

BR 9127382
NIS-BR--2687

**CONGRESSO BRASILEIRO
DE GEOLOGIA**

36
NATAL / RN

28 de outubro a 1 de novembro 90
CENTRO DE CONVENÇÕES

ANAIS

VOLUME 6



REALIZAÇÃO:
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
NÚCLEO NORDESTE

ABSTRACT

Radiometric Rb/Sr ages of 2,1 - 2,2 G.a determined for milonites of the Caeté complex, combined with tectonic relationships among the sequences of the Espinhaço, Minas and Rio das Velhas Supergroups, suggest that the thrust and fold tectonic style observed around Caeté results from two deformation episodes, with similar vergence and style. The parautochthonous domain in Caeté Region has been affected by both deformations episodes (Early Proterozoic and Upper Proterozoic) whereas the allochthonous domain apparently was affected only by the younger episode.]

A preliminary analysis of the Quadrilátero Ferrífero as a whole, considering these two major deformation episodes, is compatible, at least in part, with the large scale features observed in maps. In an effort to understanding the tectonic framework of Q.F. an speculation is made on an evolutive model, considering also the existence of two distinct extensional events (Late Archean and Middle Proterozoic), respectively related to the deposition of Minas and Espinhaço Supergroups in a rift/aulacogen systems.)

RESUMO

Idades radiométricas de 2.1 a 2.2 G.a obtidas em milonitos do maciço granodiorito-gnaiss de Caeté, através do método Rb/Sr em rocha total, e as relações tectônicas do Espinhaço Meridional com o Quadrilátero Ferrífero (Q.F.) evidenciam que a tectônica tangencial identificada nos domínios para-autóctone e alóctone de Caeté é consequência de dois eventos deformacionais, com estilo e vergência tectônica similar. O domínio para-autóctone foi afetado por ambos (Transamazônico e Brasileiro) enquanto que o domínio alóctone somente pelo último.

A extrapolação desses dois domínios tectônicos de idades Transamazônica e Brasileira para o restante do Q.F. explicam, em parte, os dados geocronológicos e as grandes feições tectônicas regionais. Numa tentativa de melhor explicar o arcabouço tectônico do Q.F., especula-se sobre um modelo evolutivo, considerando também a existência de dois eventos tectônicos extensionais no final do Arqueano e Proterozóico Médio, respectivamente, responsáveis pela deposição em sistemas de "rift"/aulacógeno, do Supergrupo Minas e Espinhaço.

INTRODUÇÃO

Desde os trabalhos pioneiros a nível regional no Quadrilátero Ferrífero, no início da década de 70, já era verificada a complexidade da evolução pré-Cambriana conforme revelada pela geocronologia (Herz, 1970), cenário que tem praticamente permanecido até o presente, apesar da continuidade dos estudos radiométricos, inclusive através de metodologias de alto valor interpretativo, como U/Pb em zircões. Essa heterogeneidade no padrão

geocronológico no Q.F. é refletida pela distribuição de idades entre 450 a 3.000 m.a., cuja explicação ainda não é satisfatória através dos diversos modelos evolutivos propostos.

Tais modelos enquadram-se basicamente em duas teorias, uma fixista e outra mobilista. A primeira é baseada nos modelos de evolução geossinclinal (Dorr, 1969; Ladeira et alii, 1983; Ladeira e Viveiros, 1984) enquanto que a segunda está relacionada ao desenvolvimento de grandes movimentos crustais tangenciais (Cordani et alii, 1980; Drake e Morgan, 1980; Belo de Oliveira e Vieira, 1987).

A utilização da geocronologia integrada a estudos tectônicos na região de Caeté é uma tentativa de integrar o Q.F. num quadro evolutivo regional, através de um modelo tectônico, a partir dos dados que vem sendo obtidos pela DOCEGEO e datações radiométricas, especialmente realizadas pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP num programa científico de cooperação.

Tal modelo foi idealizado a partir das evidências de dois eventos tectônicos compressoriais de idades proterozóica inferior e superior e através de especulações sobre dois eventos tectônicos extensionais no final do Arqueano e Proterozóico Médio, responsáveis pela deposição do Supergrupo Minas e Espinhaço em sistemas de "rift"/aulacógeno.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A região de Caeté está localizada na porção norte oriental do Q.F. e é geologicamente constituída por quatro grandes unidades estratigráficas (Fig. 1):

- a) Rochas granodiorito-gnáissicas de idade arqueana;
- b) Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana (2,78 G.a), representam do seqüências vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt" (Almeida, 1976; Schorscher, 1978; Machado et alii, 1989);
- c) Supergrupo Minas, de idade proterozóica inferior, sugerida indiretamente pelo padrão geocronológico das rochas do embasamento cristalino do Q.F. (Cordani et alii, 1980) e pelas recentes datações de U/Pb na Formação Sabará (Machado et alii, 1989);
- d) Supergrupo Espinhaço, de idade proterozóica inferior (1,78 G.a), com base em datações de metariolitos relacionados à sua porção inferior (Machado et alii, 1989). é constituído predominantemente por sedimentos clásticos.

O arcabouço tectônico da área é definido por um sistema de falhas de empurrão, com a falha de empurrão de Morro Vermelho representando o frente de um domínio de rochas alóctone (Belo de Oliveira, 1986) constituído por rochas vulcano sedimentares do Supergrupo Rio das Velhas e metassedimentos (predominantemente de natureza química pelítica) do Supergrupo Minas. A rampa oblíqua da falha de Morro Vermelho, localizada na porção leste da Fig. 1, intercepta rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço e rochas do domínio para-autóctone, este constituído por rochas máficas/ultramáficas e vulcano sedimentares (indivisas) do Supergrupo Rio das Velhas e rochas granodiorito-gnáissicas.

As duas unidades estratigráficas do domínio alóctone, Supergrupo Rio das

Velhas e Supergrupo Minas, apresentam um estilo estrutural similar relacionado e um evento deformacional denominado Dn (Belo de Oliveira e Vieira, 1987), que manifestou-se progressivamente em três fases: dúctil, dúctil-rúptil e rúptil.

A interferência do domínio alóctone no domínio para-autóctone, que também apresenta o mesmo estilo estrutural, ainda não está bem definida, mas é responsável pelo desaparecimento e/ou diminuição, em profundidade, de diversos corpos de minério de ouro das lavras antigas localizadas no domínio para-autóctone, próximo à Falha de Morro Vermelho (Fig. 1).

