-early Proterozoic basement composed of tonalitic gneisses, amphibolites, granulitic rocks and granite - greenstone terrains. Initial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios of approximately 0,707 in the granodiorites favour crustal reworking as the magma source.
- The metasedimentary sequence of São João Del Rei and Andrelândia groups, deposited on top of the above mentioned basement, was affected by a tectono-metamorphic event with Rb/Sr isochronic ages between 1,300 - 900 Ma and Sm/Nd model ages of 1,100 Ma for basic rocks. Some Rb/Sr isochrons indicate ages between 860 and 600 Ma.
- K/Ar cooling ages from amphiboles range a 1,000 - 700 Ma and 520 - 490 Ma, suggesting two metamorphic events.
- Pegmatites and late tectonic granites produced Rb/Sr conventional ages of 670 and 640 Ma, related to the Brazilian Cycle.

Key words: Geocronologia, Precambriano, Minas Gerais.

INTRODUÇÃO

Este trabalho tem por objetivo, mostrar o atual nível de conhecimento geocronológico (Rb/Sr e K/Ar e Sm/Nd) relativo às seqüências metassedimentares dos grupos São João Del Rei e Andrelândia e seu embasamento na região situada entre as cidades de Lavras, São João Del Rei e Barbacena na parte norte, e Lima Duarte e Caxambu na parte Sul.

Para este trabalho foram utilizados dados radiométricos obtidos por Mônica Heilbron, par-

cialmente comunicados (Heilbron, 1984), além de dados referentes a programas inéditos de Mônica L. Gonçalves e Atahualpa V. Padilha (tese de doutoramento).

Todas as idades K/Ar e Rb/Sr foram obtidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As determinações Sm/Nd foram realizadas por Rudolph Trouw no British Geological Survey sob a orientação de R. J. Pankhurst. Os dados analíticos completos destas determinações presentemente discutidas encontram-se nas

Tabelas I, II e III. Todas as determinações Rb/Sr e Sm/Nd foram efetuadas em rocha total, ao passo que as datações K/Ar foram realizadas em fases minerais (biotita, anfibólio e muscovita), à exceção de uma análise também efetuada em rocha total.

As constantes utilizadas para os cálculos geocronológicos são:

a) Método Rb-Sr

$$\lambda \text{Rb}^{87} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87} = 2,59265$$

$$\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$$

b) Método K-Ar

$$\% \text{K}^{40} \text{ em K total} = 0,01167$$

$$\lambda \text{K}^{40} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

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

Para confecção das idades isocrônicas foi utilizado o método de regressão segundo Williamson (1968). Detalhes sobre os métodos geocronológicos podem ser encontrados em Kawashita *et al.*, (1983).

A região investigada tem sido alvo de estudos pormenorizados de um grupo de professores e pesquisadores da Universidade Federal do Rio de Janeiro, enfocando principalmente a estratigrafia das unidades e evolução tectono-metamórfica. Utilizam-se especialmente o mapeamento detalhado e a análise microtectônica como ferramentas de análise. Estes trabalhos já resultaram em sete teses de mestrado (Ribeiro, 1980; Paciullo, 1980;

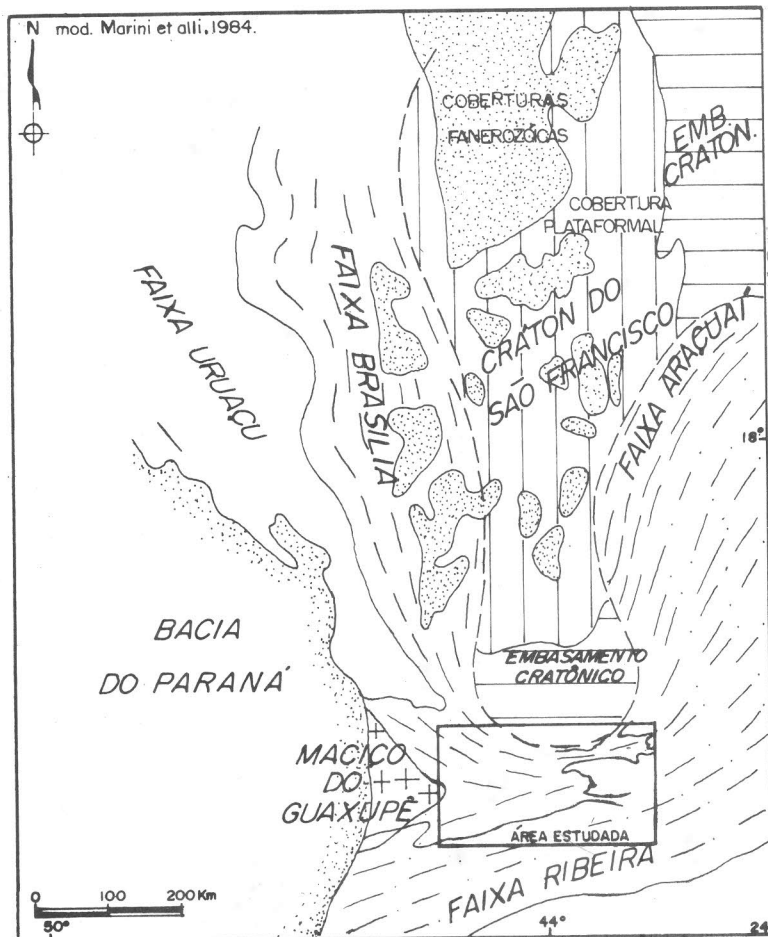


Fig. 1 — Esboço geotectônico da região ao sul do cráton do São Francisco.

Heilbron, 1984; Valeriano, 1985; Magalhães, 1985; Maciel, 1986 e Gonçalves, 1987), além de outras sete em elaboração, e de várias comunicações (Trouw *et al.*, 1980, 1982, 1983, 1984, 1986; Trouw, 1983, 1985; Heilbron, 1983, 1985; Silva, 1984; Gonçalves, 1986 entre outros). A área de ocorrência do Grupo Andrelândia

também foi objeto de estudos por Padilha (inédito).

A situação geotectônica da área investigada pode ser descrita como integrante de uma faixa de dobramentos marginal ao Craton do São Francisco (Fig. 1). Na literatura, a área estudada foi considerada parte integrante dos Paraíbaes por Ebert

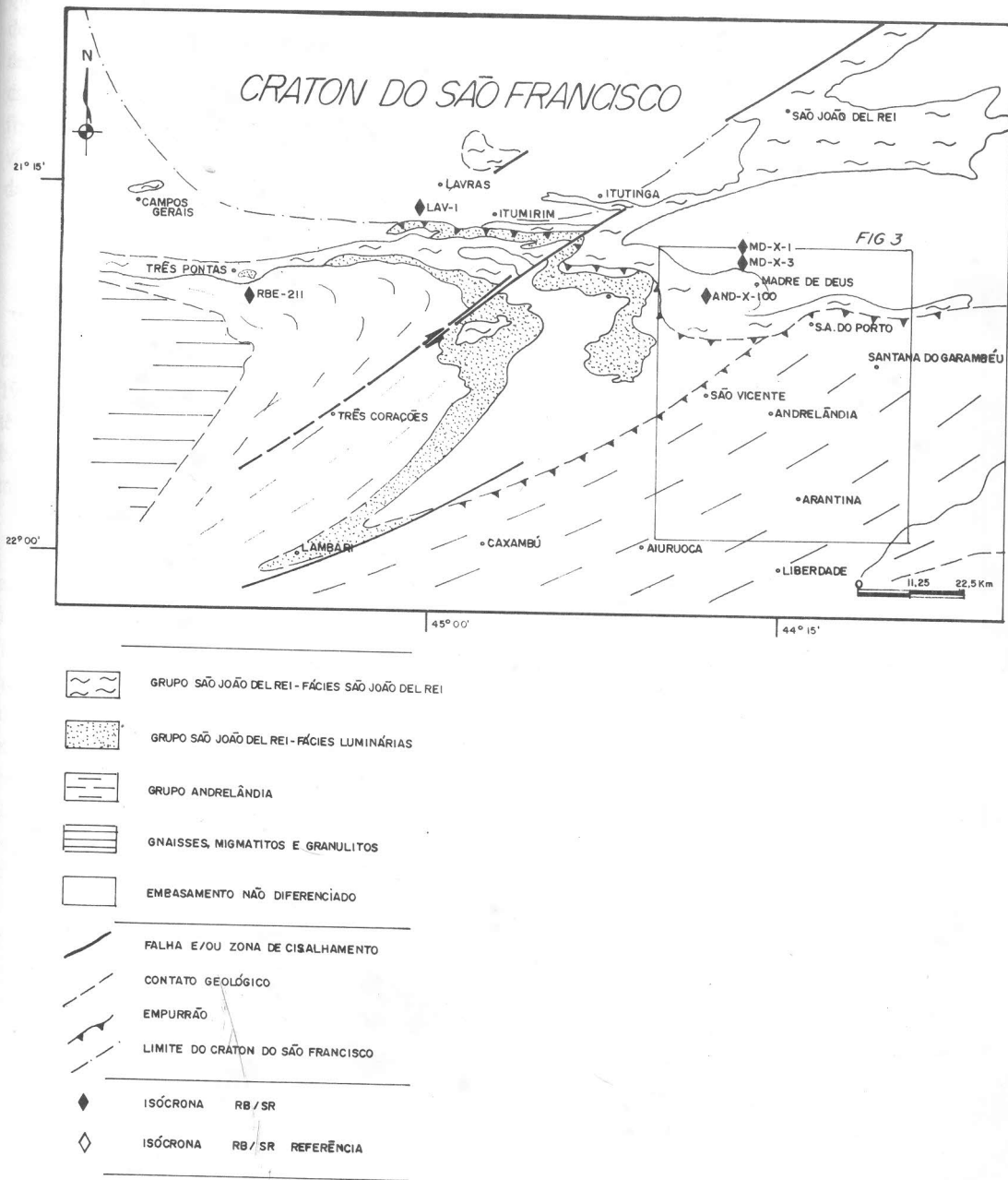


Fig. 2 — Mapa geológico simplificado com a localização das determinações geocronológicas Rb/Sr. Obs: A área delimitada localiza a Figura 3.

