

*Publicado pelo Núcleo Minas Gerais
Sociedade Brasileira de Geologia*

sob os auspícios de



Belo Horizonte, setembro/1987

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FOLHA SE.23 - BELO HORIZONTE

Alex Domingos Carneiro Pereira, Eneas Góis da Fonseca, Eduardo Ruy Cardoso Braz, Garrone Hugo Silva, Luiz Rodolfo Cornejo Ortiz, Nádia Maria Gravatá Marques, Nanci Ribeiro da Costa, Oswaldo Siga Junior, Ubirajara Ferreira do Carmo e Valdeci Araújo Reis
IBGE - RADAMBRASIL

ABSTRACT

The aim of the paper is to present a synthesis of the geologic evolution in the Belo Horizonte Sheet comprising an area about 281 210 Km².

The geologic evolution of the cratonic area is reflected by a stabile central nucleus surrounded by marginal orogenic belts. In the central area were recognized greenstone belts structures involved by granite terraines and bordered by a granulitic region. The framework of the São Francisco Craton involves events of metamorphism, granitogenesis, sedimentary, volcanism and plutonism developed in the Early to Late Proterozoic.

The stratigraphic column is complemented by Late Jurassic-Early Cretaceous continental deposits belonging to Parana Basin.

The importance of the Alto Paranaíba Arch over the magmatic phenomena is considered due the relationship in the setting of alkaline extrusive and intrusive rocks with significant economic importance.

INTRODUÇÃO

O Projeto RADAMBRASIL cumpria seu plano de trabalho quando pouco antes de sua extinção, o mapeamento geológico ao milionésimo da Folha SE.23 - Belo Horizonte se encontrava concluído.

As etapas de campo, pesquisa bibliográfica e radarinterpretação que precederam a elaboração do relatório final e mapa geológico na escala 1:1.000.000, permitiram reunir um acervo de dados geológicos

cos e geocronológicos que subsidiaram o estabelecimento de uma evolução geológica para a área estudada.

Deste modo os autores anunciam as informações contidas no texto final que se encontra em fase de impressão gráfica sob a responsabilidade da Fundação IBGE, divulgando antecipadamente as conclusões obtidas a todos os interessados na geologia brasileira, mormente a de Minas Gerais.

Tais conclusões permitem estabelecer um ciclo evolutivo para a Folha SE.23 - Belo Horizonte iniciando-se no arqueano e prolongando-se até os dias atuais. A sucessão de eventos tectomagmáticos e sedimentares ocorridos na área permitiu a delimitação de domínios, representados pelas seguintes unidades geotectônicas:

- Craton do São Francisco
- Faixa Brasília
- Faixa Araçuaí e Região do Rio Doce
- Bacia do Paraná

CRATON DO SÃO FRANCISCO

Denominação de Almeida (1976) para a região situada entre as faixas Brasília, a oeste, e Araçuaí, a leste, cujos terrenos pouco manifestam a atuação do diastrofismo Brasileiro. Ocupa a região central da folha prolongando-se para as folhas contíguas tanto a sul como a norte.

Este domínio apresenta duas subdivisões. A primeira, situa-se na região sul onde ocorrem unidades geológicas do Arqueano e Proterozoico Inferior: o Complexo Divinópolis e os supergrupos Rio das Velhas e Minas. A outra, coincide com a área de afloramento do Grupo Bambuí ligeiramente dobrada onde aparecem elevações do Supergrupo Espinhaço que formam a serra do Cabral.

O Craton do São Francisco é tido como uma unidade geotectônica brasileira por estar margeado por faixas de dobramentos do Proterozóico Superior incluindo unidades mais antigas retrabalhadas neste período e sedimentação de 1.000 M.A. que estende-se para o interior da zona estável.

FAIXA BRASÍLIA

É a unidade tectônica que margeia o bordo ocidental da área Craton do São Francisco envolvendo formações de rochas desde o Arqueano ao Proterozóico Superior. Esta faixa pode ser individualizada

em dois subdomínios. O mais antigo, formado por unidades Arqueanas e do Proterozóico Médio com orientação NE e corresponde a Faixa Uruaçu de *Mrini et alii* (1981). O outro subdomínio, formado predominantemente por metassedimentos do Proterozóico Superior com direção NNE distribuídos em zona mais oriental.

FAIXA ARAÇUAI E REGIÃO DO RIO DOCE

Este domínio abrange toda a região a leste do Craton do São Francisco orientada segundo NNE. Compreende uma região de geologia complexa, envolvendo desde rochas Arqueanas a sedimentos do Proterozóico Superior afetados pelo tectonismo e granitogênese Brasileira.

O diastrofismo Brasileiro impôs uma razoável uniformidade de estrutural, porém foram as particularidades herdadas de outros ciclos que serviram de base para a compartimentação de 4 (quatro) subdomínios denominados de:

- Região do Grupo Macaúbas
- Região da Serra do Espinhaço
- Região de Guanhães
- Região do Rio Doce

REGIÃO DO GRUPO MACAÚBAS

Este subdomínio envolve exclusivamente sedimentos do Proterozóico Superior afetados pelo tectonismo e granitogênese Brasileira. Situa-se no quadrante NE da Folha SE.23 - Belo Horizonte orientado, aproximadamente segundo N45°E formando um amplo sinclínório com caimento para SO possuindo dupla vergência para NO e SE.

REGIÃO DA SERRA DO ESPINHAÇO

Seu arcabouço estrutural reúne os litotipos do Supergrupo Espinhaço, rochas sedimentares do Proterozóico Médio, pequenas frações do Proterozóico Superior e o substrato do Proterozóico Inferior e Arqueano. Este subdomínio é orientado segundo NS com ligeiras inflexões, estendendo-se desde o limite meridional e transgride suas fronteiras setentrionais da Folha SE.23 - Belo Horizonte. Constitui-se basicamente de dois alongados sinclínórios: o de Gouveia, com caimento do eixo para norte e o de Itacambira com caimento para sul.