GEOCRONOLOGIA

Quatro isócronas individuais pelo método Rb/Sr em rocha total foram feitas com material coletado em quatro pontos com diferentes graus de deformação, ao longo de uma seção do granodiorito-gnaíssico de Caeté, dentro do domínio para-autóctone (Ponto A da Fig. 1).

A estruturação do granodiorito gnaíse é de maneira geral NNE com mergulhos suaves de 20° a 40° para ESE junto às zonas de cisalhamento dúctil e com ângulos mais elevados nos locais não deformados. Os componentes minerais básicos são albita/oligoclásio (45%), quartzo (27%), K-feldspato (4-23%) e biotita, conferindo-lhe uma composição granodiorítica a granítica. A presença local de ortoclásio, revelada por difração de Raio-X, com inversão para estrutura triclinica da microclina (triclinicidade 0,81 a 0,91), associada à biotita sagenítica indicam um reajuste metamórfico da mineralogia pretérita, característica de condições de T e P mais elevadas, para fácies xisto verde. Palhetas muito finas de biotita neoformadas associam-se a quartzo granoblástico, sendo responsáveis por uma foliação insipiente. Nas rochas miloníticas observa-se uma generalizada sericitização do plagioclásio, muscovitização da biotita sagenítica e o aparecimento de agregados de rutilo e luecoxênio estirados. Quartzo sericitizado e xistos de coloração clara são produtos extremos desses milonitos.

As isócronas individuais indicaram idades semelhantes desde 2.250 ± 124 m.a., em rochas pouco deformadas, a 2.130 ± 101 m.a. em rochas miloníticas. De maneira integrada, as idades isocronicas são interpretadas como decorrentes de metassomatismo associado à milonitização superimposta a essas rochas. As razões iniciais das isócronas dos afloramentos pouco deformados (0,7061 a 0,7084) sugerem que o evento datado refira-se a um retrabalhamento de material crustal pré-existente, o que é corroborado pelos dados petrográficos e pela idade U/Pb de 2.776 m.a. em zircão (Machado et alii, 1989), obtida em granodiorito-gnaísses milonitizados, calcavados sobre rochas do Supergrupo Rio das Velhas (Ponto B da Fig. 1).

As idades U/Pb de 2.0 a 2.3 G.a. em rutilo, obtidas nesse mesmo local (Ponto B da fig 1) são semelhantes às idades Rb/Sr e refletem também as condições metamórficas associadas à milonitização, estando relacionadas a uma tectônica tangencial que afetou rochas granodiorito-gnaíssicas e supra-crustais do domínio para-autóctone.

DISCUSSÃO

As idades de 2.1 a 2.2 G.a. obtidas em milonitos do maciço granodiorito-gnaíse de Caeté, através dos métodos Rb/Sr em rocha total e U/Pb em ru

tilo, revelam que pelo menos parte da tectônica tangencial identificada na região está relacionada ao evento Transamazônico e não exclusivamente ao Brasileiro, como proposto por Belo Oliveira et alii (1987), com base na identificação de um mesmo estilo estrutural nos domínios para-autóctone e alóctone e na relação tectônica do Espinhaço Meridional com o Q.F.

Assumindo-se a idade Brasileira para o Sistema de Empurrões Cambotas, constituído pelo conjunto de falhas de cavalgamento presentes na Serra das Cambotas (Ver Rodrigues et alii, 1987), que transporta rochas do Supergrupo Espinhaço sobre os granodioritos-gnaisses e mais ao norte sobre o Grupo Bambuí, de idade proterozóica superior, as Falhas de Morro Vermelho e Montalvão seriam os limites dos domínios Transamazônico (a oeste) e Brasileiro (a leste) para a porção nordeste do Q.F.

O caráter progressivo e contemporâneo para a tectônica tangencial Transamazônica é também evidenciado pela relação dos sistemas de empurrões da região de Caeté, parcialmente representados na Figura 2, onde a Falha de Caeté, associada à neoformação de rutilo, com idade de U/Pb de 2.0 a 2.2 C.a. intercepta uma zona de cisalhamento dúctil com idade Rb/Sr de 2.1 ± 0.1 G.a.. No Brasileiro, a estruturação NS das Falhas de Montalvão e das Cambotas seria anterior à Falha de Morro Vermelho (responsável pelo arrasto da foliação milonítica dos quartzitos da Serra das Cambotas) e condicionaria sua geometria. A interferência de falhas dentro de um mesmo sistema é também observada no sistema de empurrões Morro Vermelho - Gandarela, através de uma movimentação diferenciada de diversas unidades litológicas alóctones, a exemplo da estrutura Geriza cavalgada pela Falha de Gandarela.

A extensão dos domínios identificados na região de Caeté, relacionados a eventos tectônicos compressoriais de idades Proterozóico Inferior e Superior, para o restante do Q.F. não é suficiente para a explicação do seu arcabouço tectônico. Especula-se então dois eventos tectônicos extensionais ocorridos no final do Arqueano e no Proterozóico Médio que explicariam diversas feições regionais.

Tal modelo é discutido abordando-se primeiramente os eventos tectônicos extensionais e a seguir os compressoriais, precedidos de uma discussão dos seus problemas.

TECTONICA EXTENSIONAL

A Problemática Minas

A evolução geológica dos Supergrupos Minas e Espinhaço é sem dúvida um dos temas mais polêmicos da geologia do Brasil. Para Pflug e colaboradores, que há mais de uma década se dedicam ao estudo do tema, a evolução do Espinhaço seria sincrônica ao Minas através de um modelo de transição mio-eugeossinclinal (Pflug e Renger, 1973; Scholl e Fogaça, 1979). Para Almeida (1977) o Supergrupo Espinhaço seria mais jovem que o Supergrupo Minas, enquanto que Ladeira (1980) considera o Espinhaço mais jovem do que o Minas, com base no trabalho de Dorr (1969).

