

A TAFROGÊNESE ESTATERIANA NOS BLOCOS PALEOPROTEROZÓICOS DA AMÉRICA DO SUL E PROCESSOS SUBSEQÜENTES

Benjamim Bley de Brito Neves (*), Jaziel Martins de Sá (**),
Ariplínio A. Nilson (***), Nilson F. Botelho (***)

ABSTRACT

The Paleoproterozoic orogenic collages were very important for the origin of the older cratonic nuclei of the South American continent, with coalescence of various Archean blocks. Such fusion processes have been designated as the Transamazonian Orogeny or Cycle, which is an oversimplification, because there were different (both in time and space) orogenic events from 2.2 to 1.9 Ga (from the Rhyacian to the Orosirian period).

Subsequent global processes of taphrogenesis took place on the newly formed Paleoproterozoic landmasses - from Amazonia to Uruguay - with a striking synchronization, in the 1.8-1.7 Ga time interval (Statherian Period). These widespread extensional regimes were responsible for the evolution of different types of tectonic settings (including both magmatism and basinal sedimentation), starting from the preliminary branching systems of rifts within the post-Orosirian landmasses.

Lithological assemblages for these periods/events, as well as they present records are variable within each occurrence.

Felsic to intermediate volcanics (rhyolites, rhyodacites, dacites) and anorogenic A-type granites (and rare gabbro-anorthosite bodies) are the most common, together with minor mafic dike swarms and mafic-ultramafic layered igneous intrusions.

Some initial rift systems evolved to very large cratogenic basins, during an interval of hundreds of millions years, with very typical quartzite-pelite-carbonate assemblages, of epicontinental seas and other continental environments. The age control for the upper sequences (Upper Mesoproterozoic) is still poor.

There are several known systems, in different cratonic blocks, from northern South America (Amazonia) to Uruguay and Argentina (Rio de La Plata craton) which will be mentioned.

In all mentioned occurrences, there are a series of variables (geological and tectonophysical characteristics) still unknown. Relationships among time, heat flux and average factors of extension (β) cannot yet be estimated due to the scarcity of geochronological data. The only possibility for estimating the magnitude of those processes is through comparison of the intensity of the preserved geological records, keeping in mind their different crustal levels at present.

Only small parts of these Proterozoic basins have remained as cratonic covers up to the present time. Some segments of them were first involved in collisional orogenic processes in Late Mesoproterozoic times (± 1.3 Ga), although geological records for this orogeny (so-called Uruaçuano) are still deficient.

Additionally, most of these basins were involved in the fission of the Rodinia supercontinent, during the initial steps of the Brasiliano/Panafrican Cycle (around 1000 Ma) and many of their structural trends have been reactivated during the Neoproterozoic orogenic collage resulting in the agglutination of Western Gondwana.

In such conditions, there are some cases where the time interval is about 1.1 Ga from the basin-forming tectonics (Statherian Period) to the last period of orogenesis (ca. 600 Ma, Neoproterozoic III).

Sometimes, it is possible to observe along the same structural trends, or even side-by-side, both fold belts (Brasiliano domains) and weakly deformed covers (on the Brasiliano cratonic blocks), with coeval volcano-sedimentary piles.

INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é o de traçar um quadro comparativo, do ponto de vista tectônico, e até onde possível estratigráfico, dos eventos extensionais que ocorreram nos blocos crustais consolidados no Paleoproterozóico (aí incluídos núcleos arqueanos e faixas móveis do Paleoproterozóico Inferior e Médio). Os sistemas sedimentares, vulcânicos e vulcano-plutono-sedimentares então formados desempenham hoje distintos papéis na estruturação do continente sul-americano, isto após uma história evolutiva complexa que envolve pelo menos duas colagens orogênicas, no Mesoproterozóico e, principalmente, no Neoproterozóico (a colagem Brasileira).

Assume-se aqui o conceito de tafrogênese de Krenkel (1922), atualizada por Sengör (1990), que se refere a processos predominantes de extensão (e afinamento) litosférico, e com o propósito adicional de enfatizar a antonímia para os processos de orogênese (encurtamento e espessamento litosférico). A designação de Estateriano refere-se ao período do Paleoproterozóico mais superior (1,8-1,6 Ga) da recente subdivisão do Pré-Cambriano de Plumb *et al.* (1991).

Este quadro de rifteamento quase sincrônico e de formação de bacias epicontinentais -eventualmente até de algumas margens passivas e ambientes oceânicos- nos blocos paleoproterozóicos não foi necessariamente exclusivo da América do Sul. E,

(*) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

(**) Departamento de Geologia - Centro de Ciências Exatas, Universidade Federal do Rio Grande Do Norte

(***) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

também deve ficar claro que não é possível provar ainda (insuficiência de dados em geral), de que todas estes blocos continentais até então consolidados (do arqueano ao início do paleoproterozóico superior) estavam reunidas num único e singular contexto supercontinental.

Os processos de tafrogênese, e os processos vulcânico-plutônico-sedimentares a ela associados e conseqüentes, que atingiram as massas continentais aglutinadas nos ciclos quelogênicos do Paleoproterozóico (período Orosiriano, principalmente) têm amplos registros e crônica de análise em vários dos continentes atuais (América do Norte e Europa, África e Austrália), assumindo assim feições de um fenômeno de caráter global.

É preciso reiterar que esta primeira análise de conjunto aqui feita (de forma algo "fixista") baseando-se na posição atual destes blocos (ou frações deles) paleoproterozóicos no contexto atual da América do Sul, tendo em vista que a posição dos mesmos no Estateriano (ou seja, logo após o Transamazônico) não pode ser reconstituída. Na verdade, antes de 1,0 Ga, a formação de supercontinentes (como América do Norte + Báltica; Austrália + Índia + Antártica; África + Brasil, etc.) tem sido apontada, mas com limitações e problemas paleomagnéticos em aberto (Condie 1989; Morgan & Briden 1981)

Os dados aqui reunidos vão sinalizar (tendenciosamente, talvez) muito favoravelmente para a existência dessa grande massa crustal neopaleoproterozóica, sem ousar formas e extensão deste provável supercontinente daquela era. E, naturalmente, sem escapar de das restrições e limitações, e das críticas inerentes em tais hipóteses de trabalho.

Há cerca de 1,0 Ga, ocorreu a aglutinação de todas as massas continentais preexistentes. Hoje isto é praticamente um consenso, sob a designação de supercontinente Rodínia (Hoffman 1991), assim como é consensual a formação de Gondwana, no final do Neoproterozóico (mas que não foi o único supercontinente no final desta era) e a de Pangea, no Permo-Carbonífero. No caso deste texto, em termos de América do Sul, ao se falar de *blocos paleoproterozóicos*, tem que se ter mente as premissas da história tectônica anterior e aqui definidora (núcleos arqueanos mais faixas móveis consolidadas até o neopaleoproterozóico) dos mesmos. E, que estes blocos participaram posteriormente de uma complexa história de fragmentação e aglutinação (Rodínia, Gondwana, Pangea), do início do Mesoproterozóico para os nossos dias.

Em praticamente todos os blocos paleoproterozóicos da Plataforma Sul Americana, independentemente da posição que hoje ocupam, os processos da tafrogênese do Estateriano são discerníveis, consoante registros lito-estruturais de vulto. Nos grandes blocos, como Amazônia Central (Xingu e Pakaraima), na península/Cráton do São Francisco e no Maciço Central de Goiás, etc. este registro é conspícuo. E começam a ser identificados registros significativos no grande bloco do Rio de La

Plata (apesar de suas muitas coberturas). Ou seja, confirma-se esta presença em praticamente todos os crátons sinbrasilianos.

Apesar da forte sobreposição de processos tafrogenéticos outros e orogenéticos mesoproterozóicos e neoproterozóicos, os conjuntos litológicos do período estateriano podem ser identificadas em blocos menores, no interior de províncias estruturais brasileiras, como na Borborema (Orós e Jaguaribe, por enquanto), na Mantiqueira (partes das faixas Araçuaí e Apiá - São Roque) e Tocantins (faixa Brasília, parte norte, pelo menos).

Outras eventuais ocorrências podem ser esperadas (há indicações de subsuperfície) nos blocos paleoproterozóicos sotopostos às sinéclises Parnaíba e Paraná, e mesmo sob a cobertura neoproterozóica (Bambuí) do Cráton do São Francisco. Outras ocorrências de mesma natureza podem também ser esperadas de um conhecimento melhor da Faixa Móvel Rio Negro-Juruena e do terreno Nico Perez (Campal & Schipilon 1995), e ainda de outras áreas, consoante investimento maior nas pesquisas, e de acordo com algumas indicações geológicas preliminares.

Almeida (1978) de forma pioneira, promoveu os primeiros ensaios de síntese desta temática, voltado mais para a evolução comparativa dos crátons do São Francisco e do Amazonas com seus homólogos do hemisfério norte, onde estas associações lito-estruturais e suas cronologias (ao nível de conhecimento de então) foram exemplarmente discutidos. É importante registrar as muitas contribuições científicas apresentadas nos dois últimos congressos brasileiros de geologia (S. Paulo e Camboriú) sobre estes processos tafrogenéticos, onde muitos dados novos foram divulgados (vide referências bibliográficas).

O SUPERCONTINENTE PÓS-OROSIRIANO COMO LOCUS DA TAFROGÊNESE ESTATERIANA

Os processos de colagens orogênicas do Paleoproterozóico, durante o Riáciano e principalmente o Orosiriano (*Orosira* = cadeias de montanhas), referem-se a episódios acrescionários e colisionais presentes em todos os atuais continentes. Estes processos orogenéticos funcionaram com amálgama para a maioria dos protólitos (micro)continentais e afins, gerados ao longo do Arqueano (associações granito-greenstone, ou TAG + TBG, principalmente). Estes terrenos que reúnem os núcleos arqueanos e as faixas móveis paleoproterozóicas (pré-Estateriano), nas figuras e em parte deste texto têm sido chamados informalmente de blocos paleoproterozóicos.

Em todo o mundo, o registro destes processos de aglutinação é conhecido, de forma não rigorosamente sincrônica, gerando uma série de designações mais ou menos equivalentes de ciclos tectono-magmáticos, em diferentes países, a saber: Eburneano, Barramundi, Aravalli, Penokeano, Hudsoniano, Rinkiano, Sueco-Fennides, Stanovoiano, etc., que entre nós ficou consignado como Transamazônico. Sem dúvida, no nosso caso, isto é uma simplificação grande, porque

no Brasil os dados geocronológicos destes processos orogênicos variam de fato de 2,2 Ga a 1,8 Ga de um lugar (cráton, bloco, embasamento de faixas móveis) a outro. A designação de Transamazônico (que deveria ter ficado consignada apenas à porção oriental da Amazônia) deve ser compreendida como uma ampla colagem orogênica, no sentido de Helwig (1974), revisto por Sengör (1990), ou ainda, como sinônima de ciclo quelogênico (no sentido de Sutton 1967).

Alguns autores propõem que estes processos globais de colagens paleoproterozóicas geraram supercontinentes que agiram mais ou menos coesos (sem afastamentos de vulto) por todo o restante do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, do tipo Laurentia + Báltica, etc., como já comentado (vide Condie 1989, para síntese). No entanto, as limitações e os problemas envolvidos nos dados paleomagnéticos (entre outros) são grandes. Os dados aqui reunidos e discutidos tendem a se inclinar favoravelmente para estas hipóteses de supercontinente. Para a reunião de praticamente todas as massas continentais preexistentes ao final do Mesoproterozóico, no contexto quase monolítico de Rodínia, as dissenções são menores, em geral. E, este quase-consenso dificulta mais ainda o raciocínio em torno da posição dos continentes, há centenas de milhões de anos antes, ao final do Orosiriano.

No caso do Brasil, trabalha-se com segmentos litosféricos de diversas naturezas que após a fissão de Rodínia (em torno do limite Meso-Neoproterozóico) vieram se aglutinar em Gondwana Ocidental (Hoffman 1991, entre outros) ao longo do Neoproterozóico, consoante bom respaldo paleomagnético e geocronológico. Novamente, voltaram a haver fenômenos de aglutinação, no Permo-Carbonífero (Pangea), e dispersão subsequente (vigentes desde o Jurássico), mas estes podem ser melhor acompanhados pelos dados da geologia regional, estratigrafia e paleomagnetismo.

Em praticamente todas as frações litosféricas provenientes da fissão de Rodínia, sejam elas grandes (Amazonia, S.Luís-África Ocidental, São Francisco-Congo-Kasai-Angola, Rio de La Plata), intermediárias (e.g., Maciço Central de Goiás/Tocantins, Maciço Pernambuco-Alagoas), e/ou pequenas (e.g. Cráton Luís Alves, "maciços" da Borborema, "maciços" da Mantiqueira), o quadro geológico-geocronológico tem se mostrado coerente. Os protólitos ou microcontinentes arqueanos (com associações TAG e TBG diversificadas) mais expressivos estão circundados e aglutinados (e em parte "regenerados") por faixas móveis paleoproterozóicas muito extensas e importantes (ditas "transamazônicas"). No interior destas faixas móveis se encontram alguns *basement inliers* (janelas de rochas arqueanas de diversas ordens e dimensões), com diferentes graus de retrabalhamento. Este quadro e esta identificação vêm sendo gradativamente acrescidos por novas descobertas no interior daquelas províncias brasileiras onde a sobreposição de eventos tectono-termiais neoproterozóicos é muito forte.

As chamadas faixas móveis transamazônicas (Maroni-Itacaiunas, Salvador-Juazeiro, Ocidental da

Bahia, Ticunzal, Santa Catarina, Tandflia, etc.) tem sido objeto de vários trabalhos, inclusive alguns com incursões ao campo da tectônica global (no trato de suas origens), não cabendo aqui comentários adicionais. Elas se caracterizam, no geral, pela exposição predominante de rochas de médio e alto grau, com algumas poucas bandas de supracrustais preservadas, plutonismo granítico das várias etapas do ciclo orogênico, inclusive tipos colisionais. Suas formas atuais são ainda bastante longilíneas e ramificadas, circunscrevendo (e/ou absorvendo) os núcleos/protólitos arqueanos.