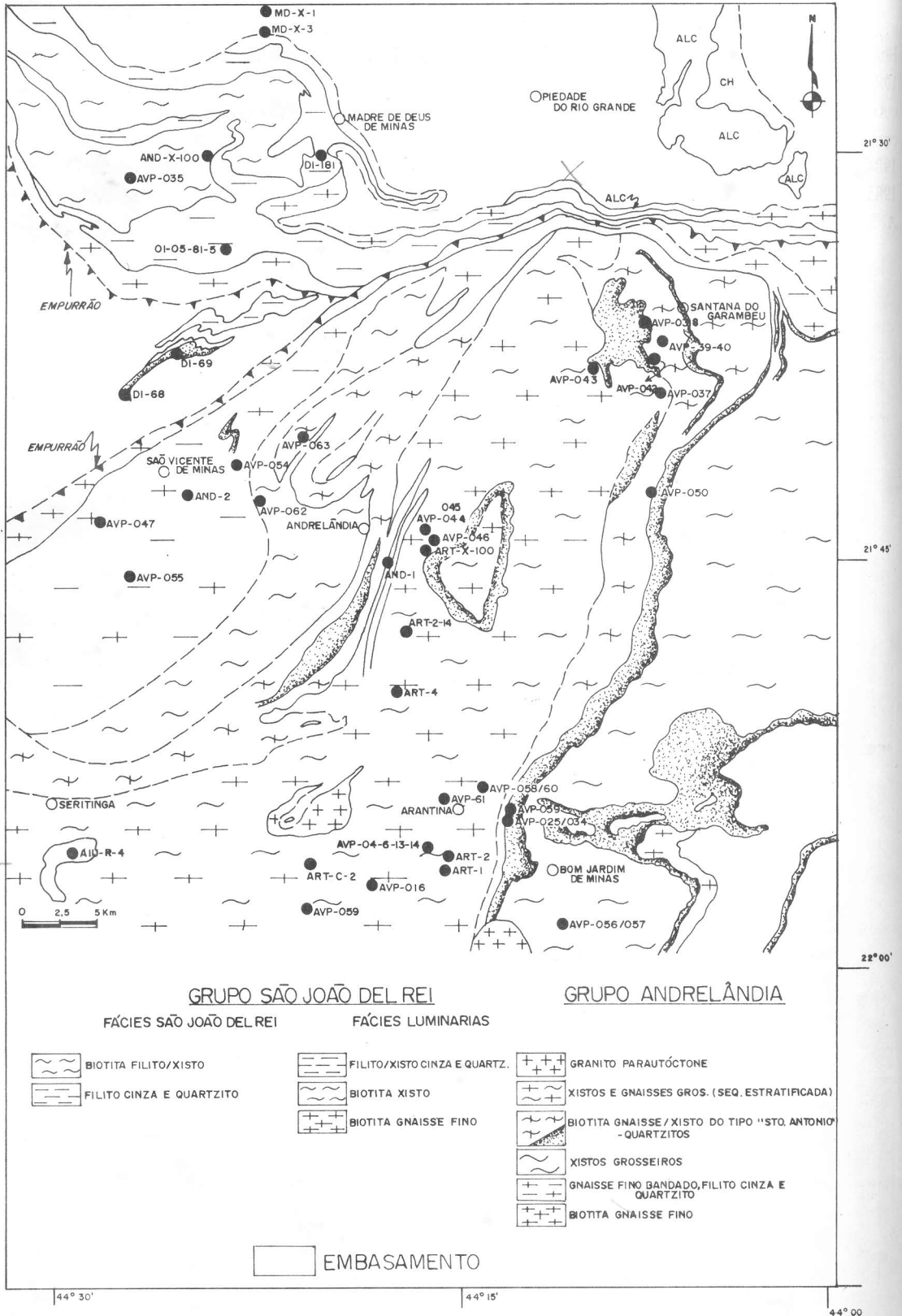


Fig. 3 — Mapa geológico da área entre Piedade do Rio Grande e Bom Jardim de Minas e localização das determinações geocronológicas.

(1971), incluindo sua bifurcação para a faixa Araxáides. Posteriormente, a região foi integrada à faixa Ribeira, ou Atlântica (Almeida *et al.*, 1976 e Hasui, 1982). Também foi considerada por Hasui *et alii* (1984) como uma faixa própria denominada Faixa Alto Rio Grande que englobaria os grupos São João Del Rei e Andrelândia.

Em verdade, os limites da faixa dobrada em questão ainda não se encontram claramente definidos, sendo que este equacionamento depende de correlações litológicas, envolvendo os dados sobre a idade da deformação e do metamorfismo, além de mapeamentos detalhados que ainda vêm sendo elaborados. Por tal razão, prefere-se deixar o nome desta faixa dobrada em aberto.

GEOLOGIA

O atual nível de conhecimento da região, encontra-se descrito em Trouw *et al.*, (1980, 1983, 1984, 1986). Genericamente os litotipos expostos têm sido subdivididos em duas unidades: um "embasamento" e uma seqüência predominantemente metassedimentar (Figs. 2 e 3).

Embasamento

Quanto ao embasamento utiliza-se a seguinte subdivisão (Trouw *et al.*, 1986): a) gnaisses bandados migmatíticos, com intercalações de anfíbolito e hornblenda gnaisses, e subordinadamente charnockitos; b) gnaisses e migmatitos descritos acima, porém com ocorrência de corpos de ortogneisse granodiorítico e faixas estreitas de seqüências vulcano-sedimentares; c) gnaisses bandados com grande incidência de corpos ultramáficos, e ocorrência de um gnaisse fino também bandado interestratificado nas seqüências meta-vulcanossedimentares; d) ortogneisses granodioríticos e graníticos, ocorrendo subordinadamente metagabros e faixas meta-vulcanossedimentares ricas em rochas máfico-ultramáficas que contêm ainda, quartzitos, filitos e gonditos; e) xistos, quartzitos e itabiritos atribuídos ao Supergrupo Minas (Dorr, 1969). São documentadas ainda ocorrências de rochas interpretadas como embasamento, e que ocorrem isoladas no interior do Grupo Andrelândia, tais como o granodiorito de Seritinga e um conjunto de

gnaisses bandados, ortogneisses e anfíbolito que afloram nas proximidades de Santa Rita do Ibitipoca.

O embasamento na parte norte da região aqui considerada (Fig. 2) é constituído por ortogneisses granodioríticos e graníticos, com faixas vulcanossedimentares do tipo "greenstone belt" atribuídas ao Grupo Barbacena (Ebert, 1956a e Pires, 1977). Nesta porção ocorrem ainda biotita-hornblenda gnaisses bandados, localmente migmatíticos. Estes gnaisses atribuídos originalmente ao Grupo Mantiqueira por Barbosa (1954) e Ebert (1956a), ocorrem com maior freqüência em direção sudeste, até que nas porções leste e sul passam a constituir o litotipo predominante do embasamento (Trouw *et al.*, 1986).

Ebert (1956b) denominou de gnaisse Piedade um conjunto de gnaisses finamente bandados, que afloram nas vizinhanças da cidade de Piedade do Rio Grande, atribuindo a eles uma origem sedimentar. Silva *et al.*, (1978) definiram como complexo Piedade os "gnaisses Piedade" de Ebert, os gnaisses do Grupo Mantiqueira e ainda os ortogneisses do Grupo Barbacena. Machado Filho *et al.*, (1983) retomaram o conceito de gnaisse Piedade de Ebert, englobando nele grande parte dos gnaisses bandados do Grupo Mantiqueira.

Nosso grupo de pesquisadores, através da elaboração de mapeamentos detalhados na área de Piedade do Rio Grande (Gonçalves, 1987), chegou à conclusão de que Ebert incluiria na sua conceituação de gnaisse Piedade, gnaisses pertencentes à porção basal do Grupo Andrelândia (Trouw *et al.*, 1984). Outros gnaisses bandados que ocorrem nesta área e que realmente integram o embasamento são semelhantes aos gnaisses do Grupo Mantiqueira, não se justificando portanto uma denominação especial. Na parte nordeste da área da Figura 3, na Serra do Matola, aflora ainda um gnaisse alcalino (Alves *et al.*, 1962; Coutinho, 1968) com charnockitos nas partes leste e sudeste. Todo o conjunto encontra-se intercalado nos gnaisses do Grupo Mantiqueira. Teixeira *et al.*, (1985, 1987a) obtiveram idades do Ciclo Transamazônico para a extremidade sul do Craton do São Francisco, que compreende a porção norte da área aqui considerada.

As faixas do tipo greenstone belts do Grupo Barbacena e os gnaisses do Grupo Mantiqueira seriam mais antigos, provavelmente arqueanos, uma vez que estes tipos litológicos são invadidos pelo granodiorito de Lavras, bem como podem ocorrer como xenólitos no seu interior (Trouw *et al.*, 1986).

Grupo São João Del Rei e Andrelândia

Na área investigada a seqüência metassedimentar superior (Grupos São João Del Rei e Andrelândia) é constituída por quartzitos, filitos, biotita xistos, mármore, biotita gnaisses, rochas calciossilicáticas, xistos máfico-ultramáficos (Fig. 2)

Um dos objetivos deste trabalho é estimar a idade deste conjunto metassedimentar, já descrito detalhadamente por Ebert (1956a, 1956b, 1968, 1971, 1984) e por Trouw *et al.*, (1983, 1984). Os últimos autores consideram os dois Grupos como cronocorrelatos, a partir da observação de transições gradacionais de facies sedimentares entre ambos.

Na literatura várias são as opiniões acerca da idade das unidades metassedimentares:

- Ambos os grupos pertenceriam ao Ciclo Brasileiro (Ebert, 1984; Fonseca *et al.*, 1979; Almeida *et al.*, 1976; Hasui *et al.*, 1984).
- O Grupo São João Del Rei pertenceria ao Ciclo Brasileiro e o Grupo Andrelândia ao Ciclo Uruaçuano (Almeida *et al.*, 1973; Weenick *et al.*, 1981; Schobbenhaus *et al.*, 1984).
- Ambos os grupos possuiriam idades transamazônicas (Machado Filho *et al.*, 1983; Ribeiro, 1984). Esta última proposta é baseada na observação de que em alguns pontos, os metassedimentos possivelmente referidos nestes grupos, encontram-se cortados por rochas graníticas, supostamente gerados no Ciclo Transamazônico.

Em verdade, como uma idade máxima para esta seqüência metassedimentar pode-se admitir a idade das intrusões graníticas e granodioríticas no embasamento (em torno de 1.900 Ma) que, segundo vem demonstrando o mapeamento detalhado, nunca invadem esta seqüência litológica.

Seguindo esta linha de raciocínio, a hipótese provável para as unidades é a que considera uma idade equivalente para os dois grupos (foram ob-

servadas transições laterais entre os dois) e mais jovem que o Ciclo Transamazônico, abrangendo portanto, todo o período de tempo entre 2.000 e 600 Ma.

Dados pré-existentes na literatura acerca destes grupos são um isócrona de 1.982 Ma no granodiorito do embasamento (Heilbron, 1984), e uma idade mínima obtida pelo método K/Ar em filitos do Grupo São João Del Rei (Ebert, 1984).

Em termos descritivos as unidades estratigráficas que ocorrem no mapa da Figura 2 são as seguintes: Grupo São João Del Rei: a) Facies Luminárias, compreendendo da base para o topo: biotita gnaiss fino, quartzito, biotita xisto, filito/xisto cinza e quartzito, biotita gnaiss fino, quartzito e biotita gnaiss fino; b) Facies São João Del Rei, sendo formada da base para o topo por: quartzitos, metaconglomerados, filitos listrados/calciofilitos/mármore, filitos cinzas e quartzitos, e biotita filito/xistos. Já o Grupo Andrelândia compreende biotita gnaiss fino, gnaiss fino bandado/filito cinza e quartzito, xistos grosseiros, biotita gnaiss/xisto do tipo Santo Antônio/quartzito, xistos e gnaisses grosseiros com rochas ultramáficas, calciossilicáticas e anfíbolitos (seqüência estratificada), e no topo um granito parautóctone.

→ A evolução tectono-metamórfica deste conjunto tem sido alvo de estudos pormenorizados, baseados principalmente em observações microtectônicas (Trouw *et al.*, 1982, 1984). As conclusões destes estudos são resumidas na Figura 5 e no mapa metamórfico (Fig. 4). Este quadro mostra que regionalmente ocorrem três fases de deformação (D₁, D₂ e D₃) e dois eventos metamórficos. O primeiro e principal evento metamórfico atingiu seu auge durante a segunda fase de deformação. Este pulso metamórfico imprimiu paragêneses de facies xisto verde inferior na parte norte, passando gradativamente à facies anfíbolito em direção ao sul (Heilbron, 1983, 1984, 1985), e culminando com início da anatexia no extremo sul da área (Andrelândia/Arantina). Um segundo metamorfismo associado à terceira fase de deformação foi detectado, originando paragêneses da facies xisto verde na porção central e norte da área, até pelo menos a área de

Andrelândia. Existem indícios de que a temperatura tenha aumentado em direção ao sul, atingindo a zona do K-Feldspato+sillimanita na região sul de Bom Jardim de Minas, e da cordierita em Santa Rita do Jacutinga. É provável que este aumento em temperatura esteja ainda

relacionado à terceira fase de deformação (Fig. 5).