REGIÃO DE GUANHÃES

Ocupa uma distribuição entre a Serra do Espinhaço, a

oeste, e o rio Doce, a este. Esta área, durante o ciclo Brasileiro permaneceu relativamente estável, composta por granitóides, migmatitos e gnaisses que remontam do Arqueano ao Proterozóico Médio com restos supracrustais do Supergrupo Minas. As determinações geocronológicas e comportamento estrutural permitem individualizar este macro-bloco como o Maciço Mediano de Guanhães.

REGIÃO DO RIO DOCE

É a porção que ocupa o quadrante sudeste da área estudada, orientada segundo NNE, composta por granulitos, granitóides e gnaisses Arqueanos e do Proterozóico Inferior, retrabalhados em sucessivos ciclos diastróficos até o Brasileiro. Inclui parcialmente metassedimentos do Grupo Macaúbas pertencentes a outro subdomínio. A baixa elasticidade destes litotipos é marcada pelas seqüências de falhas inversas e transcorrentes onde as primeiras mostram clara vergência para oeste em direção à zona estável do maciço de Guanhães.

BACIA DO PARANÁ

Este domínio situa-se no extremo sudoeste da área, correspondendo a borda nordeste da Bacia do Paraná, preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas fanerozóicas. As formações geológicas apresentam-se subhorizontalizadas com um ligeiro declínio para o interior da bacia (sudoeste) e localmente perturbados por falhamentos de caráter normal promovendo o alçamento e basculamento de blocos. Tais feições rúpteis possivelmente correspondem a reativações de antigas falhas do embasamento implantadas através da Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967), quando o Arco do Alto Paranaíba, faixa alongada segundo NO, foi individualizado e a maioria das chaminés ultrabásicas alcalinas da área distribuem-se segundo esta estrutura evidenciada pela aerogeofísica.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A crosta primitiva da Terra vem sendo questionada por diversos autores que defendem uma composição inicial simática segundo Glikson (1971, 1972 e 1978) e Glikson & Lambert (1973 e 1976) ou mesmo siálica segundo Anhaeusser et alii (1969) e Belousov (1971) e até mesmo uma crosta anortosítica na concepção de Shaw (1979 apud Porada, in formação escrita). A história geológica inicial parece encontrar melhor suporte após a formação de núcleos siálicos primitivos a partir de 3.800 M.A. (Glikson, 1980) e sua cratonização de 2.600 M.A.

O quadro geológico da Folha SE.23 - Belo Horizonte inicia-se com as rochas cristalinas arqueanas a registros de sedimentação que repousam sobre esse embasamento tão antigo quanto 2.700 M.A. (método do Rb/Sr) e idade em torno de 3.000 M.A. encontrada em áreas graníticas na região do núcleo cratônico.

A história da consolidação desta área cratônica, permitiu delinear duas compartimentações primárias distintas:

- Núcleos graníticos em cujo sítio se implantaram estruturas tipo "greenstone belts".
- Cinturão granulítico margeando o conjunto granito-greenstone supracitado.

ARQUEANO

Os núcleos graníticos arqueanos estão representados pelos complexos: Goiano, Divinópolis e Barbacena. A sucessão de eventos diastróficos e conseqüentemente o rejuvenecimento isotópico das rochas, inviabilizaram até o presente momento apresentar com segurança um modelo evolutivo desta crosta sílica. As determinações radiométricas indicam uma idade mínima de 3.000 M.A. para a consolidação desta crosta conforme isocrona Rb-Sr realizada na região sul Craton do São Francisco (Teixeira, 1982), em rochas do Complexo Divinópolis. Nestes núcleos, mais precisamente na região centro-sul da folha, iniciou-se um processo de fraturamento, com direções ENE, ONO e NNE, facilitando a penetração de rochas básicas e ultrabásica iniciando a formação dos "greenstone" tardios (na concepção de Glikson, 1980) marcados aqui pelo Supergrupo Rio das Velhas e Grupo Dom Silvério, podendo ser incluídas também as seqüências ultrabásicas de Serro, Dom Joaquim e Itabira. As determinações Rb-Sr em minerais micáceos, segundo Herz (1970) acusaram idade 2.700 M.A. para o Supergrupo Rio das Velhas. Contemporaneamente, formou-se uma faixa móvel na região leste com direção NNE caracterizada por rochas granulítica do Complexo Juiz de Fora. De composição charnockíticas, revelaram uma idade isocrônica de 2.650 M.A. com uma elevada razão inicial (0,715) sugerindo um material mais antigo retrabalhado. Os cinturões granulíticos ocorrem ao longo de grande parte da costa brasileira possivelmente estariam relacionados ao Complexo Jequié formado a 3.200 M.A.

O Complexo Santa Isabel situado na região norte da Serra do Espinhaço parece ter-se desenvolvido paralelamente à faixa de Juiz de Fora com idade isocrônica Rb-Sr de 2.600 M.A. Entretanto, a

presença de encraves granulíticos no seu prolongamento norte (Folha SD.23 - Brasília) revelaram uma formação de rocha anterior a esta época. Mais a sul foram detectados núcleos granulíticos preservados próximo a São Domingos do Prata e Folha SF.23 - Rio de Janeiro. Estes encraves alinhados N-S podem sugerir um antigo cinturão granulítico desenvolvido paralelamente a oeste do Complexo Juiz de Fora.

A região ocidental onde aflora o Complexo Goiano, apresenta-se intensamente recoberto por metassedimentos proterozóicos e rochas cristalinas dificultando a interpretação do desenvolvimento das rochas arqueanas. Porém Marini et alii (1979 e 1981) admitiram uma colisão continental nesta zona entre 2.700 e 2.500 M.A., com subducção e consumo da crosta oceânica, plutonismo granítico, cataclase da crosta continental, dobramento e metamorfismo com granulitização da crosta oceânica. Conceberam ainda a formação de uma "sutura crítica" ao longo desta faixa móvel sobre a qual sucederam-se reativações em diversos ciclos tectônicos até o Brasiliano.

Reativações do Complexo Juiz de Fora causaram esforços compressivos nas rochas graníticas do Complexo Barbacena provocando um intenso metamorfismo de origem cisalhante, formando dobramentos com planos axiais subhorizontais que deram origem ao Gnaisse Piedade, de perfeito bandeamento. Essa transposição é completamente visível em perfil da foz do rio Santo Antonio rumo a oeste, onde se observa uma diminuição gradativa do badeamento gnaissico até a passagem em total para os granitos gnaisses do Complexo Barbacena, muitas vezes isotrópicos.

