

AMALGAMAÇÃO DO GONDWANA OCIDENTAL NO PANAFRICANO-BRASILIANO E O PAPEL DA GEOMETRIA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NA ARQUITETURA DA FAIXA RIBEIRA

ROLAND TROMPETTE*, MARCOS EGYDIO-SILVA**, ANDRÉA TOMMASI***, ALAIN VAUCHEZ*** e ALEXANDRE UHLEIN****

ABSTRACT WESTERN GONDWANA'S AGGLUTINATION DURING THE PANAFRICAN-BRASILIANO CYCLE AND THE ROLE OF THE GEOMETRY OF THE SÃO FRANCISCO CRATON IN THE ARCHITECTURE OF THE RIBEIRA FOLD BELT Western Gondwana was formed at the end of the Pan-African-Brasiliano tectonic cycle, around 600 Ma, by the amalgamation of four main lithospheric plates: the West African, the Amazon and Rio de la Plata cratons, constituting a megaplate, the Congo - São Francisco plate, the Kalahari plate and the NE Brazil - Central West African plate. Pan-African-Brasiliano fold belts related to this collision are: (1) the submeridional Trans-Saharan mega-belt, the Araguaia, Brasília, Araçuaí, West Congo, Ribeira, Dom Feliciano, Gariep, Malmesbury fold belts and the transversal Oubanguidé-Sergipe and Damara belts elongated in a roughly E-W direction. Most of them result from a complex and multistage collision that occurred in relation with the closure of a large submeridional ocean named Adamastor ocean in its southern extremity. Accurate delimitation of the different plates and unraveling of their interaction are important to better understand orogenic processes that resulted in building the Brasiliano belts. This is especially well exemplified by the Brasiliano Ribeira belt. Its main structural characteristics are induced by the sudden termination of the São Francisco cratonic block along the 20S parallel. A model of continental collision with SW lateral escape, south of the cratonic block, is suggested. It accounts satisfactorily for the proposed kinematic reconstruction.

Keywords: Rheology, tectonic compartment, kinematic analysis.

RESUMO O Gondwana Ocidental foi formado no final do ciclo tectônico Panafricano/Brasiliano, a cerca de 600 Ma, devido a aglutinação de quatro placas litosféricas principais: os Crátons da África do Oeste, Amazônico e Rio de la Plata, formando uma megaplaça, a Placa Congo/São Francisco, a Placa Kalahari e a Placa Nordeste do Brasil/Centro-Oeste Africana. As faixas de dobramentos brasileiras relacionadas a esta colisão são: as Faixas Submeridionais Trans-Sahariana, Araguaia, Brasília, Araçuaí, Oeste-Congo, Ribeira, Dom Feliciano, Gariep e Malmesbury, e as Faixas Transversais Oubanguide/Sergipe e Damara, dispostas aproximadamente na direção E-W. A maioria delas resulta de multi-estágios colisionais complexos, que ocorreram em decorrência do fechamento de um amplo oceano submeridional, denominado Adamastor, em sua extremidade sul. Uma delimitação precisa das diferentes placas e o estudo de suas interações são importantes para uma melhor compreensão dos processos orogênicos que resultaram na formação das faixas brasileiras. Isto está bem exemplificado para a Faixa de Dobramentos Ribeira, onde as suas feições estruturais principais são em grande parte decorrentes da abrupta terminação do Cráton do São Francisco em sua extremidade meridional. Um modelo de colisão continental com escape lateral é sugerido para explicar o padrão estrutural da Faixa Ribeira.

Palavras-chave: Reologia, compartimentação tectônica, análise cinemática.

AMALGAMAÇÃO DO GONDWANA OCIDENTAL

O Gondwana Ocidental, tal como o conhecemos hoje, deixando de lado as perturbações provocadas pela abertura do Oceano Atlântico Sul, formou-se durante o Ciclo Panafricano-Brasiliano, ao redor de 600 Ma.

Ele é constituído de cratons separados por faixas dobradas panafricanas-brasilianas (Fig.1A e B). Se estas faixas fossem o resultado do fechamento de um oceano, elas estariam caracterizadas pela presença de sequências ofiolíticas e/ou magmatismo cálcio-alcálico, resultado da fusão da crosta oceânica subductada. Os cratons teriam, nesse caso, a função de placas tectônicas (Brito Neves & Cordani 1991).

Dois ciclos orogênicos panafricano-brasiliano distintos podem ser individualizados na escala do Gondwana Ocidental (Trompette 1994). Um ciclo longo e antigo, o de maior manifestação e de maior abrangência, o qual se iniciou por

um *rifting* não muito bem datado (entre 1000 e 900 Ma), e que foi concluído por orogênese datada ao redor de 600 Ma. Ele é de duração longa, quando comparado a seus homólogos do Fanerozoico. O segundo ciclo, curto e jovem, iniciou ao redor de 600 Ma e terminou no Cambriano Médio, 540-530 Ma. Ele caracteriza as faixas que ocupam a borda oeste do Gondwana Ocidental: Bassarides e Rokelides na África do Oeste, Paraguai e Serras Pampeanas na América do Sul, e parte do Ribeira (a Microplaca Serra do Mar ou o "antigo" Complexo Costeiro, Figueiredo & Campos Neto 1993). A cadeia do Damara, que desenvolveu um ciclo longo, foi dobrada apenas ao redor de 535 Ma.