No contexto de Gondwana Ocidental há poucas exceções quanto a estas feições geológicas gerais dos blocos cratônicos sinbrasilianos. São excessões os que não são de fato blocos paleoproterozóicos, como os definimos anteriormente (como nos casos de Pampia e Rio Apa, pró-parte, de provável consolidação mesoproterozóica). Há outros que não são suficientemente conhecidos ("Paraná" e "Parnaíba", devido às coberturas fanerozóicas), mas para os quais há indicações preliminares de origem no Paleoproterozóico e feições como aquelas aqui descritas.

De forma que, os dados aqui coligidos, malgrado as defecções de conhecimento e de suporte paleomagnético, vão no sentido de adotar esta suposição da existência de um supercontinente paleoproterozóico, sin a pós-Orosiriano. A coerência do registro geocronológico e geológico é significativa, assim como a ubiqüidade e similaridade dos processos imediatamente subsequentes (vide Fig.1), e, portanto, esta hipótese assumida tem fundamentos confiáveis. Embora a importância do processo a ser discutido em si (tafrogênese do Estateriano) prescindida dessa hipótese, e porque a discussão será feita no contexto dos blocos paleoproterozóicos que restaram daquele supercontinente.

A TAFROGÊNESE ESTATERIANA E SEU REGISTRO GEOLÓGICO

ASPECTOS GERAIS

Numa primeira análise, verifica-se com auxílio da Fig. 1, das tabelas (1 a 10) e das sínteses dos Quadros I e IA, que o *rifting* iniciado com o período estateriano abrangeu a maioria dos blocos siálicos amalgamados no Paleoproterozóico, com relativo sincronismo e certa variedade nos registros tectônicos, magmáticos e sedimentares. Estes fatos já foram considerados *a priori* como sintomáticos do caráter global do fenômeno e indicadores da existência prévia de massas crustais supercontinentais. Os registros assinalados variam desde simples *rifting* crustal e sedimentação siliciclástica localizada em condições de plataforma estável, passando por vários estágios distintos de magnitude da extensão (com suas respectivas conseqüências), até atingir noutros contextos dimensões interprovinciais, e condições de formação de assoalho oceânico. Em outras palavras, o fenômeno deixou seus registros magmático-sedimentares de conformidade com as intensidades da extensão

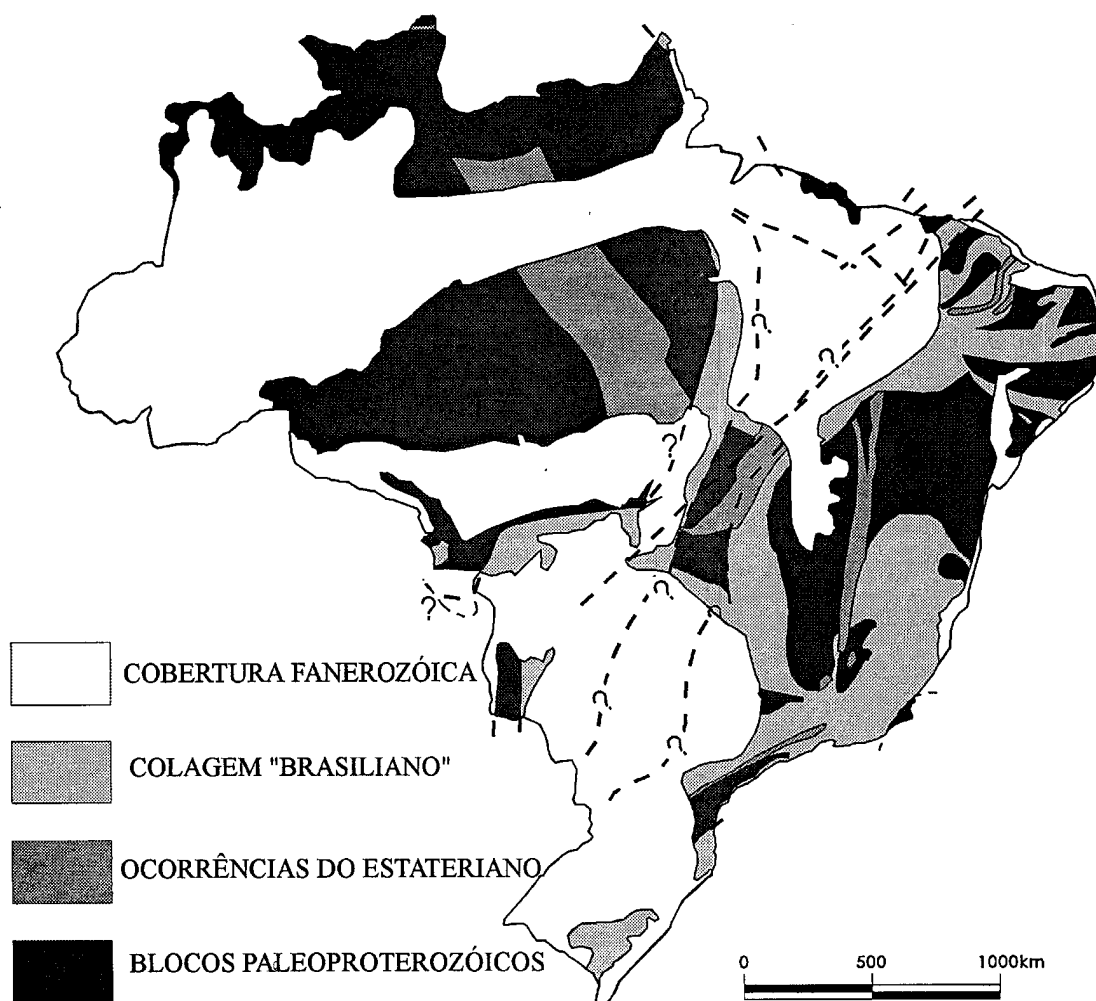


Figura 1: Esbôço tectônico do Brasil, enfatizando os blocos (grandes, médios e pequenos) que restaram da colagem do Paleoproterozóico (consolidados no Ciclo Transamazônico), as zonas tafrogênicas do Estateriano e a colagem Brasiliano. Nas áreas das sinéclises paleozóicas do Parnaíba (ao norte) e do Paraná (ao sul) estão tracejados os contornos aproximados dos blocos paleoproterozóicos ("Parnaíba" e "Paraná") a elas sotopostos, alguns deles como extensão de grandes "shear zones". Composição a partir de diversas fontes constantes na bibliografia.

Figure 1: Tectonic sketch-map of Brazil, highlighting the large, medium, and small blocks which have remained of the Paleoproterozoic collage (consolidated during the Transamazonian Cycle), the Statherian taphrogenic zones and the Brasiliano collage. In the areas of the Paleozoic synclises, Parnaíba (at north) and Paraná (at south), the approximate outlines for the underlying Paleoproterozoic blocs are shown, some of them comprising extensive of shear zones (composed from different sources, mentioned in the references).

litosférica (fator β) e da subsidência termal subsequente, e estas foram bastante variadas. Os Quadros I e IA tentam sumarizar estes processos.

Verificam-se desde enxames de diques (Uruguai Centro-Oriental, Arauá-SE), binômio granito-riolito (Guanhães-MG), diques máficos e sedimentação clástica predominante (S. João del Rey-MG), vulcanismo bimodal e granitos anorogênicos (Orós-CE e Jaguaribe-CE, S. Roque-Serra de Itaberaba-SP),

etc. Passando-se para importantes desenvolvimentos de bacias sedimentares cratogênicas sobrepostas e justapostas (Espinhaço-Chapada Diamantina, Minas Gerais e Bahia; Iriri-PA; Araí-Natividade-Monte do Carmo em Goiás e Tocantins).

No maciço central de Goiás, há evidências de processos extensionais mais drásticos, com o melhor (mais completo) registro dos processos de magmatismo e sedimentação, como será descrito. E,

QUADRO I - DESCRIÇÃO DAS MANIFESTAÇÕES TAFROGÊNICAS ESTATERIANAS DO BRASIL

(Ordem estimada/qualitativa de importância dos processos extensionais)

Seqüências sedimentares de plataforma (tipo QPC). Processos de rifteamento e magmatismo discretos.

- ★ Seqüências Tiradentes e Lenheiros (Grupo São João d'el Rey)

Enxames de diques de expressão local. Processos sedimentares ausentes ou não preservados

- ◆ Arauá - Sergipe (Cráton do São Francisco, nordeste)

Plutonismo anorogênico local, com vulcanismo ácido subordinado. Magmatismo máfico e processos sedimentares não registrados

- ★ Bloco/microcontinente Guanhães - Minas Gerais
- ✧ Terreno Nico Perez - Uruguai

Enxame de diques máficos e manifestações associadas (sills, "sheets"etc.) de expressão inter-regional

- ◆ Avanavero / "Roraima Intrusive Suíte" - Roraima e países vizinhos.
Central Uruguai
Tandflia - nordeste da Argentina

Importantes processos lineares, ramificados de rifteamento inter-regionais , com vulcanismo bimodal (félsicas predominantes) e espessas seqüências sedimentares (BVAC → QPC) sobrepostas e moderado plutonismo anorogênico. Sem evidências de extensão suficiente para aberturas oceânicas.

- ✧ Orós e Jaguaribe . Sistema de Dobramentos Jaguaribeano - Ceará
- ✧ Grupo Ceará, pró-parte (?) - Ceará centro-ocidental.

Vulcanismo ácido a intermediário de expressão inter-regional, com feições locais piroclásticas . Trapas vulcânicas. Plutonismo anorogênico significativo e sedimentação clástica continental poli-históricos. Magmatismo basáltico final, em áreas restritas.

- ◆ Iriri / Rio Dourado / Tarumã (Tafrógeno do Iriri) - Amazonas e Pará.
- ◆ Iricoumé (?) - Escudo das Guianas

Vulcanismo máfico a intermediário, derrames basálticos, tufos, rochas vulcano-clásticas, vulcanismo ácido restrito (fases iniciais), várias atividades hidrotermais. Pequena bacia oceânica ? Preservação e expressão restringida pelas orogêneses neoproterozóicas.

- ★ São Roque / Betara - Sistema de Dobramentos Ribeira - São Paulo e Paraná

Estrutura aulacogênica - sistema de riftes lineares e ramificados - de magnitude continental, com desenvolvimento de amplas bacias sedimentares (IF → PC) que extrapolaram em muito as linhas de falhas originais. Vulcanismo ácido inicial importante (mas, também bimodal) concomitante à sedimentação. Plutonismo anorogênico local. Evolução bacinal adentrando o Mesoproterozoic (> 1300 Ma).

- ★ Espinhaço
- ★ Chapada Diamantina Ocidental - Bahia e Minas Gerais (Piauí ?)

Como acima, mas adicionalmente acompanhado de complexos máfico-ultramáficos acamadados, assim como por , pelo menos, duas famílias de granitos anorogênicos (estaníferos). Possível desenvolvimento local de margem continental e mesmo de ambientes oceânicos

- ★ Goiás Central / Tocantins
-

QUADRO IA - NATUREZA DOS PROCESSOS DEFORMACIONAIS DOS TAFRÓGENOS DO ESTATERIANO

(*Tectônica Modificadora, ordem estimativa da intensidade e tempo dos processos*)

- ◆ Apenas afetado por eventos tectônicos cratogênicos, a níveis crustais rasos (permaneceram em domínios cratônicos brasileiros), meso e neoproterozóicos. Soerguimentos diferenciais, falhas, etc.
 - ☆ Parcialmente afetados pelos processos tectono-magmáticos da Colagem Brasileira, diferentes intensidades (em zonas de extenidões).
 - ◇ Os únicos processos tectônicos sobrepostos reconhecidos até o presente são relacionados com a Colagem Brasileira, no Neoproterozóico. Provavelmente, permaneceram como coberturas cratônicas durante o Mesoproterozóico.
 - ★ Reestruturados provavelmente por deformação no Mesoproterozóico (Período Ectasiano) e por processos tafrogênicos meso-neoproterozóicos. Foram posteriormente envolvidos nos processos tectono-magmáticos do Brasileiro, de grau fraco (zonas de extenidões) até condições de intensa deformação (internidões).
 - ✱ Como acima. Mas, adicionalmente, antes da tafrogênese meso-neoproterozóica há evidências geológicas e geocronológicas de um evento de colisão continental (no Ectasiano, ±1300 Ma, designado de "Uruaçano" e/ou "Espinhaço", em diferentes regiões).
-

talvez entre estes processos estejam seqüências vulcano-sedimentares (com tratos oceânicos envolvidos) de Indaianópolis, Palmeirópolis e Juscelândia (falta ainda a comprovação no respeito à idade, pois podem ser mais antigas).

No domínio do Espinhaço, com cerca de 1200 Km de extensão do sul de Minas Gerais até as fronteiras Pernambuco-Piauí-Bahia, ao norte (pelo menos), o processo extensional evoluiu bastante. Isto considerando extensão longitudinal preservada e sucessão de fases tectônicas e "embaciamentos" formados. Em termos de tempo, esta é certamente a evolução mais delongada, atingindo provavelmente a primeira metade do Mesoproterozóico, embora não se tenha amarras geocronológicas seguras ainda (até pelo menos 1,3 Ga, idade mínima para a plataforma carbonática da Formação Caboclo).

Os subsídios para quantificar os processos extensionais, em todas as suas fases tectônicas e na formação de bacias sedimentares (IFs, IF ISs, Ms, segundo a nomenclatura de Kingston *et al.* 1983) com o tempo, em praticamente todos os sítios tafrogênicos mencionados, são ainda insuficientes. Mesmo naqueles onde o nível do conhecimento é em escalas maiores (na Bahia-Minas Gerais e Goiás-Tocantins). A análise das possíveis conexões geográfico-geológicas pretéritas entre estes braços de *riftes*, com identificação de possíveis junções tríplexes tipo R-R-R (muitas são as sugestões, especialmente no entorno e no eixo central da *landmass* que viria sediar no Neoproterozóico o Cráton do São Francisco) também conta com grandes dificuldades. Estes óbices são decorrentes de vários fatores, afora o nível de conhecimento geológico-

geofísico aquém do ideal, como por exemplo devido a sobreposição dos vários estágios do ciclo quelogênico Brasileiro *s.l.*, no caso das províncias brasileiras periféricas, que envolveu porções substanciais destas bacias mais antigas.

