

A Origem do Grupo Bambuí no Contexto da Evolução Geotectônica e de Idades Radiométricas

ANTONIO THOMAZ FILHO¹, KOJI KAWASHITA² e UMBERTO GIUSEPPE CORDANI²

¹Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Maracanã - 20559-900 Rio de Janeiro, RJ

²Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo,
Cx. Postal 11348 - 01498-970 São Paulo, SP

Manuscrito recebido em 1 de agosto de 1996; aceito para publicação em 2 de abril de 1998

ABSTRACT

The fragmentation of the Rodinia Supercontinent, around 1000 Ma, produced rifted fragments of continental masses, some of which suffered important sedimentation processes under the influence of large scale continental glaciations. Among these deposits, over the São Francisco Craton, the Macaúbas Group, the Ibia Group, as well as the Bebedouro and Jequitai Formations, may be mentioned.

The sedimentation of the Bambuí Group is related to the successive large geotectonic process of agglutination of Gondwana, during the Neoproterozoic to Early Paleozoic Brasiliano Orogenic Cycle. The principal evidences are as follows:

- sedimentary, structural and metamorphic unconformities between the Bambuí Group and the Macaúbas and Bebedouro sequences;
- sedimentation of the Bambuí Group directly over the basement exposures of the São Francisco Craton;
- drastic shift from glacial (Macaúbas Group and Bebedouro Formation) to the platform carbonatic sedimentary environment of the Bambuí Group; and
- polyimictic metaconglomeratic layers, including deformed basement detrital fragments, interbedded with thick pelites and limestones of the Bambuí Group, indicating a source area with rugged topography.

The above evidences converge to the interpretation of the Bambuí Group as formed in a foreland basin over the São Francisco Craton, and associated to the successive activities of thrust fronts originated in the adjacent mobile belt. This resulted in a cyclic sedimentation, followed by the final molassic-type sedimentation of the Três Marias Formation.

Since the compressive pulses of the Brasiliano Orogenic Cycle, as determined in the adjacent Araçuaí mobile belt, are comprised in the 650-500 Ma interval, the present authors indicate that the maximum sedimentation age of the Bambuí Group shall be close to 650 Ma.

Key words: Bambuí Group, Foreland Basin, supercontinent, tectonic cycle, Mesoproterozoic/Neoproterozoic.

1 - INTRODUÇÃO

Uma ampla e minuciosa pesquisa bibliográfica, aliada à revisão e interpretação das idades

radiométricas disponíveis, e conhecimentos de campo, permitiram a elaboração deste trabalho. O objetivo maior foi o de propor um modelo de evolução geotectônica e geocronológica para o Supergrupo São Francisco, com especial ênfase no Grupo Bambuí.

Correspondence to: Antonio Thomaz Filho

O Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico) compreende os grupos Bambuí e Macaúbas, como definido por Schöhl (1972) e Pflug & Renger (1973), em Minas Gerais, e seus prováveis correlatos na Bahia, formações Salitre e Bebedouro, que compõem o Grupo Una (Fig. 1). Além de recobrir grande parte do Craton do São Francisco, ultrapassa os seus limites e é afetado pelos eventos termotectônicos da Orogênese Brasileira, nos cinturões marginais ao craton, cujo auge de desenvolvimento teria ocorrido há cerca de 650-550 Ma. Representa uma seqüência sedimentar que repousa, em discordância, sobre o embasamento cristalino e o Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico). Este último constitui a serra homônima em Minas Gerais e Bahia e se estende até a Chapada Diamantina, na Bahia. Em termos de área de ocorrência o Supergrupo Espinhaço é referido como Espinhaço Meridional (Minas Gerais), Espinhaço Setentrional (norte de Minas Gerais e Bahia) e Chapada Diamantina (Bahia) (Schobbenhaus *et al.*, 1984). Tendo em vista as inúmeras discussões sobre a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço e as incertezas das correlações entre as três referidas áreas de ocorrência, e apesar de não recomendado pelo Código de Nomenclatura Estratigráfica, o Supergrupo Espinhaço será aqui tratado dentro da concepção de Dardenne (1978). Este autor refere-se ao Grupo Espinhaço, em Minas Gerais, e Grupo Chapada Diamantina, na Bahia, compreendendo as unidades apresentadas na Figura 1.

Costa & Branco (1961) dividiram o Grupo Bambuí em seis unidades sedimentares, as quais, com algumas alterações, foram confirmadas por Schöhl (1972 e 1973) e Dardenne (1978 e 1981). Este último autor assim as definiu, da base para o topo: Formação Jequitai (conglomerado basal – diamictito/tilito); Formação Sete Lagoas (calcários e dolomitos lenticulares intercalados em seqüência pelítica); Formação Serra de Santa Helena (folhelhos e siltitos); Formação Lagoa do Jacaré (calcários lenticulares oolíticos e pisolíticos intercalados em siltitos e margas); Formação Serra da Saudade (siltitos, argilitos e folhelhos verdes); e Formação Três Marias (arcósios e siltitos verdes). Dardenne (1981) considerou a Formação Jequitai litoestratigraficamente equivalente às sedimentações resul-

tantes da glaciação ocorrida, em escala continental, no Neoproterozóico. São elas: Grupo Macaúbas (parte oriental de Minas Gerais); Grupo Ibiá (parte ocidental de Minas Gerais); e Formação Bebedouro (Bahia); entre outras.

O enfoque do modelo geotectônico a ser abordado neste trabalho refere-se ao desenvolvimento do Supergrupo São Francisco como consequência dos esforços atuantes na Faixa de Dobramentos Brasília, que produziram sucessivas frentes de empurrão com vergência estrutural em direção ao Craton do São Francisco.

2 – BREVES CONSIDERAÇÕES SOBRE CICLOS TECTÔNICOS

Neste trabalho, utiliza-se o conceito de ciclo tectônico de acordo com J.T. Wilson (1966 e 1968, in Sengor, 1990), representando o período decorrido entre a fase de abertura dos oceanos (distensão: rifteamento e criação de margens passivas) e de fechamento dos oceanos (compressão: criação de margens ativas e junção de placas continentais). Em escala global, pode-se considerar os ciclos tectônicos no contexto do Ciclo dos Supercontinentes (Worsley *et al.*, 1984 e Nance *et al.*, 1986), assim definido por Hartnady (1991): “consiste de uma fase de rifteamento e quebra de um supercontinente mais velho e a formação de cratons individuais, seguido por uma fase de reagrupamento, na qual os cratons se rearranjam, colidem e se suturam para formar um novo supercontinente”.

Renne *et al.* (1990) afirmaram que os continentes têm sido episodicamente sujeitos a eventos de distensão (separação) e de compressão (junção) num período de 500 a 400 Ma, o que corresponderia à quebra dos supercontinentes e sua subsequente aglutinação, dentro do conceito de ciclo tectônico já definido. Da mesma forma, Porada (1989) admitiu como de 300 a 200 Ma a duração da abertura dos oceanos, após o rifteamento.

Ao que parece, pelo menos a partir do Mesoproterozóico, a história da terra estaria caracterizada por episódios globais periódicos, marcados por grandes eventos de junção e fragmentação de supercontinentes (Hoffman, 1989 e Brito Neves & Cordani, 1991).

ciclos
tectônicos

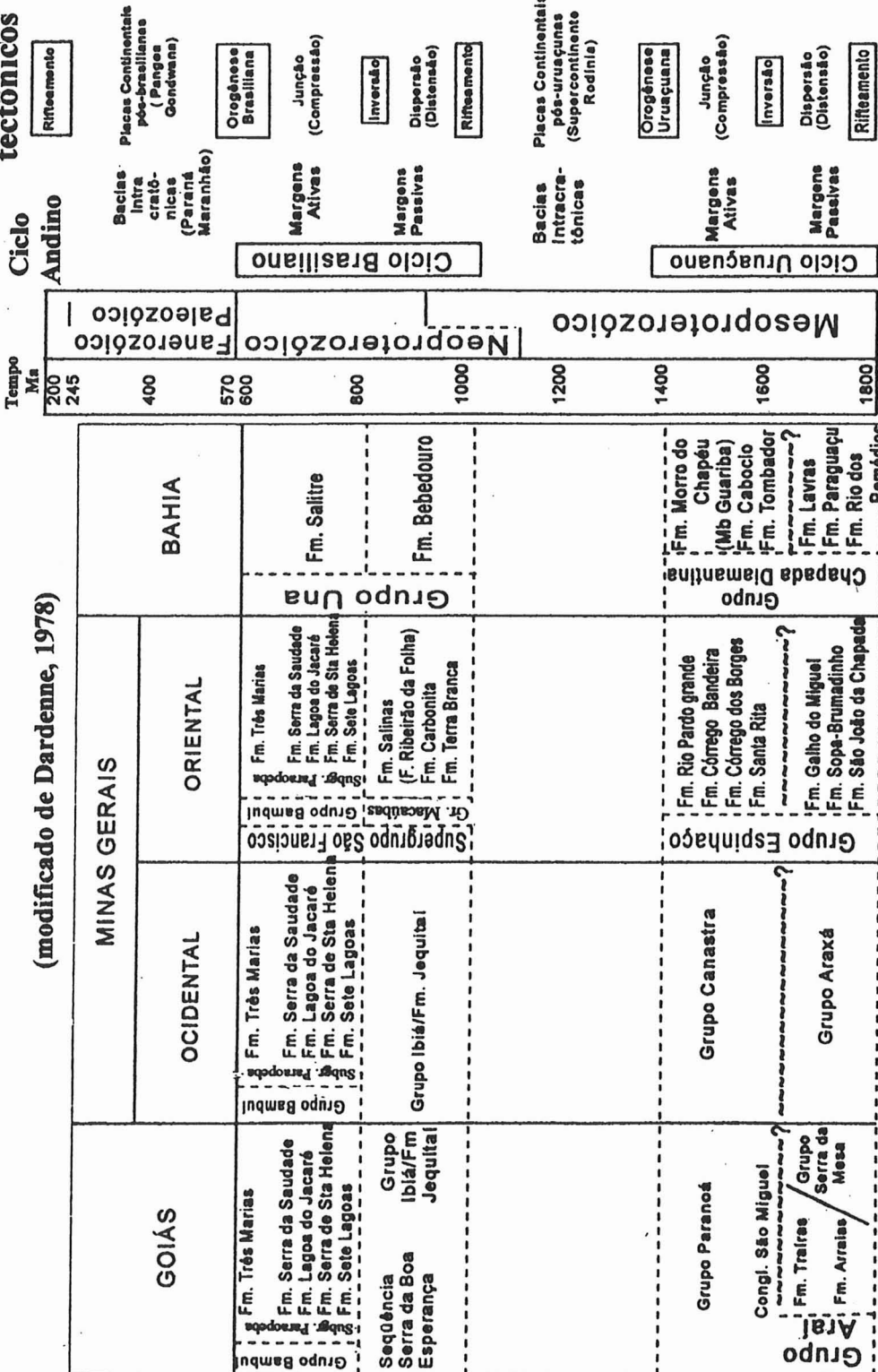


Fig. 1 — Correlações estratigráficas dos metassedimentos do Neoproterozóico e Mesoproterozóico do Craton do São Francisco e da faixa de dobramentos Brasília. Subdivisão do Proterozóico segundo Inda & Barbosa (1978); Brito Neves *et al.* (1980) e Brito Neves (1990).