A estratigrafia do Supergrupo Minas adotada atualmente foi elaborada por Dorr (1969) com modificações posteriores principalmente quanto às sequências quartzíticas Cambotas, Moeda e Itacolomi. De maneira simplificada

três unidades são estabelecidas: unidade inferior epiclástica grosseira e fina; unidade média química e unidade superior epiclástica composta tanto por sedimentos maduros, quanto por sedimentação turbidítica de águas profundas, acompanhadas de vulcanismo. Segundo Dorr (1963) as duas primeiras unidades teriam se depositado em ambiente de plataforma estável enquanto que a unidade superior num ambiente eugeossinclinal.

Fase Distensiva - Proterozóico Inferior

O reconhecimento de numerosos sistemas de "rifts" de idade proterozóica e fanerozóica, com base principalmente em analogia com "rifts" cenozóicos da África, tem sido descritos desde a década de 70 por Burke e Dewey (1973). Para os autores muitos desses "rifts" também iniciaram-se em junções triplíceis.

Dentro de um modelo de grandes movimentos crustais, no qual a crosta da terra teria sofrido ao longo de bilhões de anos movimentos extensionais e compressoriais (Rosendahl, 1987), o Supergrupo Minas teria se depositado em sistemas de "rifts"/aulacógenos intracontinentais, no final do Arqueano.

Morfologicamente a presença de junções triplíceis é sugerida ao longo do Supergrupo Minas no Q.F., destacando-se a Serra do Curral com a Serra da Moeda e esta com a sinclinal Dom Bosco, de onde outro braço se estende para SE, em direção a Lavras, por mais de 100 km de extensão (Mapa Geológico do Brasil, 1981).

O padrão de sedimentação clástico-química para "rift" intracontinental já foi utilizado para o Supergrupo Minas por Schorsch (1975, 1980), para justificar seu modelo de margem continental Espinhaço-Minas, numa modificação do modelo de transição facial mio-eugeossinclinal de Pflug e Renger (1973).

Corroborando para o sistema "rift" o vulcanismo associado à unidade média do Supergrupo Minas, definido por Guimarães (1964), que sugeriu uma forte afinidade entre as formações ferríferas e rochas metavulcânicas. Pires (1979, 1983) reconheceu ao longo dos Sinclinais Moeda e Dom Bosco seqüências de rochas verdes de filiação máfica a ultramáfica, relacionadas às unidades inferior e média. Diques de idade proterozóica inferior ao norte do Q.F. (Virginópolis/Guanhães), com composição química semelhante a toleitos de "rifts", seriam correlatos à evolução do Supergrupo Minas (Pereira et alii, 1984).

A não identificação do magmatismo alcalino, normalmente associado aos sistemas de "rifts", principalmente próximo às junções triplíceis, deve-se não só à falta de estudos geológico-geoquímicos de detalhe e datações radiométricas, mas ao intenso transporte tectônico que afetou o Q.F. e a borda leste do Espinhaço. No entanto, a presença de diamante e seus minerais satélites são sugestivos da presença de chaminés alcalinas, possível fonte de diamantes para os conglomerados do Supergrupo Espinhaço. Também a petrologia alcalina para a parte dos diques de Esmeraldas/Pará de Minas (Fig. 5) tem sido reportada em trabalhos recentes (Oliveira, 1990).

A Serra das Cambotas, na porção norte do Q.F. é a extensão fisiográfica da Cordilheira do Espinhaço, com mais de 2.000 km de extensão (Harder e Chamberlin, 1915). Apesar de ser o local tipo do Grupo Tamanduá, definido por Dorr (1969) como a base do Supergrupo Minas, é atualmente correlacionado aos quartzitos do Supergrupo Espinhaço no Mapa Geológico do Brasil (1981) e por diversos autores, entre os quais Ladeira (1980) e Schorcher et alii (1982).

O Grupo Tamanduá foi definido por Simons e Maxwell (1961) nas Serras das Cambotas e Caraça. Esta última, anteriormente, era o local tipo do grupo homônimo e seus quartzitos correlacionáveis à Formação Moeda (Dorr, 1957). Posteriormente, Dorr (1969) assume o Grupo Tamanduá com os quartzitos das Serras das Cambotas, Caraça e Ouro Branco. Este Grupo já havia sido correlacionado ao Grupo Maquiné por Barbosa (1969) e ao Itacolomi por Guimarães (1931), enquanto que Johnson (1962) considerou os quartzitos da Serra do Ouro Branco com posição estratigráfica indefinida.

Os quartzitos Itacolomi, definidos por Harder e Chamberlin (1915) como pertencentes à série Minas, foram elevados à Série por Guimarães (1931) com base numa discordância angular com as rochas subjacentes da Série Minas. Dorr (1969) mantém esta divisão e cita a existência de conglomerados lenticulares e polimíticos com seixos de itabiritos da unidade média do Supergrupo Minas. Marshak e Alkmin (1989) consideram os Grupos Tamanduá e Itacolomi como correlacionáveis à Formação Moeda, colocando-os na base do Supergrupo Minas, enquanto que os quartzitos da Serra das Cambotas são correlacionados pelos autores ao Supergrupo Espinhaço.

Fase Distensiva - Proterozóico Médio

Uma fase extensional que ocorreu ao Proterozóico médio tem sido considerada apenas para o Supergrupo Espinhaço ao norte do Q.F., onde processos de "rifting" assimétricos teriam condicionado uma instabilidade crustal, com geração de inúmeros blocos falhados no embasamento arqueano (Hartmann, 1987). Evidência disso seria a presença de falhas e vulcanismos sin-sedimentares (Almeida Abreu et alii, 1987; Pflug et alii, 1980) e deposição episódica cíclica de seqüências conglomeráticas. Um modelo de bacia de margem passiva para o Espinhaço também foi proposto por Kiang et alii (1988), enquanto que Costa e Inda (In Schobbenhaus et alii, 1984) propõem um modelo de aulacógeno para o Supergrupo Espinhaço.

Neste trabalho é proposto o prolongamento da abertura do "rift"/aulacógeno no Espinhaço até o extremo SE do Q.F., considerando-se ainda que os quartzitos Tamanduá e Itacolomi pertençam ao Supergrupo Espinhaço, explicando a discordância entre os quartzitos Itacolomi com o Supergrupo Minas, assim como a presença de conglomerados polimíticos com seixos da unidade média do Supergrupo Minas na porção SE do Q.F..

