

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DOS GRUPOS CANASTRA E IBIÁ NA REGIÃO ENTRE COROMANDEL E GUARDA-MOR, MG

Luciana Felício Pereira*, Marcel Auguste Dardenne**, Carlos Alberto Rosière***
& Antônio Carlos Pedrosa-Soares ***

ABSTRACT

The stratigraphic column established for the Canastra Group, in the Alto Paranaíba region in the central portion of the Brasília Fold Belt, represents a regressive megasequence of sediments deposited on an open-sea continental platform. The following units occur from base to top: a turbiditic sequence with arenaceous and argillaceous intercalations; an arenaceous sequence containing storm beds; and a clay-rich arenaceous sequence with structures reflecting shallow marine and tidal flat environments. The Ibiá Group overlies the Canastra Group on an erosional disconformity. Its base consists of a metadiamicite of glacial origin (Cubatão Formation) while the uppermost unit (Rio Verde Formation) comprises an extensive and monotonous package of banded calcareous phyllites. The contact between these two formations is gradational and both units have similar mineralogic composition. The Canastra and Ibiá Groups were affected by a single event of progressive deformation, E_1 , during the Brasiliano Cycle, manifested as two distinct compressional stages. The earliest and most compressive stage, D_1 , is represented by thrust tectonics, associated with greenschist facies metamorphism. The second stage of deformation, D_2 , is characterized by a dominant component of pure shear in a ductile-brittle regime. When compared with other similar units in the geochronological record, the characteristics of the studied units show that the Ibiá Group metadiamicites are contemporaneous with the Jequitai tillite, with a probable age of deposition between 900 and 1000 Ma and the Canastra Group is therefore older than 1000 Ma.

Palavras-chave: Faixa Brasília, Glaciação Proterozóica, Grupo Canastra, Grupo Ibiá.

INTRODUÇÃO

A região estudada localiza-se no cinturão de dobramentos da borda ocidental do Craton São Francisco, a Faixa Brasília (Figs. 1 e 6).

Devido a grande extensão territorial ocupada por esta faixa de dobramento, grande parte dos trabalhos aí desenvolvidos até a década de 70, foram de cunho regional muito amplo, favorecendo o agrupamento de unidades distintas e dificultando sua interpretação evolutiva.

Hasui & Almeida (1970) e Almeida *et al.* (1976), definiram duas faixas dobradas distintas: a Faixa de Dobramentos Brasília, do Proterozóico Superior (Ciclo Brasiliano), que desenvolveu-se paralelamente à Faixa de Dobramento Uruaçu, atribuída ao Proterozóico Médio (Ciclo Uruaçuano).

Esta estruturação foi mantida ao longo dos anos por grande parte dos autores que estudaram a região, sugerindo adaptações de acordo com o surgimento de novas teorias e com a evolução do conhecimento sobre a região. Dentre outros autores, destacam-se Almeida (1968, 1977), Almeida *et al.* (1977), Marini *et al.* (1981, 1984), Fuck & Marini (1981), Dardenne (1981), Dardenne *et al.* (1978), Cordani & Brito Neves (1982), Haralyi & Hasui (1982).

Outros autores questionaram aquela estruturação, defendendo uma evolução monocíclica: Costa & Angeiras (1971), Dardenne (1978, 1979), Campos Neto (1979), Heilbron *et al.* (1987), Pimentel *et al.* (1992), Chemale Jr. *et al.* (1991), Brito Neves & Cordani (1991).

LITO-ESTRATIGRAFIA

As unidades aqui apresentadas são referidas na literatura geológica em diferentes níveis de hierarquia e posicionamento lito-estratigráficos. Com base nos dados apresentados e na normatização dada pelo Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986), discutiremos a classificação litoestratigráfica para estas unidades (vide Pereira 1992).

A "Formação Canastra" foi definida por Barbosa (1955), na região da Serra da Canastra, sendo constituída por quartzitos e filitos diversos. Foi considerada mais jovem do que o Grupo Araxá e posicionada sobre este, em decorrência de uma discordância do tipo "não conformidade", materializada sobretudo por uma diferença de grau metamórfico.