PROTEROZÓICO INFERIOR

A época da formação do Gnaisse Piedade é um pouco controversa pois datações geocronológicas na Folha SF.23 - Rio de Janeiro registram uma idade isotópica de 2.160 M.A. (r.i. = 0,735). Já nos arredores de Guanhães, esta unidade encontra-se migmatizada, com preservação do bandeamento, e determinações geocronológicas revelaram uma geração do leucossoma em 2.210 M.A. Valendo ressaltar que dois pontos do melanossoma alinham-se perfeitamente a este conjunto. Outro comportamento interessante, é a idade isocrônica dos gabronoritos da Suíte Intrusiva Virginópolis com idade de 2.240 M.A. e uma baixa relação inicial (0,700) que aliada aos dados petroquímicos indicam tratarem-se de rochas oriundas do manto.

A associação de uma migmatização de rochas continentais

com intrusões de rochas do manto, evidencia uma abertura abortida da crosta continental sob a forma de rift, onde as rochas abatidas do Gnaiss Piedade foram migmatizadas e com penetrações de material advindo do manto através de fraturas.

A fase distensiva que provocou a abertura do rift, serviu de calha para a deposição do Supergrupo Minas em faixa norte-sul. Corroboram ainda para a contemporaneidade destes eventos, o dobramento conjunto de migmatitos do Gnaiss Piedade, e tais metassedimento em áreas afetadas apenas pelo Ciclo Transamazônico, como atestam os furos de sonda realizados pela CVRD. A idade da sedimentação do Supergrupo Minas além das determinações geocronológicas é reforçada por apresentar um ambiente de transição, não oxidante, com pirita detrítica e uraninita na base, passando para um ambiente oxidante pela presença de hematita (Fe^{+3}) e dolomita no andar médio. Este período é conhecido na história geológica mundial como "Nível de Pasteur", Rutten (1967 apud Samana, 1972), situado em média a 2.200 M.A. O aumento de oxigenação permitiu a formação de itabiritos, e maior desenvolvimento de flora, tornando possível o desenvolvimento de estromatólitos no Grupo Piracicaba (Formação Feicho do Funil) em torno de 2.100 M.A. (Dardenne & Campos Neto, 1975).

Pelos dados expostos, sugere-se uma idade mais antiga que 2.200 M.A., época de uma fase distensiva, para a formação do Gnaiss Piedade, que tem origem compressiva. Esta hipótese é reforçada por idade isocrônicas Rb-Sr para diversas amostras dos arredores de Guanhães onde o conjunto de pontos analíticos apresentam duas orientações preferenciais, a superior com 2.400 M.A. (r.i. = 0,705); e a inferior 1.800 M.A. (r.i. = 0,708). A primeira, interpretada como época da formação do Gnaiss Piedade, e a última como reativação dos esforços compressivos.

A reativação do Gnaiss Piedade estaria relacionado como o metamorfismo do Supergrupo Minas após a sua sedimentação clástica química em faixa norte-sul, aproximadamente ao longo do meridiano $43^{\circ} 00' WGr$ a 2.200 M.A. O metamorfismo decorreu de uma fase compressiva de leste para oeste, ocasionando um maior grau no bordo oriental da faixa móvel. O final deste ciclo orogênico foi acompanhado por uma migmatização com limite superior a 1.800 M.A.

Os limites do Ciclo Transamazônico na margem oriental da Folha SE.23 - Belo Horizonte alinhada segundo norte-sul, estende-se

desde Sete Lagoas, aos limites setentrionais da folha. Apesar de reco
bertos por sedimentos do Proterozóico Médio e Superior nestes limites,
há registros geocronológicos de 2.100 M.A. no Complexo Santa Izabel.
Idades entre 2.100 e 1.800 M.A., foram determinadas no prolongamento
norte desta faixa, em rochas do Complexo Guanambi, (Folha SD.23 - Bra
sília).

Ainda durante o Ciclo Transamazônico, desenvolveu-se no
bordo ocidental do Craton do São Francisco, uma bacia com depósitos
vulcano-sedimentares (Marini et alii, 1979 e 1981) e, possivelmente, a
sedimentação do Grupo Araxá. Esta unidade foi identificada por Almeida
(1968) e Marini et alii (op. cit.) como pertencente ao Proterozóico Mé
dio. Contudo, Drago et alii (1981) baseado nas idades dos granitos Ser
ra Branca, Serra da Mesa e Serra Dourada, considerados intrusivos no
Grupo Araxá, admitiram uma idade mínima de 2.000 - 1.800 M.A. para es
ta unidade, que apresenta auréola de contato com o primeiro corpo cita
do.

PROTEROZÓICO MÉDIO

Após a estabilização da faixa móvel oriental, no final
do Proterozóico Inferior, esta área passou por uma fase distensiva for
mando uma fossa aulacogênica (Moutinho da Costa & Inda, 1982), à mar
gem oeste do Supergrupo Minas de extensão norte-sul de mais de 1.000 km.
Em alguns locais as fraturas foram bastante profundas ocasionando um
vulcanismo fissural de composição riolítica. Tal vulcanismo situa-se
na base do Supergrupo Espinhaço e relacionado por Moutinho da Costa &
Inda (op. cit.) ao "Grupo Rio dos Remédios" e alocada por Fernandes et
alii (1982) na Formação Sítio Novo, aqui elevada à categoria de subgru
po.

Na Folha SE.23 - Belo Horizonte por não ocorrer atual
mente junto ao Supergrupo Espinhaço as rochas riolíticas foram denomi
nadas informalmente como Vulcânicas Ácidas de Conceição do Mato Den
tro. A idade de cristalização dos riólitos foi determinada pelo método
U-Pb em 1.770 M.A. (Brito Neves et alii, 1979). Após o vulcanismo ou
mesmo durante sua fase de atuação ocorreu uma sedimentação plataform
al na fossa aulacogênica, originando o Grupo Santo Onofre do Supergrupo
Espinhaço, com clasto na base (Subgrupo Sítio NOvo), alternando com
pelitos em direção ao topo (Subgrupo Conselheiro Mata).