No final do ciclo tectônico longo e antigo, ao redor de 600 Ma, é que se constitui o Gondwana Ocidental (Fig.2). O ciclo jovem e curto caracteriza-se pela individualização de bacias, geralmente intracratônicas do tipo gráben ou *fore-*

* Faculté des Sciences et Techniques de St-Jérôme, Université d'Aix-Marseille III, Avenue Escadrille Normandie-Niemen, 13397 Marseille Cedex 20, França

** Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 11348, CEP 05422-970, São Paulo, SP, Brasil

*** Laboratoire de Tectonophysique, Université Montpellier II, 34098 Montpellier Cedex 5, França

**** Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Caixa Postal 2608, CEP 30161-970, Belo Horizonte, MG, Brasil

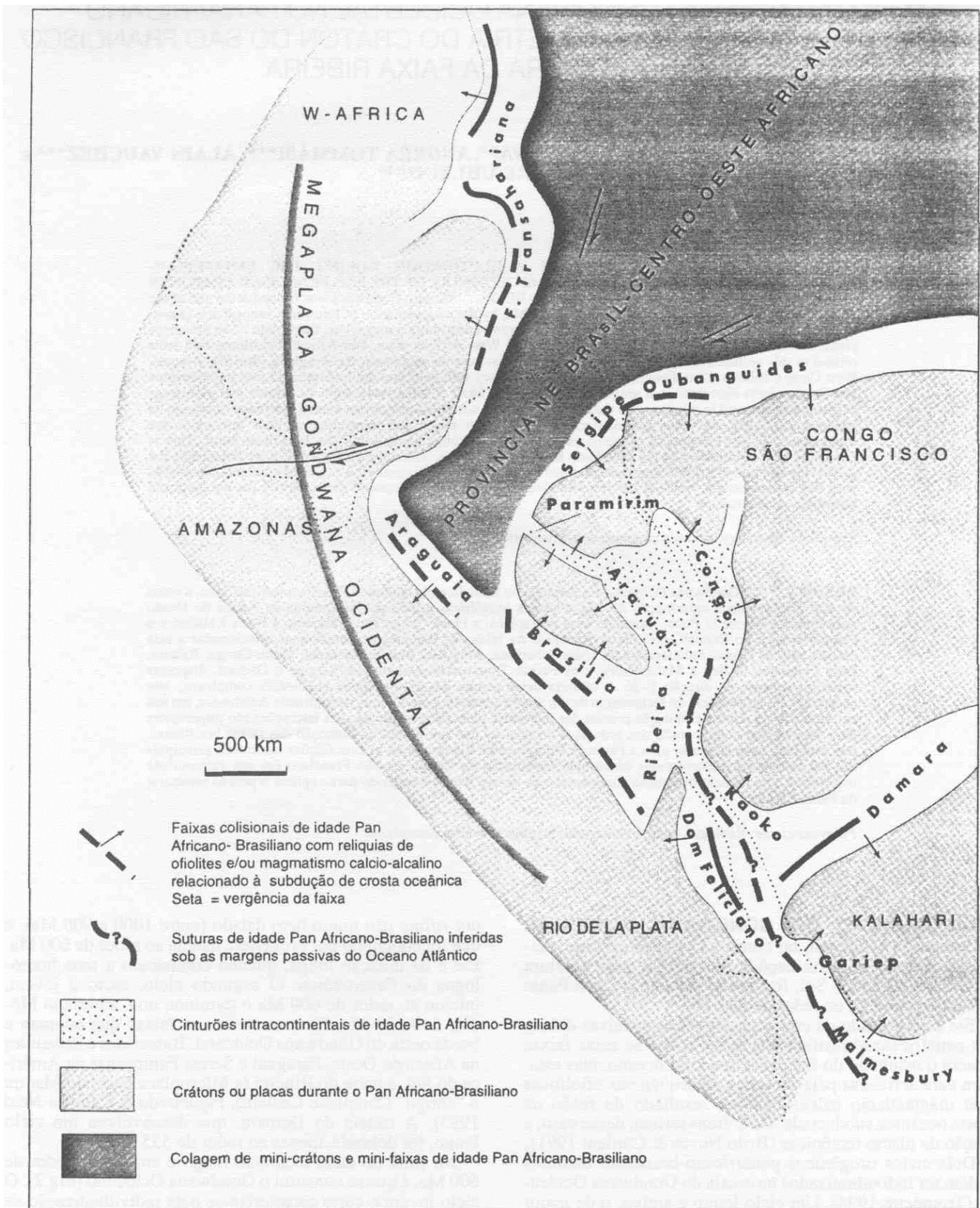


Figura 1A — Carta geológica de uma porção do Gondwana Ocidental, mostrando os principais crátons e cadeias panafricanas - brasileiras e os restos de suturas ou vestígios de magmatismo calcio-alcálico, interpretado como associado à subducção de litosfera oceânica. Na Mega-Placa África do Oeste - Amazônica - Rio de La Plata, as Faixas do Ciclo Panafricano - Brasileiro, jovem e curto (600 - 540 - 530 Ma), não foram representadas

Figure 1A - Geological map of the central part of Western Gondwana with indication of the main cratons and Pan African - Brasiliano Belts, suture zones and rests of calc alkaline magmatism related to subduction of oceanic lithosphere. In the west África - Amazon - Rio de La Plata mega-plate, fold belts characterized by a short lived and younger tectonic cycle (600 to 540/530 Ma) are not represented