Durante as décadas de 60 e 70 os domínios destas duas unidades foram estendidos para a região do Planalto Central Brasileiro, sendo comum autores expressarem dificuldades em individualizá-las, classificando-as ora como grupo ora como formação.

Optou-se pela designação **Grupo Canastra** (Almeida 1967), independente da unidade Araxá, por ser possível a individualização de três subunidades mapeáveis, informalmente denominadas de formações basal, intermediária e superior. A seção-tipo desta unidade é encontrada na estrada que corta o Chapadão dos Pilões, próximo a cidade de Guarda-Mor, podendo a sequência completa atingir cerca de 2.000 m de espessura (Pereira 1992).

As rochas que constituem a "Formação" Ibiá, foram

* GEOBASE - Consultoria e Projetos em Geologia S/C Ltda

** IG/DGRM - UnB

*** IGC/CPMTC - UFMG

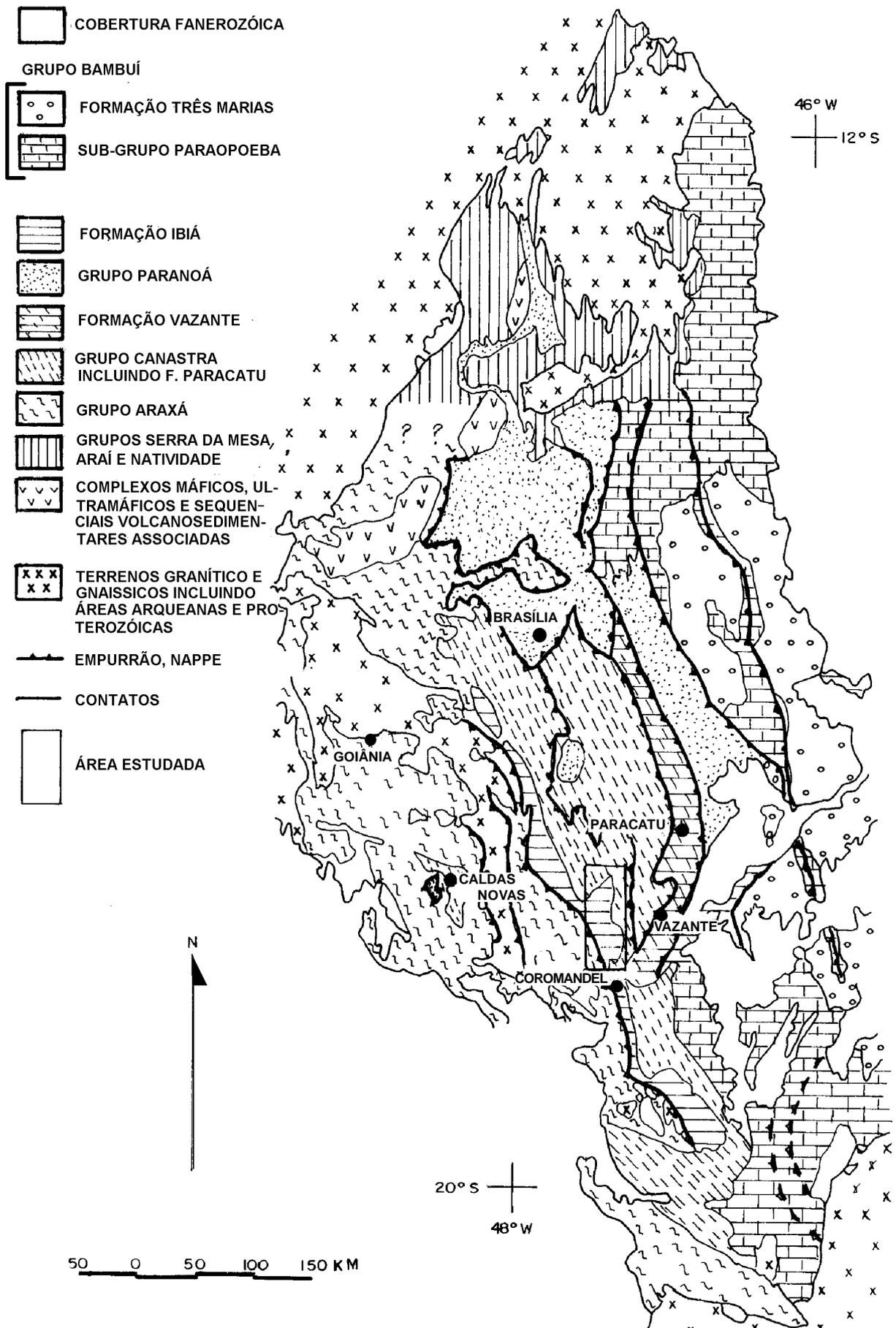


Figura 1: Contexto geotectônico da região estudada, no âmbito da Faixa Brasília (adaptado de Fuck et al. 1993)
 Figure 1: Geotectonic context of the studied area within the Brasília Belt (modified from Fuck et al. 1993).

descritas pela primeira vez por Barbosa *et al.* (1970), tendo como seção-tipo a pedreira da cidade de Ibiá, no alto Rio Quebra Anzol, MG.

Estes autores, a princípio, posicionaram a unidade constituída por calcixistos na base do Grupo Canastra, considerando os xistos do Grupo Araxá sempre cavalgantes sobre ela. Contudo, em nota adicional no mesmo trabalho, referem-se ao caráter “formacional” da unidade Ibiá, evidenciado pela ocorrência de um metaconglomerado no contato com o Grupo Canastra, ao qual estaria, então, sobreposta.

A importante discordância erosiva identificada entre esta unidade e o Grupo Canastra e suas características sedimentares peculiares são suficientes para justificar a individualização da unidade Ibiá com relação aos grupos Canastra e Araxá. Os dois litotipos Ibiá apresentam características petrográficas e sedimentológicas distintas, espessuras de centenas de metros e continuidade lateral de quase uma centena de