Após o ciclo deposicional esta área foi afetada por um

tectonismo que culminou com o levantamento de blocos, deformações e intrusões básicas que associado as fases erosivas passou a exibir conglomerados basais com seixos do Supergrupo Minas e de seu substrato.

As determinações geocronológicas revelam um período bastante expressivo entre 1.700 e 1.500 M.A., quer nos metariolitos quer em rochas granito-gnaissicas adjacentes a serra do Espinhaço evidenciando sua época de formação. As idades determinadas pelo método K-Ar, em rochas básicas e ultrabásicas ao longo desta faixa distribui-se entre 2.000 e 470 M.A., mas por possuírem um baixo teor de K, o que as tornam pouco confiáveis, não permitiram um estudo mais conclusivo sobre a época de intrusão e de rehomogenização isotópica.

Idades com valores de 1.300 a 800 M.A. situam-se em ambas as bordas do Craton do São Francisco, determinações estas que carecem de melhores informações, nesta folha, por terem sido realizadas por método Rb-Sr convencional e K-Ar, podendo tratar-se um rejuvenecimento parcial do Ciclo Transamazônico ou pertencerem ao Ciclo Uruçuano ainda não bem definido, levando-se em conta uma idade transamazônica para os grupos Araxá e Canastra.

PROTEROZÓICO SUPERIOR

Movimentos epirogênicos soergueram a parte central da área mapeada, principalmente nas regiões meridionais formando bacias marginais e NO e NE. Na primeira, foram depositados sedimentos preferencialmente continentais e deltáicos do Grupo Paranoá com pequena distribuição na área. Na bacia oriental tem-se depósitos plataformais e subplataformais (Formação Salinas) e continentais (Formação Carbonita) do Grupo Macaúbas, com características ambientais de águas quentes e a temperadas. Nesse mesmo período geológico além dos referidos depósitos uma expressiva glaciação deu origem aos tilitos da Formação Jequitai principalmente a nordeste e noroeste.

A massa de gelo, durante o Proterozóico Superior, parece ter provocado a subsidência na zona central da área e nas formações montanhosas do Supergrupo Espinhaço. O fortalecimento desta hipótese é o achado de depósitos tilíticos e carbonáticos pós glaciais em partes elevadas nos domínios orogênicos e de rochas sedimentares muito similares nas cotas inferiores (bacia do São Francisco).

Os sedimentos glaciais tornam-se mais escassos na região ocidental, possivelmente pelo fato dos metapelitos do Grupo Araxá

serem mais facilmente desgastáveis, distinguindo-se nos poucos tilitos apenas seixos de quartzo, quartzitos, granitos e carbonatos.

Com o término da glaciação, na parte oeste da zona central os processos de subsidência originaram um mar epicontinental, recepcionando depósitos terrígenos transgressivos da Formação Paracatu, sobre os diamictitos (Formação Jequitáí) e os xistos do Grupo Araxá. Seguiram-se os depósitos pelito-carbonáticos do Subgrupo Paraopeba, do Grupo Bambuí, com a formação de um cordão recifal (Formação Sete Lagoas) imediatamente a leste dos sedimentos da Formação Paracatu e outro próximo à escarpa oeste da Serra do Espinhaço. Estes dois cordões litorâneos uniam-se a sul (Folha SF.23 - Rio de Janeiro), formando uma enseada com concavidade voltada para norte.

A sedimentação processou-se em ambiente de águas calmas e rasas a aproximadamente 1.000 M.A., segundo os fósseis obtidos por Dardenne (1973 apud Dardenne, 1981) e determinações Rb-Sr para o período diagenético com idade de 950 M.A. (Bonhomme, 1976). A deposição do Subgrupo Paraopeba na margem ocidental da bacia foi acompanhada por constante subsidência, permitindo um espessamento muito maior que naqueles depositados a oriente da bacia sedimentar do Grupo Bambuí. Finalizando essa sequência, registra-se a sedimentação silto-arenosa que constitui a Formação Três Marias e corresponde, também, ao topo do Subgrupo São Francisco.

Estes depósitos permaneceram estáveis por aproximadamente 200 M.A. quando eclodiram reativações das suturas da Faixa Araxá comprimindo os sedimentos do Supergrupo São Francisco do oeste para leste, originando dobramentos com eixos variando para NNE a sul, e NNO a norte, sempre com o caimento para norte. Os dobramentos apresentam pequeno comprimento de onda, passando do tipo isoclinal, a oeste, para chevron a leste.

O início do evento encontra-se registrado em isócrona das rochas granodioríticas do Complexo Monte Carmelo, que foi migmatizado e granitizado, possivelmente a partir do Complexo Goiano, entre 800 e 700 M.A. Intrusões graníticas sintectônicas são observadas principalmente na região do Pires Belo cortando rochas do Grupo Araxá. Este plutonismo não afeta as rochas do Grupo Bambuí, mas poderia ter afetado as rochas da Formação Paracatu, que ocorrem a leste e oeste das intrusões.

Neste ciclo, de 750 a 500 M.A., instalou-se a Faixa Bra

sília com dobramentos até o meridiano $45^{\circ}30'$, formando o limite oeste do Craton do São Francisco.

As reativações da faixa oriental decorreram da ascensão de corpos graníticos (Complexo Medina), principalmente na Folha SE.24-Rio Doce, com fraca penetração no quadrante NE da área em estudo. Este plutonismo, a que Silva et alii (1984) denominaram de "Arco Magmático Medina-Aimorés", reativou antigos falhamentos, no canto SE, e fez o Complexo Juiz de Fora comprimir o Gnaiss Piedade, e sua ação localizada, não afetou a estabilidade do Complexo Barbacena e o Gnaiss Piedade, na região do Maciço de Guanhães. A rigidez deste maciço, transmitiu os esforços compressivos através de falhamentos inversos de alto ângulo, a oeste, elevando a cadeia do Espinhaço.

Com a compressão resultaram falhas transcorrentes com direção em torno de $N60^{\circ}E$ e, muitas vezes, apresentam uma natureza mista como ocorre no Alinhamento do Rio Piracicaba, onde os falhamentos são do tipo transcorrente, a leste, e inverso, a oeste. Estes últimos, provocaram esta modalidade de falhamento a NE do Quadrilátero Ferrífero, justapondo-o por sobre o Supergrupo Espinhaço.