A designação/referência ao período Estateriano do Paleoproterozóico (Plumb 1991) é para dar ênfase ao processo de cratonização mundial de áreas, por consolidação de faixas móveis (*Statheros* = estável), reconhecida pela Subcomissão de Estratigrafia do Pré-Cambriano do IUGS. Processos estes que foram sucedâneo natural de um climax também mundial de orogenias e colagens (período Orosiriano), como já previamente abordado. No caso do continente Sul-Americano, como também já referido antes, essa ampla aglutinação de massas siálicas (colagem do "Transamazônico") e a implantação destes processos de divergência (Tafrogênese Estateriana) têm registro notável.

Nesta oportunidade, somente uma síntese do registro geológico é cabível, havendo vasta e crescente bibliografia na maioria das áreas ser enfocada, com raras exceções (caso da Amazônia). De sorte, que este texto e seus anexos devem se reportar a apenas a alguns dos aspectos considerados essenciais nesta instância de análise e propósito síntese. Nas referências bibliográficas deverão ser buscadas as demais demandas de conhecimento suscitadas.

Bloco Xingu. Amazônia Oriental

O domínio tafrogênico do Médio Xingu é caracterizado pela extensa *trap* vulcânica Iriri-Sobreiro, cuja área original excedeu a cerca de

320.000 Km² (>800 Km vs. ± 400 Km), alongados na direção NNW-SSE, e com continuação por baixo da Bacia Médio Amazonas (vide Folha Tocantins, Projeto RadamBrasil 1974 e Gorayeb *et al.* 1992). Este contexto vulcânico félsico é recortado por dezenas de plutões subvulcânicos da suíte Rio Dourado. Em algumas depressões mais acentuadas, associadas aos falhamentos policíclicos (inicialmente de direção NNW e posteriormente NE-SW) restam depósitos psamíticos maduros a imaturos, idiomorficamente deformados de dois ciclos de sedimentação distintos e sucessivos, o Gorotire (mais antigo e mais expressivo em área) e o Cubencranquém, este com notória contribuição vulcano-clástica. No interregno destes ciclos de vulcanismo e sedimentação, ocorreu um discreto episódio de plutonismo anorogênico (biotita-granitos) da Suíte Tarumã (vide Fig. 2 e Tabela 1, e respectivas referências).

O vulcanismo Iriri inclui riolitos, dacitos e andesitos principalmente, com termos subordinados de rochas vulcano-clásticas, tufos e arenitos tufáceos. A suíte Rio Dourado, seguinte no tempo, inclui granitos, granófiros,

granitos gráficos e destacados granitos com textura *rapakivi*. A primeira fase sedimentar Gorotire contém arenitos quartzosos, arcóseos, grauvacas e, mais localmente, conglomerados e siltitos. A fase sedimentar superior ou Cubencranquém (após o plutonismo Tarumã) é predominantemente composta por psamitos imaturos, de arenitos a grauvacas, com ocorrências locais de brechas vulcânicas. Destes registros sedimentares paleoproterozóicos, originalmente mais amplos, restam preservadas da erosão poucas e esparsas frações compondo interessantes exemplares de platôs e contextos lito-estruturais idiomórficos, com dobramento descontínuo associado a falhas normais e transcorrentes (recorrentes).

Embora estudados principalmente em escalas de reconhecimento, todas as indicações petrológicas/petrográficas e sedimentares disponíveis apontam no sentido de uma evolução intracratônica, por tafrogênese, com início e ápice entre 1800-1750 Ma (Basei 1978), e que parecem não ter ultrapassado em tempo o período Estateriano. Ao norte da Bacia do Amazonas, há dados concretos de idades mais antigas (a serem mencionadas

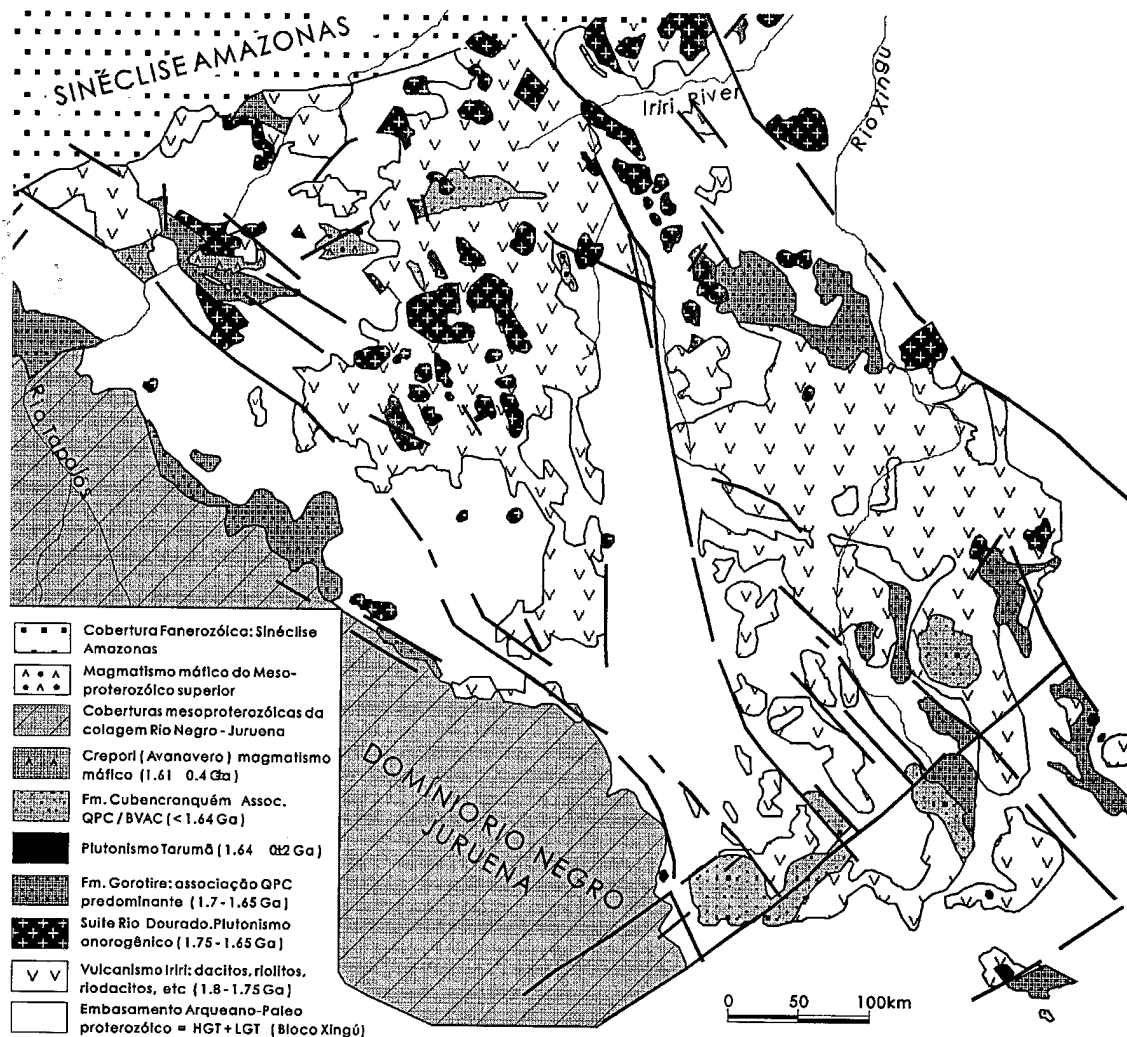


Figura 2: Tafrogênese do Iriri, no bloco Xingú. Esboço a partir do mapa geológico do Brasil, escala 1:2.500.000 (Schobbenhaus *et al.* 1982), com adaptações e modificações.

Figure 2: Iriri taphrogen within the Xingu Block; general sketch-map based on the Geological Map of Brazil, scale 1: 2.500.000 (Schobbenhaus *et al.* 1982, with modifications).

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Diabasio	Crepori	Rocha total	K/Ar	1611 ± 25	Pessoa et al. 1977
Alcaligranitos	Tarumã	Rocha total	Rb/Sr	1641 ± 22	Cunha et al. 1981
Gran-Anorogênico	Rio Dourado	Rocha total	Rb/Sr	1737 - 1641	Cunha et al. 1981
Efusivas ácidas (Irirí)	Tapajós-Xingu	Rocha total	Rb/Sr	1752 ± 70	Basei 1978
Efusivas ácidas	(Trombetas-Pará)	Rocha total	Rb/Sr	1784 ± 40	Basei 1978
Efusivas ácidas	(Uatumã-Irirí)	Rocha total	Rb/Sr	1773 ± 32	Basei 1978

Tabela 1: Dado geocronológico do Bloco Sul da Amazônia ("Tafrógeno Iriri").
Table 1: Geochronological data for the southern Amazon Block ("Irirí Taphrogen").

posteriormente, região de Pitinga e Iricoumé). Os álcaligranitos de Tarumã, com idade próximas a 1650 Ma constituem o melhor referencial geocronológico para o término do processo vulcão-plutônico-sedimentar. Mas, há apenas uma referência conhecida (Pessoa *et al.* 1977) para diques máficos cortando o Cubencranquém, em Crepori (vide Tabela 1), com idade de 1610 Ma, que deve representar estágios terminais de desenvolvimento.

Há possibilidade do prolongamento deste tafrógeno para o escudo das Guianas, onde diversas ocorrências vulcânico-plutônicas são de há muito conhecidas (da Venezuela ao Suriname), mas os dados geológicos não são precisos e os últimos dados geocronológicos apontam para idades mais antigas (pré-Estateriano) naquela região. Consoante os últimos resultados de pesquisa e de sínteses regionais, como os de Teixeira *et al.* (1989), Schobbenhaus (1993) e Schobbenhaus *et al.* (1994), as estruturas e litologias do chamado Supergrupo Uatumã (considerando as unidades Surumu, Iricoumé e equivalentes de países vizinhos) e da cobertura do Grupo Roraima (vide Tabela 2) são partes de um contexto mais antigo, em área mais ampla, ainda que subseqüente ao Ciclo Transamazônico.

Pela extensão e complexidade lito-estrutural do pré-Cambriano desta região, onde muitos problemas

por enquanto, Roraima e o todo o "Uatumã" sotoposto serão considerados como partes do substrato então riftado.

Avanavero/ "Roraima intrusive suite"

O embasamento do escudo das Guianas (e parte de sua cobertura) é intrudido por um grande número de *sills*, "*sheets*" e diques de natureza basáltica, com extensão para a República da Guiana e ao Brasil, onde intercepta o Grupo Roraima, e como está tentativamente sugerido na Fig. 1.

São rochas essencialmente quartzo-gabróicas com afinidades de basaltos toleíticos (Hebeda *et al.* 1972), com colocação na crosta em condições tectônicas cratogênicas, e apresentando, desde então, apenas eventos sobrepostos de cisalhamento e conseqüentes processos de alteração de minerais máficos. Dados Rb-Sr em isócrona de rocha total (22 pontos, incluindo alguns de testemunhos de sondagens) indicam uma idade de 1666 ± 27 Ma (valor recalculado para a constante $\lambda = 1,42$), consoante Hebeda *et al.* (1972), valor este com excelente respaldo dos dados analíticos, em geral. Este valor define um limite inferior para a idade da cobertura tabuliforme do Grupo Roraima (Estateriano ou mais antiga) e é compatível com valores de idades encontrados

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Gabrodolerito	Superfície e Sub-superfície	Rocha total	Rb/Sr	166 ± 27	Hebeda et al. 1972
Gabrodolerito	Diversas (W Guyana)	Rocha total	Rb/Sr	165 ± 66	Snelling & McConnel 1969
Gp. Roraima			Dados diretos e indiretos	≥ 1800	Teixeira et al. 1989 (Trabalho de revisão)
Gp. Uatumã			Rb/Sr Ar/Ar	< 1900	Teixeira et al. 1989 (Trabalho de revisão)
Riodacitos	Surumu, Iricoumé, Pitinga	Zircões	U/Pb	196 ± 33	Schobbenhaus et al. 1994 (Trabalho de revisão)

Tabela 2: Dados geocronológicos do Bloco Norte da Amazônia (Escudo das Guianas).
Table 2: Geochronological data for the northern Amazon Block (Guyana Shield).

geológicos e cronológicos ainda não estão equacionados suficientemente (são poucos e pontuais os dados), e por outras razões de cautela, somente o magmatismo de Avanavero (que será o ítem seguinte deste texto) será pinçado como representativo da tafrogênese do Estateriano, ao norte da Bacia do Amazonas, cortando um substrato preexistente. Assim,

para as vulcânicas máficas do Iriri (diabásio de Crepori, já comentado).

Mação Central Goiás-Tocantins

Imediatamente ao sul do Tafrógeno Iriri, do sul do Tocantins ao centro de Goiás, ocorre um extenso linamento crustal de mais de 400 km longitudinais (pode

ser quase o dobro), com largura mínima (resultante de encurtamentos crustais soberpostos, brasileiros e mais antigos) de cerca de 200 km, com várias expressões magmáticas e sedimentares de vulto: o sistema de riftes Araí-Natividade (Monte do Carmo ?) que apresenta importante contingente de rochas sedimentares clásticas e vulcânicas (basalto-andesitos, riolitos e riolitos) subordinadas; e, ainda os grandes complexos máfico-ultramáficos acamadados de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava e os corpos graníticos estaníferos da Serra da Mesa, Serra Dourada e afins.

Para todas estas unidades há extensa bibliografia disponível, em diferentes escalas de análise, devido às suas importâncias científica e econômica. Os dados cronológicos (vide Tabela 3) só foram equacionados muito recentemente, e estes deixam claro a importância do período Estateriano, com provável alcance temporal ao período Calymmiano (já no Mesoproterozóico).

No Grupo Araí, com espessura estimada acima de 2000 m, predominam sedimentos clásticos médios, com níveis conglomeráticos, havendo, na sua unidade mais basal, a ocorrência subordinada dos termos vulcânicos. A formação do tópo (Trairas) é constituída por clásticos mais finos e vários níveis carbonáticos de reconhecido ambiente de plataforma carbonática (MS = sinéclise marginal). Para este grupo, tem sido apontado como provável homotaxial distal o Grupo Serra da Mesa, que apresenta componentes vulcânicos básicos importantes (vestígios oceânicos?), mas devido às condições estruturais e metamórficas destes (impressos com as orogênicas brasileiras), a correlação ainda é problemática.