As duas primeiras fases deformacionais provocaram intensa deformação dúctil em toda a região, resultando em estruturas de baixo ângulo tais como dobras recumbentes, zonas de cisalha-

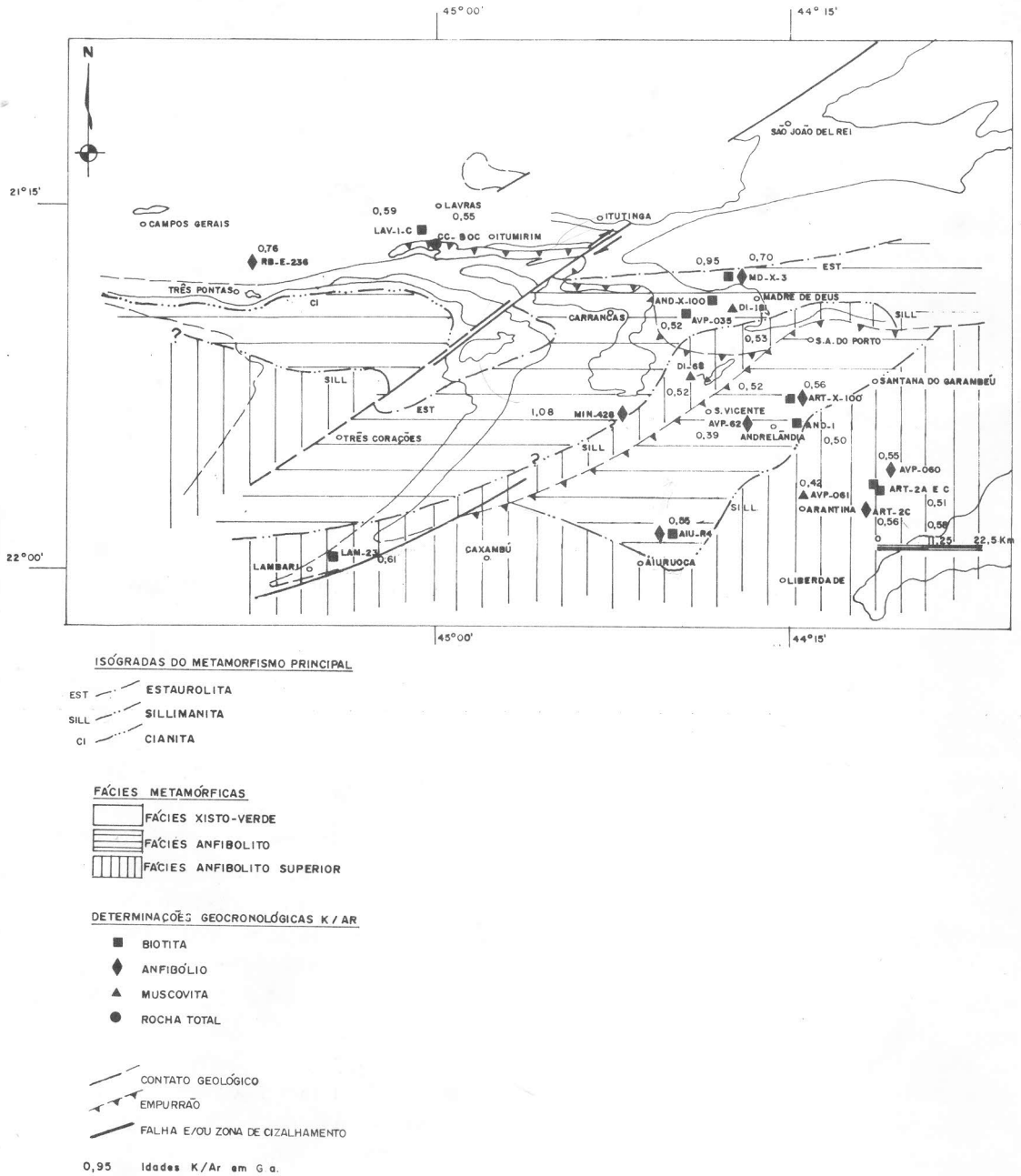


Fig. 4 — Mapa metamórfico simplificado com a localização das determinações geocronológicas K/Ar.

D ₁		D ₂		D ₃	
Dobras isoclinais, clivagem ardosiana S ₁ , lineação mineral L _m , empurrões		Dobras apertadas, com planos axiais subhorizontais, clivagem xistossidade de crenulação nas litologias menos competentes, lineação de crenulação. Lineação mineral. Empurrões tardios?		Dobras abertas a apertadas, com planos axiais subverticais, falhas e/ou zonas de cisalhamento associadas, localmente S ₃ crenulação. Em direção a sul D ₃ se intensifica e xistossidade geral parece ser um acúmulo se S ₂ e S ₃ .	
— qzo			— recrist.		
— musc			— recrist.		
— clor					— musc II
— biotita					— clor II
— cloritóide			— recrist.		— ctd II
— granada					
— cianita	?				
— estauroлита				?	
— sillimanita		?		?	— sill II
— Kfeldspato		KF ₁			— KF ₂
— cordierita					— cord

Fig. 5 — Evolução Tectono-Metamórfica.

mento e empurrões, associados à formação de clivagens e lineações. Localmente estes empurrões assumem a dimensão de nappes. A vergência dos dobramentos e a direção dos empurrões não foi homogênea porém, importantes encurtamentos crustais no sentido N-S foram localmente comprovados (Trouw *et al.*, 1980, 1982; 1983; Maciel, 1986 e Gonçalves, 1987).

Entre este evento (considerando que D₁ e D₂ são o resultado de uma deformação progressiva) e a terceira fase de deformação (D₃), pelo menos na parte norte da área, parece existir uma mudança brusca em estilo tectônico e condições metamórficas (P, T), sugerindo um intervalo de tempo considerável entre elas. As estruturas D₃ não têm um caráter homogêneo, tanto em intensidade de deformação como em orientação. Só localmente formou-se uma clivagem penetrativa e o apertamento das dobras e crenulações variam de local para local. Planos axiais e clivagens são geralmente íngremes. As vergências das dobras

são predominantemente para NW, e esta fase parece refletir encurtamento crustal no sentido SE-NW, variando para E-W. As microestruturas indicam condições P e T menos elevadas durante esta fase, o que se reflete nas meso e microestruturas que já se encontram no campo transicional entre a deformação dúctil e rúptil. Algumas zonas de cisalhamento íngremes, com direção NE e movimento dextral, foram descritas (Trouw *et al.*, 1982; Heilbron, 1984). Localmente algumas destas zonas gradam para falhas.

Nas vizinhanças de Andrelândia e Arantina ocorrem numerosos diques e veios pegmatíticos, além de corpos de até 2-3 km de diâmetro de granito associado. As relações com as estruturas indicam uma gênese tardi-D₂, uma vez que certas estruturas D₂ foram ainda nitidamente impressas no granito, enquanto outras já são cortadas por estes corpos. A formação destes granitos pode estar associada à anatexia atingida no final de D₂ ou durante a Fase D₃ que parece também estar as-

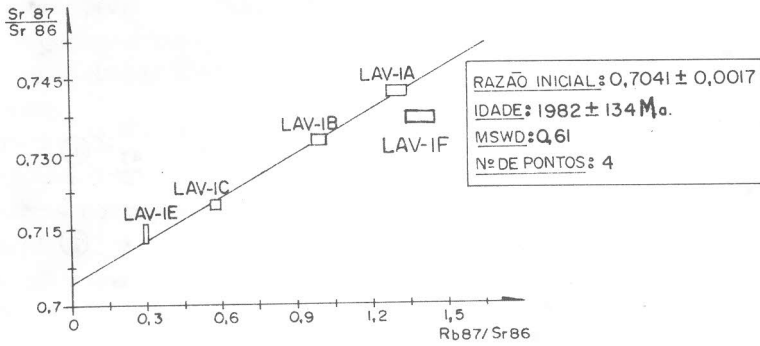


Fig. 6 — Isócrona Rb/Sr do granodiorito LAV-1.

sociada a condições metamórficas de grau forte na porção sul da área (Fig. 5).

GEOCRONOLOGIA

Rochas do Embasamento

Foram selecionadas para análise amostras representativas de quatro tipos litológicos pertencentes ao embasamento (Fig. 2). Os resultados geocronológicos obtidos acham-se sumarizados nas Tabelas I e II.

No primeiro tipo litológico investigado trata-se de um ortogneisse cinzento, com composição granodiorítica e xistosidade pouco pronunciada. Localmente possui bandas claras e grosseiras, também com composição granodiorítica. Este conjunto é cortado por várias gerações de veios quartzo-feldspáticos, que conferem à rocha um caráter migmático local (por injeção). A idade isocrônica obtida foi de 1.982 + 134 Ma (Fig. 6). A razão inicial (0,7041) sugere que o material tenha sido gerado no próprio Ciclo Transamazônico. Por outro lado, um ponto analítico (LAV 1-F) situou-se abaixo do alinhamento, sugerindo que seu sistema isotópico tenha sido parcialmente rejuvenescido. Ainda para o granodiorito gnaisse foi obtida uma idade K/Ar de 595 ± 18 Ma em biotita, padrão esse relativamente mais antigo do que o padrão Brasileiro comum de resfriamento (cerca de 550 a 450 Ma) comumente reportado na literatura.

Tentativamente foram analisadas também, várias amostras de gnaisse migmatítico MD-X-1.

Trata-se de um gnaisse cinzento, bandado, com composição tonalítica, com níveis ricos em blastos de plagioclásio e aplitos quartzo-feldspáticos. É cortado por um gnaisse cinza claro, também bandado, com composição granodiorítica. Todo o conjunto acima é invadido ainda por aplitos graníticos rosados. A distribuição dos pontos no diagrama isocrônico (Fig. 7) mostra claramente que estas gerações de rochas ígneas não pertencem a um único evento magmático, ou que o sistema químico não permaneceu fechado.

As duas idades aparentes K/Ar (765 ± 23 Ma e 1086 ± 41 Ma) obtidas nos anfibolitos Rbe-pt 236 e Min-428, que ocorrem intercalados respectivamente na seqüência máfica-ultramáfica do Grupo Barbacena e no gnaisse bandado migmatítico, são importantes pois refletem idades rejuvenescidas pré-Brasilianas, sugerindo que o

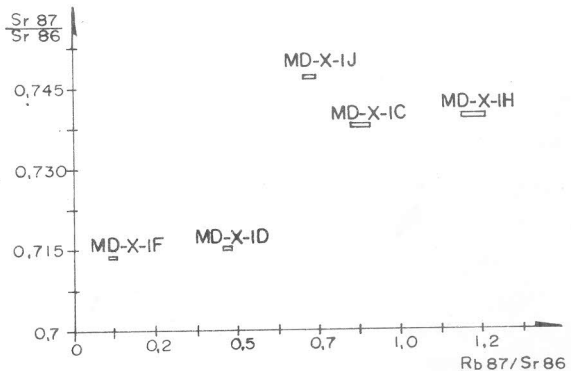


Fig. 7 — Gnaisses migmatíticos MD-X-1.