A norte, sob os depósitos do Grupo Macaúbas, a ascensão de corpos graníticos, forneceu grande quantidade de calor imprimindo um metamorfismo do tipo Barrowiano e compressão lateral durante sua instalação nas encaixantes.

No eixo Araçuaí-Itamarandiba, corpos de granitos não aflorantes provocaram esforços tangenciais tanto para o setor ocidental como para o oriental, originando o Anticlinório de Minas Nova. Os efeitos destes corpos estão refletidos nos inúmeros pegmatitos aflorantes nesta área e afloramentos de intrusões de granitos na região de Coronel Murta, mais a norte.

Os dobramentos são de caráter isoclinal com eixos orientados na direção NE, apresentando um conjunto com caimento para SO e NE, evidenciando a movimentação de blocos verticais. Estes dobramentos refletem-se no Grupo Bambuí exibindo eixos com caimento para norte, na porção sul, e com caimento para sul na porção norte, já na parte central mostram dobramentos em braquianticlinais.

A idade apresentada por esta faixa móvel situa-se em torno de 600 M.A. para os granitos e 650 para os xistos, ambas obtidas em isócrona Rb-Sr.

A geração de granitos entre 500 e 600 M.A., forma um grande cortejo, desde Santa Catarina até o limite norte da Faixa Araçuaí. Por sua composição calco-alcalina a alcalina, Kaul, Coitinho e Issler (1982) consideraram-nos como granitos distensivos, associando os ao processo de *rifts* e derrames, diques e sills, de composição ácida e, em menor escala, intermediária a básica, de idade correlata, ocorrente na região de Campo Alegre (SC). Os autores propuseram ainda que o evento não estaria ligado ao ciclo Brasileiro, mas sim a um evento distensional, de *rifting* intracontinental, que se seguiu àquele ciclo.

O modelo orogêneo idealizado por Belousov (1971) onde a compressão lateral decorre da movimentação vertical da crosta, além da ascensão de batólitos é o que melhor se ajusta aos moldes da Faixa Araçuaí. Considerando que futuras determinações geocronológicas encontrem idades ao redor de 750 M.A. e se tais valores hipotéticos forem aliados ao pensamento de Kaul, Coitinho e Issler (op. cit.), teríamos a presença de um ciclo diastrófico gerado a partir de uma granitogênese devido ao arqueamento da crosta numa fase pré-*rifts* que provocou a compressão de bacias sedimentares estáveis. Outra hipótese, com relação às determinações geocronológicas na área, é a presença de um Ciclo Brasileiro tardio ou ainda que uma granitogênese final tenha rehomogeneizado quase que por completo as gerações de rochas anteriores.

FANEROZÓICO

Uma vez estabilizadas as faixa móveis, toda a área permaneceu estável com leves movimentos epirogênicos. No Mesozóico, iniciou-se a deposição do Grupo São Bento com a sedimentação Triássica da Formação Pirambóia caracterizada por depósitos fluviais arenosos. Durante o Jurássico, a Formação Pirambóia por mudança do ambiente fluvial para desértico dá lugar à Formação Botucatu.

A calma tectônica vigente foi quebrada durante o final do Jurássico a início do Cretáceo pelo fenômeno que Almeida et alii (1980, informação escrita) denominaram de "Reativação Mesozóica" ou "Reativação Wealdeniana" (Almeida, 1976) marcada pelo vulcanismo basáltico continental que inundou toda a bacia de sedimentação. Segundo estes autores, a Reativação Wealdeniana estendeu-se até o Terciário, tendo o seu apogeu no Cretáceo, formando o Arco do Alto Paranaíba, provocando depressões tanto na Bacia do Paraná quanto na Bacia Sanfrancisca-

na. Nesta última, situada a leste do arco, deu-se o início da sedimentação detrítica da Formação Areado, no Cretáceo Inferior. Bastante perto dos 80 M.A. eclodiu o vulcanismo ultrabásico-alcálico e Kimberlítico do Grupo Iporá ao longo do Arco do Alto Paranaíba, originando sedimentos tufáceos tanto a oeste (Bacia do Paraná) como a leste (Bacia do São Francisco) responsáveis, respectivamente, pela Formação Uberaba (Grupo Bauru) e Fácies Patos (Formação Mata da Corda). Seguiu-se a sedimentação da Formação Marília (Grupo Bauru), Fácies Capacete (Formação Mata da Corda) e da Formação Urucuaia. Estas últimas com um possível interdigitamento lateral com a Formação Mata da Corda.

A sedimentação Cretácea posterior ao vulcanismo do Grupo Iporá, por sua grande amplitude a extensão formou um capeamento contínuo desde a Bacia do Paraná até a Bacia do Maranhão, porque sua presença na Bacia do São Francisco parece constituir o elo de união entre elas.

Os movimentos epirogênicos que sucederam esta magna sedimentação, retornaram de modo oposto, elevando continuamente todo bloco regional, acompanhado de sedimentações fluviais e lacustres, e aplainamento durante o Terciário.

No Pleistoceno, sedimentos flúvio-lacustres depositaram-se principalmente a oeste do rio São Francisco, onde se observaram relictos lagunares. Atualmente a sedimentação se processa, em pequena escala, principalmente ao longo dos grandes rios.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. B. Div. Geol. Mineral, Rio de Janeiro (241):19-22.