Os grandes complexos máfico-ultramáficos são compostos principalmente por dunitos, harzburgitos e websteritos/bronzeitos, gabro-noritos e noritos, e uma unidade de rochas gabro-anortositicas (exceto

Os granitos intrusivos anorogênicos são principalmente do tipo biotita-granito e leucogranito. Cumpre destacar ainda a presença do complexo alcalino de Peixe que é essencialmente constituído de nefelina-sienito, considerado anorogênico e anterior a sedimentação do Grupo Serra da Mesa.

Nos grandes complexos máfico-ultramáficos, as características geoquímicas e petrológicas (extensas camadas de cumulos ultramáficos) são diagnósticas de ambiência em *rift* continental, apesar das muitas polêmicas que perduraram neste sentido. Da mesma forma, podem ser arrolados as associações vulcano-sedimentares da base do Grupo Araí (de idade 1770 Ma) e o caráter estrutural e geoquímico dos granitos (tipo A) circum-adjacentes. Configura-se assim amplo quadro geológico-tectônico regional de tafrogênese, com rico e variado registro de assembléias litológicas.

Os dados geocronológicos computados na Tabela 3 não são ainda irrecorríveis, mas compatíveis com a evolução principal centrada no Estateriano, com exceção talvez do corpo de Niquelândia (ainda que novas datações seriam bem-vindas). Segundo Botelho (1992), os dados geocronológicos disponíveis indicam dois conjuntos de granitos ocorrendo nas chamadas "subprovíncias" Tocantins (mais a oeste) e Paraná (mais a leste): uma de *ca.* 1770 Ma e outra de *ca.* 1600 Ma, correspondendo a duas famílias magmáticas geoquimicamente distintas.

Mais ao norte, as unidades do Grupo Natividade (considerado equivalente ao Araí) e de Monte do Carmo (com alguns problemas geológicos e geocronológicos maiores pendentes) e os granitos a este associados parecem corresponder à extensão desta zona tafrogênica no sentido do embasamento da Bacia do Parnaíba. Pelo menos, a imediata alocação pós-Transamazônico dos granitoides em Monte do Carmo é muito sugestiva desta

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Riolitos	Gp. Araí	Zircão	U/Pb	1771 ± 2	Pimentel et al. 1991
Granito	Soledade	Zircão	U/Pb	1769 ± 2	Pimentel et al. 1991
Granito	Sucuri	Zircão	U/Pb	1767 ± 10	Pimentel et al. 1991
Granito	Serra da Mesa	Zircão	U/Pb	1614 - 1574	Pimentel et al. 1991
Granito	Pedra Branca	Rocha total	Rb/Sr	1405 ± 21	Marini et al. 1985
Granitos	(Diversas)	Rocha total	Rb/Sr	1820 - 1560	Reis Neto 1983
Metaanortositos	Niquelândia	Zircão	U/Pb	1583 ± 25	Ferreira Filho et al. 1992
Quartzodioritos	Niquelândia	Zircão	U/Pb	1565 ± 18	Ferreira Filho et al. 1992
Metaquartzodiorito	Barro Alto	Rocha total	U/Pb	1730 - 1720	Suita et al. 1994
Metanorito	Canabrava	Rocha total	Sm/Nd	1870 ± 69	Fuji 1989
Granito	Lajeado	Rocha total	Rb/Sr	1741 ± 51	Barradas et al. 1992

Tabela 3: Dados geocronológicos do Bloco/Maçiço Goiás Central, Tocantins
Table 3: Geochronological data for the Goiás-Tocantins Block (Central Brazil).

Canabrava), além de pequenas intrusões quartzodioríticas. Mostram feições *cumulus* reliquiares e acamadamento ígneo local, superimpostos por deformação e metamorfismo de alto grau de ciclo orogênico posterior, consoante Nilson *et al.* (1994), entre outros.

possibilidade (Barradas *et al.* 1992).

A história sedimentar e tectônica pós-Estateriano deste sistema tafrogênico foi muito conturbada, prejudicando o conhecimento de sua extensão em várias direções e por várias causas. Na sua porção ocidental, há algumas evidências lito-estruturais e geocrono-

lógicas de metamorfismo de alto grau (Fuck *et al.* 1989 em Juscelândia; Correia 1994, a oeste de Niquelândia), na parte média do Mesoproterozóico. Alguns autores sugerem, como Fuck *et al.* (1989), que parte deste contexto foi envolvido num processo orogênico colisional, na ordem de 1300 Ma, com substancial suporte de dados.

Já nas bordas oriental e sul oriental, este sistema foi retomada por importante rifteamento mesoproterozóico, de idade ainda indeterminada, onde se desenvolveu o sítio de sedimentação do Grupo Paranoá (Faria 1995), provavelmente no final do Mesoproterozóico. E posteriormente, todo o conjunto foi envolvido pelo desenvolvimento, em todas as suas fases (extensionais iniciais e compressionais, etc.) do Sistema de Dobramentos de Brasília, no Neoproterozóico (Figura 3) onde um Ciclo de Wilson está sendo gradativamente reconstituído.

É de há muito reconhecido que este segmento litosférico Goiás-Tocantins funcionou como um bloco do tipo *hinterland* ("maciço mediano" ou microplaca) ao longo do Ciclo Brasileiro, e durante este foi

fortemente retrabalhado, em condições tectônicas vigorosas (em condições *thick skin*), especialmente na sua porção oriental, vergente para o Cráton do São Francisco.

Mais recentemente, Fuck *et al.* (1994) ratificam e descrevem o desenvolvimento de arcos magmáticos brasileiros (de 930 a 600 Ma) na borda ocidental do maciço em análise, com fechamento de um pretérito oceano neoproterozóico nesta zona, reforçando assim a assertiva de retrabalhamento intenso (bilateral) do segmento considerado. De forma que o resgate da história pré-Brasiliano é certamente problemática, e como exposto acima, esta não é a dificuldade de reconstituição exclusiva.

Espinhaço e Chapada Diamantina

A mais íntegra, acessível e melhor documentada manifestação dos processos tafrogênicos do Estateriano localiza-se no centro-leste brasileiro, no Sistema de Dobramentos Espinhaço e na Chapada Diamantina. Compreende extensão longitudinal de cerca de 1200 Km, afóra ramificações e outras extensões longitudinais

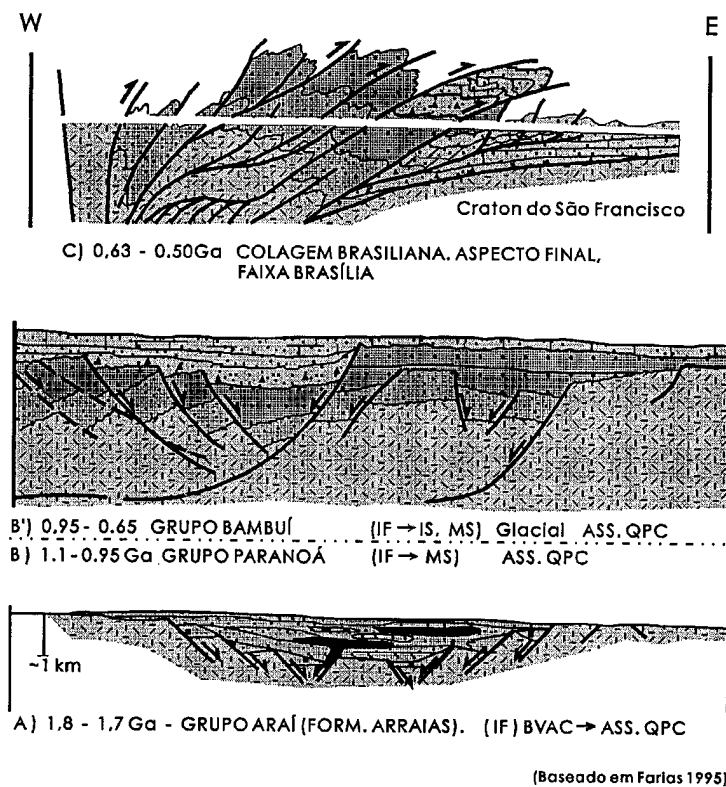


Figura 3: Evolução esquemática do rifteamento central do Brasil, Goiás-Tocantins, ao longo do tempo.

Rifteamento Araá : 1,8 - 1,75 Ga; Rifteamento Paranoá : <1,1 a 0,95 Ga.

Rifteamento pré-Supergrupo São Francisco : > 0,95 Ga.

QPC = Associação quartzito-pelito-carbonato. BVAC = Associação vulcânica bimodal-arcóseo-conglomerado. IF = Fratura (rifte) interior ; IS = Sinéclise ; MS = Sinéclise marginal.

Baseado em Faria (1995) com modificações.

Figure 3: Schematic evolution for the rifting processes in Central Brazil (Goiás-Tocantins), from Paleoproterozoic to Neoproterozoic times. Araá rifting: 1.8 - 1.75 Ga; Paranoá rifting: <1.1 to 0.95 Ga; Pre-São Francisco Group rifting: > 0.95 Ga.

QPC = Quartzite-Pelite-Carbonate Association; BVAC = Bimodal Volcanic-Arkose-Conglomerate Association; IF = Interior Fracture (rift); IS = Interior Syncline; MS = Marginal Syncline. Based on Faria 1995, with modifications.

remobilizadas em faixas móveis (perifranciscanas) do Brasiliano, com largura variável, máxima de 350 Km (Figuras 4 e 5).

O conhecimento geológico é ao nível de detalhe em algumas áreas da Bahia e Minas Gerais, consignando a importância das variações latero-verticais (e longitudinais) de fácies do seu quadro lito-estratigráfico.

Esta estrutura dita "oroaulacogênica" (faixas Espinhaço, a oeste, e Chapada Ocidental, a leste) por Moutinho da Costa & Inda (1982) está enraizada ao longo de eixos de *riftes* centrais abortados (de idade 1800-1750 Ma), sob uma intumescência crustal importante, com vulcanismo bimodal e seqüências tipo BVAC iniciais, ladeadas por plutonismo anorogênico. Subseqüentemente, o "embaciamento" expandiu-se bastante avançando sobre os blocos falhados abatidos e áreas adjacentes, combinando subsidência termo-mecânica com variações (glácio-eustáticas) do nível do mar, de forma que duas grandes seqüências sedimentares cratogênicas sucessivas (tipo QPC = quartzito-pelito-carbonato) foram implantadas do final do Paleoproterozóico para o curso do Mesoproterozóico (sem o controle cronológico ideal ainda), em diferentes

estágios tectônicos.

O estágio inaugural, na Chapada Diamantina (Grupo Rio dos Remédios), no Estateriano é composto de clásticos continentais imaturos, com riolitos, dacitos e tufo subordinados, e é encerrado por um episódio de discordância erosional que o separa do estágio seguinte. É importante salientar o relativo e notório sincronismo deste estágio/seqüência ao longo de todo o sistema (vide Tabelas 4 e 4a), sendo a única a ter registro geocronológico direto, e o mais preciso.

A seqüência/estágio seguinte (Grupo Paraguassú) é formada por sedimentos clásticos continentais, em parte eólicos (QPC), com variações para o tópo para condições marinhas litorâneas, clásticos finos deltaicos, provavelmente já de idade pós-Estateriano.

O último estágio/seqüência (Grupo Chapada Diamantina) ocorre progradante sobre as anteriores e sobre o embasamento (Arqueano e Paleoproterozóico), mostra passagens de arenitos fluviais e eólicos (Formação Tombador, Dominguez 1993) para sedimentos finos, clásticos, siltitos e argilitos e carbonatos (planície de maré e plataforma carbonática, Formação Caboclo). Provavelmente, esta unidade é de sedimentação mesoproterozóica (valores de Pb/Pb e Rb/

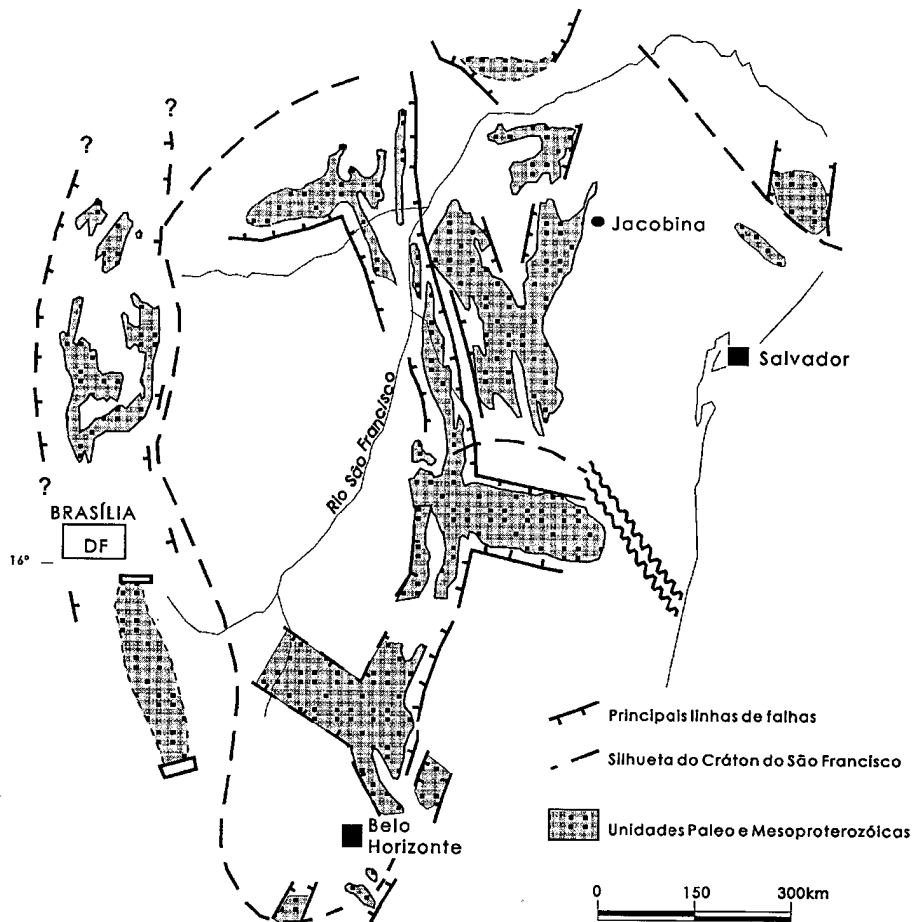


Figura 4: Os riftes paleoproterozóicos do Brasil Central-Oriental e bacias associadas e subsidiárias. Algumas destas bacias se estenderam aos tempos mesoproterozóicos (até cerca de 1.3 Ga).
Figure 4: The Paleoproterozoic rifts of central-eastern Brazil and (main and subsidiary) associated basins. Some of these basins survived into Midproterozoic times (about 1.3 Ga)