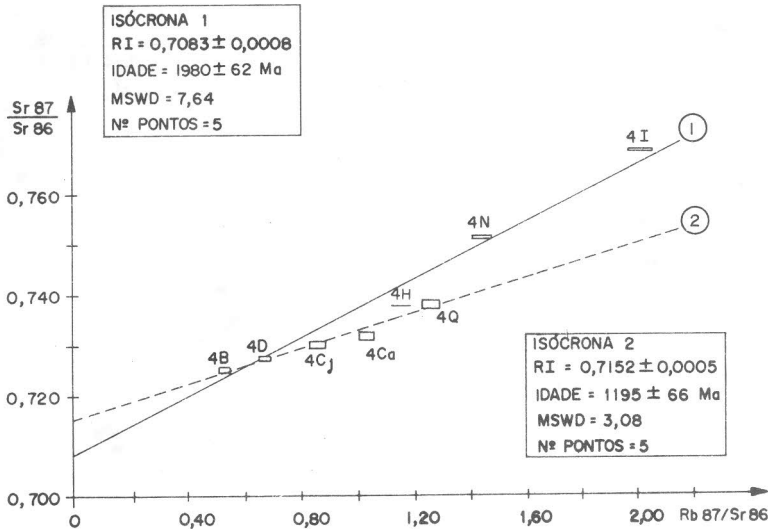


Fig. 8 — Isócronas para o granodiorito gnaiss de Seritinga (AIU-R-4)

embasamento é policíclico e de idade mais antiga, conforme será comentado posteriormente.

O corpo de Seritinga (AIU-R-4 Fig. 8) possui forma lenticular dobrada, com cerca de 10km de comprimento e 2km de largura máxima, encaixando-se aparentemente nos xistos e gnaisses aluminosos do Grupo Andrelândia. O contato entre estas unidades é caracterizado por uma faixa de migmatitos sem cianita, sillimanita e granada, que são minerais típicos para as litologias do Grupo Andrelândia. Trata-se de uma rocha homogênea, sem bandamento, caracterizada por "clots" de biotita dispersos numa matriz félsica de composição granodiorítica. É cortada por aplitos quartzo-feldspáticos e apresenta, via de regra, uma forte lineação mineral. Em vários pontos foram observados enclaves escuros com aparência de xenólitos.

O comportamento isotópico Rb/Sr de cinco das oito amostras analisadas (Fig. 8) sugere em diagrama uma idade de 1980 ± 62 Ma, semelhante à idade isocrônica obtida no granodiorito-gnaiss de Lavras (LAV 1). Entretanto, a R.I. (0,708) é mais elevada, podendo-se aventar a possibilidade de um retrabalhamento de material com vivência crustal anterior. É interessante também notar que alguns dados analíticos Rb/Sr (Fig. 8, reta tracejada) sugerem a imposição de um evento

metamórfico com cerca de 1.195 Ma. Por outro lado, a biotita analisada método K/Ar forneceu idade de 550 ± 16 Ma, refletindo a forte influência termal referente ao Ciclo Brasileiro.

Comentários referentes aos resultados geocronológicos obtidos para o embasamento

Os ortognaisses granodioríticos intrusivos nas faixas máfico-ultramáficas do Grupo Barbacena, que afloram na parte norte-nordeste da área considerada, indicaram idades Rb/Sr, entre 2,1 e 1,9 Ga. Este padrão radiométrico é compatível com os dados reportados em Teixeira (1982) e Teixeira *et alii*, (1985 e 1987a) que advogam dois eventos formadores de rochas para a porção sul do Craton do São Francisco: um evento arqueano tardio (cerca de 2,7 Ga) e outro de remobilização crustal com acreção magmática subordinada no Proterozóico Inferior (2,3 a 1,9 Ga).

As determinações realizadas no corpo granodiorítico, localizado ao sul da cidade de Seritinga (Fig. 2), forneceram uma idade com cerca de 1,98 Ga, sugerindo também um possível retrabalhamento há 1,20 Ga atrás. Tais resultados reforçam a hipótese de que este corpo tenha sido formado no Ciclo Transamazônico, fazendo parte do embasamento, e que posteriormente durante o Proterozóico Médio/Superior tenha sido afetado por eventos tectono-termiais. A idade de cerca de

1,20 Ga refletiria uma provável remobilização isotópica de Sr contemporânea ao auge do metamorfismo principal das seqüências metasedimentares superiores.

As razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} obtidas nas isócronas LAV-1 e AIU-R-4, com cerca de 0,704 e 0,708 sugerem valores compatíveis respectivamente, para uma acreção de material de origem juvenil e de retrabalhamento crustal.

Já com relação aos gnaisses bandados que ocorrem na porção este/sudeste da área, não foram obtidos resultados Rb/Sr que propiciassem uma interpretação definitiva.

Em termos regionais, Machado Filho *et al.*, (1983) obtiveram isócronas transamazônicas (cerca de 2.160 Ma) para o chamado Complexo Piedade, que a nosso ver é equivalente aos gnaisses bandados. As elevadas razões iniciais desses diagramas e o comportamento de alguns pontos situados acima da última isócrona, levaram os autores (*op. cit.*) a propor que a deformação do Complexo Piedade teria ocorrido na Ciclo Transamazônico, embora admitindo a possibilidade destas rochas terem sido formadas anteriormente. Resultados Rb/Sr e Pb/Pb em rochas de alto grau metamórfico da região de Acaiaca (Teixeira *et al.*, 1987b), recentemente obtidas no CPGeo/USP, corroboram com tal interpretação.

Em síntese, o conjunto radiométrico Rb/Sr disponível reforça a proposta original (Teixeira, 1985), de que um importante evento regional teria ocorrido no Proterozóico Inferior (entre 2,3 e 1,9 Ga), e que corresponderia ao último evento que afetou o embasamento da área investigada, anteriormente à deposição dos Grupos São João Del Rei e Andrelândia.

Metassedimentos dos Grupos São João Del Rei e Andrelândia

Na expectativa de esclarecer a evolução cronometamórfica dessas unidades foram realizadas 48 determinações pelo método Rb/Sr (Tab. I), 14 determinações K/Ar em fases minerais e em rocha total (Tab. II) e 2 análises Sm/Nd (Tab. III), distribuídas nos seguintes tipos litológicos (ver também Figs. 2, 3 e 4).

A amostragem foi realizada com o objetivo de obtermos isócronas Rb/Sr a nível de afloramento do maior número possível de unidades litoestratigráficas. No caso das isócronas de referência tivemos o cuidado de escolher afloramentos próximos e que seguramente pertenciam à mesma unidade litoestratigráfica. As litologias do Grupo Andrelândia tiveram uma maior densidade de amostragem pelo fato de possuírem menor grau de alteração e de apresentarem uma composição química teoricamente mais adequada para os métodos geocronológicos escolhidos. As determinações K/Ar e Sm/Nd visavam completar o quadro geocronológico da faixa dobrada em questão.

DETERMINAÇÕES Rb/Sr e K/Ar

- biotita xistos e/ou gnaisses homogêneos que apresentam um dos elos de relação entre os Grupos São João Del Rei e Andrelândia (AND-1, AND-X-100, LAM-23, AVP-038 a 040, AVP-045, AVP-050, AVP-025 a 034 e AVP-058 e 060).

- gnaisse bandado com granulometria fina, com níveis centimétricos de xistos (AND-2, AVP-047, AVP-054, AVP-055), pertencentes ao Grupo Andrelândia.

- gnaisses aluminosos contendo granada, cianita e sillimanita, localmente migmatíticos do Grupo Andrelândia (ART-2, RBE-211, ART-X-100, AVP-6, AVP-13, AVP-14 e AVP-037).

- Filitos grafitosos e biotita xistos do Grupo São João Del Rei (DI-181 e 010585-5, CCBOC, 010581/6A, 010581/6F).

- pegmatitos e turmalina que invadem as litologias do Grupo Andrelândia (ART-1 e ART-4).

- muscovita quartzito (DI-68).

DETERMINAÇÕES Sm/Nd

- foram realizadas 2 determinações em anfíbolitos (Art2-14 e ArtC-2) intercalados no Grupo Andrelândia.

Idades Rb/Sr

Apesar do número bastante significativo de determinações realizadas, os resultados dos diagramas isocrônicos não lograram definir precisamente os eventos maiores que atingiram estas unidades. Tal fato se deve provavelmente às características detriticas dos materiais analisados com contribuição de fontes distintas, e que são