quilômetros, podendo ser, portanto, definidos como formações. Desta maneira, a unidade Ibiá alcança a categoria hierárquica de **Grupo Ibiá**, tendo sido dividido em duas formações por Pereira (1992): **Formação Cubatão**, conglomerática, na base e **Formação Rio Verde**, filítica, no topo. As melhores exposições do Grupo Ibiá localizam-se nos vales do Rio Verde e dos seus afluentes, em especial nos córregos Cubatão e da Corda, sendo a espessura máxima aparente superior a 2.000 m.

Grupo Canastra

O Grupo Canastra apresenta-se como um conjunto de intercalações, mais ou menos espessas, de filitos e quartzitos. O contato basal da sequência se faz através de falha de cavalgamento, posicionando o Grupo Canastra sobre as rochas metapelíticas das formações Vazante e Paracatu. O contato superior, com o paraconglomerado basal da Formação Ibiá, caracteriza-se como discordância erosiva.

A espessura média da sequência de filitos e quartzitos varia consideravelmente desde a porção norte, onde sustenta chapadões de grande extensão, até a porção sul, onde parece ter ocorrido encurtamento crustal por força da tectônica compressiva imposta à área. A sequência completa pode atingir cerca de 2.000m de espessura.

O conjunto compreende uma sequência iniciada por filitos que, em direção ao topo, apresentam aumento progressivo da contribuição arenosa, passando a quartzo-filitos, quartzitos micáceos, quartzitos e finalmente aos ortoquartzitos que sustentam as escarpas das serras e os chapadões.

Toda a sequência apresenta uma gradação lateral e vertical entre pacotes de filito e quartzito. Cada pacote, internamente, apresenta a mesma gradação em escala menor, evidenciando uma ritmicidade do conjunto.

Esta variação faciológica dificulta o estabelecimento de uma coluna litoestratigráfica única para a área, pois no sul, a sequência rítmica é constituída por uma

sucessão gradativa de filitos até os ortoquartzitos superiores, enquanto no norte, a mesma sequência apresenta níveis expressivos de filitos próximo ao topo (Fig. 2).