É neste contexto, de dois grandes ciclos tectônicos coincidentes com o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico, que será analisada a evolução tectônica dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, com especial ênfase no Grupo Bambuí.

2.1 – CICLO URUAÇUANO-MESOPROTEROZÓICO

As rochas vulcânicas que ocorrem na base do Supergrupo Espinhaço (que inclui os grupos Espinhaço e Chapada Diamantina, conforme Dardenne, 1978), denunciadoras de uma fase de riftes, apresentam idades ao redor de 1800-1700 Ma (referências adiante). É possível admitir-se que, nessa época, ocorreram os primórdios da evolução do Ciclo Uruaçuano (também chamado Espinhaço) considerado como contemporâneo ao Ciclo Kibariano, na África, ou ao Ciclo Greenville, no Canadá. O metamorfismo do Supergrupo Espinhaço tem sido referido na literatura como ocorrido no Mesoproterozóico, há cerca de 1300 Ma (referências adiante). Assim, é possível considerar que o Ciclo Uruaçuano tenha se iniciado há cerca de 1800 Ma, com o rifteamento e a abertura oceânica. Sobre este último aspecto, convém salientar que alguns autores (Uhlein, 1991; Trompette *et al.*, 1992 e Domingues & Rocha, 1993) referem-se ao Supergrupo Espinhaço como gerado a partir de um rifte abortado, sem que necessariamente tenha ocorrido uma abertura oceânica.

O final do ciclo, com o fechamento completo dos oceanos então formados, quando da aglutinação das placas litosféricas continentais pré-existentes, e os consequentes eventos termodinâmicos associados ao metamorfismo, resultantes da consolidação dos cinturões formados pelas orogenias Uruaçuana/ Kibariana e assemelhadas, teria ocorrido há cerca de 1400-1300 Ma, com a formação do Supercontinente Rodínia (Hoffman, 1992 e Brito Neves, 1993). Conforme mostrado na Figura 1, esse supercontinente teria permanecido isento de marcantes eventos tectônicos, até que viesse a iniciar-se o rifteamento precursor do Ciclo Brasileiro, ocorrido há cerca de 1000-900 Ma, ou seja, próximo do limite Mesoproterozóico/ Neoproterozóico, cujos indícios, por exemplo, acham-se mar-

cados pelos enxames de diques de 1000-900 Ma do leste do Craton do São Francisco.

2.2 – CICLO BRASILIANO-NEOPROTEROZÓICO

A duração de aproximadamente 400 Ma para o período compreendido entre o rifteamento e a aglutinação dos supercontinentes pode ser considerada adequada, quando aplicada às orogêneses ligadas ao Craton do São Francisco. Como será mostrado adiante, há inúmeras evidências do evento extensional (rifteamento) que afetou o Supercontinente Rodínia na região do referido craton e sua periferia. Este tectonismo deu ensejo a inúmeras atividades ígneas básicas anorogênicas, em forma de diques, ligadas ao fraturamento continental ocorrido no limite temporal Neoproterozóico/ Mesoproterozóico, ou seja, há cerca de 1000 Ma (Renne *et al.*, 1990). Considerando que a Orogênesse Brasileira atingiu o auge do seu desenvolvimento há cerca de 650-550 Ma (Almeida, 1967 e Cordani *et al.*, 1973), aí está o período aproximado de 400 Ma para a abertura e o completo fechamento dos oceanos então formados, configurando o chamado Ciclo Brasileiro. Almeida (1971) já colocava este ciclo no período de 900 a 570 Ma, correspondendo, aproximadamente, ao que se considera, hoje, como Neoproterozóico (Inda & Barbosa, 1978; Brito Neves *et al.*, 1980 e 1990; e Brito Neves, 1990).

Marini *et al.* (1981), ao estudarem a Faixa de Dobramentos Brasília, propuseram uma fase de distensão, com abertura de rifte, no período de 1000 a 700 Ma. Para a fase de compressão (fechamento do rifte) propuseram idade entre 650 a 600 Ma. Para Porada (1989), o proto oceano Atlântico Sul, que se abriu durante o episódio Katanga, no período de 1000-900 a 750 Ma, foi gradualmente fechado, com a aglutinação das massas continentais ocorrendo no intervalo de 750 a 500 Ma. Para Schobbenhaus (1993), há 750 Ma teria se iniciado a inversão do relevo que marcaria os primórdios da Orogênesse Brasileira.

Murphy & Nance (1992), abordando o Supercontinente Rodínia, que antecedeu ao Neoproterozóico, sugeriram que há cerca de 1000 Ma teria ocorrido o rompimento e início da sedimentação

nas margens passivas dos continentes separados. Há aproximadamente 800 Ma teria se iniciado a fase de fechamento dos oceanos então gerados, culminando, há cerca de 675-600 Ma, com a colisão completa dos fragmentos continentais. Para a evolução geotectônica da Faixa de Dobramentos Brasília, Marini *et al.* (1981) consideraram o período de 1000 a 700 Ma para a fase de distensão do rifte e de 650 a 600 Ma para a fase de compressão.

Como resultado das orogêneses Brasileira, Pan-Africana e correlatas, formou-se o Supercontinente Gondwana pela acreção das massas continentais pré-existentes, iniciada há cerca de 800 Ma e continuada durante as orogenias Brasileira/ Pan-Africana, no intervalo de 750 a 500 Ma, que só veio a romper-se há cerca de 200 Ma. Assim, este supercontinente permaneceu cerca de 400 Ma, entre os eventos de aglutinação e rifteamento, sem que eventos tectônicos rupturais e magmáticos mais significativos o perturbassem. Talvez os mais pronunciados tenham sido os prováveis riftes abortados, que deram origem às subsidências nas quais se desenvolveram as grandes bacias intracratônicas no Eopaleozóico, e algum tectonismo fissural com intrusão e extrusão de vulcanismos básicos a intermediários (Fig. 1).

3 - MESOPROTEROZÓICO

3.1 - SUPERGRUPO ESPINHAÇO

A Figura 1 mostra o posicionamento cronoestratigráfico dos grupos Espinhaço e Chapada Diamantina na concepção do presente trabalho (modificado de Dardenne, 1978).

Fuck & Marini (1981), Chang *et al.* (1988) e Pedrosa Soares *et al.* (1992) propuseram que esses grupos ter-se-iam formado a partir de um evento extensional no Mesoproterozóico. Almeida (1967 e 1977) já havia observado estruturas do Neoproterozóico, em Minas Gerais, e do Mesoproterozóico, na Bahia, e concluiu que a Faixa Espinhaço teria evoluído antes do Ciclo Brasileiro, quando já representava um embasamento rígido. O Supergrupo Espinhaço representaria uma seqüência de preenchimento de uma típica bacia de margem passiva

(Herrgesell & Pflug, 1985; Chang *et al.*, 1988; e Marshak & Alkmim, 1989).

O início da sedimentação do Supergrupo Espinhaço e, conseqüentemente, do rifteamento que lhe deu origem, é definido pelas datações das rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, principalmente riolitos, encontradas nas formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, basais do Grupo Espinhaço (Renger, 1970 e Tagliani *et al.*, 1988), e Rio dos Remédios, basal do Grupo Chapada Diamantina (Schobbenhaus & Kaul, 1971 e Almeida, 1977). A datação, pelo método U/Pb, em zircão de metariolito do Espinhaço Meridional, na localidade de Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, definiu a idade de 1770 Ma (intercepção superior da curva concórdia), atribuída à provável formação das vulcânicas ácidas (Brito Neves *et al.*, 1979 e 1980). A datação, pelo método Pb/Pb, em zircões de rochas metavulcânicas do Supergrupo Espinhaço, definiu a idade isocrônica de 1700 Ma (Dossin *et al.*, 1993). Machado *et al.* (1989) dataram, pelo método U/Pb, os mesmos metariolitos, coletados na região de Serro-Conceição do Mato Dentro e na Formação Rio dos Remédios, na Bahia, e obtiveram idades no intervalo de 1752 a 1711 Ma. Ainda pelo método U/Pb, Schobbenhaus *et al.* (1994) definiram uma idade de 1752 ± 4 Ma para a Formação Rio dos Remédios.

A idade pouco inferior a 1800 Ma para a origem da bacia Espinhaço, como sítio de sedimentação e de extrusivas ácidas em rifte abortado, foi sugerida inicialmente por Jardim de Sá *et al.* (1976) e confirmada em trabalhos posteriores (Brito Neves *et al.*, 1979 e 1980; Jardim de Sá, 1981; Inda & Barbosa, 1978; Costa & Inda, 1982; Trompette *et al.*, 1992; e Dominguez, 1993). Pedrosa Soares *et al.* (1992) também consideraram os supergrupos Espinhaços e Mayombe (África) como depositados dentro de rifte ensialico desenvolvido há cerca de 1800 Ma.

A Figura 1 mostra as prováveis discordâncias assinaladas por Dardenne (1978), entre as formações Galho do Miguel e Santa Rita (Grupo Espinhaço), e por Costa *et al.* (1975 - Projeto LETOS) e Inda & Barbosa (1978), entre as formações Lavras e Tombador (Grupo Chapada Diamantina). Na opinião de Dardenne (1978), tais discordâncias te-

riam ocorrido há cerca de 1350 Ma. No modelo ora proposto, elas poderiam se encaixar em época ao redor de 1600 Ma, caso viessem a testemunhar uma fase de inversão, ou seja, a passagem dos eventos distensivos para os compressivos do Ciclo Uruaçuano.

Jardim de Sá *et al.* (1976), Brito Neves *et al.* (1979 e 1980), Parenti Couto *et al.* (1983) e Brito Neves & Cordani (1991), admitiram idade de 1300 a 1100 Ma para a fase sintectônica/ metamórfica que atuou sobre o Supergrupo Espinhaço. A datação, pelo método Rb/Sr, de siltitos e argilitos da Formação Caboclo (parte superior do Grupo Chapada Diamantina) definiu a idade isocrônica de 1250 ± 51 Ma (RI = 0,7360), atribuída a evento de metamorfismo (Brito Neves *et al.*, 1979). Babinski *et al.* (1993), utilizando o método isocrônico Pb/Pb em rochas carbonáticas do topo da Formação Caboclo, obtiveram uma isócrona da qual resultou a idade de 1140 ± 140 Ma, interpretada como idade mínima de deposição. Cordani *et al.* (1992), com base em datações U-Pb e Rb-Sr, na região de Lagoa Real (Ba), atribuíram ao intervalo de 1500 a 1200 Ma como o período em que ocorreu o metamorfismo regional que afetou o Supergrupo Espinhaço. Ao estudarem o Complexo Barro Alto, em Goiás, Fuck *et al.* (1989) referiram-se à colisão continental, em evento metamórfico importante, que teria ocorrido há cerca de 1300 Ma. Brito Neves *et al.* (1990) e Trompette *et al.* (1992) consideraram o Ciclo Uruaçuano (ou Ciclo Espinhaço), e conseqüentemente o Supergrupo Espinhaço, incluído no intervalo de idade entre 1750 a 1200 Ma.

Os eventos termo-tectônicos da orogênese que encerrou o Ciclo Uruaçuano, no modelo ora proposto, devem ter atingido o ápice de seu desenvolvimento há cerca de 1400-1300 Ma, período referido na literatura como o mais provável para o metamorfismo regional principal. Assim, o Ciclo Uruaçuano teria se desenvolvido, à semelhança do Ciclo Brasileiro, num período aproximado de 500 a 400 Ma, incluído no espaço de tempo entre 1800 e 1400-1300 Ma (Fig. 1).