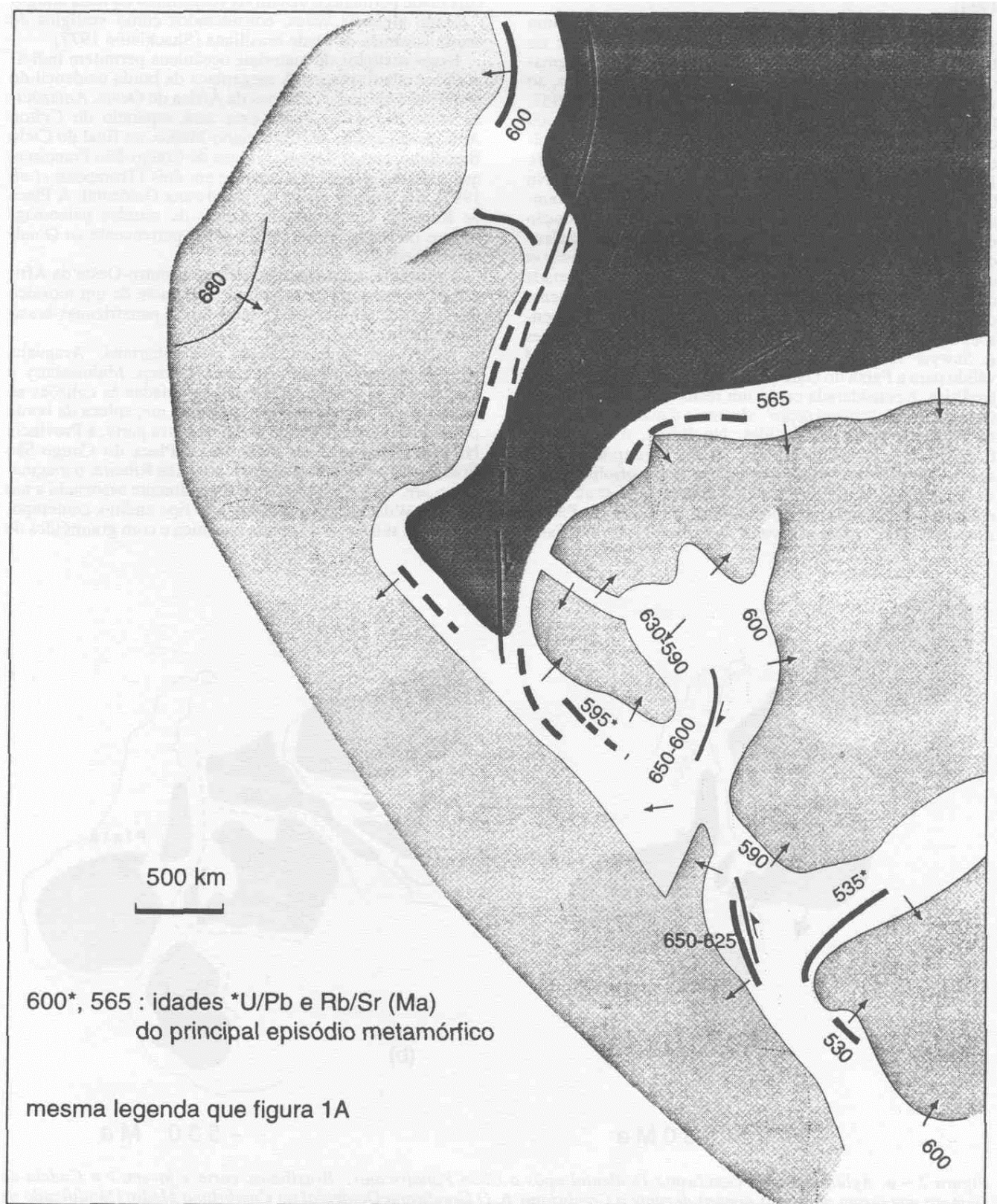


Figura 1B -Indicações das idades do metamorfismo e da deformação principal. (Trompette 1994)

Figure 1B - Ages of main metamorphic and tectonic events in the Pan-African - Brasiliano Belt. (Mainly after Trompette 1994)

land. E o caso da futura Faixa Paraguai (Alvarenga 1990), separada da Faixa Araguaia por Almeida (1986), representando, provavelmente, uma bacia do tipo gráben, associada ao dobramento das Faixas Brasília e Ribeira (600 Ma) e escavada na borda leste da Placa Amazônica (Trompette 1994).

A Faixa Trans-Sahariana é classicamente descrita como uma cadeia de colisão. Foram identificados, ao norte no Hoggar, uma margem passiva expondo volumoso magmatismo cálcio-alcálico (Black *et al.* 1979, Caby 1989) e, ao sul, diápiros do manto balizando uma sutura (Affaton 1987, Caby 1989). Na faixa Brasília (Fig. 1 e 3), os restos de um complexo ofiolítico desmembrado e um magmatismo cálcio-alcálico foram identificados e bem datados (Drake Jr. 1980, Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al.* 1991). No Cinturão Dom Feliciano (partes central e meridional), abundante magmatismo cálcio-alcálico é o produto da subdução do Oceano Adamastor (Hartnady *et al.* 1985) sob o paleocontinente sulamericano (Fragoso César 1991, Fernandes *et al.* 1992). A cadeia do Damara, inicialmente interpretada como um aulacógeno (Martin e Porada 1977), é atualmente considerada como uma faixa oceânica, mesmo se as dimensões dessa "oceanização" permanecerem discutíveis (Barnes & Sawyer 1980, Kukla & Stanistreet 1991). O mesmo é válido para a Faixa do Gariep, onde a Formação Grootderm, basáltica, é considerada como um resto de crosta oceânica. Os indícios de "oceanização" são mais tênues e discutíveis na Faixa Sergipe-Oubanguides. No Brasil, o Maciço de Canindé, cuja idade brasileira não está comprovada, foi sucessivamente interpretado como sequência ofiolítica (Silva Filho 1976), como arco insular (Jardim de Sá *et al.* 1986) e como magmatismo do tipo basaltos da Bacia do Paraná associado a um *rifting* (Oliveira & Tarney 1990). Na Faixa

das Oubanguides, as formações básicas e ultrabásicas receberam, da mesma maneira, interpretações variáveis; entretanto, a faixa, como um todo, foi considerada como de colisão (Poidevin 1985, Nzenti *et al.* 1988). Enfim, os maciços básicos-ultrabásicos reconhecidos na Faixa Araguaia - e cuja idade permanece discutível (Brasiliano ou mais antigo) - foram, algumas vezes, considerados como vestígios de crosta oceânica de idade brasileira (Shackleton 1977).