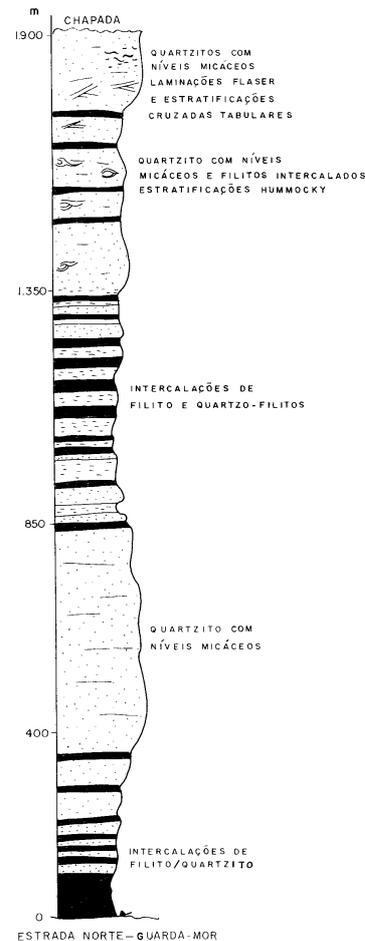


Figura 2: Coluna lito-estratigráfica do Grupo Canastra entre Coromandel e Guarda-Mor.

Figure 2: Lithostratigraphic column of the Canastra Group between Coromandel and Guarda-Mor.

Os filitos e quartzo-filitos se caracterizam por coloração prateada quando frescos, passando a avermelhados quando intemperizados e localmente, ocorrem níveis decimétricos de quartzo micáceo e ortoquartzito fino.

O pacote de quartzitos compreende desde quartzitos micáceos laminados até ortoquartzitos maciços, sendo comuns intercalações de níveis centimétricos de clorita-muscovita filito em quase todos os estratos. Em geral, os quartzitos apresentam granulometria fina à média. Podem ocorrer, ainda, quartzitos hematíticos finos associados à porção superior da sequência e quartzitos de granulometria média com piratas euédricas de até 0,5 cm.

A composição mineralógica de todas estas rochas é basicamente a mesma, diferenciando-se pela porcentagem de quartzo e filossilicatos. Quantitativamente, a contribuição de quartzo situa-se em torno de 20% para os filitos e de 20 a 50% para os quartzos filitos. As rochas contendo 50 a 25% de filossilicatos foram denominadas quartzitos micáceos,

entre 25 e 5% quartzitos e como ortoquartzito, aquelas com menos de 5% de micas e clorita.

A mineralogia essencial é constituída por quartzo, sericita, muscovita, clorita e plagioclásio. O plagioclásio raramente ultrapassa 5% da composição da rocha e invariavelmente, apresenta alterações para sericita e carbonato. Os minerais acessórios são opacos, zircão, turmalina e rutilo, geralmente com formas arredondadas, atestando origem detrítica. O rutilo quase sempre está leucoxenizado e alguns cristais euédricos de turmalina e pirita aparecem como minerais neoformados.

O metamorfismo no Grupo Canastra é do tipo regional de baixo grau, na fácies xisto verde, zona da clorita. A paragênese mineral é formada pelos minerais quartzo + sericita/muscovita + clorita (+ pirita).

Estruturas sedimentares encontram-se melhor preservadas na porção norte da área, onde a deformação apresenta-se com menor intensidade. A sul, estas estruturas foram totalmente obliteradas pela deformação.

Perfis na porção norte da área, acompanhando a unidade desde o contato inferior com a Formação Vazante até os chapadões do topo da serra, mostram importantes estruturas, definindo a melhor coluna litoestratigráfica para a região, que se apresenta a seguir:

- a Formação Inferior inicia-se com filitos passando a conter intercalações métricas e sucessivas de filitos e quartzo filitos, sobrepostas por espesso pacote de quartzitos micáceos, recoberto por nova sucessão de filitos e quartzo filitos intercalados.

- quartzitos micáceos compõem a Formação Intermediária, verificando-se estruturas sedimentares do tipo *hummocky* com comprimento de onda da ordem de 2m, amplitudes decimétricas e abundantes truncamentos internos com variações na espessura dos estratos.