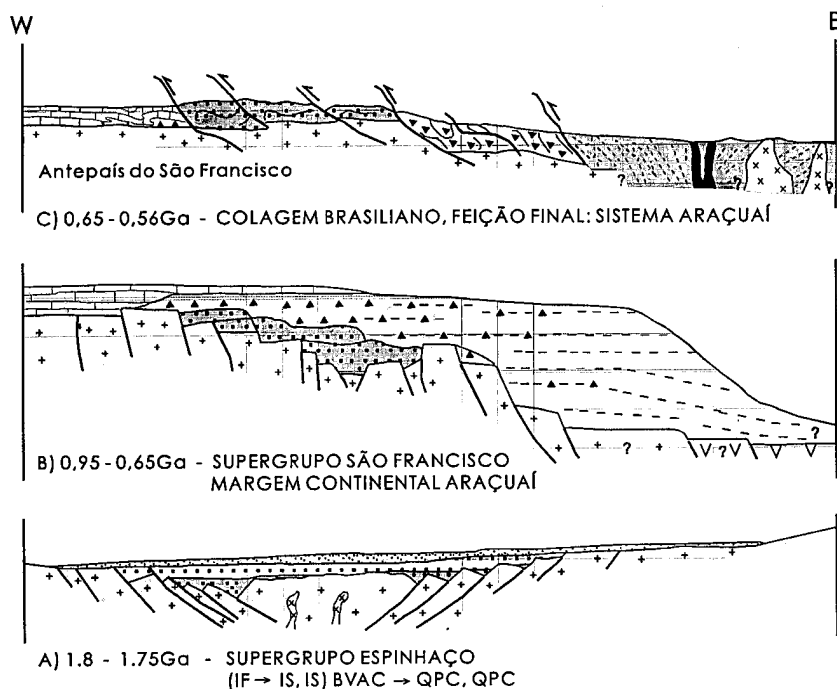


Figura 5: Evolução esquemática do rifteamento Espinhaço (e da Chapada Diamantina) no tempo. Rifteamento Espinhaço : 1,8 - 1,75 Ga; Rifteamento pré-Supergrupo São Francisco ; 1,0 a 0,95 Ga.

IF = Fratura (rifte) interior ; IS = Sinéclise interior.

QPC = Associação quartzito-pelito-carbonato

BVAC = Associação vulcânicas bimodais-arcóseo-conglomerado.

O Supergrupo Espinhaço inclui três grandes seqüências sedimentares, predominantemente clásticas, apenas a primeira das quais (Rio dos Remédios) é paleoproterozóica. No Supergrupo São Francisco estão incluídas (na figura) as unidades glaciais (glácio-marinhas, Macaúbas), os turbiditos distais (Salinas) e as unidades pelítico-carbonáticas ("Bambu").

Figure 5: Schematic geological evolution for the processes of the Espinhaço Range (so including Chapada Diamantina, Bahia), from Paleoproterozoic (rifting) to Neoproterozoic times (fold belt). Espinhaço rifting: 1.8 - 1.75 Ga; pre-São Francisco Supergroup rifting: 1.0 - 0.95 Ga.

IF = Interior Fracture (rift); IS = Interior Syncline. QPC = Quartzite-Pelite-Carbonate Association;

BVAC = Bimodal Volcanic-Arkose-Conglomerate Association.

The Espinhaço Supergroup comprises three major sedimentary sequences, clastic predominantly, from which only the lowermost is Paleoproterozoic in age (Rio dos Remédios) in this figure, the São Francisco Supergroup is comprising glacial units (glacio-marine, macaúbas), distal turbidites (Salinas), and the pelitic-carbonatic units ("Bambu").

Sr, e outros dados paleontológicos, na ordem de 1300 Ma, mínimos). O topo desta seqüência (Formação Morro do Chapéu) inicia-se com depósitos fluviais recortando os clásticos finos e carbonatos da anterior (vales incisos) e grada verticalmente para arenitos bem selecionados de provável origem estuarina.

Em Minas Gerais, a litoestratigrafia formal é naturalmente diferente (terminologia, unidades litológicas) desta descrita nos itens acima, para a Bahia, mas o perfil da evolução paleogeográfica e seqüencial é muito semelhante, em geral. Sendo que, praticamente quase sem exceção, esta porção mineira deste contexto foi envolvida (como estágio lito-estrutural da base, retomado) na evolução do Sistema de Dobramentos Araçuaí, ao longo do Neoproterozóico.

As faixas do Espinhaço e da Chapada Ocidental se mostram fortemente dobradas, na direção Norte-Sul, mas estas estruturas se arrefecem gradativamente para leste da Chapada Diamantina (na Bahia), para estilos

idiomórficos e mesmo sub-horizontais. Este dobramento ora é atribuído ao processo extensional (com o que não concordamos), ou outro processo qualquer em condições meramente cratônicas, ora a uma "orogenia" mesoproterozóica, pré-Brasiliana, ainda em processo de reconhecimento e definição (Orogenia "Espinhaço"?). O fato é que existe uma discordância angular (ora importante, ora rarefeita) entre as estruturas Espinhaço (de *trend* N-S, NNE-SSW) e aquelas das faixas brasileiras (do Supergrupo São Francisco e correlatos), na Bahia e Pernambuco, mas também já reconhecido em Minas Gerais, que só é possível melhor discernir nos externídes dessas faixas. Os presentes autores tendem a reconhecer/defender a existência de um episódio orogenético descontínuo em torno de 1300 Ma, que é seguido de significativo evento/estágio bem marcado de erosão, precedendo toda a evolução neoproterozóica (Supergrupo São Francisco e equivalentes). Os registros geológicos são de preservação

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Riolito	Morro do Cuscús	Zircão	U/Pb	> 1750	Babinski et al. 1994
Riolito	Água Quente	Zircão	U/Pb	1748 ± 4	Babinski et al. 1994
Riolito	Rio Paramirim	Zircão	U/Pb	1752 ± 4	Schobbenhaus et al. 1994
Granito	São Timóteo	Zircão	U/Pb	1746 ± 5	Pimentel et al. 1994
Albitito	São Timóteo	Zircão	U/Pb	1744 ± 2	Pimentel et al. 1994
Granito	Lagoa Real	Zircão	U/Pb	1724 ± 5	Turpin et al. 1988
Albitito	Lagoa Real	Zircão	U/Pb	1397 ± 4	Turpin et al. 1988
Granito	São Timóteo	Rocha total	Pb/Pb	1706 ± 100	Cordani et al. 1992
Granito	São Timóteo	Rocha total	Rb/Sr	1710 ± 45	Cordani et al. 1992
Granito	Lagoa de Barro	Rocha total	Rb/Sr	1280 ± 20	Cordani et al. 1992
Albitito	São Timóteo	Rocha total	Rb/Sr	1520 ± 20	Cordani et al. 1992

Tabela 4: Dados geocronológicos do Espinhaço Setentrional, Minas Gerais (Cráton São Francisco).
Table 4: Geochronological data for the Northern Espinhaço Range, Minas Gerais (São Francisco Craton).

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Riolito	Conceição M.Dentro	Zircão	U/Pb	1770 ± 20	Brito Neves et al. 1979
Riolito	Conceição M.Dentro	Zircão	U/Pb	1711 ± 8	Machado et al. 1989
Riolito	Serro	Zircão	U/Pb	1719 ± 2	Machado et al. 1989
Riolito	Desembarg. Otoni	Zircão	U/Pb	1752 ± 2	Machado et al. 1989
Riolito	Mato Verde	Zircão	U/Pb	1758 ± 20	Babinski et al. 1995 (inédito)
Metavolc.potássica	NW Gouveia	Zircão	Evaporação	1710 ± 12	Dossin 1994

Tabela 4a: Dados geocronológicos do Espinhaço Meridional, Minas Gerais.
Table 4a: Geochronological data for the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais

problemática, muito claros apenas em determinados sítios de observação (subsUPERfície inclusive) e os registros geocronológicos têm sido de difícil consecução, são muito esparsos e inconclusivos ainda.

Na extremidade norte (Sistema Rio Preto-Riacho do Pontal) tal como na porção sul (Sistema Araçuaí, de forma mais extensiva) é flagrante o envolvimento destas coberturas em diferentes graus de intensidade pela tectogênese das faixas móveis brasileiras que circundam o Cráton do São Francisco, e são conspícuas vergências estruturais centrípetas, para este núcleo estável. Em verdade, o Espinhaço e a Chapada (Ocidental e Oriental) como acima tratados são porções da estrutura "oroaulacogênica" só poupadas por remanescerem no interior de um domínio que teve características cratônicas ao longo do Neoproterozóico.

No extremo norte da faixa do Espinhaço, região de Campo Alegre de Lourdes, ocorrem complexos gabróicos, complexos carbonatíticos e granitos do tipo A, sugestivos de um ambiente de rifte, mas os dados geológicos e geocronológicos preexistentes são indicativos de uma evolução mais antiga (± 2000 Ma), devendo pois serem excluídos dos processos estaterianos.

Grupo São João del Rey

Ao sul-sudeste do cráton, na região de São João del Rey, Minas Gerais, nos externides setentrionais do sistema de dobramentos Ribeira, são identificadas duas seqüências de sedimentos clásticos, típicas QPC (Tiradentes e Lenheiros, Ribeiro *et al.* 1990). Estas unidades, conforme têm sido descritas, mostram muitas semelhanças de associações litológicas e feições estruturais com aquelas do Espinhaço e Chapada Diamantina, e, provavelmente, foram condicionadas por rifteamento paleo a mesoproterozóico.

O controle cronológico é incipiente, apontando valores entre 1,8 e 1,4 Ga, e de forma muito pouco segura ainda (Tabela 5). Mas vale registrar que estas seqüências estão sotopostas aos "diamictitos" de Carandaí (equivalente parcial do Grupo Macaubas na Faixa Araçuaí?), para a qual há uma série de indicações favoráveis para uma idade neoproterozóica, de forma semelhante a tantas outras em torno e no interior do Cráton do São Francisco. Esta proposição de idade neoproterozóica para Carandaí (+ Barroso e Prados), e portanto, posição pré-Neoproterozóica para as unidades sotopostas, é fundamentada em muitos dados da geologia regional e analógica.

Estas seqüências são, por enquanto, excelentes candidatos para posteriores trabalhos de pesquisa dirigidos, tanto no tema de correlação com o Espinhaço, como também na busca de traços/dados concretos de uma possível e esperável continuidade destas unidades e estruturas para o sul (para a parte central da Faixa Ribeira, em São Paulo).

“Bloco Guanhões”: Suíte Borrachudos

A sudeste do Espinhaço, e a leste do Quadrilátero Ferrífero, cortando o núcleo paleoproterozóico de Guanhões, que é parte do domínio do além-país do Sistema Araçuaí, ocorre uma suíte de granitos e riolitos (Borrachudos), cujos dados petrológicos e isotópicos mostram muitas afinidades com derivação crustal no período Estateriano, consoante Dussin (1994a) e Dussin (1994b).

Os plutões graníticos (cerca de meia dúzia) mostram conexões com feições rupturais NNW e NNE, contatos bruscos com o embasamento, raros xenólitos, foliação magmática discreta, e, do ponto de vista composicional, estão limitados ao campo dos granitos e granitos a álcali-feldspato. Os riolitos afloram escassamente e caem em campo composicional idêntico. Não há registros conhecidos de magmatismo máfico ou intermediário, pressupostos ocorrerem em subsuperfície.

A colagem brasileira que trouxe o bloco Guanhões de leste para oeste, durante o encurtamento crustal do Sistema Araçuaí, afeta este contexto de hinterland, o embasamento e o seu magmatismo anorogênico, em níveis crustais rasos.

Os dados geocronológicos disponíveis (Tabela 6) indicam o período Estateriano para este magmatismo, além do que há francas semelhanças com o que é encontrado no Espinhaço (no antepaís sanfranciscano e no substrato regenerado da faixa móvel Araçuaí), em tratos mais a oeste, assim como são claras a condição e posição pós-Transamazônico.

Vulcanismo Cratogênico “Araúá”

Bem a leste da Chapada Diamantina da Bahia, pouco ao sul das cidades sergipanas de Estância e Riachão Dantas, ocorre um importante enxame de diques de natureza sobretudo ácida a intermediária, de direção geral WNW-ESE, por cerca de 35 Km de extensão. Predominam riolitos e dacitos porfiríticos, com termos básicos subordinados, cortando diagonalmente as estruturas do embasamento que é de reconhecida consolidação transamazônica (Faixa Móvel Oriental da Bahia ou Salvador-Juazeiro). Apenas localmente esta manifestação magmática admite termos alcalinos (traquitos) e até mesmo ultramáficos (piroxenitos), mas os estudos são muito preliminares, da fase de reconhecimento apenas, baseados em Silva Filho *et al.* (1978).

Este enxame de diques recorta uma ilha de exposição da zona de antepaís (alto estrutural interno na antefossa Lagarto-Tobias Barreto) da Faixa Sergipana, e os dados de campo e geocronológicos (vide Tabela 7) são indicativos precários de uma idade pós-Ciclo Transamazônico, muito provavelmente do Estateriano, demonstrando assim uma grande amplitude em área dos processos extensionais correlatos àqueles do Espinhaço, mais a oeste, na mesma massa crustal.

Sistema Jaguaribeano (Orós e Jaguaribe)

Província Borborema

Tendo blocos paleoproterozóicos como embasamento, no interior da Província Estrutural Borborema, são identificadas duas bandas separadas de uma mesma faixa móvel vestigial com composição lito-estrutural e idades geocronológicas compatíveis com o Espinhaço, as quais são interpretadas como testemunhos de uma pretérita extensão setentrional deste.

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referência
Seqüência	Lenheiros = QPC	Determinações indiretas, em bases regionais		< 1800	Ribeiro et al. 1990
Seqüência	Tiradentes = QPC			> 1400	

Tabela 5: Dados geocronológicos do Grupo São João del Rey (parte inferior), Minas Gerais.
Table 5: Some geochronological data for the São João del Rey Group (lower part), Minas Gerais.