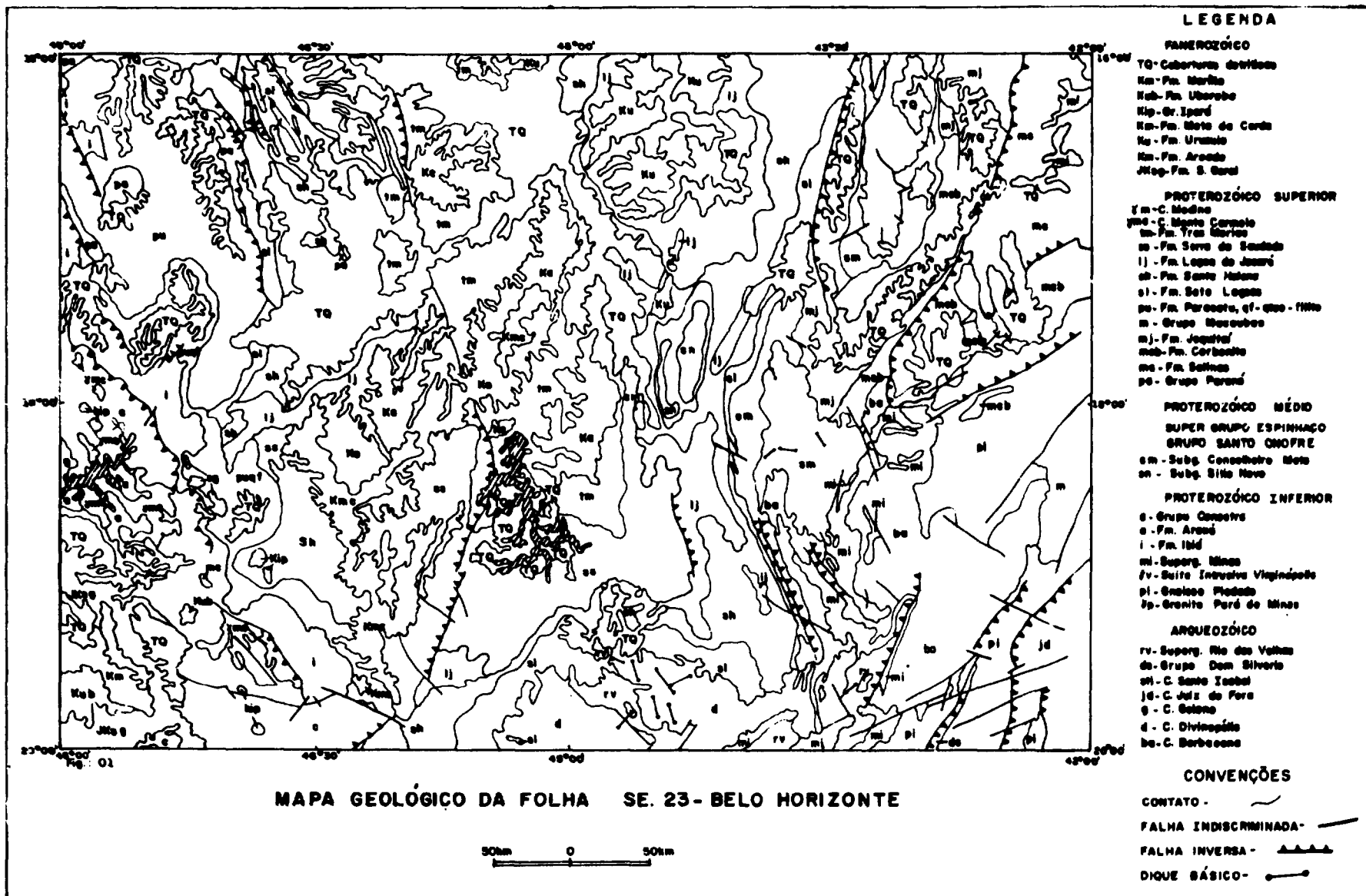
ALMEIDA, F.F.M. de. - 1968 - Evolução tectônica do Centro Oeste brasileiro no proterozóico superior. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, 40:285-93, Suplemento.

ALMEIDA, F.F. M. de. - 1976 - Estruturais do pré-cambriano inferior brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. *Resumo dos trabalhos*. Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 201-2.

AMHAEUSSER, C.R.; ROERING, C.; VILJOEN, M.J.; VILJDER, R.P. - 1969 - A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. B. Geol. Soc. Amer., Boulder, 80 (11): 2175-200.

- BELOUSSOV, V.V. - 1971 - *Problemas básicos de geotectônica*. Trad.S. Ca
david Camiña e M. Gutierrez Elorza. Barcelona, Omega, 854p.
- BONHOMME, M.G. - 1976 - Mineralogia des fractious fines et datations
rubidium-strontium dans le groupe Bambuí, MG - Brésil. *R. Bras. Geo
ci.*, São Paulo, 6(4): 211-22.
- BRITO NEVES, B.B. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. - 1979-
A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço; dados novos
e integração. *R. Bras. Geoci.* São Paulo, 9(1):71-85
- DARDENNE, M.A. - 1981 - Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada
Brasília. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOLOGIA DO CRATON DO SÃO FRANCISCO E
DE SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979 *Anais...* Salvador, So
ciedade Brasileira de Geologia, p. 140-57.
- DARDENNE, M.A. & CAMPOS NETO, M. da C. - 1975 - Estromatólitos coluna
res na série Minas (MG). *R. Bras. Geoci.*, São Paulo, 5(2): 99-105.
- DRAGO, V.A.; PINTO, A. do C.; SIMÕES, M.A.; BEZERRA, P.E.L.; MONTAL
VÃO, R.M.G. de; PRADO, P.; TASSINARI, C.C.G.; HILDRED, P.R. - 1981 -
Síntese da geologia pré-cambriana da folha SD.22 Goiás. In: SIMPÓSIO
DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. *Atas...* Goiânia, So
ciedade Brasileira de Geologia, p.31-52.
- FERNANDES, P.E.C.A.; MONTES, M.L.; BRAZ, E.R.C.; MONTES, A. de S.L.;
SILVA, L.L. da; OLIVEIRA, F.L.L. de; GHIGNONE, J.I.; SIGAJR., O. CAS
TRO, H.E.F. de. - 1982 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha
SD.23 Brasília*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais,
29).
- GLIKSON, A.Y. - 1971 - Primitive archean element distribution pat
terns: chemical evidence and geotectonic significance. *Earth Planet.
Sci. Lett.*, Amsterdam, 12(3): 309-20.
- GLIKSON, A.Y. - 1972 - Early precambrian evidence of a primitive ocean
crust and island nuclei of sodic granite. *B. Geol. Soc. Amer.* Boulder,
83:3323-44.
- GLIKSON, A.Y. - 1978 - Archean granite series and the early crust, Kal
goorlie system western Australia. In: WINDLEY, B.F. of NAQUI, S.M.ed.
Archean geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 406p. p.151-73.
- GLIKSON, A.Y. - 1980 - Precambrian Sial-sima relations: evidence for
earth expansion. *Tectonophysics*, Amsterdam, 63(1-4): 193-234.
- GLIKSON, A.Y. & LAMBERT, I.B. - 1973 - Relations in space and time
between major precambrian shields units: an interpretation of wes
tern australian data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 20:395-403.