Esses vestígios de materiais oceânicos permitem individualizar quatro placas. A megaplaca da borda ocidental do Gondwana agrupa os Crátons da África do Oeste, Amazônico e do Rio de la Plata. Este será separado do Cráton Amazônico apenas no Cambriano Médio, no final do Ciclo Brasileiro, curto e jovem. A Placa do Congo-São Francisco, que trabalho recente a subdivide em dois (Trompette *et al.* 1992), é a unidade chave do Gondwana Ocidental. A Placa de Kalarahi é considerada, depois de estudos paleomagnéticos de Renne *et al.* (1990), como pertencente ao Gondwana oriental.

Por último, a Província NE-Brasil/Centro-Oeste da África possui estrutura bem particular, trata-se de um mosaico composto de mini-crátons e mini-faixas panafricanas-brasilianas (Brito Neves 1983).

As Faixas Submeridionais Transahariana, Araguaia, Brasília, Ribeira, Dom Feliciano, Gariep, Malmesbury e Kaoko (Damara Atlântico) estão associadas às colisões ao redor de 600 Ma, de uma parte entre a megaplaca da borda oeste do Gondwana Ocidental e, de outra parte, a Província NE-Brasil/Centro-Oeste Africana, a Placa do Congo-São Francisco e a Placa do Kalahari. Na faixa Ribeira, o magmatismo pré, sin e tardi-tectônico é geralmente associado a um ciclo de Wilson, com granitóides do tipo andino, contemporâneos da subdução de crosta oceânica e com granitóides de

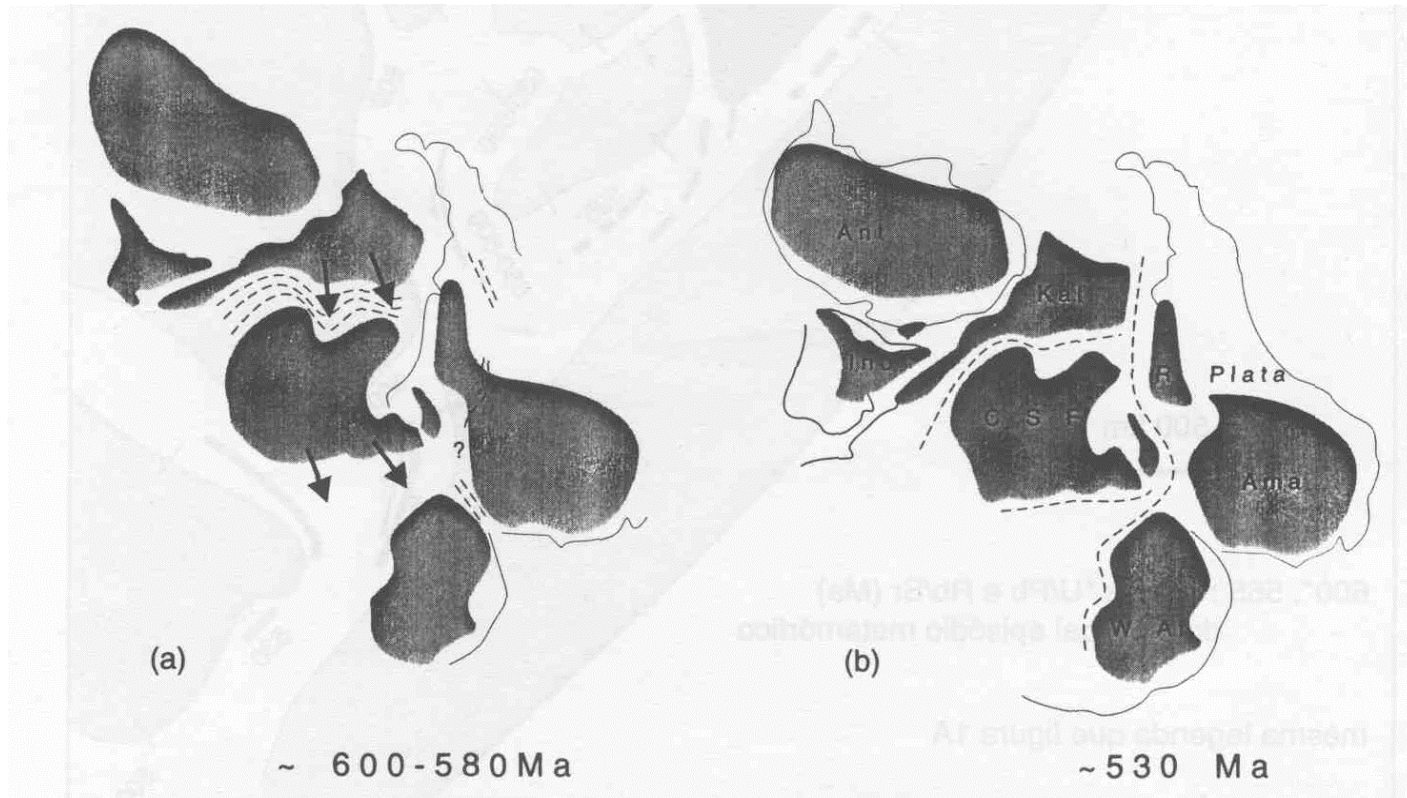


Figura 2 — **a.** Aglutinação do Gondwana Ocidental após o Ciclo Panafricano - Brasileiro, curto e jovem, e a Cadeia do Damara que foram dobrados apenas durante o Cambriano. **b.** O Gondwana Ocidental no Cambriano Médio (Modificado de Hoffman 1991)

Figure 2 - **a.** Amalgamation of Western Gondwana at the end of the long-lived Pan - African - Brasileiro Cycle. **b.** Western Gondwana in Middle Cambrian time (Mainly after Hoffman 1991)