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Granito	São Felix	Zircão	Evaporação	1729 ± 14	Dossin et al. 1993
Granito	Itauninhas	Zircão	Evaporação	1595 ± 10	Dossin 1994
Granitos	(vários)	Rocha total	Rb/Sr	1710 ± 105	Dossin 1994

Tabela 6: Dados geocronológicos do Bloco Guanhões, Minas Gerais.
Table 6: Geochronological data for the intrusives rocks in the Guanhões Block, Minas Gerais.

Estas faixas, cujo moderno conhecimento é devido a Sá (1991), McReath (1993) e Figueiredo Filho (1994), principalmente, estão dispostas nas direções brasileiras NNE-SSW e são compostas por seqüências vulcano-sedimentares (BVAC inicial, passando a QPC, predominante para o topo). Elas são cortadas por plutões graníticos porfiríticos de caráter anorogênico (transformados em *augen*-gnáisses no Brasileiro), leuco a sieno-graníticos, e mais restritamente dioritos e gabros.

Dois tipos de basaltos (shoshoníticos e E-MORB) e riolitos de caráter subalcalino são reconhecidos, sendo estes atribuídos à derivação crustal. Os *augen*-gnáisses têm tendência alcalina, intrudem as vulcânicas e são comparáveis aos granitos tipo A.

Os dados geocronológicos, por diferentes métodos (Tabela 8) e de diferentes autores são coerentes e indicam uma evolução entre 1,8 e 1,7 Ga para o processo extensional e alojamento do magmatismo principal. O esquema interpretativo é de evolução em zonas de rifte ativo (Figura 6) durante o Estateriano, comparável ao do Espinhaço (pelo menos quanto aos estágios iniciais). No entanto, não existem registros geológicos significativos de sedimentação, magmatismo e deformação posteriores, por todo o Mesoproterozóico. Provavelmente estas unidades constituíram coberturas dobradas suaves de um dos muitos blocos (microcontinentes ou microplacas) que antecederam, interagiram e protagonizaram a colagem Brasileira da Borborema.

Durante a colagem orogênica, no Neoproterozóico, estas unidades lito-estruturais foram fortemente deformadas, e seu embasamento regenerado integralmente, gerando a faixa móvel do sistema hoje conhecido como Jaguaribeano (fase final de

transpressão muito típica). São faixas penetradas por biotita granitos de caráter colisional (estes, de idades próximas a 600 Ma). Nestes termos, a evolução do Jaguaribeano deve ser entendida de forma poli-histórica, sendo as primeiras etapas extensionais intra-cratônicas, no Estateriano, e as últimas, de convergência e edificação orogênica (colisionais, transpressionais e posteriores) do Neoproterozóico ao Cambro-Ordoviciano. Não se conhece, até o presente, registros de sedimentação mesoproterozóica nem neoproterozóica no Sistema Jaguaribeano.

Existe a possibilidade destes eventos vulcano-sedimentares paleoproterozóicos terem sido mais extensivos ainda nesta área, não se limitando às bandas de supracrustais de Orós e Jaguaribe, mas também para outras regiões do Ceará e Piauí (Grupo Ceará, pró parte), e do extremo oeste do Rio Grande do Norte (vulcano-sedimentares do Sistema Encanto), o que está presentemente em fase de investigação. Ainda, é possível que sejam parte deste contexto alguns dos *schist-belts* do escudo nigeriano (há granitos anorogênicos da mesma idade, pelo menos), que são/ foram a continuidade natural do Sistema Jaguaribeano em Gondwana Ocidental.

Sistema de Dobramentos Apiaí/São Roque

Nos sistemas de dobramentos da parte central da Província Mantiqueira, apesar da intensa tectônica do Brasileiro, no Neoproterozóico (deformação, aloctonismo, granitogênese incluídos) pode estar contido a continuação ou um braço de articulação para os processos de rifteamentos vistos mais ao norte, no Espinhaço e Sistema Araçuaí.

Em várias localidades esparsamente distribuídas ao longo do atual *trend* NE-SW para ENE-WSW deste

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Dique ácido	Araúá	Rocha total	Rb/Sr	1887 ± 172	CPRM (inédito)
Dique ácido	Araúá	Rocha total	K-Ar	944 ± 51	CPRM (inédito)

Tabela 7: Dados geocronológicos do enxame de diques Araúá, Sergipe, Nordeste do Cráton do São Francisco.
Table 7: Geochronological data for the Araúá dike swarm, Sergipe, northeastern part of the São Francisco Craton.

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Metadacitos	Orós	Rocha total	Rb/Sr	1707 ± 46	Sá et al. 1986; Macedo et al. 1988
Dacitos, Riolitos	Orós	Rocha total	Rb/Sr	1704 ± 39	Macedo et al. 1988
Metariolito	Orós	Rocha total	Rb/Sr	1780 ± 54	Sá 1991
Ortognáisse	Orós	Rocha total	Rb/Sr	1762 ± 174	Macedo et al. 1988
Riolito milonítico	Orós	Rocha total	Rb/Sr	1040 ± 102	Macedo et al. 1988
Metariolito	Pedreira Orós	Zircão	U/Pb	1790 ± 9	Van Schmus et al. 1994
Ortognáisse	Orós	Zircão	U/Pb	1673 ± 33	Sá 1991
Ortognáisse	Orós/Jaguaribe	Rocha total	Rb/Sr	1793 ± 36	Figueiredo Filho 1994
Riolitos+gnáisse	Orós/Jaguaribe	Rocha total	Rb/Sr	1752 ± 25	Figueiredo Filho 1994

Tabela 8: Dados geocronológicos da Faixa móvel Jaguaribeana (Orós - Jaguaribe, Ceará).
Table 8: Geochronological data for the Jaguaribe Fold Belt (Orós - Jaguaribe, Ceará).

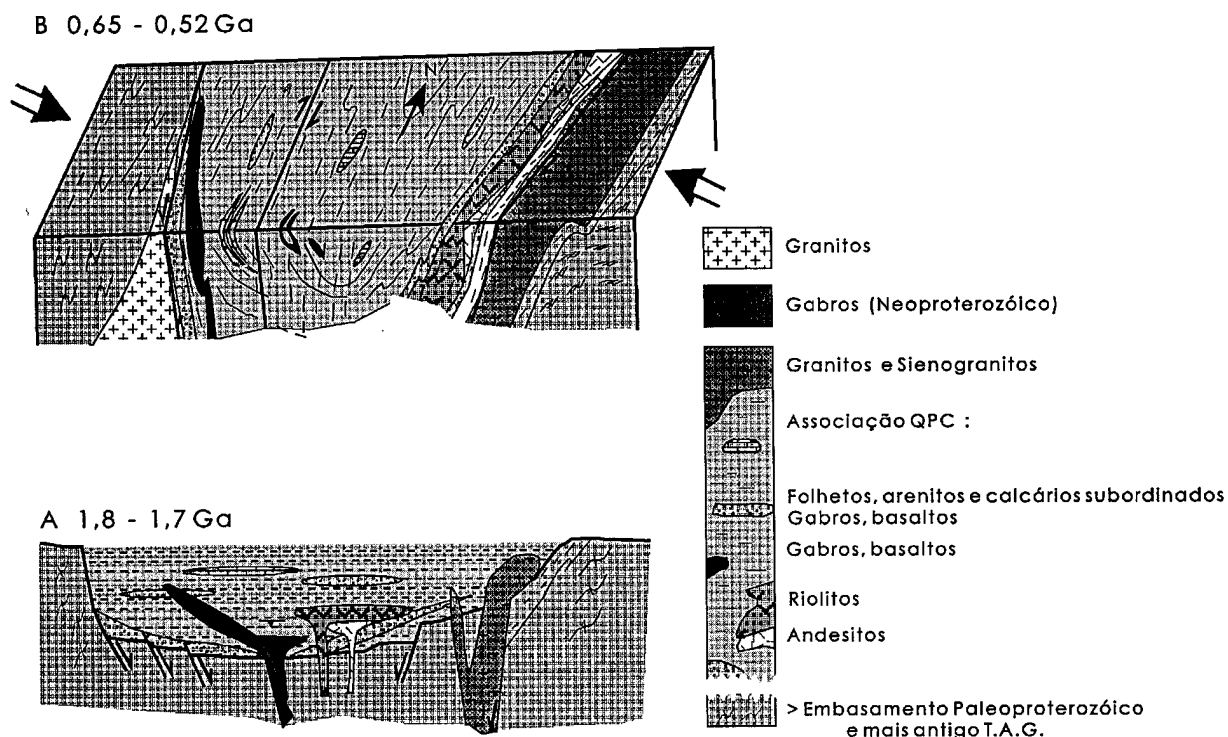


Figura 6: O Sistema de Dobramentos Jaguaribeano, "Schist Belt" de Orós, em seu estágio tafrogenético inicial (Estateriano, 1,8 a 1,73 Ga) e o seu posterior estágio de tectogênese, quando da colagem Brasileiro, sendo enfatizadas as fases finais, com marcante magmatismo e transpressão

QPC = Associação quartzito-pelito-carbonato;

TAG = Terrenos de alto grau, gnáissico-migmatíticos.

Figure 6: The Jaguaribe Fold System ("Orós Schist Belt") from its initial taphrogenic stage (Statherian, 1.8 - 1.73 Ga), to its later tectonic stage during the Brasileiro collage, with emphasis to the magmatism and to the transpressive tectonics.

QPC = Quartzite-Pelite-Carbonate Association; HGT = High grade terranes, gneissic-migmatitic rocks.

sistema, na Serra de Itaberaba (Guarulhos-Jacareí-SP), no Morro do Polvilho, na área de Santana do Parnaíba-SP, e na área de Rio Branco do Sul (norte e noroeste de Curitiba-PR), ocorrem associações vulcano-sedimentares no contexto lito-estratigráfico mais inferior das supracrustais. Estas unidades estão sotopostas a discordâncias estruturais (para com os Grupos São Roque e Açunguí típicos, seqüências QPC) de maior ou menor vulto, e sobrepostas discordantemente às rochas do embasamento (estruturadas/marcadas pela colagem transamazônica).

As ocorrências têm distribuição longitudinalmente esparsa, a correlação entre elas é difícil, o controle geocronológico é muito pobre ainda, mas há muitas semelhanças litológicas e de posição na seqüência, ficando assim em aberto a possibilidade de conexão pretérita.

Na Serra de Itaberaba (Juliani 1993), o processo extensional foi mais intenso, logrando a geração ambientes de bacia marinha profunda (Formação Morro da Pedra Preta), consoante associações vulcano-sedimentares e quimismo muito típicos. Em Santana do Parnaíba (Bergmann 1988), foi identificado também ambiente marinho raso, com vulcânicas básicas, *pillow-lavas* e coberturas carbonáticas litorâneas. No Paraná, em núcleos antiformais sob o Grupo Açunguí, foi

identificada uma seqüência expressiva de metabasitos, filitos metavulcânicos, meta-traquitos e *metacherts* ("Formação" Betara) consorciados com meta-clásticos finos e cálcio-silicáticas, também originários de um processo de rifteamento inicial, como nos demais casos (vide Salamuni 1991).

Destaca-se no registro geocronológico (Tabela 9) a determinação U-Pb em zircão de meta-riodacito, em torno de 1790 + 14 Ma no Morro do Polvilho (Van Schmus *et al.* 1986) e algumas datações em metabasitos (rocha total e plagioclásios, método K-Ar) em torno de 1700 Ma. na chamada "unidade basal" do São Roque, em São Paulo. Os demais dados geocronológicos são precários, e todos eles, em conjunto carecem de revisão, calcada em melhor conhecimento geológico regional (só agora existente).

Os autores citados, entre outros, reconhecem para estas supracrustais uma posição "pós-Transamazônico" e "pré-Brasiliano" (pré-São Roque e pré-Açunguí "convencionais"), o que não é muito, mas é sintomático da possibilidade deste contexto mais inferior do Paleoproterozóico estar registrado. Esta hipótese está, presentemente, sendo trabalhada, consoante os dados acima e o quadro geológico regional, ou seja, a possibilidade do Sistema Apiaí-São Roque ter tido como precursor - como o Sistema Araçuaí, mais ao

norte - um regime tectônico extensional de idade paleoproterozóica.

Cráton Rio de La Plata

Um vigoroso, extenso (>200 Km) e largo (± 50 Km) enxame de diques máficos não metamorfizados ocorre transversal à toda porção central e centro-ocidental do Uruguai (consoante direções E-W predominantes), a oeste do grande falhamento Sarandi del Yi, que os limita e os desloca suavemente.

Os diques são de composição toleítica e se situam no campo de basaltos andesíticos e de andesitos, e os dados petrológicos, tectônicos e isotópicos são indicativos de uma formação em ambiente intracratônico extensional importante, pós-Ciclo Transamazônico (Bossi *et al.* 1993). Trata-se de fundidos de derivação de fonte de granada-peridotito e fracionamento em câmaras magmáticas crustais.

Os dados isotópicos, de várias metodologias de análise (vide Tabela 10) para este processo extensional amplo e regional são coerentes, cabendo destaque para a qualidade dos dados Ar/Ar, todos indicativos de uma idade dentro do período Estateriano.

Ao sul do Rio de La Plata, na região da faixa móvel de Tandilia (Transamazônica), em condições tectônicas semelhantes, um outro enxame de diques máficos está sendo investigado por pesquisadores do IG-USP (W. Teixeira, informação verbal), e as primeiras idades obtidas reiteram a importância dos eventos extensionais na Plataforma Sul Americana, até o chamado cone sul.

A propósito, no chamado "Terreno Nico Perez", a leste do grande falhamento Sarandi del Yi-Piriapólis, no Uruguai, e que deve corresponder a um domínio de antepaís do Cráton Rio de La Plata (em relação a Faixa

Móvel Don Feliciano/Cuchilla Dionísio) ocorre um batólito granítico de textura rapakivi, com freqüentes fácies subvulcânicas, e a característica presença de quartzo azulado (Campal & Schilipov 1995), cuja idade Rb-Sr é de 1760 \pm 30 Ma, segundo Bossi & Campal (1993).