A polêmica em torno dos quartzitos da porção oriental do Q.F., referida acima, deve-se sem dúvida à aparência de campo muito semelhante, quando não idêntica, dessas litologias e pelo caráter alóctone de toda a porção oriental do Q.F., onde os contatos litológicos e estratigráficos são geralmente tectônicos. A consideração do contato normal dos quartzitos da Serra das Cambotas com o "nappe" de Gandarela, por exemplo, foi um dos principais argumentos utilizados por Dorr (1969) para considerar o Grupo Tamanduá inferior ao quartzito Moeda do Grupo Caraça.

A ausência de idades uruçuanas no Supergrupo Espinhaço sugere que as áreas paleogeográficas do domínio Espinhaço seriam topograficamente baixas no início do evento Brasiliano, quando teriam sido envolvidas, juntamente com as rochas da infraestrutura e supracrustais a leste, durante a tectônica colisional ao final do Proterozóico.

TECTÔNICA COMPRESSIONAL

A Problemática da Deformação Compressional do Q.F.

As grandes controvérsias a respeito das fases deformacionais no Q.F. resultam dos diversos modelos tectônicos propostos para a região, destacando-se os modelos propostos por Dorr, Ladeira e Viveiros, Belo de Oliveira e Vieira e Marshak e Alkmin.

Dorr (1969) define três fases deformacionais. A mais antiga, de idade arqueana, seria mais intensa na porção W do Q.F., onde observam-se as discordâncias angulares com o Supergrupo Minas. A segunda fase seria pós-Minas e pré-Itacolomi (pré-Brasiliana), sendo para o autor obscura. A terceira, e mais importante, seria pós-Itacolomi e responsável pelas grandes estruturas regionais.

Ladeira e Viveiros (1984), com base no estilo de dobras e na orientação de seus planos axiais definem seis fases deformacionais. A fase D1 seria a mais antiga e caracterizada por dobras intrafoliares sem raízes, superfícies $S_0//S_1$, eixos de dobras S_{65E} e vergência para NE. A fase D2 seria correlacionável ao Transamazônico com dobras e isoclinais recumbentes associadas à foliação S_2 (a mais proeminente no Q.F.), "mullions" EW e vergência para S. As fases D3 e D4, correlacionadas ao Brasiliano(?), são caracterizadas por dobras apertadas assimétricas, transposição por cisalhamento e empurrão, eixos de dobras paralelos ($LB_3//LB_4//LB_2$) e vergência para N. As fases D_5 e D_6 referem-se respectivamente à dobras chevrons e kinks (com eixos de dobras NS), juntas e falhas normais, com vergência para W.

Belo Oliveira e Vieira (1987) definem um evento deformacional D_n de idade de Brasiliana, com característica dúctil e progressiva afetando todas as unidades estratigráficas do Q.F., responsável pelas grandes falhas de empurrão e pelas principais feições planares e lineares regionais. A vergência desse evento, deduzido a partir de análise tectônica e microtectônica, seria de ESE para WNW.

Marshak e Alkmin (1989) definem três fases compressionalis. A fase D1, de idade proterozóica inferior é compressiva e responsável por "fold-thrust belts", zonas de cisalhamento, lineação mineral e grandes estruturas com direção NE-SW (Gandarela, Conceição e parte de Ouro Fino), com vergência para NW. A fase D2 de idade proterozóica médio, é também contracional, com dobras fechadas com planos EW a WNE-ESE (inflexão das grandes estruturas tipo Gandarela e Ouro Fino), falhas reversas, soergimento do Baço e vergência para N. A fase D3, de idade Proterozóico Superior, está relacionada também a "fold-thrust belts", zonas de cisalhamento, lineação mineral e vergência de ESE para WNW.

Fase Compressiva - Proterozóico Inferior

A falha de Morro Vermelho e Gandarela integram um complexo sistema de em purrões que se estende para a porção SE do Q.F., ali identificado por

Barbosa (1969). A extensão da Falha de Morro Vermelho para o sul, até a Falha de Engenho, poderia representar, então, o fronte de um domínio a lóctone que constitui a porção oriental do Q.F. (Fig. 3).

O restante do Q.F. teria então seu arcabouço tectônico definido principalmente no Transamazônico, quando desenvolveram-se grandes estruturas tipo Sinclinais do Moeda e Dom Bosco e megadobras em bainha contendo importantes depósitos auríferos na porção norte ocidental do Q.F., como Cuiabá e Lamego (Belo de Oliveira e Vieira, 1987), estas evidenciando o caráter também dúctil e progressivo desse evento.

A existência de um evento deformacional pré-Minas, mais intenso e marcante na porção oeste do Q.F., foi proposto por Dorr (1969), principalmente com base nas fortes discordâncias angulares entre formações ferríferas e quartzitos do Grupo Nova Lima com o Supergrupo Minas (pontos 1, 2, 3 da Fig. 3). A existência de padrões de interferência e duas xistosidades distintas (ponto 4 da Fig. 3), também citados por Ladeira (1988), corroboram com a hipótese de Dorr (op. cit.).

Esse estilo, no entanto, parece ser observado somente ao oeste do limite proposto na Figura 3, pois junto às minas de ouro do Distrito de Nova Lima, os dados estruturais descritos por Ladeira (1980) e Ladeira e Viveiros (1984), analisados considerando-se o caráter progressivo e dúctil da deformação (heterogênea e não coaxial) apresentam um estilo semelhante ao descrito para o domínio alóctone de Caeté. Esse limite, apesar de especulativo, sugere a existência à oeste, de um domínio de rochas do Supergrupo Rio das Velhas deformado no Arqueano e retrabalhado ductilmente no Transamazônico. Já à leste seria deformado no Transamazônico e retrabalhado no Brasileiro somente próximo à Falha de Morro Vermelho (Fig. 3).

Fase Compressiva - Proterozóico Superior

Essa fase foi responsável pela aloctonia do domínio oriental do Q.F. e conseqüentemente pelo desenvolvimento de suas principais estruturas, como Gerana e "nappe" Gandarela (Belo de Oliveira, 1986) e Sinclinal de Ouro Fino (Fig. 3). As feições deformacionais associadas a essa fase, relacionadas a mecanismos de deformação plástica extensiva à escala cristalina dos minerais (Belo de Oliveira e Vieira, 1987), caracterizam a porção oriental do Q.F. como um cinturão de cisalhamento dúctil com intenso metassomatismo associado. As inflexões na porção mediana das principais estruturas desse domínio são reflexo do caráter dúctil e progressivo desse evento.