3.2 – FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA

A Faixa de Dobramentos Brasília contorna o limite ocidental do Craton do São Francisco. Na Figura 1, os metassedimentos que compreendem os grupos Canastra e Araxá (parte ocidental de Minas Gerais) e os grupos Araí (formações Traíras e Arraías), Serra da Mesa e Paranoá (Goiás) estão colocados no Mesoproterozóico, obedecendo ao proposto por Marini *et al.* (1977); Dardenne (1978); Marini & Fuck (1981); Fuck & Marini (1981); Chang *et al.* (1988); e Valeriano (1992). O fato dos grupos Canastra e Araxá mostrarem estruturas anteriores ao desenvolvimento da Faixa de Dobramentos Brasília levou Almeida (1968) a colocá-los no Mesoproterozóico. Mais recentemente, tendo em vista a não disponibilidade de dados geocronológicos seguros, Pimentel *et al.* (1992) e Fuck *et al.* (1993) admitiram a possibilidade de uma idade brasileira, ou seja, neoproterozóica para os grupos Canastra e Araxá.

Tentativamente, por ainda não ter sido datada, a Sequência Serra da Boa Esperança (Simões & Valeriano, 1990 e Valeriano, 1992) está sendo colocada no Neoproterozóico, o que significa fazê-la integrante do Ciclo Brasileiro (Fig. 1).

Dardenne (1978) observou, em diversas regiões, o Grupo Paranoá sob os paraconglomerados (diamictitos/ tilitos) da parte inferior do Neoproterozóico. O conglomerado São Miguel, basal desse grupo, ocorreria ao nível das prováveis discordâncias internas já referidas nos grupos Espinhaço e Chapada Diamantina (Fig. 1). Esse conglomerado, identificado como preenchimento de canal (Braun, 1980), poderia representar os reflexos da inversão tectônica do Ciclo Uruaçuano. Essa proposição faz sentido, uma vez que Dardenne (1981) identificou discordância erosiva e, provavelmente, angular, separando o Grupo Paranoá do Grupo Araí sotoposto, e correlacionou o primeiro com a parte superior do Grupo Canastra.

A presença de rochas vulcânicas ácidas nos grupos Serra da Mesa, Araí e nos chamados metassedimentos Araxaídes foi assinalada por Braun (1980 e 1981), Marini *et al.* (1981) e Braun *et al.* (1990). Tassinari *et al.* (1981) dataram rochas metavulcânicas da sequência basal do Grupo Araí e

obtiveram a idade Rb/Sr de 1170 ± 24 Ma, atribuída ao metamorfismo uruaçuano. Rochas vulcânicas da base desse mesmo grupo foram datadas, pelo método U/Pb, por Pimentel *et al.* (1991), resultando a idade aproximada de 1770 Ma.

Reis Neto (1983) datou as seqüências metamórficas do Grupo Serra da Mesa e obteve idades ao redor de 560 Ma (Rb-Sr), interpretadas como eventos de homogeneização isotópica ocorridos quando da Orogênese Brasileira. Datando corpos graníticos, aparentemente intrusivos no Grupo Serra da Mesa, obteve a idade isocrônica Rb-Sr de 643 Ma, com o mesmo significado das seqüências metamórficas, tendo em vista a alta razão inicial de cerca de 0,78. Por outro lado, quando aplicou a metodologia isotópica Pb-Pb, em rocha total, nos granitos (incluindo também aqueles de Serra Branca), obteve a idade de 1658 Ma, considerada de cristalização dos protólitos graníticos. Conseqüentemente, concluiu que a idade do Grupo Serra da Mesa deve ser anterior a 1650 Ma.

4 - NEOPROTEROZÓICO

4.1 - CICLO BRASILIANO

O encontro de placas ocorrido quando da Orogênese Uruaçuana, cujo ápice teria ocorrido há cerca de 1400-1300 Ma, deu origem ao Supercontinente Rodínia. Pelo menos na região do Craton do São Francisco, o evento tectônico marcante que se seguiu foi o rompimento desse supercontinente, por intermédio do rifteamento ocorrido há cerca de 1000-900 Ma, dando ensejo ao início do Ciclo Brasileiro (Brito Neves & Cordani, 1991).

4.1.1 - Rifteamento precursor

Pedrosa Soares *et al.* (1992), com base em idades U/Pb, Ar/Ar e K/Ar de intrusões básicas e granitos alcalinos anorogênicos, obtidas por D'Angrella-Filho *et al.* (1990) e Renne *et al.* (1990), concluíram que há 1000 ± 100 Ma ocorreram marcantes fraturamentos, seguidos de rifteamento e intrusões dessas rochas. Idades de 1000 a 950 Ma têm sido atribuídas para os riftes continentais que antecederam o Ciclo Brasileiro (Jardim de Sá *et*

al., 1976) e seu correspondente Ciclo Pan-Africano (Porada, 1989). Parenti Couto *et al.* (1983) obtiveram idades K/Ar ao redor de 1000 Ma para rochas básicas associadas a fraturamentos, que foram relacionadas ao desenvolvimento de riftes e aulacógenos precursores do Ciclo Brasileiro. Atividades ígneas básicas anorogênicas associadas a fraturamento continental, no limite temporal Mesoproterozóico/ Neoproterozóico, foram reportadas por Teixeira (1992) que, pelos métodos Ar/Ar e K/Ar, obteve uma idade média de 1070 Ma para os enxames de diques de Salvador e Ilhéus-Olivença (leste do Craton do São Francisco); por Heaman (1991), com idade U/Pb de 920 Ma obtida em baddeleyita de um dique da região de Salvador; e por Machado *et al.* (1989), cuja datação U/Pb em baddeleyita do dique de metadiabásio de Pedro Lessa (Minas Gerais) definiu a idade de 906 ± 2 Ma.

4.1.2 - Desenvolvimento

O Ciclo Brasileiro teria se desenvolvido no período correspondente ao Neoproterozóico, ou seja, entre 1000-900 e 600-500 Ma, aproximadamente. No modelo proposto, para as orogenias que afetaram o Craton do São Francisco e de acordo com o sugerido por Pedrosa Soares *et al.* (1992) para as faixas móveis Araçuaí e Oeste Congoliana, a fase de dispersão continental, que se seguiu ao rifteamento, teria se desenvolvido no período de 1000 Ma até cerca de 800-750 Ma. A partir daí, iniciou-se o reagrupamento continental, traduzido pela inversão dos movimentos tectônicos, que passaram a ser compressivos, entre 750 e 550 Ma. Eventos colisionais, de caráter localizado, quando se aborda a amplitude de um supercontinente, com o conseqüente fechamento de várias bacias oceânicas, podem ter-se processado anteriormente a esse período. No entanto, é nele que se concentraram os episódios metamórficos de grande amplitude regional e as deformações relacionadas aos movimentos cavalçantes e de transcorrência, além das intrusões de granitos sin, tardi e pós-tectônicos, que caracterizaram as diferentes fases das orogêneses Brasileira e correlatas.

Referindo-se aos sedimentos do Neoproterozóico do Craton do São Francisco, Almeida (1977)

invocou dois episódios distintos: 1) parte inferior: episódio glacial, do qual resultou a Formação Jequitai e correlatas, desenvolvido no estágio estrutural inferior dos "geossinclíneos" marginais dos cratons do São Francisco e Amazônico Meridional (então emersos). Seguiu-se um período de grande erosão dos depósitos glaciais; 2) parte superior: sedimentação marinha, representada pelo Grupo Bambuí e correlatos, resultante da submersão quase total do Craton do São Francisco, por ocasião do desenvolvimento do segundo estágio estrutural dos cinturões marginais.

4.1.3 – Supergrupo São Francisco

Durante o Ciclo Brasileiro, depositaram-se os sedimentos que constituem o Supergrupo São Francisco, englobando os grupos Macaúbas e Bambuí (Schöll, 1972; Pflug & Renger, 1973; Marshak & Alkmim, 1989; e Pedrosa Soares *et al.*, 1992) e o Grupo Una (Derby, 1905; Misi, 1973).

4.1.3.1 – Fase de dispersão Grupo Macaúbas e correlatos

A sedimentação desenvolvida no Craton do São Francisco e suas faixas móveis marginais, durante a fase de abertura do Ciclo Brasileiro, está representada por rochas que denunciam uma glaciação em escala continental ocorrida no Neoproterozóico (resultando depósitos de diamictitos/tilitos e sedimentos associados), conforme reportado por Almeida (1977), Dardenne (1978 e 1981), Marini *et al.* (1981) e Karfunkel & Hoppe (1988). Isso confere a esses depósitos idade próxima de 1000-950 Ma (Dominguez, 1993), que representa o início da sedimentação do Supergrupo São Francisco (Marini *et al.*, 1981).

Normalmente, têm sido incluídos nesses depósitos de ambiente glacial: 1) Grupo Macaúbas (ao qual Braun & Baptista, 1979, atribuem sedimentação ligeiramente simultânea ao término do vulcanismo básico) e suas formações Terra Branca, Carbonita e Salinas (com o seu fácies Ribeirão da Folha), que ocorrem na parte oriental de Minas Gerais e fazem parte da sedimentação da Faixa de Dobramentos Araçuai (Almeida, 1977 e Pedrosa

Soares *et al.*, 1992); 2) Formação Bebedouro (origem glacial, segundo Montes *et al.*, 1981), parte inferior do Grupo Una, na Bahia; e 3) Formação Jequitai e Grupo Ibiá, na parte ocidental de Minas Gerais, conforme Almeida (1977) e Teixeira (1985).

No modelo ora proposto, está implícita uma grande discordância entre os sedimentos do Neoproterozóico e aqueles do Mesoproterozóico.

Discordância clara, erosiva e angular, entre os grupos Macaúbas e Espinhaço, foi descrita por Pflug & Renger (1973) e Dardenne (1978). A este contato, Marshak & Alkmim (1989) atribuíram superfície erosional, o que foi corroborado por Chang *et al.* (1988). Discordância estratigráfica e metamórfica entre o Subgrupo Paraopeba (Grupo Bambuí) e o Grupo Paranoá foi assinalada por Campos Neto (1979); Bonhomme *et al.* (1982); e Braun (1980, 1981 e 1988). Guimarães *et al.* (1986) observaram discordância entre a Formação Jequitai e o Grupo Paranoá na região de Bezerra (Goiás). Ainda sobre a Formação Jequitai, Dardenne & Walde (1979) a colocaram como repousando em discordância sobre sedimentos mais antigos do Pré-Cambriano, e Souza-Filho & Alkmim (1993), considerando que repousa sobre diferentes unidades do Supergrupo Espinhaço, concluíram por discordância angular e erosiva, aliás com evidentes expressões em mapas, aerofotos e imagens de satélite.

Dardenne (1981) e Fuck *et al.* (1993) verificaram discordância erosiva entre os grupos Ibiá e Canastra (sotoposto), à qual Campos Neto (1984) admitiu erosão de, no mínimo, 200 metros de sedimentos Canastra.