SUPERCONTINENTES E TAFROGÊNESE

Discussão Preliminar

O conceito de tafrogênese (gênese de depressões/fossas) foi proposto inicialmente por Krenkel (1922), para cobrir zonas/domínios de extensão predominante, mas esta definição ficou relegada durante muito tempo. Sengör (1990) retomou o termo e ampliou o seu significado, considerando inclusive os ambientes modernos, onde ocorrem os processos de desintegração da litosfera em blocos por extensão e afinamento (processos gerais de divergência). Este conceito é retomado e colocado de propósito para ser contraposto ao conceito global de orogênese e colagem orogênica (encurtamento e espessamento crustal e litosférico por compressão oriunda da convergência de placas), como já preliminarmente discutido.

Muitas destas regiões e áreas onde o processo de extensão era predominante já haviam sido referidos (impropriamente) como "orogênias extensionais", e termos assemelhados, para tentar realçar o vigor do estiramento. Eventualmente apenas, os processos de tafrogênese podem ser o passo inicial de um ciclo wilsoniano (que levaria a orogênese), mas não necessariamente. A história das massas litosféricas

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Metariodacitos	Morro do Polvilho	Zircão	U/Pb	1790 \pm 14	Van Schmus et al. 1986
Meta-espilitos	Serra Itaberaba	Rocha total	K/Ar	1692 \pm 157	Tassinari 1988
Meta-espilitos	Pirapora	Plagioclás.	K/Ar	1652 \pm 101	Tassinari 1988
Galena	Tipo Perau	Galena	Pb modelo	1400 - 1100	Tassinari et al. 1990
Galena	Tipo Perau	Galena	Pb modelo	1700 - 1500	Tassinari et al. 1990

Tabela 9: Dados geocronológicos da Faixa móvel Ribeira, São Paulo / Paraná (Supracrustais mais basais).
Table 9: Geochronological data for the Ribeira Fold Belt (lower supracrustal section), São Paulo/Paraná.

Rocha	Localidade	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
Granodiorito	Terr. Nico Perez	Rocha total	Rb/Sr	1730 \pm 22	Bossi & Campal 1991
Granodiorito	Terr. Nico Perez	Zircão	U/Pb	1748 \pm 10	Heaman 1994
Bas. Toleítico	C-W Uruguai	Hbl + biotita	⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar	1728 - 1713	Teixeira et al. 1994
Bas. Toleítico	C-W Uruguai	Rocha total	Rb/Sr	1800 \pm 13	Bossi et al. 1993
Bas. Toleítico	C-W Uruguai	R.T. + minerais	Rb/Sr	1779 \pm 87	Teixeira et al. 1994
Diques máficos	Tandilia Sul de B. Aires)	Hornblenda.	K/Ar	1750 - 1540	Teruggi et al. 1975 Ramos 1985

Tabela 10: Dados geocronológicos do Bloco/Cráton Rio de La Plata (Uruguai e Argentina).
Table 10: Geochronological data for intrusive rocks in the Rio de la Plata Craton (Uruguay/Argentina).

pré-cambrianas do mundo, e mesmo de muitas outras consolidadas no Fanerozóico dispõe de muitos exemplos nos quais a tafrogênese se completa nela mesma, ou como queiram, nem todo Ciclo de Wilson segue todas as suas fases, podendo abortar em quaisquer delas, na inicial inclusive. A melhor moldura e cenário geológico para observar estes processos são nas grandes massas litosféricas continentais construídas (aglutinadas) e dispersadas quase ciclicamente ou supercontinentes.

O conceito de supercontinente tem várias vertentes de origem e é hoje um produto do amadurecimento gradativo de várias frentes de pesquisa científica em Ciências da Terra, que está bem condensado no ensaio de Murphy & Nance (1985). Verifica-se, com cômputo geral de dados geofísicos e geológicos modernos, que a cada espaço de 500/600 Ma, as massas continentais preteritamente consolidadas tendem a se aglutinar ("fusão" ou aglutinação) num contexto amplo e singular, de um supercontinente.

Há dados e argumentos favoráveis (nem todos) para que esta aglutinação tenha acontecido pela primeira vez já ao final do Arqueano, ± 2500 Ma, o supercontinente Kenorano (Mason 1995, entre outros). E, daí por diante teriam se formado supercontinentes: na porção intermediária do Paleoproterozóico, há aproximadamente 2000/1800 Ma (antes, portanto do período Estateriano); no final do Mesoproterozóico, há aproximadamente 1000 Ma (Supercontinente Rodínia, que é o de mais adeptos atualmente); no final do Neoproterozóico, em torno de 600 Ma (como Gondwana, entre outros dessa mesma época); no Paleozóico Superior, 280-180 Ma, caso de Pangea (o mais consensual e discutido por abrigar várias metodologias de análise). E já é possível descortinar previsões e cálculos para a próxima fusão supercontinental, para o futuro geológico, cujo fomento está no fechamento do Pacífico, e, já estão sendo ensaiadas formas e nomes possíveis. Cada dessas aglutinações tem, naturalmente, repercussões de diversas ordens em todas as esferas (atmosfera, biosfera, hidrosfera, etc., etc.) do globo, e, particularmente, nas relações litosfera/astenosfera.

Admite-se também que os supercontinentes têm vida curta e atribulada (em torno de 100 Ma) por várias razões possíveis. A litosfera continental é má condutora de calor e atua como isoladora térmica, dificultando a perda de calor do interior da Terra (convecção astenosférica, plumas, superplumas, etc.). Em segundo lugar, os supercontinentes se caracterizam por alto momento angular porque são constituídos de massas elevadas, o que pelo movimento de rotação do planeta produz esforços duradouros dentro deles mesmos, tendendo ao auto-rompimento. Em outras palavras, a aglutinação de uma massa continental muito grande passa a sediar de imediato as causas da sua desarticulação subsequente ("fissão"). Se o processo de desarticulação continuar, certamente a distensão vai levar a formação de litosfera oceânica (geralmente reabrindo antigas cicatrizes ou linhas de consolidação menos antigas, mais jovens do ponto de vista termal). Isto ocorrendo, novos esquemas de esforços passam a

agir e são acrescentados (como o *ridge push* e o *slab pull*, da acreção e subducção respectivamente), e terminam por conseguir dispersar inteiramente a grande massa preexistente em fragmentos grandes, intermediários e pequenos (estes em grande número).

Estes processos de fusão e fissão não são tão regulares e ordenados como se disserta ou se pode pensar, e agem consoante maior número de variáveis do que se possa aquilatar. E nem sempre completam em seus itinerários iniciais ou previstos. Ainda assim, em última análise, estes processos são considerados os grandes responsáveis e ao mesmo tempo registros da perda de calor do interior da Terra. Vale acrescentar que os tratos litosféricos continentais são permanentes (parte reciclados apenas) mediante este vai-e-vem de fusão e fissão. Já os oceanos, independentemente de dimensões são totalmente recicláveis e episódicamente (na escala de vida 200 Ma).

Ainda que a vida supercontinental admita muitas tribulações tectônicas, partilhas episódicas e, inclusive, alguma reciclagem parcial na astenosfera, é na litosfera continental que fica a memória da Terra, tendo em vista a tendência das massas litosféricas continentais a sobreviverem (ou, de oferecerem maior dificuldade aos processos de subducção).

Causas da Tafrogênese

Rifteamento e magmatismo anorogênico associados têm várias causas possíveis, consoante Hoffman (1989), ao analisar idêntica situação no bloco Laurentia-Báltica, no hemisfério norte atual. Por exemplo, simples estiramento litosférico (esforços deviatóricos de orogenias alhures), fusão de uma crosta muito espessada em ciclo orogenético anterior, subducção do tipo B de muito baixo ângulo, processos de ascensão de material mantélico e *underplating*, etc.

Com exceção da subducção de baixo ângulo (muito improvável), é possível que todos os outros fatores tenham contribuído de alguma forma. Mas, considerando-se as dimensões do processo, a natureza da crosta afetada, o registro magmático (vulcanismo bimodal predominante, localmente apenas rochas de fundos oceânicos) e sedimentar (inclusive a proporção de algumas das bacias sedimentares criadas contrapostas à simples ocorrência de enxame de diques), é possível e necessário repassar alguns dos pontos já discutidos anteriormente.

a- A existência de uma extensa massa continental "pós-Transamazônica" (localmente bastante espessada e fadada a colapso), possivelmente coerente e semi-estacionária.

b- Ascensão em variada escala de materiais mantélicos, formação de colchões magmáticos subcrustais.

c- Domeamento, rifteamento e magmatismo bimodal frequentes, este derivado direto dos colchões magmáticos (juvenís) e de fusão da crosta inferior.

d- Subsidência termo-mecânica subsequente às fase de riftes e suas reativações, de natureza episódica, isolada, ou podendo ter combinado com variações eustáticas do nível do mar para formar amplos e (progradantes) sítios deposicionais.

Grandes massas continentais, como já dito, tendem a isolar bastante o manto, que reage consoante *riftes* ativos (RMA) na litosfera, na proporção direta da intensidade dos colchões magmáticos e na proporção inversa da movimentação da placa litosférica sobreposta. Na falta de zonas de acreção e subducção (que podem a vir se formar posteriormente), o manto se aquece bastante e ocorre a subida de células convectivas causando o soerguimento dinâmico e isostático da litosfera continental tamponadora. Domeamento, rifteamento, injeção de magmas juvenis (diques máficos), fusões na base da litosfera (granitos tipo A, riolitos, etc.) são consequências naturais do processo, cuja continuidade (fases termo-mecânicas) vai depender da preservação no tempo das causas iniciais, até a dissipação do estoque de calor envolvido. Se as causas continuam, a litosfera afinada e enfraquecida pode se romper, e até derivar, dando o surgimento de sítios oceânicos. Se as causas não continuam, os *riftes* evoluem para bacias epicontinentais interiores cujas dimensões também são proporcionais à extensão regional do fenômeno e à energia térmica total dissipada.

No contexto da atual América do Sul, como visto, além da variedade das proporções dos processos de uma área para outra, verificam-se certo sincronismo (relativamente ao início) e ubiquidade dos processos. Isto não significa que o controle geocronológico é perfeito, pois a demanda de dados é grande. Principalmente, se considerarmos que houve certa sobreposição de novos eventos tafrogênicos meso e neoproterozóicos, também variado no tempo e em proporções de uma área a outra. E o fecho final de todos estes processos (com exceções) para etapas seguintes do neoproterozócio da colagem brasileira, extensiva e imponente, com homogeneizações isotópicas frequentes.

A idéia central aqui reiterada é a de tafrogênese como resultante natural de um amplo processo de aglutinação supercontinental pós-Transamazônico. É possível que, em parte, localmente, esta tafrogênese possa ter evoluído para orogenias mesoproterozóicas, cujos registros são muito pouco efetivos e de difícil resgate (apagados, retomados, rejuvenescidos que foram) nas províncias/áreas brasileiras.

Mesmo em áreas de comportamento cratônico para o Ciclo Brasileiro (como Rio Negro-Juruena, "Cadeia" Espinhaço, parte central), os marcos de orogêneses mesoproterozóicas são pouco conhecidos, controversos e de difícil equacionamento, sendo para isto a única exceção a porção ocidental da Amazônia (Ciclos San Ignácio/Sunsas). Nas províncias brasileiras (como no centro-oeste de Goiás, Sistema Ribeira, Sistema Araçuaí, etc.) onde há algumas indicações de lito-estruturas oriundas de diastrofismo pré-Brasiliano, a sua exata discriminação é sofrida pela deficiência em dados e mais rica em questões em aberto.

Mas, à luz da analogia com outros continentes, e de alguns dados concretos da porção ocidental deste (Grenville e equivalentes), e de alguns dados preliminares (já comentados), é possível que no futuro, com a mudança na escala e aprimoramento nos

métodos de investigação, estas orogenias mesoproterozóicas ("Espinhaço", "Uruaçuana", e outras freqüentemente evocadas citadas, mas sem o necessário respaldo) possam vir a ser melhor delineadas.

O fato concreto é que o Ciclo Brasileiro/Pan Africano *s.l.* foi abrangente e voluntarioso dos pontos de vista tectônico (eventos compressivos), magmático (granitogênese expressiva) e termal (processos de rejuvenescimento isotópico extensivos) e privilegiou de certeza as estruturas preexistentes termalmente mais jovens (o caso destas possíveis e entidades mesoproterozóicas), em função da susceptibilidade natural delas ao fenômeno de herança.

É propósito aqui clarificar que o Brasileiro é outro ciclo, pós-mesoproterozóico, de caráter quelogênico, distinto, mais intenso (e mais abrangente em área), inclusive com expressiva fase inaugural de tafrogênese (diacrônica de 1,1 até 0,95 Ga) já consignada em diferentes províncias. Os processos desta colagem neoproterozóica regeneraram áreas preexistentes, arqueanas, paleoproterozóicas (estruturas estaterianas inclusive), e mesoproterozóicas, estas com preferência. Os estudos em progresso desta colagem brasileira estão discriminando várias fases orogênicas (interação de placas) por todo Neoproterozóico e eventos finais pós-colisionais (extrusionais) cambrianos e eordovicianos.

Embora não seja possível definir com precisão no tempo os limites da Tafrogênese Estateriana em todos as suas manifestações (por todos os dados catalogados 1,6 Ga parece bom limite inferior operacional), este é um fenômeno tectônico-magmático de caráter global, amplo em extensão, mesmo se considerarmos apenas nosso continente como referencial. Mas é justo reportar a existência de fenômenos semelhantes e coevos discutidos já na África (Goodwin 1991), na Austrália (Plumb 1979), e no bloco Laurentia-Báltica (vide Hoffmann 1989, Windley 1995, entre outros), sempre imediatamente após aglutinações continentais de grande vulto, de mesma faixa de tempo da colagem "transamazônica".