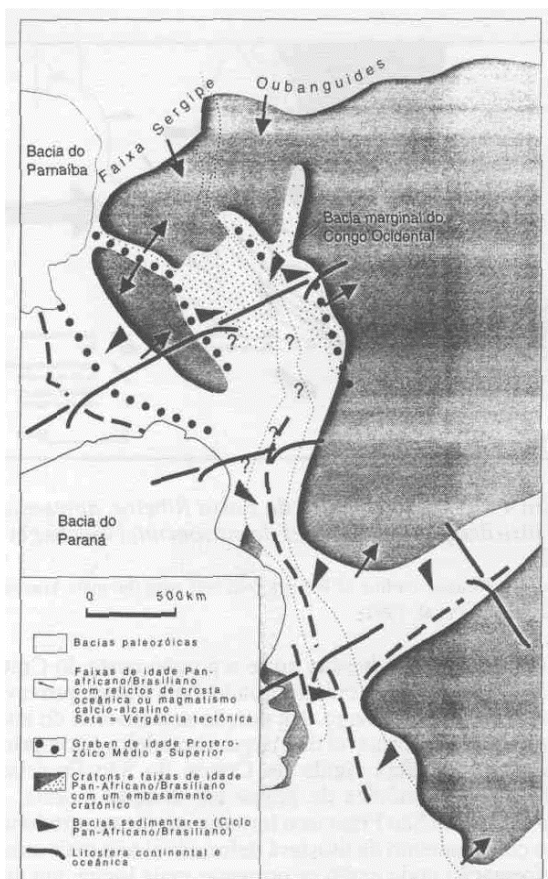


Figura 3 — Faixas Panafricanas e Brasilianas no contorno do Atlântico Sul, com identificações de sutura, da vergência e das paleo-margens passivas (Trompette 1994)
Figure 3 - Pan-African - Brasiliano Belts bordering the South Atlantic Ocean with indications of suture zones, tectonic vergence and paleo-passive margins (Mainly after Trompette 1994)

colisão (Wiedemann *et al* 1986, Wernick & Galembeck 1986, Söllner *et al.* 1987, Tassinari & Campos Neto 1988, Janasi & Ulbrich 1991). As Faixas Araçuaí e Oeste-Congo, grosseiramente contemporâneas àquelas referidas acima, são aqui consideradas como intracontinentais, com raros indícios de material oceânico (Kampunzu *et al* 1991, Pedrosa-Soares *et al* 1992), cuja idade e natureza geoquímica não estão ainda bem estabelecidas. Elas se fecham ao redor de 600 Ma (Siga Jr. *et al.* 1987). As Faixas Transversas (alongadas aproximadamente E-W) Sergipe-Oubanguides e Damara resultam, respectivamente, da colisão das Placas do Congo-São Francisco com a Província NE-Brasil/Centro-Oeste Africano e a do Kalahari com a Placa Congo-São Francisco.

Utilizando-se os dados radiométricos disponíveis, que são de qualidades variáveis, é possível propor, a título de hipótese, um cenário que conduz à agregação do Gondwana Ocidental:

- O fenômeno principal é o fechamento de um imenso oceano, hoje submeridional, que, em sua porção sul, é denominado Oceano Adamastor (Hartnady *et al.* 1985). Os vestígios desse oceano subsistem nas Faixas Trans-Sahariana, Araguaia (?), Brasília, Dom Feliciano e Gariep. As faixas surgidas desse fechamento são cadeias de colisão que condizem com o esquema geodinâmico sugerido por Hoffman (1991). Metamorfismo e deformações principais são datados ao redor de 600 Ma. Há várias indicações que as deformações são diacrônicas nas diferentes cadeias e nota-

damente um pouco mais velhas ao sul (Faixas Ribeira e Dom Feliciano). As idades e dados de campo atualmente disponíveis não permitem reconstituir precisamente a cinemática de fechamento deste oceano.

- O fechamento do Oceano Sergipe-Oubanguides está mal datado. Duas idades são propostas para a deformação da Faixa Oubanguides: 565 Ma, de acordo com Nzenti *et al* (1988), e 640 Ma, segundo Pin & Poidevin (1987), sem que seja possível afirmar que elas representam dois eventos tectônicos sucessivos.

A idade jovem conduz a fechar o Oceano Sergipe-Oubanguides pela translação em direção ao norte do Cráton do Congo-São Francisco, que implica em disposição favorável a cisalhamento sinistral da sutura submeridional a 600 Ma. A idade mais antiga sugere fechar esse oceano antes da colisão principal submeridiana. Neste caso, estariam em jogo apenas três placas. O cráton Oeste Africano e a província NE Brasil - África Ocidental Central estariam sendo soldadas.

O fechamento do Oceano do Damara, considerado como um ramo do Oceano Adamastor, está datado ao redor de 535 Ma. Este fechamento ocorreu devido a translação em direção ao norte, do Cráton do Kalahari, e com cinemática sinistral ao longo da sutura submeridiana, comparável àquela referida acima para o cráton do Congo São Francisco.

A porção africana da província NE Brasil/Centro-Oeste Africano mostra evolução geodinâmica complexa.

No Hoggar, as idades ao redor de 690 Ma (Boullier *et al.* 1986, Caby *et al* 1981) foram associadas ou a colisões precoces ou a hipotéticos efeitos colaterais relacionados à subdução na faixa trans-sahariana adjacente. No sudeste de l'Air, Black *et al* (1991) descreveram duas deformações superpostas, uma em torno de 700-670 Ma e outra cujas idades estão compreendidas no leque de 600 Ma.

No Brasil, é possível mostrar (Inda & Barbosa 1978, Trompette *et al* 1993) que as estruturas NE-SW da província NE Brasil/Centro-Oeste Africano (Fig. 1) são mais jovens que o dobramento submeridional principal representado pela Faixa Araçuaí e seu ramo setentrional da faixa Espinhaço.