Ao estudarem a sedimentação dos grupos Bambuí e Chapada Diamantina na Bahia (região de Lençóis-Morro do Chapéu), Montes *et al.* (1981) atribuíram contato em discordância erosional e salientaram que o fato do Grupo Bambuí recobrir rochas do embasamento cristalino, em muitos locais, é inequívoca evidência de discordância de cunho regional. Da mesma forma, Bonhomme *et al.* (1982) indicaram discordância entre a Formação Bebedouro e o Grupo Chapada Diamantina.

A ocorrência dessas discordâncias regionais maiores adiciona importante fator favorável à interpretação de que após a consolidação do supercontinente Rodínia, quando do encerramento do Ciclo Uruaçuano, há cerca de 1400-1300 Ma, bom lapso de tempo ocorreu até que se iniciasse o riftamento precursor do Ciclo Brasileiro, há cerca de 1000-900 Ma.

4.1.3.2 – Fase de junção Grupo Bambuí

No modelo de evolução geotectônico proposto, o Grupo Bambuí tem sua sedimentação ligada à fase compressiva do Ciclo Brasileiro.

Almeida (1977) admitiu discordância entre os grupos Bambuí e Macaúbas, citando a localidade de Serra do Cabral (Minas Gerais), onde a discordância está representada por superfície de erosão aplainada. Evidências dessa discordância foram reportadas por Braun (1988) e Braun *et al.* (1990). Aliás, superfície erosional nesse contato já havia sido observada por Pflug (1965), Pflug & Renger (1973) e Schöhl (1973). Marshak & Alkmim (1989), referindo-se à Bacia do São Francisco, salientaram que o Grupo Bambuí se estende muito mais a oeste do que o Grupo Macaúbas, fazendo com que nas partes sul e central da bacia venha a repousar sobre o embasamento.

Para Macedo & Bonhomme (1984) ocorre discordância angular nas superfícies que separam o Grupo Bambuí do Grupo Macaúbas e a Formação Salitre da Formação Bebedouro. Braun (1988) e Braun *et al.* (1990) verificaram a presença de conglomerado na base da Formação Salitre, no contato com a Formação Bebedouro.

É provável a ocorrência de um hiato importante na seqüência sedimentar, no contato entre as formações Sete Lagoas e Jequitaiá (Dardenne & Walde, 1979; Dardenne, 1981; e Guimarães *et al.*, 1986), o qual, além de representar mudança brusca de ambiente glacial para ambiente quente (Fairchild, 1993), ainda sugere existência de discordância.

As mencionadas evidências, aliadas às afirmações de Braun & Baptista (1979) e Braun (1982) sobre os contrastes estruturais e metamórficos (efeitos metamórficos presentes no Grupo Ma-

caúbas e não observados no Grupo Bambuí) separando esses dois grupos, levam a propor que esse contato venha caracterizar a inversão da fase distensiva para a compressiva do Ciclo Brasileiro, ocorrida há cerca de 800-750 Ma.

5 – GRUPO BAMBUÍ

5.1 – AMBIENTE DEPOSICIONAL

Alvarenga & Dardenne (1978), ao estudarem os grupos Bambuí e Paranoá, na Serra de São Domingos (Minas Gerais), mostraram que antigos falhamentos do embasamento foram reativados durante a sedimentação do Grupo Bambuí, sob a forma de extensos falhamentos inversos, orientados segundo a direção N10-20W. Esse jogo de falhas controlou a sedimentação de formações dolomíticas (Dardenne *et al.*, 1978; Dardenne & Walde, 1979; e Dardenne, 1981). Admite-se, no modelo ora proposto, que o desenvolvimento dessas falhas ocorreu durante a fase compressiva do Ciclo Brasileiro.

Os trabalhos de Simões & Valeriano (1990) e Valeriano (1992), sobre a porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília, mostraram fortes evidências de que, desde o início da sedimentação do Grupo Bambuí (conglomerados basais Lagamar, Carrancas e correlatos), houve a presença de sistema montanhoso adjacente, representado pelo carregamento, sobre o Craton do São Francisco, das frentes de empurrão da Faixa de Dobramentos Brasília (Grupo Araxá-Canastra e Seqüência Serra da Boa Esperança). A fácies Samburá é um metaconglomerado polimítico que se formou, sob a forma de leques associados, devido à intensa erosão do referido sistema montanhoso. Há ocorrências frequentes, nesses metaconglomerados Bambuí, de seixos do embasamento, dos grupos Araxá-Canastra e de metarenitos da Seqüência Serra da Boa Esperança, em diferentes estágios de deformação, mesmo nos locais onde os metaconglomerados estão praticamente indeformados. Isso evidencia que esses sedimentos do embasamento foram deformados anteriormente à sedimentação do Grupo Bambuí. Aliás, sob esse aspecto, Simões & Valeriano (1990) e Valeriano (1992) concluíram que a sedi-

mentação do Grupo Bambuí se deu pelo menos quando parte da Sequência Serra da Boa Esperança, da Faixa de Dobramentos Brasília, já havia adquirido a foliação S1.

Braun (1982), referindo-se ao limite oeste de ocorrência do Grupo Bambuí, observou que os conglomerados pertencentes ao Grupo Bambuí (por ele chamados de Jequitai) estendem-se para noroeste em lúnguas que se intercalam em calcários e siltitos, até o início da sedimentação da Formação Três Marias.

O Grupo Bambuí havia sido recém-depositado, o que lhe conferia baixíssima competência, quando a deformação principal veio a afetá-lo. Em resumo, Valeriano (1992) assim se expressou: "O empilhamento de escamas tectônicas deu origem a um paleorelevo montanhoso que serviu de área fonte para os metaconglomerados polimíticos do Grupo Bambuí. A ocorrência destes metaconglomerados marcados por ciclos granodecrescentes, interdigitados a espessos pacotes pelíticos (com carbonatos associados), sugere um sistema de leques subaquáticos invadindo a plataforma epicontinental rasa. Os estágios finais da deformação principal, pós-auge metamórfico, são marcados pelo cavalgamento propriamente dito da Nappe Araxá-Canastra sobre o Sistema de Cavalgamento Ilícinea-Piumhi e deste sobre o Grupo Bambuí, que passa a ser deformado, adquirindo sua foliação S1 e lineação de estiramento" (Fig. 2).

Todas as informações reportadas pelos citados autores são evidências convergentes no sentido de concluir que o Grupo Bambuí depositou-se numa bacia de antepaís ("foreland"), originada a partir do empilhamento tectônico resultante da compressão da Faixa de Dobramentos Brasília sobre o Craton do São Francisco. É oportuno salientar que Brito Neves & Cordani (1991) sugeriram que durante a Orogênese Brasileira o Craton do São Francisco atuou como "foreland", onde o Grupo Bambuí foi depositado e afetado pelos últimos eventos tectônicos do Ciclo Brasileiro. Na opinião dos referidos autores, sua idade de sedimentação estaria entre 700 e 500 Ma e a Formação Três Marias teria se depositado numa bacia tipo molássica, de ocorrência pós-tectônica, desenvolvida próxima e ao longo da borda cratônica.

Chang *et al.* (1988) admitiram que os grupos Macaúbas e Bambuí poderiam ter se depositado no tempo em que se desenvolveu a bacia de "foreland". Tal bacia resultou da flexura litosférica produzida pelo ajustamento isostático regional que se seguiu ao desequilíbrio mecânico causado pela carga das frentes de empurrão e dobramento sobre a borda oeste do Craton do São Francisco. No modelo ora proposto, o Grupo Macaúbas não estaria incluído nesse processo. Convém salientar que os referidos autores consideraram, também, a possibilidade do Grupo Macaúbas ter sido depositado durante a fase extensional do Ciclo Brasileiro. O Grupo Bambuí teria se depositado numa bacia de antepaís ("foreland") associada à migração de frentes de empurrão responsáveis pelos eventos sucessivos de transgressão e regressão e, conseqüentemente, pela sua organização cíclica. Os ciclos de sedimentação, influenciados por variações periódicas nas taxas de subsidência e alimentação, teriam sido produzidos por eventos episódicos de transgressão e regressão, conforme já observado por Misi (1978). A cada novo avanço da frente de empurrão, parte da bacia antepaís formada no evento anterior (no caso, os sedimentos do Grupo Bambuí já depositados) é envolvida pelas deformações e passa a constituir a pré-fossa ("foredeep"), que corresponde à depressão marginal à faixa de empurrão. Os sedimentos não deformados no processo permanecem sobre o craton adjacente à faixa de empurrão. Ambientes deposicionais que envolvem faixa de empurrão e de dobramento e bacia antepaís são observados, por exemplo, nas Montanhas Rochosas (Price, 1981), Apalaches (Hatcher, 1978) e Alpes (Hsu, 1979). Como característica principal, as bacias de antepaís apresentam-se de forma assimétrica, com a porção mais profunda limitada pela faixa de empurrão e de dobramento.

Essa configuração está de acordo com o reportado por Braun (1988) sobre a tectônica e evolução da Bacia Bambuí: "no seu bordo ocidental, mostra uma faixa intensamente deformada limitada interiormente pela falha inversa de alto ângulo da Serra de São Domingos. Desta falha para leste, as camadas são sub-horizontais com pequenas ondulações confinadas, que se tornam mais intensas no bordo sudeste, quando se aproxima da Serra do Es-