- estratificações cruzadas tabulares, decimétricas a métricas, com laminações sublinhadas por minerais opacos, são frequentes nas unidades quartzíticas superiores (Formação Superior), assim como marcas

ondulares. Identificou-se, também, estratificação cruzada invertida, laminações sinuosas do tipo *flaser* e estruturas de carga do tipo *quick sands*.

Ambiente de Sedimentação

A característica fundamental das rochas do Grupo Canastra, é a granocrescência ascendente, verificada na gradação dos estratos argilosos da base, até estratos arenosos nas porções superiores. Estruturas sedimentares associadas, tais como *hummocky*, estratificações cruzadas e laminações *flaser*, fortalecem a proposição de um ambiente deposicional em plataforma marinha, durante ciclo regressivo (Fig. 3).

Na unidade basal, a ocorrência de expressiva camada de filitos seguida de intercalações de filitos e quartzo filitos, sugere deposição argilosa em água profunda, passando para plataforma de declive acentuado, com formação de sequências turbidíticas.

As estruturas tipo *hummocky*, presentes na unidade intermediária, indicam depósitos gerados durante tempestades, em plataforma marinha, abaixo da zona de influência das correntes de maré (Harms *et al.* 1982; Duke 1985; Craft & Bridge 1987).

As estratificações cruzadas e marcas de ondas, descritas nos quartzitos superiores, são estruturas geradas em ambiente dominado pela ação de ondas e de correntes de marés, enquanto as laminações *flaser*, presentes próximo ao topo da sequência, são estruturas características de planícies de marés. (Reineck & Singh 1973; Walker *et al.* 1984).

Grupo Ibiá

Formação Cubatão

Diretamente sobreposto aos ritmitos de filitos e quartzitos do Grupo Canastra, com marcada discordância erosiva, repousam os paraconglomerados da base do Grupo Ibiá, englobados na Formação Cubatão (Pereira 1992).

As melhores exposições estão presentes na parte norte, enquanto a sul estas se apresentam bastante intemperizadas e com espessura reduzida. A espessura

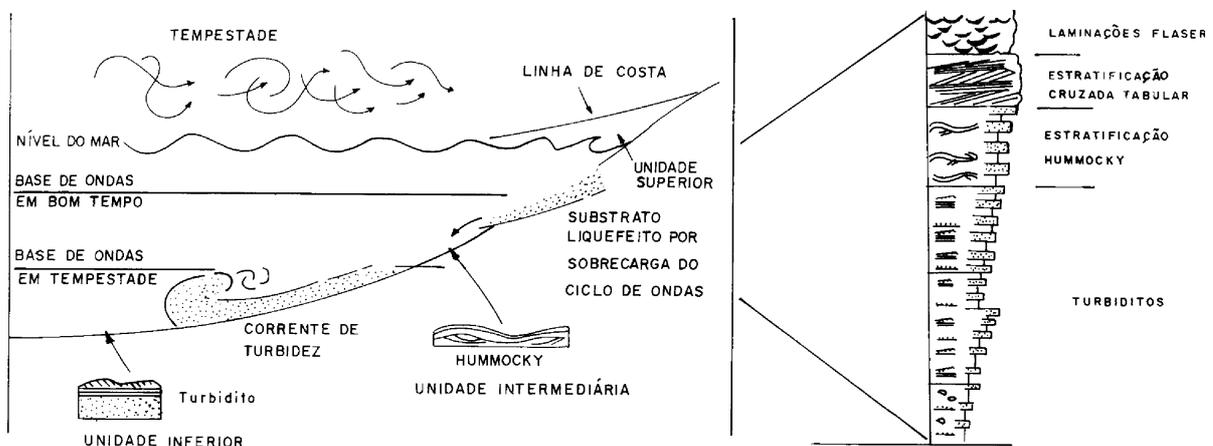


Figura 3: Modelo de ambiente de sedimentação para o Grupo Canastra (modificado de Walker 1984)

Figure 3: Conceptual and schematic model of sedimentary environment of the Canastra Group (adapted from Walker 1984).

máxima aparente, estimada na região do Córrego da Corda, próximo à cidade de Guarda-Mor, é de algumas centenas de metros.

Trata-se de uma rocha com abundante matriz de composição metapelito-carbonatada, na qual flutuam fragmentos de diferentes tamanhos, formas e litologias.