TABELA I
Determinações Rb/Sr em Rocha Total

EMBASAMENTO								
Nº LAB.	Nº CAMPO	ROCHA	RUBÍDIO (ppm)	ESTRÔNCIO (ppm)	Rb ⁸⁷ /Rb ⁸⁷	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	COORDENADAS	
							Latitude	Longitude
5914	LAV-1 A	gnaiss	149,6	332,4	1,31 ± 0,04	0,7420 ± 0,0010	21°18'	45°02'
5915	LAV-1 B	gnaiss	148,7	430,6	1,00 ± 0,03	0,7325 ± 0,0011	21°18'	45°02'
5916	LAV-1 C	gnaiss	106,0	528,4	0,58 ± 0,02	0,7200 ± 0,0009	21°18'	45°02'
5839	LAV-1 E	gnaiss	55,5	527,5	0,30 ± 0,01	0,7142 ± 0,0018	21°18'	45°02'
5840	LAV-1 F	gnaiss	148,7	313,8	1,38 ± 0,04	0,7366 ± 0,0008	21°18'	45°02'
6846	MD-X-1C	gnaiss migmatítico	76,3	253,2	0,88 ± 0,03	0,7380 ± 0,0001	21°25'	44°22'
6847	MD-X-1D	gnaiss migmatítico	69,2	425,4	0,47 ± 0,01	0,7154 ± 0,0001	21°25'	44°22'
6848	MD-X-1F	gnaiss migmatítico	30,3	762,8	0,12 ± 0,01	0,7137 ± 0,0001	21°25'	44°22'
6849	MD-X-1H	gnaiss migmatítico	120,4	284,3	1,23 ± 0,04	0,7400 ± 0,0001	21°25'	44°22'
6850	MD-X-1J	gnaiss migmatítico	51,5	206,0	0,73 ± 0,02	0,7471 ± 0,0001	21°25'	44°22'
7721	AIU-R4B	granodiorito gnaiss	86,5	465,9	0,54 ± 0,02	0,7246 ± 0,0002	21°55,5'	44°29,5'
7722	AIU-R4C1	granodiorito gnaiss	138,3	458,9	0,87 ± 0,03	0,7298 ± 0,0003	21°55,5'	44°29,5'
7723	AIU-R4C2	granodiorito gnaiss	125,4	350,8	1,04 ± 0,03	0,7316 ± 0,0004	21°55,5'	44°29,5'
7724	AIU-R4H	granodiorito gnaiss	140,7	353,9	1,15 ± 0,03	0,7375 ± 0,0001	21°55,5'	44°29,5'
7725	AIU-R4I	granodiorito gnaiss	165,2	237,3	2,03 ± 0,06	0,7682 ± 0,0003	21°55,5'	44°29,5'
7726	AIU-R4N	granodiorito gnaiss	130,7	262,2	1,45 ± 0,04	0,7510 ± 0,0004	21°55,5'	44°29,5'
7727	AIU-R4O	granodiorito gnaiss	108,6	464,1	0,68 ± 0,02	0,7269 ± 0,0004	21°55,5'	44°29,5'
7728	AIU-R4Q	granodiorito gnaiss	166,9	383,8	1,26 ± 0,04	0,7382 ± 0,0004	21°55,5'	44°29,5'
METASSEDIMENTOS								
Nº LAB.	Nº CAMPO	ROCHA	RUBÍDIO (ppm)	ESTRÔNCIO (ppm)	Rb ⁸⁷ /Rb ⁸⁷	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	COORDENADAS	
							Latitude	Longitude
5841	AND-2 B	gnaiss bandado	71,6	126,1	1,80 ± 0,05	0,7616 ± 0,0015	21°42,5'	44°25'
5842	AND-2 D	gnaiss bandado	85,1	98,9	2,40 ± 0,07	0,7824 ± 0,0032	21°42,5'	44°25'
5843	AND-2 E	gnaiss bandado	215,9	177,2	3,47 ± 0,10	0,7591 ± 0,0010	21°42,5'	44°25'
5844	AND-2 G	gnaiss bandado	80,0	90,6	3,03 ± 0,09	0,7834 ± 0,0014	21°42,5'	44°25'
5830	AND-1 A	biotita xisto	141,7	230,2	1,78 ± 0,05	0,7261 ± 0,0015	21°45'	44°17,5'
5831	AND-1 C	biotita xisto	133,6	96,6	4,02 ± 0,11	0,7628 ± 0,0017	21°45'	44°17,5'
5832	AND-1 E	biotita xisto	73,9	231,6	0,92 ± 0,03	0,7134 ± 0,0017	21°45'	44°17,5'
5833	AND-1 F	biotita xisto	98,2	195,2	1,46 ± 0,04	0,7178 ± 0,0012	21°45'	44°17,5'
5835	ART-2 A	gran-ci-sill-biot-gnaiss	89,7	161,0	1,62 ± 0,05	0,7442 ± 0,0011	21°55,5'	44°15'
5836	ART-2 B	gran-ci-sill-biot-gnaiss	69,5	214,5	0,94 ± 0,03	0,7412 ± 0,0022	21°55,5'	44°15'
5837	ART-2 D	gran-ci-sill-biot-gnaiss	106,5	185,3	1,67 ± 0,05	0,7454 ± 0,0011	21°55,5'	44°15'
5838	ART-2 F	gran-ci-sill-biot-gnaiss	86,3	255,3	0,98 ± 0,03	0,7349 ± 0,0008	21°55,5'	44°15'
5825	DI-68	muscovita/quartzito	542,0	63,6	25,20 ± 0,70	0,9285 ± 0,0018	21°36,5'	44°27,5'
5826	DI-181	xisto	150,5	214,5	2,04 ± 0,06	0,7495 ± 0,0018	21°30'	44°20'
5827	010581-5	xisto	146,6	82,7	5,17 ± 0,15	0,7807 ± 0,0014	21°34'	44°24'
5829	010581-6A	xisto	115,2	251,7	1,33 ± 0,04	0,7390 ± 0,0015	21°34'	44°24'
5828	010581-6F	xisto	100,6	313,9	0,93 ± 0,03	0,7341 ± 0,0010	21°34'	44°24'
6851	AND-X-100A	biotita-xisto	92,2	135,7	1,97 ± 0,06	0,7491 ± 0,0001	21°30'	44°24,5'
7742	AND-X-100B	biotita-xisto	58,4	147,8	1,15 ± 0,03	0,7417 ± 0,0004	21°30'	44°24,5'
7743	AND-X-100D	biotita-xisto	119,4	97,3	3,57 ± 0,10	0,7608 ± 0,0056	21°30'	44°24,5'
7729	ART-X-100B	pegmatito	30,6	578,4	0,15 ± 0,01	0,7172 ± 0,0005	21°30'	44°24,5'
7730	ART-X-100C	pegmatito	263,1	115,3	6,64 ± 0,19	0,7656 ± 0,0012	21°30'	44°24,5'

(continua)

TABELA I (continuação)

METASSEDIMENTOS								
Nº LAB.	Nº CAMPO	ROCHA	RUBÍDIO (ppm)	ESTRÔNCIO (ppm)	Rb ⁸⁷ /Rb ⁸⁷	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	COORDENADAS	
							Latitude	Longitude
7731	ART-X-100D	granada-gnaiss migm.	170,7	168,7	2,95 ± 0,08	0,7745 ± 0,0002	21°45'	44°16'
7732	ART-X-100E	granada-gnaiss migm.	107,2	164,4	1,89 ± 0,05	0,7390 ± 0,0002	21°45'	44°16'
7733	ART-X-100F	granada-gnaiss migm.	202,3	88,7	6,64 ± 0,19	0,7748 ± 0,0002	21°45'	44°16'
7734	ART-X-100G	granada-gnaiss migm.	122,9	356,0	1,00 ± 0,03	0,7256 ± 0,0006	21°45'	44°16'
7744	ART-X-100H	granada-gnaiss migm.	111,0	221,0	1,46 ± 0,04	0,7194 ± 0,0002	21°45'	44°16'
7745	RbE-211B	granada-gnaiss migm.	152,4	148,5	2,99 ± 0,08	0,7595 ± 0,0004	21°22'	45°23'
7746	RbE-211C	granada-gnaiss migm.	144,6	133,8	3,14 ± 0,09	0,7532 ± 0,0003	21°22'	45°23'
7748	RbE-211E	granada-gnaiss migm.	217,9	53,5	11,94 ± 0,03	0,8347 ± 0,0004	21°22'	45°23'
7749	RbE-211F	granada-gnaiss migm.	339,0	132,7	7,45 ± 0,21	0,7890 ± 0,0001	21°22'	45°23'
7750	RbE-211I	granada-gnaiss migm.	154,9	636,4	0,71 ± 0,02	0,7169 ± 0,0003	21°22'	45°23'
7751	RbE-211J	granada-gnaiss migm.	158,0	279,6	1,64 ± 0,05	0,7277 ± 0,0001	21°22'	45°23'
7107	AVP-006*	gran-cian-sill-biot-gnaiss	125,2	277,3	1,311 ± 0,037	0,74141 ± 0,00114	21°55,5'	44°16'
7108	AVP-013*	gran-cian-sill-biot-gnaiss	177,5	290,2	1,777 ± 0,050	0,74632 ± 0,00042	21°55,5'	44°16'
6905	AVP-014*	gran-cian-sill-biot-gnaiss	176,3	278,4	1,840 ± 0,052	0,74636 ± 0,00029	21°55,5'	44°16'
7676	AVP-045*	estaur-cia-biot xisto feldspático	90,6	186,2	1,411 ± 0,040	0,72715 ± 0,00070	21°45'	44°16'
7678	AVP-050*	estaur-cia-biot xisto feldspático	78,6	221,8	1,027 ± 0,029	0,71687 ± 0,00074	21°42,5'	44°07'
7670	AVP-037*	estaur-gran-biot xisto	76,7	184,0	1,208 ± 0,034	0,71732 ± 0,00027	21°40'	44°06,5'
7672	AVP-039*	estaur-gran-biot xisto	90,3	210,6	1,242 ± 0,035	0,71748 ± 0,00029	21°37,5'	44°06,5'
7673	AVP-040*	estaur-gran-biot xisto	66,9	208,0	0,932 ± 0,026	0,71475 ± 0,00019	21°37,5'	44°06,5'
7674	AVP-042*	estaur-gran-biot xisto	92,4	193,9	1,381 ± 0,039	0,71922 ± 0,00018	21°38'	44°06'
7675	AVP-043*	estaur-gran-biot xisto	142,4	117,5	3,520 ± 0,099	0,74500 ± 0,00014	21°41'	44°09'
7216	AVP-025*	muscov-quartzo xistos	232,8	153,8	4,411 ± 0,124	0,77781 ± 0,00040	21°54,5'	44°12'
7217	AVP-027*	muscov-quartzo xistos	196,0	186,1	3,063 ± 0,086	0,75745 ± 0,00031	21°54,5'	44°12'
7218	AVP-029*	muscov-quartzo xistos	262,0	159,7	4,779 ± 0,134	0,77348 ± 0,00051	21°54,5'	44°12'
7219	AVP-031*	muscov-quartzo xistos	184,8	202,7	2,650 ± 0,075	0,75260 ± 0,00026	21°54,5'	44°12'
7349	AVP-033*	muscov-quartzo xistos	204,3	182,9	3,250 ± 0,091	0,76074 ± 0,00015	21°54,5'	44°12'
7680	AVP-054*	gnaiss bandado	84,1	126,6	1,934 ± 0,054	0,77043 ± 0,00025	21°41'	44°23'

* Pesquisa geocronológica inédita desenvolvida no CPGeol/USP por Atahualpa Valença Padilha.

TABELA II
Determinações K/Ar

METASSEDIMENTOS									
Nº LAB.	Nº CAMPO	MATERIAL/ ROCHA	%K	%Ar ⁴⁰ rad (ccSTP/g.10 ⁻⁶)	%Ar ⁴⁰ atm	IDADE	ERRO	COORDENADAS	
								Latitude	Longitude
5600	ART 2 C	bio-anfib	6,179	164,43	5,09	581	17	21°55.5'	44°15'
4870	LAM 23	bio-bioxist	5,924	165,9	3,01	607	20	21°58'	45°13'
5021	CC-BOC	r.total-filito	2,22	55,19	5,22	547	16	21°20'	45°00'
4868	AND-1 C	bio-xisto	6,869	153,3	2,65	499	15	21°45'	44°17.5'
5099	ART-X-100A	bio-gnaïsse	6,708	155,9	7,31	517	15	21°45'	44°16'
4839	ART-2-A	bio-gnaïsse-alum	7,518	172,4	1,62	511	15	21°55.5'	44°15'
5536	AVP-035	bio-xisto	7,416	173,66	9,17	520	16	21°38.5'	44°27'
4867	DI-181	musc-xisto	7,052	168,4	4,77	529	16	21°30'	44°20'
4852	DI-68	musc-quartzito	8,632	203,2	4,08	522	15	21°38.5'	44°27.5'
5539	AVP-061	mica-pegmatito	8,531	156,31	7,85	419	13	21°53.5'	44°15'
5602	ART-2 C	anf-anfib	0,946	24,30	17,02	564	17	21°55.5'	44°15'
5100	ART-X-100A	anf-gnaïsse	0,654	166,3	11,33	558	17	21°45'	44°16'
5567	AVP-62	anf-anfib	0,399	10,83	10,92	591	18	21°43'	44°22'
5541	AVP-60	anf-anfib	0,657	16,52	20,10	554	16	21°53'	44°14'
EMBASAMENTO									
5568	AIU-R4P	bio-gnaïsse	7,811	195,25	19,40	550	16	22°55.5'	44°29.5'
5101	MD-X-3 C	bio-gnaïsse	5,953	287,08	63,32	946	56,9	21°24'	44°21'
4997	LAV-IC	bio-gnaïsse	7,082	193,9	4,02	595	18,0	21°18'	45°02'
5098	RBEP-236	anf-anfib	0,389	14,405	9,87	765	23	21°22'	45°23'
5097	MIN-428	anf-anfib	0,191	11,027	9,79	1086	41,8	21°41'	44°37'
5098	MD-X-3 C	anf-gnaïsse	0,923	30,465	9,13	698	35,4	21°24'	44°21'

desfavoráveis à manutenção de um sistema isotópico imune à superimposição metamórfica. Assim, todas as idades obtidas devem ser consideradas como mínimas perante os fenômenos tectono-metamórficos regionais, seja nos casos de isócronas a nível de afloramento, seja nos casos de referência.