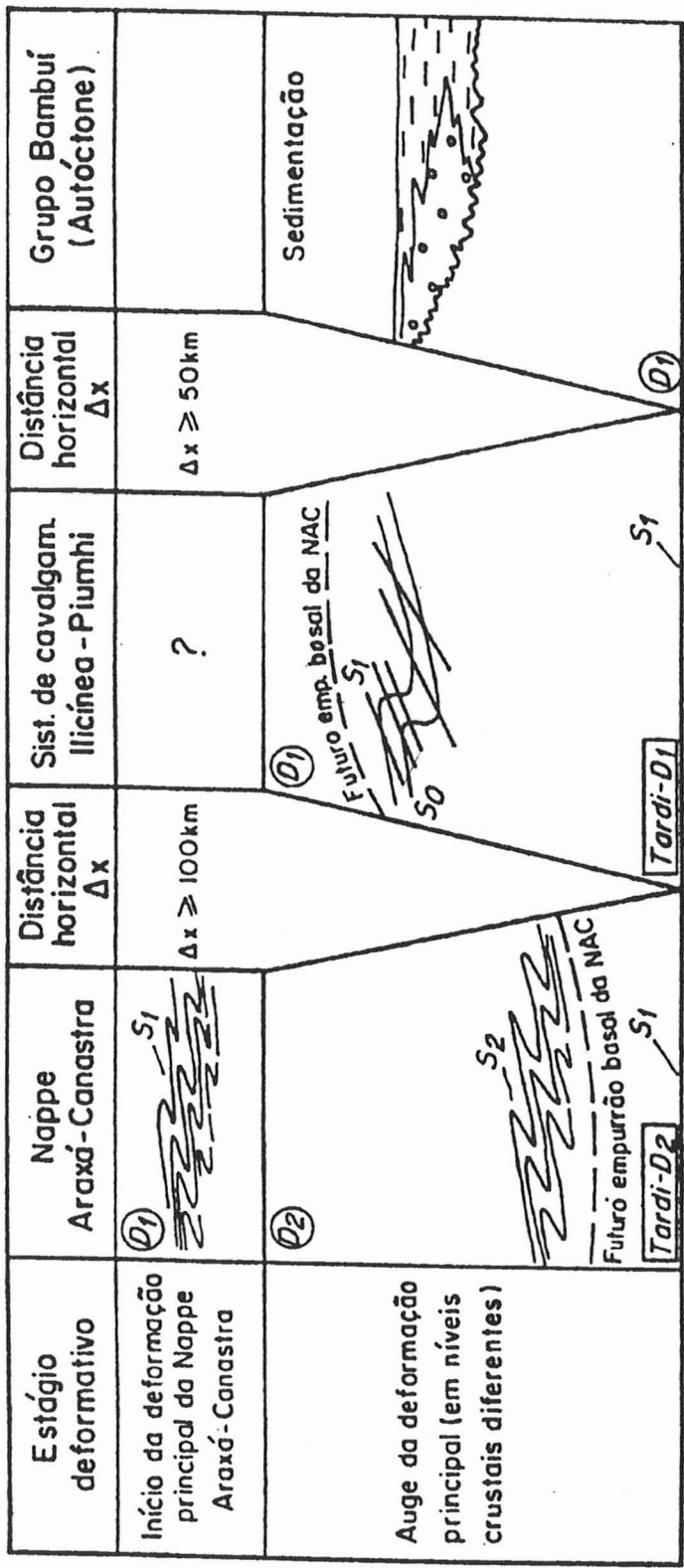


Fig. 2 — Evolução deformativa da Nappe Araxá-Canastra (NAC), do Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhi (SCIP) (alóctones), e do Grupo Bambuí (autoctone). Observa-se o Grupo Bambuí ainda em fase de sedimentação, quando a NAC e o SCIP já apresentam deformações em consequência dos esforços provocados pelos empurrões. A cunha conglomerática do Grupo Bambuí apresenta seis dos estratos cavalgantes com deformações em diferentes estágios (adaptado de Valeriano, 1992).

pinhaço. Nessas proximidades, porém, as deformações são bem menos intensas do que no bordo ocidental". O referido autor comparou a borda ocidental do Grupo Bambuí, mais intensamente falhada e dobrada, a uma faixa de dobramento tipo apalachiano.

De acordo com Marini *et al.* (1981) e Fuck *et al.* (1993), a zona mais subsidente da Bacia Bambuí (mais de 2000 metros de sedimentos) está no seu limite oeste, junto à Faixa de Dobramento Brasília, onde ocorrem as falhas escalonadas. Mais para leste, sobre o craton (região de Januária), a espessura dos sedimentos Bambuí reduz-se a cerca de 400 metros. Marini *et al.* (1981) mostraram que variações de espessura também estão presentes na Formação Três Marias, que apresenta 250 metros em Três Marias e 1000 metros na Serra de São Domingos.

Assim sendo, os presentes autores concordam com a proposição de Chang *et al.* (1988), que interpretaram a Bacia Bambuí como uma bacia de antepaís ("foreland"). As longas falhas, hoje de caráter inverso devido aos esforços de compressão, presentes na borda oeste do Grupo Bambuí, com direção aproximada N-S e paralelas à Faixa de Dobramentos Brasília, teriam sido formadas quando as faixas de empurrão e dobramentos, vindas de oeste, cavalgaram o Craton do São Francisco e produziram uma depressão na litosfera junto à sua borda. Segundo Dardenne (1981), as variações de espessura do Grupo Bambuí foram condicionadas pelo jogo das falhas contemporâneas à sedimentação. Este mesmo autor, referindo-se à Formação Vazante/ Paracatu, colocou-a como depositada em ambiente deltaico, em faixa costeira instável (zona de fraqueza da costa), onde se desenvolveu laguna a oeste e mar aberto a leste. A prevalecer essas características, é provável que a referida formação corresponda a uma fácies desenvolvida junto à faixa de cavalgamento, quando da sedimentação do Grupo Bambuí.

Considerar apenas a Formação Três Marias como depositada em bacia antepaís (Costa *et al.*, 1970; Costa & Angeiras, 1971; Chang *et al.*, 1988; Dominguez, 1993; e Guimarães, 1993), esbarra em importante argumento que dificilmente passaria despercebido no campo. Prevalecendo essa inter-

pretação, a passagem do Subgrupo Paraopeba (que teria de ser considerado como depositado durante a fase distensiva do Ciclo Brasileiro) para a Formação Três Marias (então depositada na fase compressiva do ciclo) implicaria em admitir mudança radical no sentido dos esforços tectônicos. Se isso de fato tivesse ocorrido, é muito provável que essa passagem se manifestasse através de marcante descontinuidade. Entretanto, apenas discordância erosiva, sensível apenas nas bordas da bacia, tem sido assinalada por Dardenne & Walde (1979) e Dardenne (1981). Almeida (1977) e Brito Neves & Cordani (1991) consideraram a Formação Três Marias como depositada em estágio molássico, em discordância, geralmente pouco acentuada, sobre o Subgrupo Paraopeba.

Tem sido observado que a partir da Formação Serra da Saudade ocorreu um afluxo cada vez maior de terrígenos mais grosseiros (arcósios), até que, ao predominarem, passaram a constituir a Formação Três Marias (Braun, 1988). Dardenne (1978), Marini *et al.* (1981), Parenti Couto *et al.* (1983), Teixeira (1985), Braun (1988), Braun *et al.* (1990), e Guimarães (1993) observaram passagem concordante e gradacional entre as formações Serra da Saudade e Três Marias.

5.2 – IDADE DA SEDIMENTAÇÃO

No modelo proposto neste trabalho, o Grupo Bambuí teria se depositado em bacia de antepaís ("foreland"), durante o desenvolvimento do Ciclo Brasileiro, no Neoproterozóico, conforme observado por Chang *et al.* (1988), Simões & Valeriano (1990), Brito Neves & Cordani (1991), Valeriano (1992) e Schobbenhaus (1993).

Considerando o modelo de bacia de antepaís, a idade da sedimentação do Grupo Bambuí se situaria no intervalo de tempo entre 750 e 550 Ma. Cabe aqui uma dúvida: qual teria sido o tempo necessário, após o início do fechamento do rifte brasileiro, para que viessem a se manifestar as elevações criadas pelo cavalgamento da faixa de empurrão sobre a borda do craton, dando origem à depressão da bacia antepaís? Admitindo-se um período de cerca de 100 Ma (metade de tempo aproximado necessário para o fechamento completo do

rifte e desenvolvimento da orogênese brasileira), a Bacia Bambuí ter-se-ia iniciado há cerca de 700-650 Ma, o que marcaria a provável idade máxima da sua sedimentação. Nesse sentido, vale ressaltar as conclusões de Campos Neto & Figueiredo (1995), ao afirmarem que durante o Ciclo Brasiliano/ Pan-Africano ocorreram superposições de eventos orogênicos Neoproterozóicos-Eopaleozóicos, que afetaram a borda sudeste do Craton do São Francisco, culminando com a consolidação do Supercontinente Gondwana. Esses eventos evoluíram desde cerca de 630 Ma até 560-530 Ma, época em que ocorreu o estágio colisional da Micropalca Serra do Mar, para o qual cunharam a denominação "Orogênese Rio Doce".

Diques que cortam o embasamento e são recobertos discordantemente pelo Grupo Bambuí foram datados por Cordani & Teixeira (1985), resultando idades aparentes variando de 900 a 640 Ma, consideradas mínimas para os materiais datados. Um dique de epidiorito que ocorre na região de Formiga (Minas Gerais) foi datado, pelo método K/Ar em plagioclásio, por Teixeira (1985), resultando a idade de 763 ± 22 Ma, considerada como idade máxima para a Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí. Este mesmo autor datou, pelo método K/Ar, epidioritos intrudidos em metassedimentos Rio das Velhas (região de Pitangui), mas que não afetaram as rochas do Grupo Bambuí, expostas nas proximidades, resultando as idades de 669 ± 20 Ma e 568 ± 17 Ma.

Kawashita *et al.* (1987 e 1996), analisando as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de sedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí, obtiveram valores de 0,7077 para o "mar" Bambuí, o que, por comparação com as curvas de Veizer *et al.* (1983) e Gorokhov *et al.* (1995), é compatível com idade próxima de 600 Ma. Analisando a estratigrafia isotópica de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, com base nos elementos Carbono e Estrôncio, Chang *et al.* (1993) posicionaram a sua idade entre 800 e 600 Ma, com o melhor valor devendo situar-se em torno de 600 Ma.

Datações radiométricas pelo método isotópico Pb-Pb, em galenas do Grupo Bambuí, foram realizadas por Iyer (1984) e Iyer *et al.* (1992), acres-

centando dados analíticos àqueles anteriormente divulgados por Amaral (1968) e Cassedanne & Lasserre (1969). Foram obtidas idades de 650 ± 50 Ma, atribuídas à formação das galenas, quando do evento orogênico brasileiro, e 1850 ± 150 Ma, considerada como das rochas do embasamento transamazônico, que serviu de fonte do Pb para as galenas do Grupo Bambuí.

Babinski (1993) realizou datações radiométricas pelo método Pb-Pb, a partir das análises de urânio e chumbo contidos em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. Foram amostrados carbonatos das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, em suas ocorrências na porção sul da Bacia do São Francisco (MG). Cerca de 15 amostras, contendo as mais altas razões U/Pb, ou seja, com Pb radiogênico de evolução isotópica pós-deposicional, inseridas em diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, forneceram idade isocrônica de 686 ± 69 Ma. Essa idade foi considerada pela mencionada autora como idade mínima de deposição dos carbonatos, tendo em vista evidências de processos de alteração secundários (recristalização, dissolução carbonática e estilolitização) observados em lâminas delgadas, que atuaram nas rochas após a sua deposição.

A Tabela I mostra as idades radiométricas obtidas, até o presente, com a aplicação dos métodos Rb/Sr e K/Ar em folhelhos e siltitos do Grupo Bambuí. As idades situam-se no intervalo de 670 a 550 Ma e têm sido atribuídas aos eventos termodinâmicos da Orogênese Brasileira que, em maior ou menor intensidade, teriam afetado os sedimentos do grupo. É importante salientar que as idades isocrônicas Rb/Sr apresentam, consistentemente, razões iniciais baixas, ou seja, ao redor de 0,710. Este fato representa argumento favorável à interpretação da idade de sedimentação do Grupo Bambuí ter sido pouco mais velha que a do metamorfismo que o acometeu.

Do ponto de vista estratigráfico, as idades mais relevantes parecem ser aquelas relatadas por Parenti Couto *et al.* (1981), em que isócronas Rb-Sr em rocha total, obtidas em amostras do mesmo afloramento, indicaram valores de idade para as formações Paraopeba, Três Marias e Pirapora con-

TABELA I
Idades radiométricas, Rb/Sr e K/Ar, de siltitos e folhelhos do Grupo Bambuí.