- GLIKSON, A.Y. & LAMBERT, I.B. - 1976 - Vertical zonation and petrogenesis of the early precambrian crust in western Australia. *Tectonophysics*, Amsterdam, 30:55-89.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, Washington, D.C. (641-B):1-58.
- KAUL, P.F.T.; COITINHO, I.B.L.; ISSLER, R.S. - 1982 - O episódio Campo Alegre. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.47-53.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A. - 1979 - Geotectônica da faixa móvel Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOLOGIA DO CRATON SÃO FRANCISCO E DE SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979. *Resumos*. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A. - 1981 - A evolução geotectônica da faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979. *Anais...* Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 100-15.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. & INDA, H.A.V. - 1982 - O aulacógeno do Espinhaço. *Ci. Terra*, Salvador (2):13-24.
- SAMAMA, J.C. - 1972 - Les surgences continentales et leur géochimie; paléovalorations, mobilité des éléments et gisements perdescensum. In: RECYCLAGE métallogénie. Nancy, Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et al. Prospection Minière, Institut National Polytechnique de Lorraine, t.1, p.1-40.
- SHAW, D.M. - 1968 - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim Cosmochim. Acta*, London, 32:573-601.
- SILVA, J.M.R. da; LIMA, M.I.C. de; VERONESE, V.F.; RIBEIRO JÚNIOR, R.N. ROCHA, R.M.; SIGA JUNIOR, O. - Geologia. In: IBGE. *Folha SE.24 - Rio Doce*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 34) no prelo.
- TEIXEIRA, W. - 1982 - Folhas ao milionésimo SF.23 - Rio de Janeiro e SF.24 - Vitória: Síntese interpretativa dos dados radiométricos. São Paulo, Projeto RADAMBRASIL, n.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 254-G).