IMPORTÂNCIA DA GEOMETRIA DAS PLACAS: EXEMPLO DO PAPEL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NA ARQUITETURA DA FAIXA RIBEIRA

Nesta reconstituição, a Faixa Ribeira aparece como o resultado da colisão entre a extremidade SSW da placa do Congo - São Francisco e a megaplaca do Gondwana Ocidental em sua borda oeste. Ela desenvolve-se em região na qual se observa a passagem entre o norte, onde ocorre encurtamento acomodado ao nível da crosta continental, e, o sul, local de provável zona de subdução de crosta oceânica.

Nesse sentido, utilizando-se de dados cinemáticos obtidos por diversos autores (Ulhein & Trompette 1991, Uhlein *et al* 1986, Roig & Schrank 1992, Schrank *et al* 1992) e dos resultados provenientes de modelização termo-mecânica (Vauchez *et al* 1994), propõe-se, neste trabalho, um modelo tectônico para a Faixa de Dobramentos Ribeira.

A denominação Faixa de Dobramentos Sudeste, para a Faixa Ribeira (Almeida *et al.* 1976), serviu para designar uma unidade de idade brasileira sobreposta à uma unidade geotectônica mais antiga chamada de Cinturão Paraíba do Sul (Almeida *et al* 1973), que se estenderia ao longo da costa brasileira desde a Bahia até o Uruguai.

Neste trabalho, considera-se como Faixa Ribeira a região balizada a sul pelo Cráton de Luís Alves e a norte pelo Cráton do São Francisco, sendo bordejada a leste pelo Oceano Atlântico e, localmente, a oeste pela Faixa de Dobramentos Araçuaí, de Almeida (1977).

O avanço do conhecimento da geologia brasileira veio mostrar não haver continuidade tectônica e litológica entre

as Faixas Araçuaí e a parte norte da Faixa Ribeira. A primeira caracteriza-se por apresentar espessa sequência metasedimentar, correlacionável às sequências do Cráton do São Francisco e que estão transladadas para oeste em direção ao cráton. A segunda apresenta metassedimentos fortemente metamorfisados (Complexo Jequitinhonha), de difícil correlação com as sequências cratônicas.

Nas partes central e meridional da Faixa Ribeira, afloram metassedimentos policíclicos pré-brasileiros que foram reativados ao redor de 600 Ma, com exceção dos granitóides e molassas, representadas por pequenas bacias tais como Eleutério, Pouso Alegre, Castro e Camarinha, associadas à rede de cisalhamento dextrais, que pertencem ao Ciclo Brasileiro. Esta porção da Faixa Ribeira parece estar associada ao fechamento de um oceano que teria sido aberto em forma de tesoura em direção ao sul, e cujos vestígios estariam sob a margem continental do Brasil.

Em novo modelo proposto para a Faixa Ribeira, este cinturão representaria um caso exemplar de controle do campo deformacional, devido às heterogeneidades reológicas de escala continental (Vauchez *et al.* 1992). A síntese dos dados cinemáticos apresentados por diferentes autores sugere um campo de deslocamento complexo durante o evento brasileiro, o qual os autores acima citados, propõem estar relacionado à terminação sul do Cráton do São Francisco, formada, em parte, por material de idade arqueana (Fig. 4).

A parte norte da faixa, desenvolvida ao longo da borda leste do cráton e na altura do paralelo 20, é caracterizada por direção estrutural próxima de norte-sul e cinemática dominada por deslocamentos perpendiculares ao *trend* regional, quando se aproxima do limite meridional da Faixa Araçuaí (Uhlein & Trompette 1991, Uhlein 1991). Esta cinemática parece existir, tanto na porção sul da Faixa Araçuaí, como nas zonas mais internas, onde unidades da crosta inferior foram soerguidas. Ao sul da terminação do Cráton do São Francisco, altura do paralelo 21, e nas proximidades de Muriaé, Cataguases e Juiz de Fora, cidades situadas no estado de Minas Gerais, a direção estrutural se inflete, tornando-se progressivamente NE-SW (Fig. 4). A deformação da crosta continental é caracterizada por uma partição da deformação em movimentos para NW, em direção ao cráton, e movimentos para SE, paralelamente à faixa (Hasui *et al.* 1975, Schmidt & Fleischer 1978, Trouw *et al.* 1984, Vassconcellos 1988). Nas proximidades do cráton, a tectônica tangencial para NW está dominante, mas pode representar episódio precoce. A tectônica transcorrente paralela à faixa, sincrônica a metamorfismo de alta temperatura e magmatismo abundante, é característica das zonas internas; pelo menos localmente, ela sucede episódio de tectônica tangencial transversal.

Um modelo de colisão continental com escape da litosfera em direção a SW é proposto para explicar este padrão cinemático, o qual vem sendo modelizado em computador. Nesse modelo, a convergência continental que originou as Faixas Ribeira (porção setentrional) e Oeste-Congo provo-

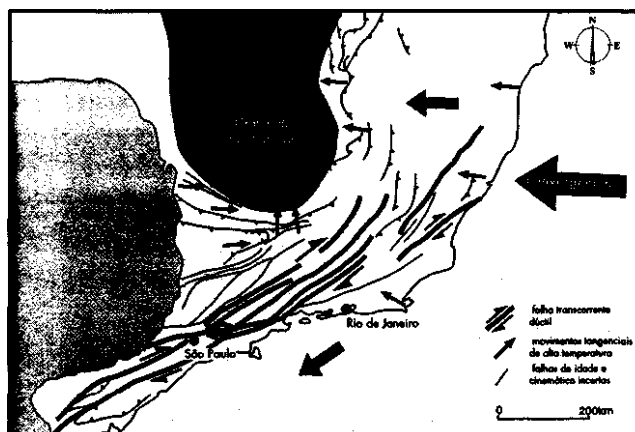


Figura 4 - Esboço tectônico da Faixa Ribeira, apresentando a distribuição das direções de movimento (Vauchez *et al.*