Localidade	Formação	Litologia	Método	Material	Idade	Autor
Pirapora (MG)	Pirapora	Siltito	Rb/Sr (isócrona)	RT (Rocha Total)	590±40Ma (RI=0,7115)	Parenti
Felixlândia (MG)	Três Marias	Siltito	Rb/Sr (isócrona)	RT (Rocha Total)	620±40Ma (RI=0,7125)	Couto <i>et al.</i> (1981)
Itacarambi (MG)	Paraopeba	Siltito	Rb/Sr (isócrona)	RT (Rocha Total)	640±15Ma (RI=0,7109)	
Januária/ João Pinheiro (MG)		Siltito	Rb/Sr (isócrona)	FF (Fração <2μ)	619±17Ma (Ri=0,7084)	Bonhomme (1976)
Cedro do Abaeté (MG)		Siltito	Rb/Sr (isócrona)	FF (Fração <2μ)	445±25Ma (Ri=0,7172)	
Cedro do Abaeté (MG)		Siltito	Rb/Sr (isócrona)	FF (Fração <2μ)	553±17Ma	
Cedro do Abaeté (MG)		Siltito	K/Ar	FF (Fração <2μ)	516 e 478Ma	
Januária/ João Pinheiro (MG)		Siltito	Rb/Sr (isócrona)	FF (Fração <2μ)	641±18Ma (Ri=0,7084)	Bonhomme <i>et al.</i> (1982)
Cedro do Abaeté (MG)		Siltito	Rb/Sr (isócrona)	FF (Fração <2μ)	630Ma-573Ma	
					465±21Ma (Ri entre 0,715 e 0,720)	
São Francisco do Sul (MG)	Sete Lagoas	Folh+Calc	Rb/Sr (isócrona)	RT (Rocha Total)	695±12Ma (Ri=0,7077)	Thomaz Filho & Bonhomme (1979)
São Francisco do Sul (MG)	Sete Lagoas	Folh+Calc	Rb/Sr (isócrona)	FF (Fração <2μ)	610±9Ma (Ri=0,7097)	
São Francisco do Sul (MG)	Sete Lagoas	Folhelho	K/Ar	FF (Fração <2μ)	576±14 a 662±18Ma	
São Francisco do Sul (MG)	Sete Lagoas	Folh+Calc	Rb/Sr (isócrona)	RT (Rocha Total)	670±20Ma (Ri=0,7063)	Thomaz Filho & Lima (1981)
São Francisco do Sul (MG)	Sete Lagoas	Folh+Calc	Rb/Sr (isócrona)	FF (Fração <2μ)	560±40Ma (Ri=0,7110)	

sistentes com a posição estratigráfica. Tais datações foram interpretadas de acordo com a metodologia preconizada por Cordani *et al.* (1978 e 1985), e corresponderiam às épocas aproximadas da deposição dos sedimentos.

Com relação às interpretações incluídas em Thomaz-Filho & Bonhomme (1979) e Thomaz-Filho & Lima (1981), para os folhelhos da Formação Sete Lagoas coletados em São Francisco do Sul (MG), apresenta-se, neste trabalho, a reinterpretação mostrada na Figura 3. Foram consideradas somente as amostras pelíticas, tendo sido excluídas as amostras de carbonatos, por representarem sistemas isotopicamente diferentes, e não cogenéticos. Os novos resultados, interpretados como idade de deposição por volta de 623±27 Ma, e idade de diagênese ou anquimetamorfismo por volta de 597±8 Ma, são mais coerentes com os demais resultados do Grupo Bambuí.

A Tabela II resume os resultados isotópicos que os presentes autores consideram como mais representativos para o Grupo Bambuí.

6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objetivo deste trabalho foi propor um modelo que, diante das informações divulgadas na literatura especializada e conhecimentos de campo, pudesse melhor caracterizar a idade e o processo de deposição dos sedimentos do Grupo Bambuí. Para tanto, foram considerados os dois grandes ciclos tectônicos que marcaram os intervalos de tempo do Mesoproterozóico (Ciclo Uruaçuano/Espinhaço) e do Neoproterozóico (Ciclo Brasileiro), e os dados disponíveis que permitiram neles incluir, respectivamente, os supergrupos Espinhaço e São Francisco.

O Supergrupo Espinhaço, compreendendo os grupos Espinhaço e Chapada Diamantina, assim como os metassedimentos da Faixa de Dobramentos Brasília, metamorfizados durante a Orogênese Uruaçuana, foram analisados apenas no sentido de posicioná-los no tempo geológico, ou seja, no Mesoproterozóico.

O Supergrupo São Francisco, por outro lado, foi alvo de análises mais detalhadas quanto ao seu

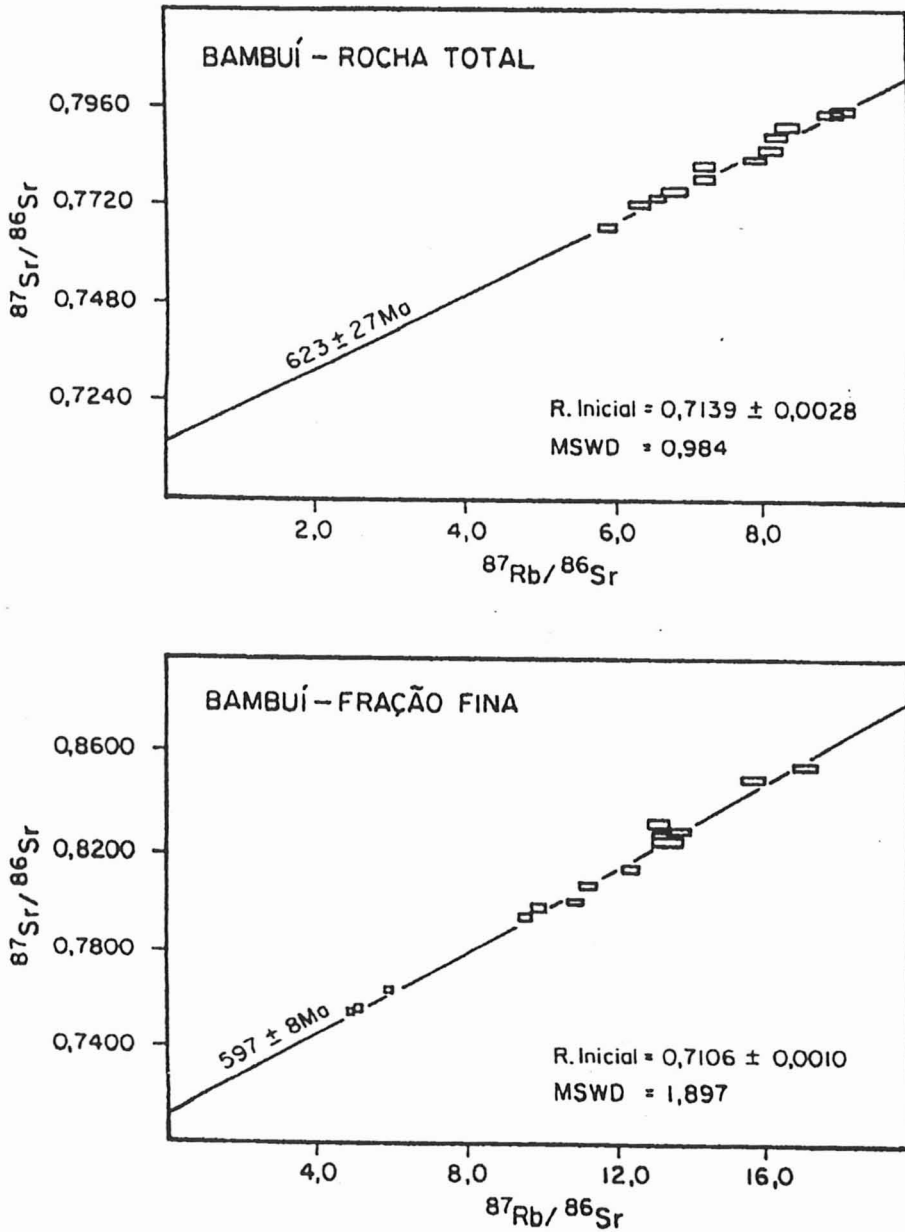


Fig. 3 — Isócronas Rb/Sr de folhelhos do Grupo Bambuí (região de São Francisco do Sul — MG) reinterpretadas, sem os calcários, a partir dos dados de Thomaz-Filho & Bonhomme (1979) e Thomaz-Filho & Lima (1981).

posicionamento no ciclo tectônico do qual resultou a orogênese brasileira. O Grupo Macaúbas e correlatos, representantes de uma glaciação em escala continental, tem sua sedimentação relacionada à fase de dispersão do rifte brasileiro, no intervalo de tempo ao redor de 1000-900 a 750 Ma. Quanto ao Grupo Bambuí, algumas evidências permitiram atribuir-lhe desenvolvimento a partir de bacia de

antepaís ("foreland"), quando da fase compressiva do rifte brasileiro, que ocorreu no intervalo de tempo de 750 a 500 Ma. Considerando, ainda, as inúmeras informações de idades radiométricas Rb/Sr, K/Ar e U/Pb (Tabs. I e II), conclui-se que a idade de sedimentação do Grupo Bambuí deve estar próxima de 600 Ma, época interpretada como do cavalgamento da faixa de empurrão, quando do

TABELA II
Idades radiométricas mais representativas para o Grupo Bambuí.

Isócronas Rb-Sr em rocha total (RT) – folhelhos e siltitos	→	590 a 640 Ma (Razão inicial = 0,711 a 0,714)
Isócronas Rb-Sr em fração fina (<2 μ) – folhelhos e siltitos	→	570 a 640 Ma (Razão inicial = 0,708 a 0,720)
Determinações K-Ar em fração fina (<2 μ) – folhelhos e siltitos	→	480 a 580 Ma
Isócronas Pb-Pb em calcários	→	690 $\pm$ 70 Ma
Isócrona Pb-Pb em galenas (curva de evolução)	→	1850 $\pm$ 150 Ma e 650 $\pm$ 50 Ma
Composição isotópica do Sr em calcários	→	$\approx$ 595 Ma

FAIXA BRASÍLIA	CRATON DO SÃO FRANCISCO	FAIXA ARAÇUAÍ
		$\approx$ 540 Ma Plutonismo granitóide
		$\approx$ 580 Ma Metamorfismo regional
600 – 650 Ma Falhamento de empurrão	$\approx$ 600 Ma Sedimentação do Grupo Bambuí	$\approx$ 650 Ma Metamorfismo regional
$\approx$ 700 Ma Metamorfismo regional	Sedimentação do Grupo Macaúbas > 700 Ma	

Fig. 4 — Principais eventos tectônicos no Craton do São Francisco e faixas orogênicas adjacentes, durante o Neoproterozóico.

fechamento do rifte até o auge da Orogênese Brasileira (Fig. 4). Possivelmente, a deposição da sequência deve ter ocorrido ao longo de algumas dezenas de milhões de anos, com início próximo de 640 Ma (deposição da Formação Sete Lagoas) e término por volta de 580 Ma (deposição da Formação Pirapora).

A Figura 4 mostra a interpretação dos presentes autores em relação à deposição do Grupo Bambuí, no contexto da evolução geotectônica das faixas móveis adjacentes ao Craton do São Francisco, e ativas durante o Neoproterozóico. Torna-se evidente que a sedimentação do Grupo Bambuí ocorreu em concomitância com a formação dos empurrões na Faixa de Dobramentos Brasília, que são os eventos terminais daquela unidade geotectônica. Por outro lado, a história orogênica da Faixa Araçuaí permanecia viva, tendo em vista que a colisão da Microplaca Serra do Mar (Orogênese Rio Doce) ocorreu mais tarde, já no limite Neoprotero-

zóico/ Fanerozóico, com magmatismo intenso e fenômenos relacionados persistindo durante o Cambriano. Tais eventos tectônicos da Faixa Araçuaí repercutiram sobre a borda do Craton do São Francisco, provocando as remobilizações e os rejuvenescimentos isotópicos observados nas rochas do Grupo Bambuí, e cujas datações são reportadas na Tabela I.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M., (1967), Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Bol. Div. Geol. Mineral., DNPM*, Rio de Janeiro, 241, 36p.
- ALMEIDA, F. F. M., (1968), Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Neoproterozóico. *An. Acad. bras. Ci.*, **40**: 285-295.
- ALMEIDA, F. F. M., (1971), Geochronological division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, **1**: 13-21.