Digna de nota, entretanto, é a tendência generalizada de uma concentração de idades isocrônicas aparentes no período de tempo 1.300-600 Ma, o que parece comprovar o desenvolvimento evolutivo (metamórfico) das unidades consideradas no Proterozóico Médio/Superior:

A) No diagrama isocrônico da Figura 9, os gnaïsses aluminosos com cianita, sillimanita e granada da região de Arantina (Fig. 3) produziram uma

isócrona de referência com idade de 942 ± 73 Ma e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7222 \pm 0,0017$.

B) Para o Biotita-xisto/gnaïsse homogêneo da área de Andrelândia (Fig. 3) foi obtida uma "errócrona" com idade de 1099 ± 60 Ma e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,70167 \pm 0,00132$ (Fig. 10).

C) No diagrama isocrônico da Figura 11, quartzo biotita-xistos, localizados a sudeste da cidade de Arantina (Fig. 3) produziram uma "errócrona" com idade de 865 ± 55 Ma e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,71984 \pm 0,00263$.

D) O biotita xisto/gnaïsse homogêneo que ocorre nos arredores de Santana do Garambéu (Fig. 3) forneceu uma isócrona de referência com idade de 814 ± 32 Ma e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,70347 \pm 0,00060$ (Fig. 12).

TABELA III
Determinações Sm/Nd* em Rocha Total

Nº DA AMOSTRA	Art-2-14	Art-C-2
Tipo Litológico	Anfibolito	Anfibolito
Sm ppm	6,350	5,240
Nd ppm	27,060	24,740
Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	0,14186	0,12804
Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴ (t=500 Ma.)	0,512525	0,512346
ϵ_{Nd} (t=500 Ma.)	+1,3	-1,3
Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴ (t=1,0 Ga.)	0,511594	0,511506
ϵ_{Nd} (t=1,0 Ga.)	+4,8	+3,11
Tdm	1.054	1.184
Sigma	95	82

Lat. 21°38' 21°54'

COORDENADAS:

Long. 44°17' 44°20'

* Foram realizadas por Rudolph Trouw nos laboratórios do British Geological Survey (Londres).

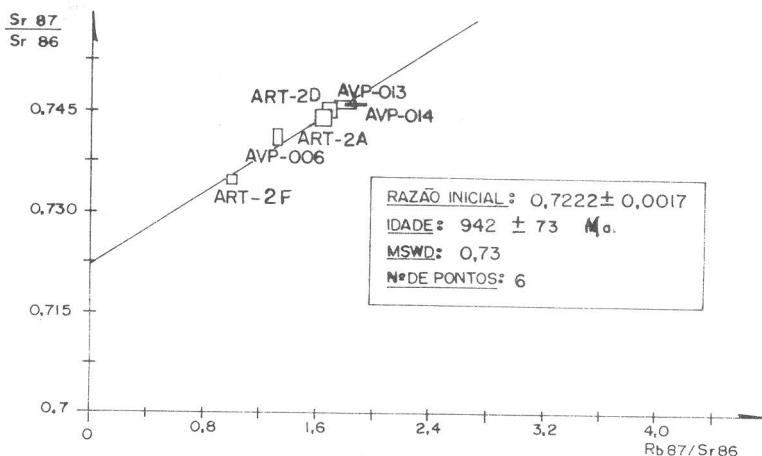


Fig. 9 — Isócrona de referência para os gnaisses da área de Arantina.

E) Biotita xistos da área de Madre de Deus de Minas (Fig. 13), forneceram uma "errócrona" com idade de 636 ± 34 Ma e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,73035 \pm 0,00085$.

F) O gnaissse fino bandado, blastomilonítico, que representa a unidade basal do Grupo Andrelândia nos arredores de São Vicente de Minas (Fig. 3) forneceu uma "errócrona" com idade de $1125 \pm$

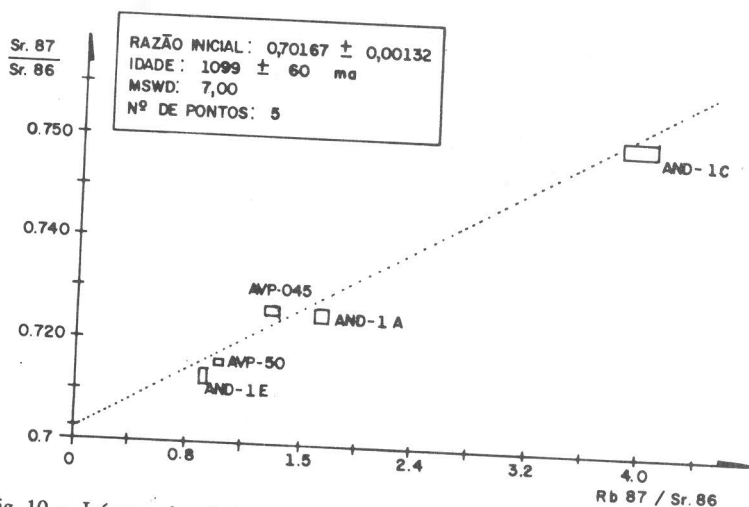


Fig. 10 — Isócrona de referência para o biotita-xisto/gnaissse homogêneo nos arredores de Andrelândia.

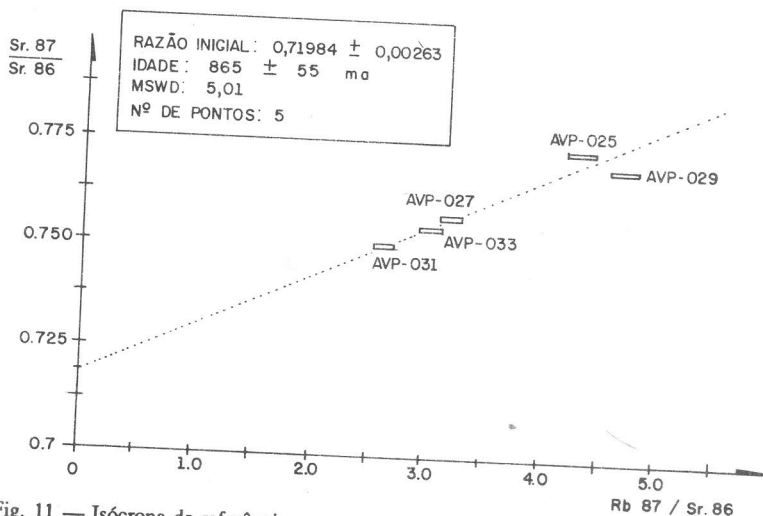


Fig. 11 — Isócrona de referência para quartz biotita xistos gnaisses entre Arantina e Bom Jardim de Minas.

174 Ma e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,73763 \pm 0,00524$ (Fig. 14).

Nestes diagramas isocrônicos verificamos duas tendências de alinhamento, uma com idade entre 1330 - 900 Ma (Figs. 9, 10, 12 e 14) obtidas

em rochas de composição mais feldspática, e outra com idades entre 860 e 600 Ma (Figs. 11, 13) obtidas em rochas mais xistosas, mais ricas em micas. Este fato já era de certa forma esperado, pois em áreas policíclicas as idades Rb/Sr

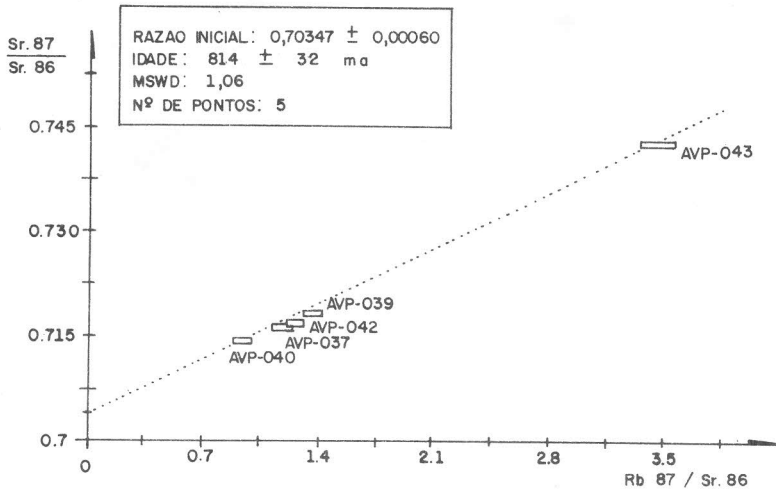


Fig. 12 — Isócrona de referência para biotita xistos feldspáticos nos arredores de Santana do Carambéu.

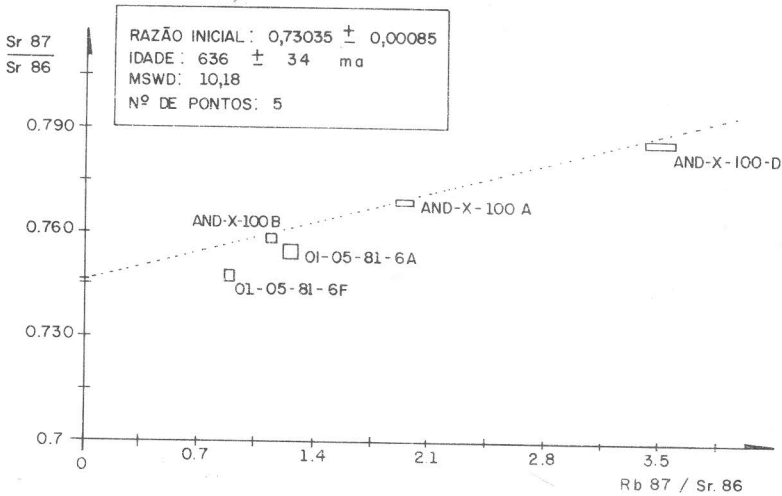


Fig. 13 — Isócrona a nível de afloramento do biotita-xisto, situado a oeste de Madre de Deus de Minas.

realizadas em sistemas de rochas micáceas, mostram em geral, uma maior rehomogeneização isotópica referentes a eventos metamórficos tardios. Mesmo as idades isocrônicas mais antigas, parecem representar sistemas isotópicos parcialmente rehomogeneizados, conforme indicado pelo

devem ainda ser consideradas como idades mínimas, uma vez que o segundo pulso metamórfico parece ter remobilizado parcialmente o sistema isotópico destas rochas, o que é evidenciado por um decréscimo sistemático nas idades Rb/Sr em direção à porção S-SE da região, con-

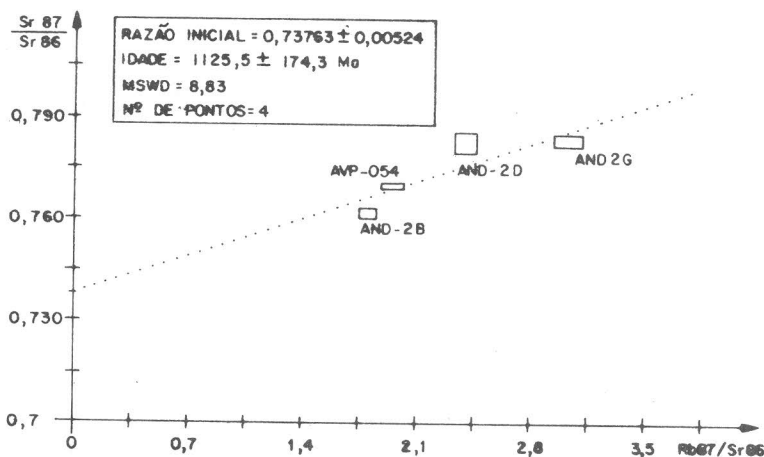


Fig. 14 — Isócrona de referência para o biotita gnaiss bandado, unidade basal do grupo Andrelândia, nos arredores de São Vicente.