Figure 4 - Tectonic outline of Ribeira fold belt with the main kinematic trends (Vauchez *et al.* 1992)

cou importante compressão entre a porção oeste do Cráton do São Francisco e um cráton situado mais a leste, provavelmente o Cráton do Congo. Na porção setentrional do sistema, a litosfera deformável da margem brasileira é comprimida contra a litosfera rígida do Cráton do São Francisco, resultando em tectônica de *nappe* em direção a oeste. Ao sul, o Cráton do São Francisco termina em forma arredondada e o confinamento da litosfera deformável não mais existe. A deformação pode então se propagar mais longe, em direção ao interior do continente brasileiro, e o espessamento crustal resultante deve ser menos importante que na parte norte. Em tal modelo, uma zona transcorrente oblíqua possibilitando a transição de um modelo a outro, pode formar-se na terminação do bloco rígido. O desenvolvimento dessa zona de cisalhamento resulta de um efeito de punção ou canto (*corner effect*) bem conhecido em modelização (Vilotte *et al.* 1984). Além do padrão cinemático, esse modelo explica também a diferença de nível crustal atualmente exposto entre as partes norte e sudeste da faixa, onde na porção setentrional afloram rochas granulíticas e gnaisses kinzigíticos de grau metamórfico alto; na porção meridional, de direção predominantemente NE-SW, tem-se rochas de grau metamórfico menos elevado.

O modelo proposto representa o estágio preliminar de uma reflexão sobre o processo geodinâmico responsável pela formação e estruturação da Faixa Ribeira.

Agradecimentos Este trabalho é uma contribuição ao projeto internacional CNPq/CNRS "Comportamento Mecânico da Litosfera em Cinturões de Colisão em Transpressão" (Processo: 910322/92-9). Agradecemos a valiosa contribuição dos relatores.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AFFATON, P. 1987. *Lé Bassin du Volta (Afrique de l'Ouest): Une Marge Passive d'Âge Protérozoïque Supérieur, Tectonisée au Panafricain (600 Ma)*. France. 471 p. (These Doct., Université Aix-Marseille III).
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the South America Cratonic Margin South of the Amazon River. In: NAIM, A.E. & STEHLI, F.G. eds. *The Ocean Basins and Margins*. New York, Plenum Publ. v. 1, p. 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boi. IG-USP*, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Brás. Geoc.*, 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. 1986. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1986. *Aias...* Goiânia, 1986. Goiânia. SBG. v. 1, p. 3-4.
- ALVARENGA, C.J.S. 1990. *Phénomènes Sédimentaires, Structuraux et Circulation de Fluides Développés à la Transition Chaîne-Craton. Exemple de la Chaîne Paragui d'âge Protérozoïque Supérieur, Mato Grosso, Brésil*. France. 177 p. (These Doct., Université Aix-Marseille III).
- BARNES, S.J. & SAWYER, E.W. 1980. An alternative model for The Damara mobile belt: ocean crust subduction and continental convergence. *Precambrian Rés.*, 13:297-336.
- BLACK, R.; BA, H.; BALL, E.; BERTRAND, J.M.; BOULLIER, A.M.; CABY, R.; DAVIDSON, L.; FABRE, J.; LEBLANC, M.; WRIGHT, L.I. 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature.*, 278:223-227.