- ALMEIDA, F. F. M., (1977), O craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7: 349-364.
- ALVARENGA, C. J. S. & DARDENNE, M. A., (1978), Geologia dos grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos, MG. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife. Anais... Recife, 2: 546-556.
- AMARAL, G., (1968), Aplicação do estudo da composição isotópica do chumbo a problemas metalogenéticos: resultados preliminares para galenas de depósitos de Grupo Bambuí. In: Congr. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, p. 131-138.
- ✕ BABINSKI, M., (1993), Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. São Paulo, 133p. (Tese de Doutorado, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares da USP).
- BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W. R.; CHEMALE JR., F.; BRITO NEVES, B. B. & ROCHA, A. J. D., (1993), Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, em Morro do Chapéu, BA. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco. Evol. Tect. e Metalog. do Craton do São Francisco, 2, Salvador, BA. Anais... SBG/NBA-SE/SGM, Salvador, p. 160-163.
- BONHOMME, M. G., (1976), Mineralogie des fractions fines et datations Rubidium-Strontium dans le Groupe Bambuí (MG-Brésil). *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (4): 211-222.
- BONHOMME, M. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M. H. F. & THOMAZ-FILHO, A., (1982), Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Res.*, 18: 103-118.
- BRAUN, O. P. G., (1980), Revisão estratigráfica na área central de Goiás. In: Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, Santa Catarina. Anais... Camboriú, 2: 705-714.
- BRAUN, O. P. G., (1981), Uma discussão sobre alguns aspectos geotectônicos e estratigráficos das seqüências pré-cambrianas do centro-leste de Goiás. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia. Ata 1, p. 9-29.
- BRAUN, O. P. G., (1982), Novas contribuições à estratigrafia e aos limites do Grupo Bambuí. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador. Anais... Salvador, 1: 260-268.
- BRAUN, O. P. G., (1988), Mapeamento de semi-detalle em uma área de prospecção de hidrocarbonetos, na bacia proterozóica do Bambuí, no centro-leste de Goiás. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém. Anais... Belém, p. 672-687.
- BRAUN, O. P. G. & BAPTISTA, M. B., (1979), Alguns comentários sobre a Formação Macaúbas e a evolução tectônica do Espinhaço. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 1, Diamantina. Atas, p. 31-41.
- BRAUN, O. P. G.; MELLO, U. & DELLA PIAZZA, H., (1990), Bacias proterozóicas brasileiras com perspectivas exploratórias para hidrocarbonetos. In: Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás. Coord. RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. M., Editora Gávea. Rio de Janeiro, p. 115-132.
- BRITO NEVES, B. B., (1990), Processos orogênicos no Pré-Cambriano do Brasil. In: Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás. Coord. RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. M., Editora Gávea, Rio de Janeiro, p. 99-114.
- BRITO NEVES, B. B., (1993), De Rodínia a Gondwana. São Francisco/ Congo: placa continente/ península, craton e antepaís. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco. Evol. Tect. e Metalog. do Craton do São Francisco, 2, Salvador, BA. Anais... SBG/NBA-SE/SGM, p. 3-5.
- BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G. & DELHAL, J., (1979), A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Rev. Bras. Geoc.*, 9: 71-85.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. & TORQUATO, J. R. F., (1980), Evolução geocronológica do Pré-Cambriano no estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. & DUARTE, F. B. Eds. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos básicos. Salvador, SGM/CPM, 3: 1-104.
- BRITO NEVES, B. B.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G. & KAWASHITA, K., (1990), A contribution to the subdivision of the precambrian in South America. *Rev. Bras. Geoc.*, 20 (1-4): 267-276.
- BRITO NEVES, B. B. & CORDANI, U. G., (1991), Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.*, 53: 23-40.
- CAMPOS NETO, M. C., (1979), Contribution à l'étude des brasilides lithostratigraphie et structure des groups Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest-nord-ouest de l'état de Minas Gerais, Brésil. Depart. Geotect., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris (Tese). p. 1-155.

- CAMPOS NETO, M. C., (1984), Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante-Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geol.*, **14**: 81-91.
- CAMPOS NETO, M. C. & FIGUEIREDO, M. C. H., (1995), The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **8** (2): 143-162.
- CASSEDANNE, J. P. & LASSERRE, M., (1969), Etude geologique et analyse isotopique par la méthode au plomb de quelques galénas du Brésil. *Bull. B.R.G.M.*, Ser. 2, sec. 4(1): 71-87.
- CHANG, H. K.; MIRANDA, F. P.; MAGALHÃES, L. & ALKIM, F. F., (1988), Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém. Anais... Belém, 5: 2076-2090.
- CHANG, H. K.; KAWASHITA, K.; ALKIM, F. F. & MOREIRA, M. Z., (1993), Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco. *Evol. Tect. e Metalog. do Craton do São Francisco*, 2, Salvador, BA. Anais... SBG/NBA-SE/SGM, p. 195-196.
- CORDANI, U. G.; AMARAL, G. & KAWASHITA, K., (1973), The precambrian evolution of South America. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, **62** (2): 309-317.
- CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. & THOMAZ-FILHO, A., (1978), Applicability of the Rubidium-Strontium method to shales and related rocks. Contributions to the geologic time scale, *Studies in Geology*, 6, Am. Assoc. Petr. Geol., Tulsa, Ok, p. 93-118.
- CORDANI, U. G.; THOMAZ-FILHO, A.; BRITO NEVES, B. B. & KAWASHITA, K., (1985), On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from precambrian sequences of Brazil. *Giornale di Geologia*, Bologna, ser. 3ª, **47** (2): 253-280.
- CORDANI, U. G. & TEIXEIRA, W., (1985), Estado atual do conhecimento geocronológico de Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 3, Belo Horizonte. Anais... SBG/NMG, Belo Horizonte, 5: 338-347.
- CORDANI, U. G.; IYER, S. S.; TAYLOR, P. N.; KAWASHITA, K.; SATO, K. & McREATH, I., (1992), Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5-1.0 Ga). *J. South Amer. Earth Sci.*, **5** (1): 33-46.
- COSTA, L. A. M. & ANGEIRAS, A. G., (1971), Geosynclinal evolution of the epi-Baykalian platform of central Brazil. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, **60**: 1024-1050.
- COSTA, L. A. M.; ANGEIRAS, A. G.; VALENÇA, J. G. & STEVENAZZI, V., (1970), Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. *Bol. Geol. do Instituto de Geociências*, UFRJ, Rio de Janeiro, **5**: 3-34.
- COSTA, L. A. M.; PORTELLA, A. C. P.; NILSON, A. A.; VALE, C. R. O.; MARCHETTO, C. L. M.; SANTOS, E. L.; MENEGUESO, G.; INDA, H. A. V.; STERNA, L. H.; MARCHETO, M.; BAPTISTA, M. B.; FRATIN, O.; MOSMANN, O.; OLIVEIRA, T. F. & SILVA, W. G., (1975), Projeto Leste do Tocantins/ Oeste do Rio São Francisco (LETOS). Relatório Final, Rio de Janeiro. DNPM/CPRM/PROSPEC, Petrópolis, 200p.
- COSTA, L. M. A. & INDA, H. A. V., (1982), O aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, **2**: 13-18.
- COSTA, M. T. & BRANCO, J. J. R., (1961), Roteiro da excursão Belo Horizonte-Brasília. In: Congr. Bras. Geol., 14, Belo Horizonte. Roteiro das Excursões... Belo Horizonte, UFMG, Publ. 15, 25p.
- D'ANGRELLA-FILHO, M. S.; PACCA, I. G.; RENNE, P. R.; ONSTOTT, T. C. & TEIXEIRA, W., (1990), Paleomagnetism of Middle Proterozoic (1.01 to 1.08 Ga) mafic dykes in southeastern Bahia state – São Francisco craton, Brazil. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **101**: 332-348.
- DARDENNE, M. A., (1978), Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil central. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife. Anais... Recife, 3: 597-610.
- DARDENNE, M. A., (1981), Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1979. Anais... Salvador, SGM-CPM/SBG/NBA-SE, p. 140-157.
- DARDENNE, M. A.; MAGALHÃES, L. F. & SOARES, L. A., (1978), Geologia do Grupo Bambuí no vale do Rio Paranã (Goiás). In: Congr. Bras. de Geol., 30, Recife. Anais... Recife, 2: 611-621.
- DARDENNE, M. A. & WALDE, D. H. G., (1979), A estratigrafia dos grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil central. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 1, Diamantina. Anais... Diamantina, SBG, Núcleo de Minas Gerais, 1: 43-53.
- DERBY, O. A., (1905), Notas geológicas sobre o Estado da Bahia. *Bol. Secr. Agric. Viação Industr. Obras Publ.*, Salvador, 7 (1/3): 12-31.
- DOMINGUEZ, J. M. L., (1993), As coberturas do craton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: O Craton do São Francisco. Edit. DOMINGUEZ, J. M. L. & Misi, A., SBG/NBA-SE/SGM/CNPq, p. 137-159.