MSWD elevado e pela alta taxa de espalhamento dos pontos relativamente aos diagramas isocrônicos.

Esta dispersão dos pontos nos diagramas isocrônicos, também parece mostrar sua proveniência sedimentar, que pode refletir em variação nas razões Sr^{87}/Sr^{86} referentes a distintas áreas de contribuição detrítica.

Em que se pese a enorme dispersão apresentada pelos diagramas isocrônicos Rb/Sr, a faixa de idades entre 1300-900 Ma é aqui interpretada como referente ao período do primeiro pulso metamórfico do conjunto metassedimentar (com auge do metamorfismo $SinD_2$) que em toda a porção central e norte da região considerada, representa o evento tectono-metamórfico principal para esta seqüência (Figs. 4 e 5). A idade de 1000 Ma obtida no granodiorito de Seritinga (Fig. 8) parece confirmar que este evento metamórfico também foi responsável pelo parcial rejuvenescimento isotópico no embasamento. Estas idades

comitante ao aumento progressivo na temperatura deste evento metamórfico.

Vale adicionalmente comentar as duas idades Sm/Nd modelo (Tab. III) obtidas para anfibolitos intercalados no topo do Grupo Andrelândia, e que produziram idades concordantes em torno de 1050 - 1180 milhões de anos. Em se tratando de idades modelo (manto empobrecido), e pesando que estas rochas metabásicas podem representar tanto um magmatismo sindeposicional, como um plutonismo pré-metamorfismo e deformação, existem duas possibilidades distintas de interpretação para estes dados:

a) Se este magmatismo básico é sindeposicional, estas idades devem ser consideradas como uma estimativa real da época de sedimentação dos Grupos São João Del Rei e Andrelândia. Desta maneira, a deposição destas rochas supracrustais teria sido rapidamente seguida da deformação e metamorfismo com idade detectada pelo método Rb/Sr, tal como descrito anteriormente.

b) Se o magmatismo básico representa uma manifestação plutônica pós-sedimentação e pré-metamorfismo, estes dados devem ser interpretados como um limite inferior para a época de deposição destas seqüências supracrustais. Neste caso, a idade da sedimentação poderia variar desde 1900 Ma (idade do evento magmático mais jovem do embasamento) até 1180-1050 Ma (idade da intrusão destes diques e do metamorfismo principal).

À parte da pendência estratigráfica, é interessante também especular a respeito dos valores de ϵ_{Nd} (chur) obtidos para as duas amostras (+4,8 e +3,11, Tab. III) e que demonstraram uma origem a partir de um manto empobrecido em Terras Raras leves, há aproximadamente 1,0 Ga atrás. Neste sentido, os cálculos de ϵ_{Nd} para o período de 800 a 500 Ma, com valores decrescentes nessa ordem, sugerem que o segundo pulso metamórfico regional tem importância fundamental na formação dos anfíbolitos. Em decorrência, os valores de ϵ_{Nd} por exemplo para $t = 500$ Ma foram + 1,3 (Art-2-14) e - 1,3 (Art-C-2) comprovando assim o envolvimento dessas rochas nos processos crustais Brasileiros, de maneira similar ao que foi verificado para o Grupo Andrelândia através da geocronologia Rb/Sr e K/Ar.

Por outro lado, no contexto Rb/Sr, a faixa de idades entre 860 a 600 Ma deve estar associada ao segundo evento metamórfico, que se intensifica em direção à porção S-SE da região considerada. Estas idades podem ser, preliminarmente, interpretadas de duas maneiras distintas: a) refletem a idade do segundo evento metamórfico (um evento cedo-Brasileiro), e neste sentido ter havido uma evolução tectono-metamórfica praticamente contínua desde o Proterozóico Médio até o Proterozóico Superior; ou b) estas idades podem refletir valores híbridos entre os dois pulsos metamórficos, mostrando que o segundo evento metamórfico causou o retalhamento parcial do sistema isotópico destas rochas.

O fato de existir um certo intervalo de tempo entre os dois eventos metamórficos, conforme indicam as relações microtectônicas (Fig. 5) em conjunto com o zoneamento das idades Rb/Sr que decrescem sistematicamente em direção à porção

sul-sudeste da região considerada aparentemente relacionado ao aumento na temperatura do segundo pulso metamórfico, apontam para a última hipótese relacionada acima.

Cabe também ressaltar que as idades K-Ar (apresentadas no item seguinte), mostram duas concentrações de idades provavelmente relativas ao resfriamento destes dois eventos metamórficos.

Outro ponto que deve ser comentado trata das baixíssimas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} obtidas no biotita xisto/gnaiss homogêneo do Grupo Andrelândia, tanto nos arredores da cidade de Andrelândia (0,70167 na Fig. 10) como em Santana do Garambéu (0,70347 na Fig. 12). Estes valores podem sugerir ou uma maior contribuição vulcânica, ou uma contribuição sedimentar a partir de uma área fonte com pouca vivência crustal. Os outros tipos litológicos investigados dos Grupos São João Del Rei e Andrelândia, apresentam razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} mais altas (entre 0,71984 e 0,73763), já compatíveis para uma derivação sedimentar a partir das rochas granodioríticas-tonalíticas que constituem o embasamento que aflora em toda a região considerada.

As Idades K/Ar

Nos metassedimentos superiores foram realizadas 14 determinações K/Ar em fases minerais (biotita, anfíbio e muscovita) e em rocha total (Tab. II).

De um modo geral os resultados concentraram-se no tempo entre 520 e 490 Ma. Entretanto, idades aparentes mais antigas foram obtidas em xistos da região de Lambari (LAM23) e no anfíbio de Arantina (ART-2C). Ambas as análises foram realizadas em biotitas, indicando, respectivamente, cerca de 610 Ma, 580 Ma, além destas idades, uma análise em anfíbio da amostra AVP-062 da área de Andrelândia revelou cerca de 590 Ma.

Levando-se em conta o padrão geocronológico obtido para os metassedimentos superiores, e com base nos estudos detalhados acerca de metamorfismo da área, que revelaram duas épocas de geração de paragêneses metamórficas, é proposta a seguinte interpretação: - em escala regional, abrangendo inclusive o embasamento das seqüências metassedimentares, os

resultados K/Ar obtidos até o momento em micas, mostram idades de resfriamento metamórfico no período entre 500 - 600 Ma, com temperatura acima de 200/250°C (temperatura de retenção de argônio relativamente baixa). Este evento térmico foi associado ao segundo pulso metamórfico (Figs. 4 e 5) que apresenta, praticamente em toda área considerada paragêneses da facies xisto verde, e portanto, com temperaturas superiores às de retenção de argônio nas micas.

- Por outro lado, no domínio da faixa dobrada os anfibólitos datados pelo método K/Ar tanto em amostras do embasamento, como de anfibolitos intercalados nos metassedimentos, mostraram um zoneamento cronológico, com os resultados diminuindo em idade cada vez mais para sul (Fig. 4). Na porção central e norte da área, onde o segundo pulso metamórfico detectado nas seqüências metassedimentares superiores não ultrapassou a facies xisto verde (e portanto a temperatura de retenção dos anfibólitos), foram obtidas idades mais antigas (1086 Ma para a amostra MIN-428, 765 Ma para RBEPT-236 e 698 Ma para MD-X-3 C). Todos estes pontos pertencem ao embasamento, e portanto estas idades parecem indicar que o primeiro pulso metamórfico das seqüências metassedimentares causou a difusão isotópica parcial do Ar.

- As idades K/Ar para anfibólitos da porção sul/sudeste da área fornecem resultados sistematicamente mais jovens (entre 600 e 500 Ma), corroborando as observações petrográficas de que neste setor o segundo pulso metamórfico ultrapassou a temperatura de retenção destes minerais (portanto, acima de 450/500°C).

CONCLUSÃO E DISCUSSÕES

Com relação aos métodos geocronológicos utilizados (K/Ar e Rb/Sr) pode-se, ainda, levantar que em áreas policíclicas, especialmente onde exista uma superimposição metamórfica em temperaturas elevadas, há a necessidade do emprego de outras metodologias radiométricas, tais como Sm/Nd em anfibolitos, e U/Pb em zircões de rochas graníticas ou em vulcânicas ácidas, as quais normalmente preservam o registro

cronológico original dos sistemas. Especialmente quando se trabalha com metassedimentos, em que a contribuição sedimentar de áreas-fonte distintas, praticamente limita a aplicação do método Rb-Sr (causada pela grande variedade de razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86}).

Outro ponto importante levantado neste trabalho foi a aplicação do método K/Ar em anfibólitos. Com o controle do zoneamento metamórfico (Fig. 4) este método foi utilizado para definir duas épocas de resfriamento regional, que provavelmente estão relacionadas aos dois pulsos metamórficos detectados na seqüência metassedimentar.

Como discutido no item 3.3.1, o pulso metamórfico com idade isocrônica Rb/Sr entre 1.300 e 900 milhões de anos, identificado como o principal evento metamórfico para as seqüências metassedimentares, foi também documentado através das determinações K/Ar em anfibólitos. Assim, observando-se o mapa metamórfico (Fig. 4) e a Tabela II, podemos notar que a porção central e norte da área, onde as paragêneses do segundo pulso metamórfico não ultrapassam as condições de temperatura da facies xisto verde, as idades K/Ar em anfibólitos com valores entre 1.000 e 700 Ma são compatíveis para a época do resfriamento do primeiro evento metamórfico. Entretanto, a partir da cidade de Andrelândia e em direção ao sul-sudeste da área, as idades dos anfibólitos caem para valores menores que 700 Ma, refletindo a abertura do sistema K/Ar pelo aumento progressivo na temperatura do segundo evento metamórfico que chega a formar paragêneses com cordierita + K-feldspato + sillimanita + almandina. Desta maneira, a partir deste local, as idades K/Ar em anfibólitos passam a indicar a época de resfriamento deste segundo evento.

As idades Rb/Sr também mostram uma concentração no tempo entre 860 e 600 Ma, a qual pode ser interpretada de duas formas distintas: a) refletiriam a idade real do segundo pulso metamórfico, admitindo-se uma evolução tectono-metamórfica praticamente contínua, desde o Proterozóico Médio até o Superior; b) podem indicar idades mistas entre os dois pulsos metamórficos, sendo que desta forma o segundo

evento teria uma idade Brasileira mais restrita (700/650 ? - 500 ? Ma). O decréscimo nas idades Rb/Sr em direção à porção sul da área, é compatível com o já comentado aumento em temperatura do segundo pulso metamórfico para sul, favorecendo portanto a última interpretação.

Estudos detalhados sobre a modificação no caráter bórico do metamorfismo, em direção ao Estado do Rio de Janeiro, estão sendo realizados, a fim de que se possa esclarecer melhor a evolução tectono-metamórfica destas seqüências metassedimentares.