Pelo menos parte do Grupo Maquiné, que para Dorr (1969) representaria sedimentos neolássicos plataformais do Supergrupo Rio das Velhas, é interpretado como produto de uma "melange" tectônica, relacionada a esse evento compressional, a exemplo da porção oeste da Serra do Caraça.

O estilo estrutural para as rochas do Supergrupo Rio das Velhas e Supergrupo Minas dentro do domínio alóctone oriental é idêntico e relacionado a um único evento deformacional (Belo de Oliveira e Vieira, 1987), diferenciando-se do domínio ocidental no qual essas unidades apresentam duas e uma fase deformacional, respectivamente Arqueana e Transamazônica e

Transamazônica. O mesmo estilo estrutural nessas duas unidades na região de Itabira levaram Chemale Jr. e Quad (1986) a propor que o Distrito Ferífero de Itabira fosse uma unidade separada do Q.F.

CONCLUSÕES

Com base nas datações radiométricas e estudos tectônicos na região de Caeté e nos dados regionais disponíveis subdivide-se o Q.F. em três domínios: um oriental, com uma fase deformacional Brasileira; um mediano, com uma deformação principal Transamazônica e outra Brasileira e um ocidental com deformação principal Transamazônica e evidências de uma deformação arqueana, afetando somente o Supergrupo Rio das Velhas (Fig. 3). Uma sugestão de modelo evolutivo para o Q.F. desde final do Arqueano até o Proterozóico Superior é representada na figura 4.

ARQUEANO

Na figura 4A especula-se que as rochas do Supergrupo Rio das Velhas constituiriam núcleos distintos (microplacas) que tiveram uma história deformacional diferenciada.

A evolução desses núcleos arqueanos estaria relacionada a uma grande mobilidade crustal, responsável pelo "rifting" que condicionaria a deposição das seqüências vulcano sedimentares. A instabilidade e a mudança de condições dessas bacias é refletida pela intercalação de seqüências sedimentares clásticas conglomeráticas em seqüências vulcânicas e dentro destas a passagem lateral de rochas piroclásticas dacíticas para derrames básicos (unidade inferior de Pitangui).

Sobre o núcleo arqueano oriental da figura 4A, correspondente ao domínio oriental da Figura 3, com rochas ácidas (ponto 8 da Fig. 3) de idade U/Pb em zircão de 3.029 +/- 6 m.a. (Machado et alii, 1989) especula-se que teria evoluído para a abertura de um oceano, com deposição subsequente das unidades Minas, correspondentes àquelas do domínio oriental do Q.F. e da região de Itabira e Rio Piracicaba.

Corroboram para essa hipótese a predominância de sedimentos do tipo "flysch" e vulcanismo máfico-ultramáfico do Supergrupo Rio das Velhas e a sedimentação predominantemente química-pelítica com contribuição vulcânica do Supergrupo Minas. As rochas máfico-ultramáficas do Supergrupo Rio das Velhas, a exemplo da Estrutura Geriza, poderiam corresponder a feições de complexos ofiolíticos.

Rochas ácidas sub-aflorantes (granodiorito), introduzidos na unidade inferior de Pitangui são claramente responsáveis pelo halo metamórfico de grau mais elevado (granada + estauroлита) dessas rochas. Essa auréola de contato é também observada na estreita faixa de xistos do Grupo Nova Lima, com estauroлита e cordierita ao sul do Bação (Guild, 1967) enquanto que igualmente próximas, rochas basais do Supergrupo Minas não apresentam efeitos metamórficos (Johnson, 1962), evidenciando uma alta temperatura de intrusão ou formação de rochas granitóides antes do Proterozóico inferior (Herz, 1970), possivelmente relacionada à tectonogênese arqueana.

A relação de corpos granodioríticos no Complexo do Bação com os granodioritos de Moeda e Caeté, com idade U/Pb em zircão de 2,7 b.a. (ponto 5 e 6 da Fig. 3), obtida por Machado et alii (1989), ainda é obscura, assim como a natureza mantélica ou crustal das mesmas. Herz (1970) já reconhecia a dificuldade de definir a origem do granodiorito Moeda a partir de remobilização de rochas pré-existentes.

Rochas mais antigas que constituiriam o embasamento dos núcleos arqueanos são encontradas, por exemplo, ao norte da Serra da Piedade e no Complexo do Bação, onde Gomes (1986) concluiu que os migmatitos gerados na fácies anfíbolito alto a granulito teriam por origem protólitos mais antigos que as rochas vizinhas, da fácies xisto verde, do Supergrupo Rio das Velhas.

A tectonogênese arqueana citada por Dorr teria afetado apenas o núcleo ocidental da Figura 4A e a porção W deste, sem estilo tectônico definido.

PROTEROZÓICO INFERIOR

A borda da área já cratonizada foi caracterizada por uma intensa mobilidade no Ciclo Transamazônico (Teixeira, 1985), inicialmente através de uma tectônica extensional, responsável pelo sistema "rift"/aulacógeno Minas e no final por uma forte tectônica compressional relacionadas ao evento Transamazônico, afetando a geometria original desse sistema.

A figura 4A representa uma especulação acerca da paleogeografia no final do Arcaiano com os eixos de abertura do sistema "rift"/aulacógeno Minas. O condicionamento desse sistema sobre cinturões de rochas verdes deforma das basias-se principalmente na região de Pitangui onde as rochas do Supergrupo Minas (sinclinal do Rio do Peixe), discordantes das rochas arqueanas, estendem-se ao longo da mesma direção (NW-SE), sugerindo que as rochas arqueanas também tenham se depositado ao longo de fossas alongadas balizadas por falhas, conforme modelos arqueanos propostos por Anhaeuser et alii (1969).

O sistema "rift"/aulacógeno Minas explicaria a pontos polêmicos do Q.F. como a junção das Serras do Curral e Moeda, obliterada pela presença de cobertura de canga e solo. Dorr (1969) inferiu um contato por falha de empurrão. Pires (1979) sugeriu duas fases deformacionais com vergências para NW (Transamazônico) e W (Brasiliano) e finalmente Ladeira e Viveiros (1984) explicaram-na como o produto final de seis fases de deformação.