- DOMINGUEZ, J. M. L. & ROCHA, G. M. F., (1993), Middle proterozoic paleogeography of the central portion of the São Francisco craton in the state of Bahia. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco. Evol. Tect. e Metalog. do Craton do São Francisco, 2, Salvador, BA. Anais... SBG/NBA-SE/SGM, p. 158-159.
- DOSSIN, T. M.; DOSSIN, I. A.; CHARVET, J.; POUCLLET, A. & LAPIERRE, H., (1993), Late proterozoic mafic dykes swarms from the Espinhaço range (Minas Gerais-Brazil): geochemistry and tectonic setting. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco. Evol. Tect. e Metalog. do Craton do São Francisco, 2, Salvador, BA. Anais... SBG/NBA-SE/SGM, p. 128-130.
- FAIRCHILD, I. J., (1993), Balmy shores and icywastes: the paradox of carbonates associates with glacial deposits in neoproterozoic times. In: WRIGHT, V. P. ed., *Sedimentology Review*, 1: 1-16.
- FUCK, R. A. & MARINI, O. J., (1981), O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1979. Anais... Salvador, SGM/CPM/SBG, p. 118-130.
- FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K., (1989), Geocronologia Rb-Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil central. *Geochim. Brasil*, 3 (2): 125-140.
- FUCK, R. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A. & PEDROSA SOARES, A. C., (1993), As faixas de dobramentos marginais do craton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: O Craton do São Francisco. Edit. DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A., SBG/NBA-SE/SGM/CNPq, p. 161-185.
- GOROKHOV, I. M.; SEMIKHATOV, M. B.; BASKAROV, A. V.; KUTYAVIN, E. P.; MEL'NIKOV, N. N.; SOCHAVA, A. V. & TURCHENKO, T. L., (1995), Sr isotopic composition in Riphean, Vendian, and Lower Cambrian Carbonates from Siberia. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 3 (1): 1-28.
- GUIMARÃES, E. M., (1993), Implicações da caracterização mineralógica e química da Formação Três Marias – região de Cabeceiras (GO) na interpretação da gênese da bacia. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco. Evol. Tect. e Metalog. do Craton do São Francisco, 2, Salvador, BA. Anais... SBG/NBA-SE/SGM, p. 298-301.
- GUIMARÃES, E. M.; DARDENNE, M. A.; FARIA, A.; COELHO, C. E. S. & PAULÍNIO, P. O. V., (1986), Relações do Grupo Paranoá, Formação Jequitai e Grupo Bambuí na região de Bezerra, GO. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia. Anais... Goiânia, 2: 853-856.
- HARTNADY, C. J. H., (1991), About turn for supercontinents. *Nature*, 352: 476-478.
- HATCHER, R. D., (1978), Tectonics of the western piedmont and blue ridge, southern appalachians: review and speculation. *American Journal of Science*, 278: 276-304.
- HEAMAN, L., (1991), U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: potential for global correlation of mafic magmatic events. In: Intern. Symp. on mafic dykes, São Paulo. Extended abstracts... SBGq/Soc. Geol. de Portugal, p. 7-9.
- HERRGESELL, G. & PFLUG, R., (1985), The thrust belt of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zentralbl. Geol. Palaeontol.*, Teil 1 (9/10): 1405-1414.
- HOFFMAN, P. F., (1989), Precambrian geology and tectonic history of North America. In: The Geology of North America. *Geol. Soc. of America*, p. 447-512.
- HOFFMAN, P. F., (1992), Relative timing of Rodinia breakup and Gondwanaland assembly: critical test of Laurentiocentric models of Neoproterozoic supercontinents. *Eol*, 73 (14): 364.
- HSU, K. L., (1979), Thin-skinned plate tectonics during neo-alpine orogenesis. *American Journal of Science*, 279: 353-366.
- INDA, H. A. V. & BARBOSA, J. F., (1978), Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000. Salvador, SME/CPM, 137p.
- IYER, S. S., (1984), A discussion on the lead isotope geochemistry of galenas from the Bambui Group, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, 19: 132-137.
- IYER, S. S.; HOEFS, J. & KROUSE, H. R., (1992), Sulfur and lead geochemistry of galenas from the Bambui Group, Minas Gerais, Brazil – Implications for the ore genesis. *Economic Geology*, 87: 437-443.
- JARDIM DE SÁ, E. F., (1981), A Chapada Diamantina e a Faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica infra-placa no Mesoproterozóico do Craton São Francisco. In: INDA, H. A. V.; MARINHO, M. M.; DUARTE, F. P. eds., Geol. e Rec. Minerais do Estado da Bahia. Sec. de Minas e Energia do Est. da Bahia, Textos básicos, 4: 111-120.

- JARDIM DE SÁ, E. F.; BARTELS, R. L.; BRITO NEVES, B. B. & McREATH, L., (1976), Geocronologia e o modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: Congr. Bras. Geol., 29, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, 4: 205-227.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A., (1988), Late proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 65: 1-21.
- KAWASHITA, K.; MIZUSAKI, A. M. P. & CHANG, H. K., (1987), Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em sedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí (MG). In: Congr. Bras. Geoquímica, 1, Porto Alegre. Anais, 1: 133-137.
- KAWASHITA, K.; THOMAZ-FILHO, A.; BRITO-NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; MACEDO, M. H. F. & SOLIANI-JUNIOR, E., (1996), Reavaliação das idades Rb/Sr do Grupo Una com base na composição isotópica do Sr em carbonatos. In: Congr. Bras. Geol., 39, Salvador. Anais... Salvador, 6: 533-535.
- MACEDO, M. H. F. & BONHOMME, M. G., (1984), Contribuição à cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Rev. Bras. Geoc.*, 14 (3): 153-163.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F. R.; KNAUER, L. G. & ABREU, P. A. A., (1989), Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais, 5, Simp. Geol. Núcleo Brasília, 1, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG/NMG/NDF, p. 171-174.
- MARINI, O. J.; FUCH, R. A.; DARDENNE, M. A. & FARIA, A., (1977), Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 7: 304-324.
- MARINI, O. J. & FUCH, R. A., (1981), A Formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, Goiânia, 1981. Ata... Goiânia. SBG/NC-O, p. 716-745.
- MARINI, O. J.; FUCH, R. A.; DANNI, J. C. M. & DARDENNE, M. A., (1981), A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1979. Anais... Salvador, SME/CPM/SBG/NBA-SE, p. 100-115.
- MARSHAK, S. & ALKIM, F. F., (1989), Proterozoic contraction/ extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8: 555-571.
- MISI, A., (1973), As mineralizações de chumbo, zinco no Bambuí, Chapada Diamantina, BA. Salvador, 57p. (Tese de Doutorado, Universidade Federal de Brasília).
- MISI, A., (1978), Ciclos de sedimentação e mineralizações de chumbo-zinco nas seqüências Bambuí, Supergrupo São Francisco, estado da Bahia. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife. Anais... Recife, 6: 2548-2561.
- MONTES, A. S. L.; MONTES, M. L. & DARDENNE, M. A., (1981), A região da Serra de Jacobina, um paleorelevo ativo durante a sedimentação dos grupos Chapada Diamantina e Bambuí. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais. Salvador, BA. Anais, parte III: 79-86.
- MURPHY, J. B. & NANCE, R. D., (1992), Mountain belts and the supercontinent cycle. *Scientific American*. April, 1992, p. 34-41.
- NANCE, R. D.; WORSLEY, T. R. & MOODY, J. B., (1986), Post Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. *Geology*, 14: 514-518.
- PARENTI COUTO, J. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; IYER, S. S. & MORAES, N. M. P., (1981), Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí, com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Rev. Bras. Geoc.*, 11 (1): 5-16.
- PARENTI COUTO, J. G.; TEIXEIRA, W. & CORDANI, U. G., (1983), Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do craton do São Francisco, com base em datações K/Ar em rochas básicas. In: Simp. Geol. de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 38-49.
- PEDROSA SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; VIDAL, PH.; MONTEIRO, R. L. B. P. & LEONARDOS, O. H., (1992), Towards a new tectonic model for the Upper Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) belt. *J. South Am. Earth Sci.*, 6 (1/2): 33-47.
- PFLUG, R., (1965), A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Rio de Janeiro, Bol. DNPM/DGM, 226, 55p.
- PFLUG, R. & RENGGER, F., (1973), Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do craton sanfranciscano. In: Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju. Anais... Aracaju, 2: 5-19.
- PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCH, R. A. & MARINI, O. J., (1991), U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in Central Brazil. *Precambrian Res.*, (52): 321-335.

- PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L. & FUCK, R. A., (1992), Idade do metariolito da sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *An. Acad. bras. Ci.*, **64** (1): 19-28.
- PORADA, H., (1989), Pan-african rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Res.*, **44**: 103-136.
- PRICE, R. A., (1981), The cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern canadian rocky mountains. In McCCLAY, K. R. & PRICE, N. J., eds., Thrust and Nappe Tectonics. *Geol. Soc. of London Special Publ.*, **9**: 427-448.
- REIS NETO, J. M., (1983), Evolução geotectônica da Bacia do Alto Tocantins, Goiás. São Paulo, 98p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da USP).
- RENGER, F., (1970), Fazies und magmatismus der Minas Serie in der Suedlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, **59**: 125-92.
- RENNE, P. R.; ONSTOTT, T. C.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; PACCA, I. G. & TEIXEIRA, W., (1990), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1.0-1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for pan-african and brasiliano mobile belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **101**: 349-366.
- SCHOBENHAUS, C., (1993), O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão. Freiburg, 166p. (Tese de Doutorado, Albert-Ludwig Univ. Freiburg, Alemanha).
- SCHOBENHAUS, C. & KAUL, P. F. T., (1971), Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. *Mineração e Metalurgia*, **53** (315): 116-120.
- SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E., (1984), Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo minerais. DNPM-DGM, 501p.
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; BAUMANN, A. & LORK, A., (1994), Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú (SC). *Bol. Res. Exp.*, Camboriú, **2**: 397-398.
- SCHÖLL, W. V., (1972), Der sudwestliche randbereich der Espinhaço zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, **61** (2): 201-216.
- SCHÖLL, W. V., (1973), Sedimentologie und geochemie der Bambui Gruppe em SE-Rand der São Francisco-Beckens (Minas Gerais, Brasilien). Ph.D. Dissertation, Univ. Heidelberg, Federal Republic of Germany, 301p.
- SENGOR, A. M. C., (1990), Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a tethyan perspective. *Earth-Science Reviews*, **27**: 1-201.
- SIMÕES, L. S. A. & VALERIANO, C. M., (1990), Porção meridional da faixa de dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: Congr. Bras. Geol., 36, Natal. *Anais... Natal*, **6**: 2564-2575.
- SOUZA-FILHO, R. G. & ALKIM, F. F., (1993), A discordância angular entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco e o arcabouço da região da Serra do Cabral, MG. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco. *Evol. Tect. e Metalog. do Craton do São Francisco*, 2, Salvador, BA. *Anais... SBG/NBA-SE/SGM*, p. 212-214.
- TAGLIANI, T. R.; HARTMANN, M. B.; ABREU, P. A. A. & FERNANDES, P. C. O., (1988), Estudo da deformação em metavulcanitos ácidos da Serra do Sapo, Cordilheira do Espinhaço Meridional, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, **18** (1): 63-68.
- TASSINARI, C. C. G.; SIGA JR., O. & TEIXEIRA, W., (1981), Panorama geocronológico do centro-oeste brasileiro: soluções problemáticas e sugestões. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia. *Ata 1*, p. 93-116.
- TEIXEIRA, W., (1985), A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. São Paulo, 207p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP).
- TEIXEIRA, W., (1992), Contribuição ao conhecimento geocronológico do Craton do São Francisco: avaliação de dados isotópicos em rochas ígneas e metamórficas – implicações na evolução crustal pré-cambriana. São Paulo, 172p. (Tese de Livre-Docência, Depto. Geol. Geral, Instituto de Geociências da USP).
- THOMAZ-FILHO, A. & BONHOMME, M. G., (1979), Datations isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans le Groupe Bambuí, à São Francisco (MG), au Brésil. Phase metamorphique brésilienne synchrone de la première phase panafricaine. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, Ser. D, p. 1221-1224.

- THOMAZ-FILHO, A. & LIMA, V. Q., (1981), Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb-Sr. *Bol. Téc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, **24** (2): 109-119.
- TROMPETTE, R.; UHLEIN, A.; SILVA, M. E. & KARMANN, I., (1992), The brasileiro São Francisco craton revisited (central Brazil). *J. South Am. Earth Sci.*, **6** (1/2): 49-57.
- UHLEIN, A., (1991), Transição craton-faixa dobrada: exemplo do Craton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. São Paulo, 295p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP).
- VALERIANO, C. M., (1992), Evolução tectônica da extremidade meridional da faixa Brasília, região da represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. São Paulo, 198p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP).
- VEIZER, J.; COMPSTON, W.; CLAUSER, N. & SCHIDLOWSKI, M., (1983), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at ≈ 900 Ma. ago. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**: 295-302.
- WORSLEY, T. R.; NANCE, R. D. & MOODY, J. B., (1984), Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. *Marine Geology*, **58**: 373-400.