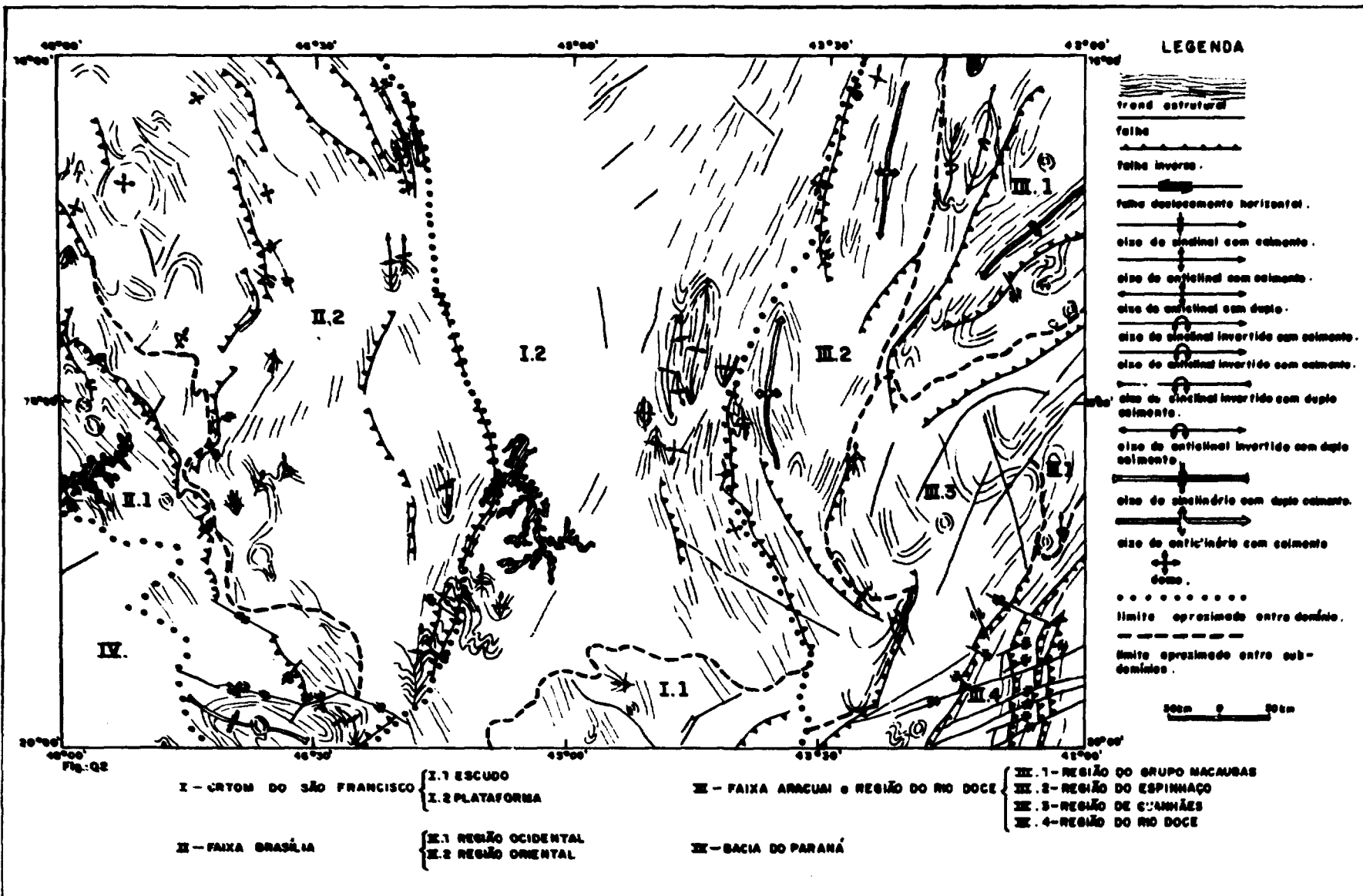


LEGENDA

- FANEROZÓICO**
- TQ - Cobertura detritada
 - Ka - Fm. Marília
 - Kub - Fm. Ubatuba
 - Kip - Gr. Igará
 - Km - Fm. Mata de Cande
 - Ku - Fm. Urumita
 - Kn - Fm. Aracá
 - Kag - Fm. S. Geral
- PROTEROZÓICO SUPERIOR**
- Im - C. Médio
 - ym - C. Serra Carapá
 - sm - Fm. Três Marias
 - so - Fm. Serra da Saudade
 - lj - Fm. Lagoa do Jejuá
 - sh - Fm. Santa Helena
 - sl - Fm. São Lucas
 - ps - Fm. Paracatu, qf - qto - fita
 - m - Grupo Mosoubea
 - mj - Fm. Jaguará
 - mab - Fm. Carboná
 - ma - Fm. Salinas
 - pa - Grupo Paraná
- PROTEROZÓICO MÉDIO**
- SUPER GRUPO ESPINHAÇO**
- GRUPO SANTO ONOFRE**
- sm - Subg. Conselheiro Mata
 - sn - Subg. São Novo
- PROTEROZÓICO INFERIOR**
- s - Grupo Conselheiro
 - a - Fm. Aracá
 - i - Fm. Itá
 - mi - Superg. Minas
 - fv - Suíte Intrusiva Varginhada
 - pl - Gnaisse Pedado
 - jp - Granito Pará de Minas
- ARQUEOZÓICO**
- rv - Superg. Rio das Velhas
 - da - Grupo Dam Silverio
 - sh - C. Santo Isabel
 - jd - C. Juiz de Fora
 - g - C. Galena
 - d - C. Divinópolis
 - ba - C. Barbacena

CONVENÇÕES

- CONTATO - ———
- FALHA INDETERMINADA - ———
- FALHA INVERSA - ▲▲▲▲
- DIQUE BÁSICO - —●—



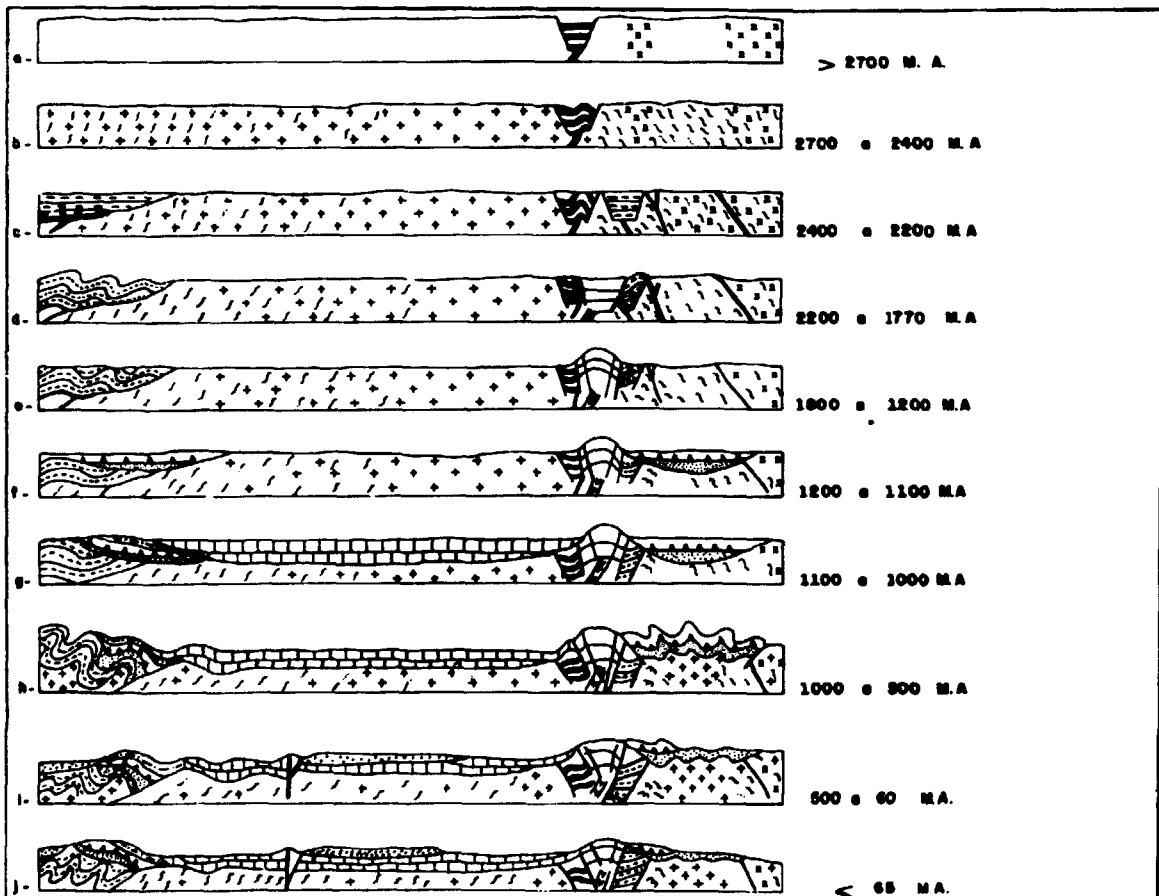


Fig. 03

- a- Formação de greenstone belts tardios e falhas graníticas após a consolidação na crosta continental;
- b- Dobramento dos greenstone belts, granitização e gneissificação da crosta continental;
- c- Abertura do rifta com migmatização e intrusões básicas seguida de sedimentação clasto-química;
- d- Compressão dos rifta originando os dobramentos Araxá e Minas seguida de abertura de um autocôgelo acompanhado de vulcanismo ácido;
- e- Após o preenchimento do autocôgelo ocorreu o surgimento do supergrupo Espinhaço por movimentos verticais acompanhado de intrusões básicas;
- f- Deposição da Formação Paraíba e grupo Bambuí em um mar epicontinental;
- g- Orogênese e colapso do mar, com granitização originando o Cráton do São Francisco;
- h- Sedimentação mesozóica acompanhada de vulcanismo;
- i- Fase de desnudação com sedimentação glaciônica;