O evento Transamazônico caracterizou-se por um intenso retrabalhamento de material crustal pré-existente e pelo transporte tectônico de rochas da infraestrutura e do núcleo arqueano mediano da Figura 4A, entre 2.2 a 2.06 G.a., com base em idades radiométricas U/Pb e Rb/Sr obtidas no magço granodiorítico de Caeté (pontos 6 e 7 da Fig. 3). As idades U/Pb de 2,059 +/- 6 m.a. para titanita em enclave de anfíbolito dentro de migmatitos e 2.030 a 2.040 m.a. para monazitas de pegmatito não deformado no Complexo do Bação (ponto 8 da Fig. 3) marcam o último evento tectono-termal importante registrado no Bação (Machado et alii, 1989).

Portanto, o arcabouço tectônico de toda a porção ocidental do Q.F. (incluindo o domo de Bação) e a intensa milonitização junto ao contato de

todas as unidades estratigráficas foi resultado do evento Transamazônico com transporte tectônico, deduzido dos indicadores cinemáticos, de ESE para WNW.

PROTEROZÓICO MÉDIO

No Proterozóico Médio processos tectônicos e extensionais promovem a abertura do sistema "rift"/aulacógeno Espinhaço (Fig. 4C) com espessos pacotes de sedimentos essencialmente clásticos, representados no Q.F. pelos Grupos Tamanduá e Itacolomi, definidos por Dorr (1969). O magmatismo ácido inicial e básico final, relacionado a esse sistema, ainda não foi reconhecido no Q.F.. Rejuvenecimentos parciais de idades K-Ar no embasamento regional marcam esta etapa tectônica do final do Proterozóico Médio, com idades entre 1,4 e 1,0 G.a. (Herz, 1970; Teixeira, 1985) sem, no entanto, envolver o Supergrupo Espinhaço.

PROTEROZÓICO SUPERIOR

A deposição de sedimentos do Supergrupo São Francisco estaria relacionada a uma fase extensional (Torquato e Fogaça, 1978) que, segundo Kiang et alii (1988) seria continuação de processos iniciados no Proterozóico Médio, que acomodaram também parte do Supergrupo São Francisco. O condicionamento de estruturas pretéritas para a fase extensional do Proterozóico Superior é sugerida ao norte de Pitangui onde o Grupo Bambuí deposita-se, discordantemente do Supergrupo Minas, ao longo do eixo do Sinclinal do Rio do Peixe, indicando novamente uma subsidência ao longo da direção NW-SE após a tectonogênese Minas.

Durante o Ciclo Brasiliano, não houve contribuição significativa de material à crosta continental, havendo, no entanto, uma grande mobilidade compressional, responsável pelo intenso retrabalhamento de material crustal e transporte tectônico da porção oriental do Q.F. (Fig. 4D), com rejuvenescimento completo do sistema K-Ar (micas e anfibólio) no embasamento (Teixeira et alii, 1987).

Com base no estilo tectônico definido na região de Caeté (Belo de Oliveira e Vieira, 1987) e Itabira (Souza Filho et alii, 1989) a deformação das sequências supracrustais da porção Oriental do Q.F. (Fig. 4D) teria ocorrido em um único evento de caráter progressivo e, conseqüentemente, permanecido estável desde o Arqueano até a tectônica colisional Brasília na (Hartmann, 1987), com o fechamento oceânico.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à geóloga Maria Beatriz Harmendani Vieira (Divisão de Petrografia da CVRD) pelos estudos petrológicos e microestruturais e ao geólogo Maurício G. Ferreira Júnior pelos comentários e proveitosas críticas a este texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. - 1976 - Estruturas do pré-Cambriano Inferior Brasileiro.

- XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto, MG, Resumos.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geol. 7 (4): 349-364.
- ALMEIDA ABREU, P.A.; FOGAÇA, A.C.C.; KNAUER, L.G.; HARTMANN, M.B.; PFLUG, R. - 1986 - Revisão da Estratigrafia e Sedimentologia da Formação Sopa Brumadinho na Serra do Espinhaço Meridional - MG. Anais do 1º Simpósio de Ambientes Depositionais-pré-Cambrianos - SBG - Ouro Preto.
- ANHAUËSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.T. - 1969 - Reappraisal of Some Aspects of Precambrian Shield Geology. Geol. Soc. America, Bull. v.80/11, 2175-2200.
- BARBOSA, A.L.M. - 1969 - Mapa Geológico da Quadrícula de Ouro Preto e Santa Rita de Ouro Preto, MG, in Dorr (1969).
- BELO DE OLIVEIRA, O.A. - 1986 - As Falhas de Empurrão e Suas Implicações na Estratigrafia e Metalogênese do Quadrilátero Ferrífero. XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia, Go, 5 : 15 p.
- BELO DE OLIVEIRA, O.A.; VIEIRA, M.B.H. - 1987 - Aspectos da Deformação Dúctil e Progressiva no Quadrilátero Ferrífero. Anais do 4º Simpósio de Geologia de MG : 18 p.
- BELO DE OLIVEIRA, O.A.; GRECO, F.M.; VIEIRA, M.B.H. - 1987 - A Relação da Tectônica do Espinhaço Meridional - Quadrilátero Ferrífero (MG). I Simp. Nac. de Est. Tect., Salvador, Ba, Resumos.
- BURKE, K. V.; DEWEY, J.F. - 1973 - Plume Generated Triple Junctions; Key Indications in Applying Plate Tectonics to Old Rocks. J. Geol. 81, 406-433.
- CHEMALE JUNIOR, F.; QUADE, H. - 1986 - Estratigrafia e Geologia Estrutural do Distrito Ferrífero de Itabira, MG. XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia, GO, 2, 13 p.
- CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G. QUADE, H.; REIMER, V.; ROESLER, H. - 1980 - Interpretação Tectônica e Petroológica de Dados Geocronológicos do Embasamento do Bordo SE do Quadrilátero Ferrífero, MG. An. Acad. Bras. Cienc., 52 (4): 785-799.
- DORR, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; RYNEARSON, G.A. - 1957 - Revisão da Estratigrafia precambriana do Quadrilátero Ferrífero. Dept. Nac. Prod. Mineral - D.F.P.M., Avulso 81, 31 p.
- DORR, J.V.N. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of Quadrilátero Ferrífero, MG. Geol. Survey Prof. Pap. 290 : 1-90.
- GUIMARÃES, D. - 1931 - Contribuição à Geologia do Estado de Minas Gerais. Serviço Geológico e Mineralógico. Bol. 55, 36 p.
- GUIMARÃES, D. - 1964 - Geologia do Brasil. Mem. nº 1, DNPM, D.F.P.M., 674 pp.
- GOMES, N.S. - 1986 - Determinações Geotermométricas e Geobarométricas em Paragénesis Mineralis de Alto Grau Metamórfico do Complexo de Bação, Quadrilátero Ferrífero, MG. XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia, GO, 4, 10 p.
- HARDER, E.C.; CHAMBERLIN, R.T. - 1915 - The Geology of Central Minas Gerais, Brasil. J. Geol., Chicago, 23 (4) : 341-424.
- HARTMANN, M.B. - 1987 - A Cordilheira do Espinhaço Meridional (MG), Registro de uma Tectônica de Colisão Continental no final do Proterozóico. I Simp. Nac. de Est. Tect., Salvador, Ba, Resumos.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, MG. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 641-B, BL-358.
- JOHNSON, R.F. - 1962 - Geology and Ore Deposits of Cachoeira do Campo, Bom Bosco, and Ouro Branco Quadrangles, M.G. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 341-B, 39 p.
- KIAJK, C.H.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L; ALKIMIN, F. - 1988 - Considera