Determinações Sm/Nd em rochas básicas intercaladas nos metassedimentos do Grupo Andrelândia e nos diques que cortam as formações basais do Grupo São João Del Rei, bem como a obtenção de idades U/Pb em zircões metamórficos devem ser realizadas para complementar o quadro geocronológico e estabelecer a evolução tectônica da faixa dobrada.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A utilização dos resultados geocronológicos em conjunto com as relações tectono-metamórficas levantadas a partir de estudos microtectônicos permitiram a elaboração do seguinte esquema evolutivo:

- O embasamento dos Grupos São João Del Rei e Andrelândia é representado por terrenos de alto a médio grau metamórfico (com gnaisses tonalíticos, migmatitos, anfibolitos e rochas granulíticas), e por terrenos granito-greenstone. A idade dessa crosta continental é admitida como do Arqueano ao Proterozóico Inferior, conforme sugerem os dados da literatura.

- No Proterozóico Inferior, um importante evento magmático com idade entre 2200 Ma e 1900 Ma afetou todo o conjunto do embasamento descrito acima. Este extensivo magmatismo com composição granodiorítica a granítica parece ser, em grande parte, o resultado do retrabalhamento crustal de rochas pré-existentes (razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} em torno de 0,707). A idade deste evento magmático é aqui admitida como o limite cronológico superior para a sedimentação dos Grupos São João Del Rei e Andrelândia.

- Esta seqüência metassedimentar foi afetada por um evento tectono-metamórfico com regime de pressão intermediária e idade mínima entre 1300 e 900 Ma, que causou a abertura do sistema K/Ar e o rejuvenescimento parcial do sistema Rb/Sr do embasamento. Idades K/Ar entre 1000 e 700 Ma refletem a época de resfriamento deste evento.

- Um segundo evento tectono-metamórfico com idade Brasileira (700/650 ? - 500 ? Ma) atingiu este conjunto, causando um progressivo rejuvenescimento nas idades do primeiro pulso metamórfico concomitantemente ao seu aumento de temperatura, que na porção sul-sudeste da região considerada atinge a anatexia e a geração de paragêneses de alto grau metamórfico (cordierita + K-feldspato + sillimanita + almandina). Desta maneira, a partir da cidade de Andrelândia para sul, obtêm-se idades Rb/Sr mistas entre estes dois pulsos metamórficos. Granitos e pegmatitos tardi a pós-tectônicos são, ainda, relacionados ao Ciclo Brasileiro na região.

AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer ao prof. Umberto Cordani pela orientação e discussões durante a realização das análises K-Ar e Rb/Sr, ao prof. Mário Campos pela leitura crítica, e aos profs. Claudio Valeriano e Luis Sérgio Amarante Simões pelas críticas e sugestões. Queremos ainda agradecer à Helen Sonoki e Ivone Sonoki o paciente auxílio na elaboração dos cálculos das idades K/Ar e Rb/Sr, bem como a toda equipe técnica do *GpGeol/USP* durante a aquisição dos dados geocronológicos.

Ao *CNPq* devemos agradecer a verba concedida para a realização dos trabalhos de campo em toda área, através de vários auxílios à pesquisa.

Agradecemos também ao *British Geological Survey* pela realização das determinações Sm/Nd.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K., (1973), *The Precambrian evolution of the South America Cratonic Margin South of Amazon River*. In: *The Ocean Basins and Margins*

- (ed.: NAIRN, A. E. & STEHLI, F. G.), I: 411-446, Plenum Publ. Co.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y & BRITO NEVES, B. B., (1976), The Upper Precambrian of South America. *Bol. Instituto de Geociências da USP*, 7: 45-80, São Paulo.
- ALVES, B. P.; GUIMARÃES, D. & DUTRA, C. V., (1962), *Petrologia e Geoquímica do Maciço do Matola*. B. Div. Fom. Prod. Mineral/DNPM, Rio de Janeiro, 112: 12-43.
- BARBOSA, O., (1954), Evolution du Geossinclinal Espinhaço. 18th Geol. Congr. Sec. XIII, p. 2-37, Alger, 1952.
- COUTINHO, J. M. V., (1968), O gnaiss alcalino da Serra do Matola, São João Del Rei, MG. *B. Fac. Fil. Ci. Letras, USP*. São Paulo 192 (*Min. e Petrol.*, 15: 1-135).
- DORR II, J. VAN NOSTRAND, (1969), *Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. USGS, Prof. Paper 641-A, 110p.
- EBERT, H., (1956a), *Pesquisas Geológicas na parte Sudoeste de Minas Gerais*. Relatório Anual do Diretor de 1955, Div. Geol. Min., p. 62-81, DNPM, Rio de Janeiro.
- EBERT, H., (1956b), *Pesquisas Geológicas na parte Sudoeste de Minas Gerais*. Relatório Anual do Diretor de 1956, Div. Geol. Min., p. 97-107, DNPM, Rio de Janeiro.
- EBERT, H., (1968), Ocorrências de Facies grabulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. bras. Ci.*, 40 (suplemento): 215-229, Rio de Janeiro.
- EBERT, H., (1971), Os Paraibides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itabira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. *Bol. Esp.* n° 1: 177-178, SBG, São Paulo.
- EBERT, H., (1984), *Aspectos da Geologia da Região de São João Del Rei. Os Paraibides sobre São João Del Rei e Itabira, e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides*. Núcleo SBG, São Paulo, 114 p. (*in memoriam*).
- FONSECA, M. J. G., SILVA, Z. C. G., CAMPOS, D. A. & TOSATTO, P., (1979), *Texto Explicativo da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguaçu*. DGM, Brasília. 240 p.
- GONÇALVES, M. L., (1986), A geologia da área de Santana do Garambéu, MG. *Anais do XXXIV Congr. Bras. Geologia, Goiânia, GO*, 1986, vol. 2: 1096-1109.
- HASUI, Y., (1982), The Mantiqueira Province: Archean Structure and Proterozoic Evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, 12: 167-171.
- HASUI, Y., FONSECA, M. J. C. & RAMALHO, R., (1984), A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. *Geologia do Brasil*, Cap. VI, 1: 307-328.
- HEILBRON, M., (1983), Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus - MG. Atas do 2º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano. *SBG, Bol.* 3: 387-401. Belo Horizonte.
- HEILBRON, M., (1984), *Evolução Metamórfico-Estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG*. Tese de Mestrado (inédito), IG/UFRJ, Rio de Janeiro.
- HEILBRON, M., (1985), O Metamorfismo da área de Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. Anais do 3º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, *SBG, Bol.* 5: 219-234, Belo Horizonte.
- KAWASHITA, K., SATO, K. & SONOKI, J. K., (1983), *Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" num espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas*, CPGeo do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Publicação Interna, 14 p. (inédito).
- MACIEL, R. R., (1986), *Geologia Estrutural da Serra de Três Pontas, MG*. Tese de Mestrado (inédito), IG/UFRJ, Rio de Janeiro.
- MAGALHÃES, A. C., (1985), *Geologia de corpos ultramáficos da região entre São João Del Rei e Liberdade, com ênfase especial na área de Carrancas, MG*. Tese de Mestrado (não publicada), IG/UFRJ, Rio de Janeiro.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A. DOS; PALMEIRA, R. C. B.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W. C. & CASTRO, H. E. F., (1983), *Projeto RADAMBRASIL - Folhas SF-23/24 Rio de Janeiro/Vitória- geologia*. Série de Recursos Naturais, vol. 32: 1-420.
- PACIULLO, F. V. P., (1980), *Mapeamento Geológico Estrutural da área de Minduri, MG*. Tese de Mestrado (inédito), IG/UFRJ, Rio de Janeiro.
- PIRES, F. R. M., (1977), *Geologia do Distrito Manganêsífero de Conselheiro Lafaiete, Minas*

- Gerai*s. Tese de Mestrado (não publicada), IG/UFRJ, Rio de Janeiro.
- RIBEIRO, A., (1980), *Mapeamento Geológico Estrutural da área de Itumirim, MG*. Tese de Mestrado (inédito), IG/UFRJ, Rio de Janeiro.
- RIBEIRO, M. W., (1984), Evolução do Precambriano da Região Sudeste do Brasil. *An. do XXXIII Congr. Bras. Geologia*, vol. 7: 3133-3142, Rio de Janeiro.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E., (1984), *Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo depósitos minerais* (1:2.500.000). DGM/DNPM, p. 307-320, Brasília.
- SILVA, J. N.; SEIXAS, S. R. M.; PIMENTEL, G. B. & COUTINHO, M. G. N., (1978), *Projeto Mantiqueira-Furnas; Relatório Final DNPM/CPRM - Vol. 7 - Relatório do arquivo técnico da DGM*, 2788.
- SILVA, R. R. DA, (1984), Padrão de Interferências entre Três Fases de Deformação em Luminárias, Sul de Minas Gerais. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 3284-3287, Rio de Janeiro.
- TEIXEIRA, W., (1982), Geochronology of the Southern part of the São Francisco Craton. *Rev. Bras. Geoc.*, 12/ (1/3): 268-277.
- TEIXEIRA, W., (1985), *A Evolução Geotectônica da Porção Meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. Tese de Doutorado, IG/USP (inédito).
- TEIXEIRA, W., FONSECA, A. C., POUPEAU, G., PADILHA, A. V., ZAPAROLLI, L. H., KAWASHITA, K. & KHOURY, M. C., (1985), Esboço da Evolução Geotectônica da Parte Sul do Craton do São Francisco: uma interpretação com base nos dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e Traços de Fissão - *Anais do 3º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, p. 28-44, Belo Horizonte.
- TEIXEIRA, W., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. & TAYLOR, R. N., (1987a), *Archean and Early Proterozoic Crustal Evolution in the Southern part of the São Francisco Craton*. 10 p. Extended Abstract, ISGAM, Salvador, BA (inédito).
- TEIXEIRA, W., JORDT EVANGELISTA, H., KAWASHITA, K., TAYLOR, P., (1987b), Idade, Origem Petrogênese dos granulitos Acaiaça. *Atas do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano, SBG*, Bol. nº 7, p. 58-71, Belo Horizonte.
- TROUW, R. A. J., (1983), Novos dados sobre os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia. *Atas do 2º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano, SBG*, Bol. 3: 469-478, Belo Horizonte.
- TROUW, R. A. J., (1985), Metodologia e Problemas no Estudo do Precambriano do Sul de Minas Gerais. *Atas do 3º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG*, Bol. 5: 372-376, Belo Horizonte.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P., (1980), Evolução Estrutural e Metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. *An. XXXII Congr. Bras. Geologia*, vol. 5: 2273-2284, Camboriú, SC.
- TROUW, R. A. J., PACIULLO, F. V. P., CHRISPIM, J. S. & DAYAN, H., (1982), Análise de deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. *An. XXXII Congr. Bras. Geologia*, vol. 1: 187-198, Salvador.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P., (1983), Geologia Estrutural dos Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ci.*, 55 (1): 71-85, Rio de Janeiro.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. & HEILBRON, M., (1984), Os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia - Interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. *Anais XXXIII Congr. Bras. de Geologia*, p. 3227-3240, Rio de Janeiro.
- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P., (1986), Contribuição à geologia da Folha Barbacena - 1:250.000. *Anais do XXXIV Congr. Bras. Geologia, Goiânia* (no prelo).
- VALERIANO, C. M., (1985), *Geologia Estrutural e Estratigrafia do Grupo São João Del Rei na região de São João Del Rei, MG*. Tese de Mestrado (não publicada), IG/UFRJ, Rio de Janeiro.
- WERNICK, E.; ARTHUR, A. C. & FIORI, A. P., (1981), Reavaliação dos dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes nos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. *Atas do 3º Simpósio de Geologia Regional*, vol. 1: 328-342, Curitiba.
- WILLIAMSON, J. H., (1968), Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, 46: 1845-47.