- BLACK, R.; LIEGEOIS, J.P.; NAVEZ, J.; VIALETTE Y. 1991. Terrains exotiques dans les zones internes de la chaine pan-africaine transaharienne: les clefs fournies par l'Air sud-oriental (Republique du Niger). *C.R. Acad. Sci., Ser.* 2, 313:889-895.
- BOULLIER, A. M.; LIEGEOIS J.P.; BLACK, R.; FABRE, J.; SAUVAGE, M.; BERTRAND, J.M. 1986. Late Pan-African tectonics marking the transition from subduction-related calc-alkaline magmatism to within-plate alkaline granitoids (Adrar des Iforas, Mali). *Tectonophysics*, 132:233-246.
- BRITO NEVES, B. B. 1983. *O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil - Escala 1:1.000.000*. São Paulo. 177 p. (Tese de Livre Docência, IG-USP).
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.*, 53:23-40.
- CABY, R. 1987. The Pan-African belt of West Africa from the Sahara desert to the Gulf of Benin. In: SCHAEER, J.P. & RODGERS, J. eds. *The Anatomy of Mountain Ranges*. Princeton, Princeton Univ. Press. p. 128-170.
- CABY, R.; BERTRAND, J.M.; BLACK, R. 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In: KRONER, A. ed. *Precambrian Plate Tectonics*. Local, Elsevier. p. 407-434.
- CABY, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 230:145-158.
- DRAKE, A.A., Jr. 1980. Tectonic studies in the Brazilian shield. The Serra de Cálidas window, Goiás. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1119A:1-11.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano belt: a reappraisal. *J. South Am. Earth Sci.*, 5:77-96.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & CAMPOS NETO, M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, southeastern Brazil. *An. Acad. bras. CL*, 65(supl.):63-81.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro. As Orogênias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo. 367 p. (Tese de Doutorado, IG-USP).
- HARTNADY, C.; JOUBERT, P.; STONE, C. 1985. Proterozoic crustal evolution in Southwestern Africa. *Episodes*, 8:236-244.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5:257-266.
- HOFFMAN, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252:1409-1442.
- 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/DNPM. 137 p.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Res.*, 51:351-374.
- JARDIM DE SA, E.; MORAES, J.A.C.; SILVA, L.J.H. R. 1986. Tectônica tangencial na faixa sergipana. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 3, p.1246-1249.
- KAMPUNZU, A.B.; KAPENDA, D.; MANTEKA, B. 1991. Basic magmatism and geotectonic evolution of the Pan-African belt in central Africa: evidence from the Katanga and West Congolian segments. *Tectonophysics*, 190:363-371.
- KUKLA, P.A. & STANISTREET, I.G. 1991. Record of the Damaran-Khomashochland accretionary prism in central Namibia. Refutation of an "ensialic" origin of a Late Proterozoic orogenic belt. *Geology*, 19:473-476.
- MARTIN, H. & PORADA, H. 1977. The intracratonic branch of the Damara orogen in South West Africa. Discussion of geodynamic models. *Precambrian Res.*, 5:311-338.
- NZENTI, J.P.; BARBEY, P.; MACAUDIERE, J.; SOBA, D. 1988. Origin and evolution of the late precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Res.*, 38:94-109.
- OLIVEIRA, E.P. & TARNEY, J. 1990. Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major Late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe fold belt, northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 3:125-140.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; LEONARDO, O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *J. South Am. Earth Sci.*, 6:33-47.
- PELTZER, G. & TAPPONNIER, P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *J. Geophys. Res.*, 93:15085-15117.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.
- PIMENTEL, M.M.; HERMÁN, L.; FUCK, R.A. 1991. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rocks units from southwestern Goiás, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 4:295-305.
- PIN, C. & POIDEVIN, J.L. 1987. U-Pb zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series in the northern border of the Congo Craton. *Precambrian Res.*, 36:303-312.
- POIDEVIN, J.L. 1985. Lê Protérozoïque supérieur de la République centrafricaine. Musée Roy. Afrique Centr., Tervuren, Belgique, An. Ser. in 8°, Sei. Geol., 91,75 p.
- RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; AGRELLA-FILHO, M.S.; PACCA, I.P.; TEIXEIRA, W. 1990. Ar⁴⁰/Ar³⁹ dating of 1.0-1.1 magnetizations from the São Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for Pan African and brasileiro mobile belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101:349-366.
- ROIG, H.L. & SCHRANK, A. 1992. Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição da Aparecida. Limite norte do Complexo de Nappes de Guaxupé - MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v. 1, p. 283-284.
- SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; ROIG, H.L.; CHOUDHURI, A.; SZABO, G.J.A.; CARVALHO, E.D. 1990. Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda do Craton do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 5 p. 2276-2283.
- SCHMIDT, W. & FLEISCHER, R. 1978. Estilo estrutural do Precambiano no sudeste de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 1, p. 431-434.
- SHACKLETON, R.M. 1977. Possible Late Precambrian ophiolites in Africa and Brazil. In: 20* An. Rep. Rés. Inst. African Geol. England, Leeds Univ. p. 3-7.
- SIGA JUNIOR, O.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; VAN SCHMUS, W. R. 1987. Contribuição ao estudo geológico-geocronológico da porção nordeste de Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4. Belo Horizonte, 1987. *Atas...* Belo Horizonte, SBG. v. 7, p. 29-44.
- SILVA-FILHO, M. A. 1976. A suite ophiolítica do Geossinclinal de Propiá. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29. Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, SBG. v. 4, p. 51-58.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K.; HANSEN, B.T. 1987. The Brasiliano orogenesis: Age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Zbl. Geol. Paläontol., Teil I*, 7/8:729-741.
- TASSINARI, C.C.G. & CAMPOS NETO, M.C. 1988. Precambrian continental crust evolution of Southeastern São Paulo State, Brazil: based on isotopic evidences. *Geochim. Brasil*, 2:175-183.
- TROMPETTE, R. 1994. *Geology of Western Gondwana 2.000-500 Ma. The Pan-African Brasiliano Amalgamation of South America and Adjacent Africa*. Rotterdam, Balkema. 366 p.
- TROMPETTE, R.; UHLEIN, A.; EGYDIO-SILVA, M.; KARMANN, I. 1992. The São Francisco Craton revisited. *J. South Am. Earth Sci.*, 6(1/2):49-57.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. 1984. Os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como continuação dos grupos Araxá e Canastra. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 7 p. 3227-3240.
- 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. 295 p. (Tese de Doutorado, IG-USP).
- UHLEIN, A. & TROMPETTE, R. 1991. Cisalhamento dúctil, dobras com eixo paralelo à lineação de estiramento e a estrutura da Faixa Araçuaí. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 3. Rio Claro, 1991. *Atas...* Rio Claro, SBG. p. 17-18.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO-SILVA, M. 1986. Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:212-216.
- VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1988. *O Grupo Andrelândia na Região a Norte de Ouro Fino, MG*. São Paulo. 199 p. (Dissertação de Mestrado, IG-USP).
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; EGYDIO-SILVA, M.; TROMPETTE, R. 1992. Tectônica de escape na terminação de um cráton: a Faixa Ribeira. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v. 2, p. 373-375.
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; EGYDIO-SILVA, M. 1994. Self indentations of an heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, 22(11):967-970.
- VILOTTE, J. P.; MANDARIAGA, R.; DAIGNERE, M.; ZIENKIEWICZ O. 1984. The role of a heterogeneous inclusion during continental collision. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 36:236-259.
- WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. 1986. Caracterização do plutonismo granitóide do ciclo brasileiro no estado de São Paulo através do método da tipologia do zircão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 3, p. 16, p.1369-1382.
- WIEDMANN, C.M.; BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; LUDKA, I.P.; SCHMIDT-THOME, R.; WEBER-DIEFENBACH, K. 1986. Maciços intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:24-37.

MANUSCRITO A801

Recebido em 27 de outubro de 1993

Revisão do autor 24 de junho de 1994

Revisão aceita em 14 de fevereiro de 1995