- ções sobre a Evolução Tectônica da Bacia do São Francisco. XXXV Congr. Bras. Geol., Belém, Pa, 5 : 16 p.
- LADEIRA, E.A. - 1980 - Metallogenesis of Gold of the Morro Velho Mine in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, MG. University of western Ontario, 27 p. (Ph.D. Thesis).
- LADEIRA, E.A.; VIVEIROS, M.M. - 1984 - Hipótese sobre a Estruturação do Quadrilátero Ferrífero, com base nos Dados Disponíveis. Bol. Soc. Bras. Geol. Núcleo Minas Gerais, 4, 10 p.
- LADEIRA, E.A. - 1988 - Geological Field Excursion from Belo Horizonte to Ouro Preto, MG.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHININI, C.A.; PALMEIRA, R.C.; GATTO, C.M.P.P.; SANTOS NETO, A.; SOUZA JUNIOR, J.J.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; MARTINS, V.M.F.; CASTRO, H.E.F.; HERTER, A.M.R. - 1984 - Geologia. In: Brasil - DNPM - Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23 RJ e SF-24 Vitória.
- MAPA GEOLÓGICO DO BRASIL E DA ÁREA OCEÂNICA ADJACENTE - 1981 - Escala 1 : 2.500.000, DNPM. Coordenado por SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E.
- MARSHAK, S.; ALKIMIN, F.F. - 1989 - Proterozoic Contractional Extension Tectonics of the Southern São Francisco Region, Minas Gerais. Brazil. Tectonics, vol. 8, nº 3 : 555-571.
- PEREIRA, A.D.C.; FONSECA, E.G.; BRAZ, E.R.C.; CARMO, U.R.; ORTIZ, L.R.C.; SOUZA JUNIOR, J.J.; OLIVEIRA, F.C.; FREIRE, F.A.; MARQUES, N.M.G.; REIS, V.A.; SGA JUNIOR, O. - 1984 - Geologia. In: Brasil-DNPM - Projeto RADAMBRASIL - Folha SE-23, Belo Horizonte.
- PFLUG, R.; RENGGER, F. - 1973 - Estratigrafia, Evolução Geológica da Margem SE do Cráton Sanfranciscano. XXVII Congr. Bras. Geol., Aracaju, SE, Anais, 2 : 5 - 19.
- PIRES, F.R.M. - 1979 - Structural Geology and Stratigraphy at the Junction of the Curral and Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, MG. Michigan Technological University, 220p (Tese de Doutorado).
- PIRES, F.R.M. - 1983 - Greenstone as a Part of the Minas Supergroup in the Quadrilátero Ferrífero, MG. Rev. Bras. de Geoc. 13 (2) : 106-112.
- RODRIGUES, F.A.C.; COSTA, A.F. da; SOUZA, R.A.C. de; ROSIÈRE, C.A. - 1989 - Sistemas de Cavalgamento do Nordeste do Quadrilátero Ferrífero. Anais do 5º Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais / 1º Simp. Geol. Núcleo Brasília-SBG : 06-10.
- ROSENDAHL, B.R. - 1987 - Architecture of Continental Rifts with Special Reference to East Africa. Ann. Rev. Earth Planet, 15, 445-503.
- SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coordenadores) - 1984 - Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente. 1981.
- SCHÖLL, W.V.; FOGAÇA, A.C.C. - 1979 - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina (MG). I Simp. Geo. Minas Gerais, Diamantina, MG, Anais, p.55-73.
- SCHORSCHER, H.D. - 1975 - Entwicklung des Polymetamorphen Präkambrischen Raumes Itabira, MG, Brasilien. Ruprecht-Karl Universität, Heidelberg. 340 p. (Tese de Doutorado).
- SCHORSCHER, H.D. - 1978 - Komatiitos na Estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. XXIX Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte, MG. Resumos, p.194-195.
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, J.C.; MOREIRA, J.M.P. - 1982 - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais. Rio das Velhas Greenstone Belt On Proterozoic Rocks. Excursions Annex, ISAP, 44 p.
- SIMMONS, G.C.; MAXWELL, C.H. - 1961 - Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas: Brasil. DNPM, D.G.M. Bo2 211, 30 p. (1962).

- TEIXEIRA, W. - 1985 - A Evolução da Porção Meridional do Cráton do São Francisco, com Base em Interpretações Geocronológicas. São Paulo. 207 p. (Tese de Doutorado, IGC-USP).
- TEIXEIRA, W.; EVANGELISTA, H.J.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N. - 1987 - Complexo Granulítico de Acaiaca, MG: Idade, Petrogênese e Implicações Tectônicas. Anais do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, 15 p.
- OLIVEIRA, E.P. - 1990 - Secular Variation in the Composition of Brazilian Mafic Dyke Swarms - Preliminary Results - Inédito.