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. .1978. A evolução dos Crátos Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v.6, p.2393-2399.
- BABINSKI, M.; BRITO NEVES, B.B.; MACHADO, N.; NOCE, C.M.; UHLEIN, A.; VAN SCHMUS, W.R. .1994. Problemas de Metodologia U/Pb em zircões de vulcânicas continentais: caso do Grupo Rio dos Remédios, Supergrupo Espinhaço no Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú, SC, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú, SBG, v.2, p.409-410.
- BARRADAS, J.A.; LAFON, J.M.; KOTSCHOUBEY, B. .1992. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v.2, p.182-183.
- BASEI, M.A.S. .1972. *Idade do vulcanismo ácido-intermediário na região amazônica*. São Paulo, Sp, 135p. (Dissertação de mestrado). Universidade de São Paulo, SP.
- BASEI, M.A.S. .1978.. O vulcanismo ácido-intermediário na Região

- Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife-PE, 1978. *Anais ... Recife-PE, SBG*, v. 6, p.2408-2422.
- BERGMANN, M. .1992. Litoestratigrafia e paleoambiente do Grupo São Roque em região do Sinclínório de Pirapora-SP. Uma revisão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v.1, p.282-283.
- BOSSI, J & CAMPAL, N. .1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior in Uruguay. In: GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; SAAVEDRA, J.; RABANO, I. (eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero-America*. Madrid, Universidad de Extremadura, p.342-356.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCHI, G.; GIRARDI, V.A.V.; MAZZUCHELLI, M.; NEGRINI, L.; RIVALENTI, G.; CESAR, A.R.F.; SINIGOI, S.; TEIXEIRA, W.; PICCIRILLO, E.M.; MOLESINI, M. .1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, 106:263-277.
- BOTELHO, N.F. 1992. Caracterização de duas famílias de granitos sobalcalinos a peraluminosos na subprovincia estanífera do Paraná: consequências sobre a geologia, petrologia e a metalogenia dos granitos estaníferos de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v.1, p.360-361.
- BRASIL. DNPM. PROJETO RADAM .1974. Folha SC-22 Tocantins, Escala 1:1.000.000. Rio de Janeiro, Mapa Geológico (Levantamento de Recursos Naturais, volume 22).
- BRAUN, O.P.G.; MARTINS, M.; OLIVEIRA, W.J. .1993. Continuidade das seqüências rifeanas sob a Bacia de São Francisco constatada por levantamentos geofísicos. In: SIMPÓSIO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGMM, v.1, p.164-166.
- BRITO NEVES, B.B. .1992. O Proterozóico Médio no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4):449-461.
- BRITO NEVES, B. B. ; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.; DELHAL, J. .1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço : Dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9(1) : 71-85.
- CAMPAL, N. & SCHIPILOV, A. .1995. The Ilscas bluish quartz rapakivi granite (Uruguay-South America) : some geological features. In: SYMPOSIUM ON RAPAOKI GRANITES AND RELATED ROCKS. Belém-PR, Brazil, 1995. *Abstracts Volume*. Belém-PR, IGCP Project 315, p.18.
- CONDIE, K.C. .1989. *Plate tectonics and crustal evolution*. 3 ed. Oxford, Pergamon Press. 476p.
- CORDANI, U.G.; YIER, 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. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1):33-46.
- CORREIA, C. T. .1994. *Petrologia do Complexo máfico-ultramáfico de Canabrava*. São Paulo- SP, 153 p. (Tese de doutoramento). Universidade de São Paulo.
- DOMINGUEZ, J.M.L. .1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista de análise de bacias. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq. p. 137-160.
- DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; CHARVET, J.; COCHERIE, A.; ROSSI, P. .1993. Single-zircon dating by step wise Pb evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, Southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: SIMPÓSIO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM, v.1, p.39-42.
- DUSSIN, I.A. .1994. *Evolution structurale de la region l'Espinhaço Meridional, bordure sud-est du Craton São Francisco, Brésil*. Orleans, 200p. (Tese de Doutoramento). Universidade de Orleans, França (Memoire n 11, 1994).
- DUSSIN, T.M. .1994. *Association volcano-plutoniques de "Espinhaço Meridional" (SE-Brésil)*. Orleans, 210p. (Tese de Doutoramento) Universidade de Orleans, França (Memoire n 12, 1994).
- FARIA, A. .1995. *Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João d'Aliança-Alto Paraíso de Goiás*. Brasília, DF, 199p. (Tese de Doutoramento) Universidade de Brasília, DF.
- FIGUEIREDO FILHO, O.A. .1994. *Geoquímica e geocronologia de metavolcânicas e metagranitóides dos cinturões Orós e Jaguaribe, Sudeste do Ceará*. São Paulo, 157p. (Tese de Doutoramento) Universidade de São Paulo, SP.
- FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. .1989. Geocronologia Rb-Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: evidências de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central. *Geochim.Brasil.*, 3(2):129-240.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; DARDENNE, M.A.; FIGUEIREDO, A. N. .1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio : Os grupos Arai e Paranoá na região de Niquelândia-Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18 (1) : 54-62.
- FUGI, M.Y. .1989. *REE geochemistry and Sm/Nd geochronology of the Canabrava Complex, Brazil*. Kobe-Japão, 84p. (Master Thesis) Universidade de Kobe, Japão.
- GOODWIN, A.M. .1991. *Precambrian Geology. The dynamic evolution of the continental crust*. London, Academic Press, 666p.
- GORAYEB, P.S.S.; PALEOMO, N.; KORSCHOBEB, B.; LEITE, A.A.S. .1992. As vulcânicas de Monte de Carmo-TO: Caracterização geológica, petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito de Carmo e Formação Monte do Carmo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v.1, p.313-314.
- HEBEDA, E.H. ; BOELRIJK, N.A.I.M. ; PRIEM, H. N. A.; VERDURMEN, E. A. Th. ; VERSCHURE, R. H. .1972. Excess radiogenic Argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Suriname (South America). In: *Z.W.O. Laboratorium Voor Isotopen Geologie Progress Report*. Amsterdam, sept. 1972, p.17-35 (circulação restrita).
- HELWIG, J. .1974. Eugeosynclinal basement and a collage concept of orogenic belts. In: DOTT Jr., R.H.; SHAVER, R.H. (eds.) *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. Tulsa, p.359-376 (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Sp.Pub.).
- HOFFMAN, P. F. .1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252 (5011), p. 1409-1412.
- HOFFMAN, P. F. .1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology* 17(2) : 135-138.
- JULIANI, C. .1993. *Geologia, petrogênese e aspectos metalogênicos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da Cidade de São Paulo-SP*. São Paulo, 703p. (Tese de Doutoramento) Universidade de São Paulo, SP.
- KINGSTON, D.R. ; DISHROOM, C.P. ; WILLIAMS, P.A. .1983. Global basin classification system. *A.A.P.G. Bulletin*, 67(12) : 2173-2193.
- KRENKEL, E.; .1922. *Die Bruchzonen Ostafrikas*. Berlin, Borntraeger, 184p.
- MACEDO, M.H.F. ; SÁ, J.M. ; KAWASHITA, K. .1988. A idade da Faixa Orós : dados preliminares. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3) : 1-24.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ABREU, P.A.A. .1989. Resultados preliminares de geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA. NÚCLEO MINAS GERAIS, 5., Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, Bol.10, p.171-174.
- MARINI, O.J.; BOTELHO, N.F.; MACAMBIRA, M.J.B.; PROVOST, . .1985. Idade do granito Pedra Branca e possíveis implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2. Goiânia-GO, 1985. *Atas...* Goiânia-GO, SBG, p.90-106.
- MASON, R. .1995. The Kenorana Orogeny and the first supercontinent. In : INTERNATIONAL CONFERENCE ON TECTONICS & METALLOGENY OF EARLY/ MID PRECAMBRIAN OROGENIC BELTS. Montreal, Canadá, 1995. *Program and Abstracts...* Montreal, p.37.
- McREATH, I. .1993. The Proterozoic Orós belt, Northeastern Brazil:

- geochemically diverse meta-igneous rocks, lithological associations and tectonic implications. *Geochim. Bras.*, 7(2):151-167.
- MORGAN, G. E. & BRIDEN, J. C. .1981. Aspects of Precambrian paleomagnetism, with new data from the Limpopo Belt and Kaapvaal craton, South Africa. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 24 : 147-168.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. & INDA, H. A. V. .1982. O aulacógeno do Espinhaço. *Revista Ciências da Terra*, 1 : 13-18.
- MURPHY, J.B.; NANCE, R.D. .1992. Mountain Belts and the Supercontinent Cycle. *Scientific American*, 266 : 84-91.
- NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F.; FERREIRA FILHO, C. .1994. Riftingamento crustal meso-proterozóico no centro-norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú, SC, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú, SBG, v.1, p.258-259.
- NILSON, A.A. & FERREIRA FILHO, C.F. .1993. Complexo máfico-ultramáfico de Niquelândia, Goiás - Geologia e roteiro de excursão. In: ENCONTRO BRASIL SOBRE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA, 1., Brasília, 1993. *Roteiro da Excursão do Complexo de Niquelândia...* Brasília, SBG/PICG 336/CPRM, 31p.
- PESSOA, M.R. et al. .1977. *Projeto Jamaxim, relatório final. Parte III.* Manaus, U.I-C, DNPM/CPRM (circulação restrita).
- PIMENTEL, M.H.; HEAMAN, L.; FUCH, R.A.; AMRINI, O.J. .1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental type acid magmatism in Central Brazil *Precamb. Res.*, 52:321-335.
- PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N.; LOBATO, L.M. .1994. Geocronologia U-Pb de rochas graníticas da região de Lagoa Real, Bahia, e implicações para a idade da mineralização de urânio. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú, SC, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú, SBG, v.2, p.389-390.
- PLUMB, K.A. .1979. The tectonic evolution of Australia. *Earth-Science Rev.*, 14:205-249.
- PLUMB, K.A. .1991. New Precambrian time scale. *Episodes*, 14(2):139-140.
- REIS NETO, J.M. .1983. *Evolução geotectônica da Bacia do Alto Tocantins.* São Paulo, SP, 78p. (Dissertação de Mestrado) Universidade de São Paulo, SP.
- REIS NETO, J.M. & CORDANI, U.G. .1984. Influência do evento geodinâmico Brasileiro nos resultados radiométricos do Centro-Oeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro-RJ, 1984. *Anais* Rio de Janeiro-RJ, SBG, p.2276-2288.
- SÁ, J.M. .1991. *Evolution geodynamique de la Ceinture Proterozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil.* Nancy, 177p. (Tese de Doutorado) Universidade de Nancy, França.
- RIBEIRO, A. ; PACIULO, F.U.P. ; ANDREIS, R. ; TROUW, R. ; HEILBRON, M. .1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco : análise da região de São João D'el Rey e Andrelândia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36 , Natal-RN. *Anais...* NATAL-RN, SBG. v.6 , P.2605-2614.
- SÁ, J.M.; BEZERRA, F.H.R.; MACEDO, M.H.F.; PEREIRA, R. .1988. Middle Proterozoic supracrustals and Brazilian orogeny in the Southeast Ceará State: a monocyclic evolution. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, v.1, p.35-48.
- SÁ, J.M.; LETERRIER, J.; BETRAND, J.M. .1994. As faixas Orós-Jaguaribe-Oeste Rio Grande do Norte (Província Borborema): distensão crustal a 1,8 Ga. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú, SC, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú, SBG, v.1, p.237-239.
- SALAMUNI, E. .1991. *Análise estrutural do Núcleo Betara, Rio Branco do Sul -PR.* Rio Claro-SP, 147 p. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências Universidade do Estado de São Paulo / UNESP.
- SALAMUNI, E.; FIORI, A.P.; WERNICK, E. .1992. Evolução tectônica do núcleo Betara, arredores de Curitiba-PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, SP, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v.1, p.280-281.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. .1993. *O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão.* Freiburg I. Br., 166p. (Tese de Doutorado). Universidade de Albert-Ludwig i Br., Alemanha.
- SCHOBENHAUS, C. (coordenador) .1982.. *O Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais.* Escala 1/ 2 500 000 MME/DNPM. Brasília, 1982
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; BAUMANN, A.; LORK, A. .1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú, SC, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú, SBG, v.2, p.397-399.
- SENGÖR, A.M.C. .1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth Science Review*, v.27, p.1-201.
- SILVA FILHO, M.A.; BONFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A. .1978. A Geossinclinal Sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v.6, p.2464-2477.
- SNELLING, N. J. & McCONNELL, R. B. .1969. The geochronology of Guyana. *Geologie Mijnbouw*, 48 :54-78
- SUITA, M.F.T.; KAMO, S.L.; KROGH, T.E.; FYFE, W.S.; HARTMANN, L.A. .1994. U-Pb ages from the high-grade Barro Alto mafic-ultramafic complex (Goiás, Central Brazil): Middle Proterozoic continental mafic magmatism and Upper Proterozoic continental collision. In: INT.CONF.GEOCH.COSMOCH. AND ISOTOPE GEOLOGY, 8., Berkeley, 1994. *Abstracts...* Berkeley, ICGO, p.309.
- SUTTON, J. .1963. Long-term cycles in the evolution of the continents. *Nature*, 198 : 731-735.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO, K. .1978. Aplicação dos isótopos de Pb e Sr na determinação de natureza das fontes das mineralizações de chumbo da Vale do Ribeira-SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, v.3, p.1254-1266.
- TEIXEIRA, W.; RENNE, P.R.; BOSSI, J.; CAMPAL, N. .1994. Geocronologia Ar40/Ar39 e Rb/Sr dos diques máficos pré-cambrianos do Cráton Rio de La Plata: idade, distúrbios isotópicos e inferências tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú, SC, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú, SBG, v.2, p.384-385.
- TEIXEIRA, W. ; TASSINARI, C.C. G., CORDANI, U.G. ; KAWASHITA, K. .1989. A review on the geochronology of the Amazonian Craton : tectonic implications. *Precambrian Research*, 42 : 213-227.
- TURPIN, L.; MARUEJOL, P.; CUNEY, M. .1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement hydrothermal albitites and uranium mineralizations (Lagoa Real, South Bahia, Brazil). *Contrib. to Mineralogy and Petrology*, 98:139-147.
- UHLEIN, A. & TROMPETTE, R. .1992. A evolução de um rifte intracontinental para uma margem continental passiva: a exemplo da faixa de dobramentos Araguaí (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, SP, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v.1, p.293-294.
- VAN SCHMUS, W. R. ; BRITO NEVES, B. B. ; BABINSKI, M. .1994. mesoproterozoic crustal domains in Borborema Province. Evidences from U-Pb and Sm-Nd geochronology. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38 , Balneário Camboriú-SC , 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú-SC SBG , v.2 , p. 403-404.
- VAN SCHMUS, W. R.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G. .1986. Estudo geocronológico de parte inferior do Grupo São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.3, p.1399-1406.
- WINDLEY, B. .1995. *The evolving continents.* 3rd. ed. Chichester, John Wiley. 526 p.