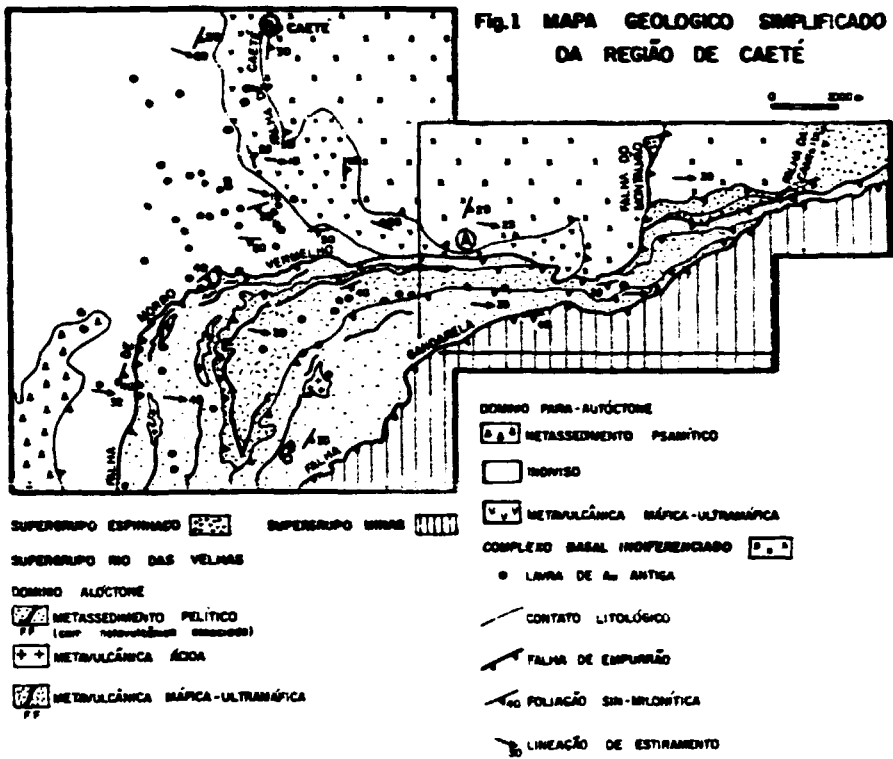


Fig.2 SISTEMAS DE FALHAS DE EMPURRÃO (detalhe da figura 1)

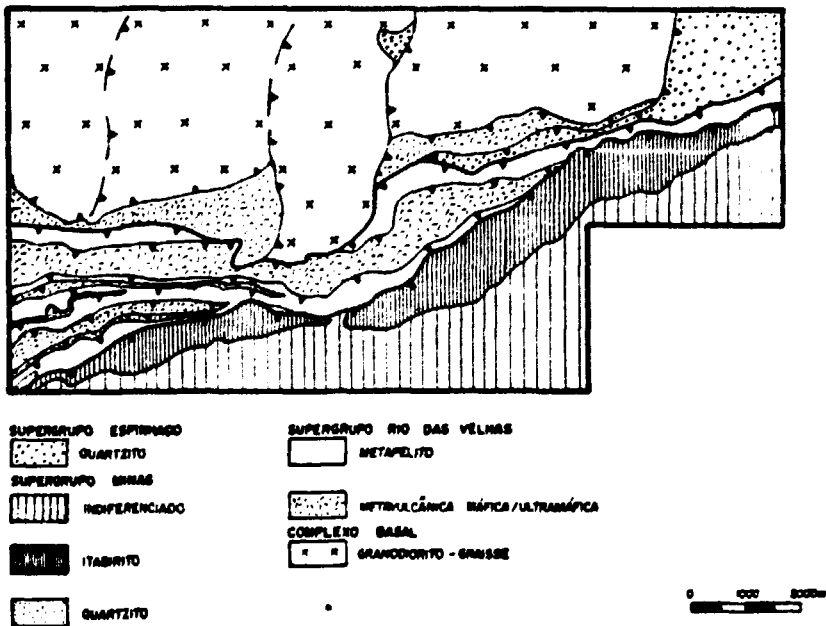


Fig.3 MAPA GEOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO
(modificado de DORN-1969)

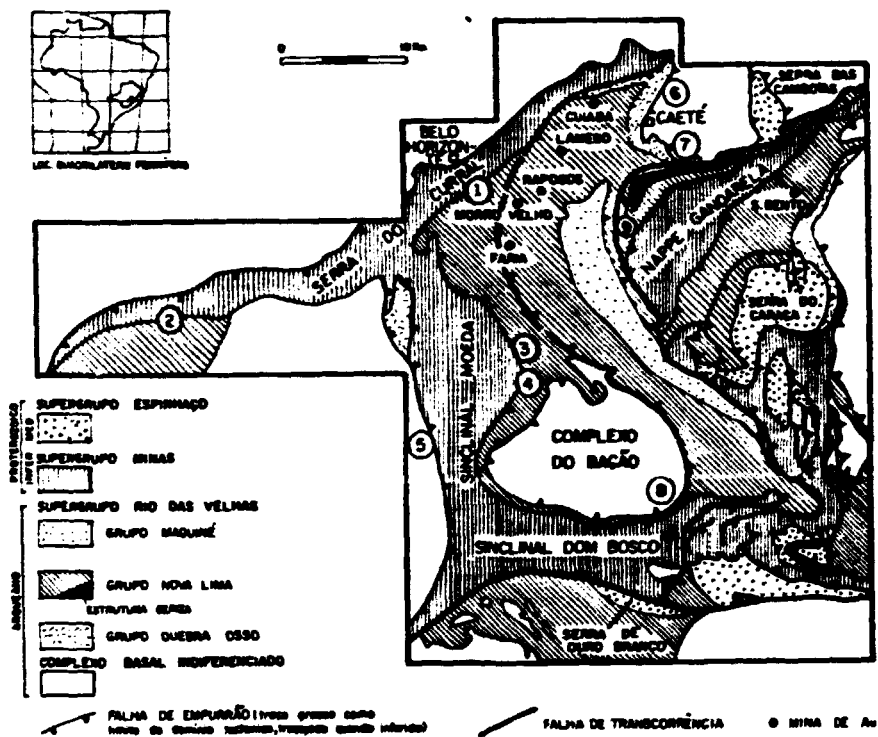


Fig.4 ESQUEMA EVOLUTIVO DO Q.F. NO PROTEROZOICO