Estes fragmentos variam desde grânulos até matacões com mais de 1m de comprimento ao longo de seu eixo maior. Aqueles constituídos por litologias mais resistentes mostram formas de baixa esfericidade, facetados e até mesmo, forma pentagonal. Outros de menor competência encontram-se deformados juntamente com a matriz, mostrando formas alongadas. Alguns seixos de quartzitos apresentam estrias. Fragmentos de quartzo e quartzito são predominantes, mas ocorrem, também, aqueles derivados de rochas graníticas, rochas básicas, filito, calcário, chert e formação ferrífera.

Não se observa estratificação bem definida, no entanto, pode-se definir bandas métricas com maior ou menor concentração de seixos e uma redução no tamanho destes, no contato entre bandas. Localmente, identificam-se corpos alongados de quartzitos, com poucos metros de extensão vertical e horizontal.

Em direção ao topo do pacote, ocorre diminuição no tamanho e na quantidade de seixos contidos na matriz, indicando uma passagem gradacional para a unidade superior do Grupo Ibiá.

A matriz da rocha é constituída por clorita, sericita/muscovita, carbonato e quartzo de granulometria fina, exibindo fenoclastos de quartzo, plagioclásico, feldspato-potássico, calcita, chert, quartzito e calcário. Os clastos de feldspatos apresentam-se sericitizados e alguns clastos de plagioclásio estão saussuritizados. Os minerais acessórios são opacos, zircão, turmalina e rutilo, geralmente detríticos. Algumas vezes são observados cristais euédricos, neo-formados, de pirita e turmalina.

O metamorfismo indicado pela paragênese sericita/muscovita + clorita + quartzo + turmalina + pirita, é do tipo regional de baixo grau, na fácies xisto verde, zona da clorita.

Formação Rio Verde

Sobre o meta-paraconglomerado repousa extenso e monótono pacote de calcifilitos, formado por bandas

centimétricas e rítmicas, quartzosas e micáceas, que constituem a Formação Rio Verde. Boas exposições encontram-se ao longo da calha deste rio. Entretanto, o estado avançado de intemperismo em quase toda a área desta formação e a deformação regional dificultam uma avaliação mais precisa de sua espessura real que, em termos gerais, deve situar-se em torno dos 1000m.

O contato basal do calcifilito com o meta-paraconglomerado da Formação Cubatão é gradacional. Em lâmina delgada é nítida esta gradação, pois os filitos, na zona de contato, exibem fenoclastos que se tornam mais raros ao se afastar dela, passando ao calcifilito típico, finamente bandado.

Mineralogicamente, o calcifilito mostra-se semelhante à matriz do meta-paraconglomerado, sendo constituído, nas bandas micáceas, por clorita e sericita/muscovita e nas bandas quartzosas, por quartzo fino e fenoclastos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e calcita.

Além da ritmicidade composicional não são observadas outras estruturas sedimentares relícticas dentro desta sequência.

O contato superior da unidade não se encontra dentro do domínio da área mapeada mas, regionalmente, este se dá por falhamento de empurrão, que posiciona o Grupo Araxá sobre o Grupo Ibiá (Barbosa *et al.* 1970; Brod 1991). A espessura estimada dentro dos limites da área é superior a 1.000m.

Ambiente de Sedimentação

De acordo com a definição estabelecida por Frakes (1978, *in* Eyles *et al.* 1985), pode-se denominar o meta-paraconglomerado da Formação Cubatão de metadiamicrito. Seixos facetados, estriados, de composição e tamanhos muito variados, favorecem uma origem glaciogênica para o meta-diamictito.

Considerando as características identificadas no metadiamicrito, o ambiente mais adequado à deposição da sequência, é o marinho plataformal, compreendido na faixa que se estende sob a plataforma de gelo até o marinho distal (Fig. 4)

Com base nos trabalhos desenvolvidos por Eyles *et al.* (1983) e Eyles (1988 e 1990), são esperadas para o metadiamicrito condições de regime termal temperado, capaz de provocar fusão rápida da geleira gerando fluxo de detritos subaquoso. A ausência de gradação e de

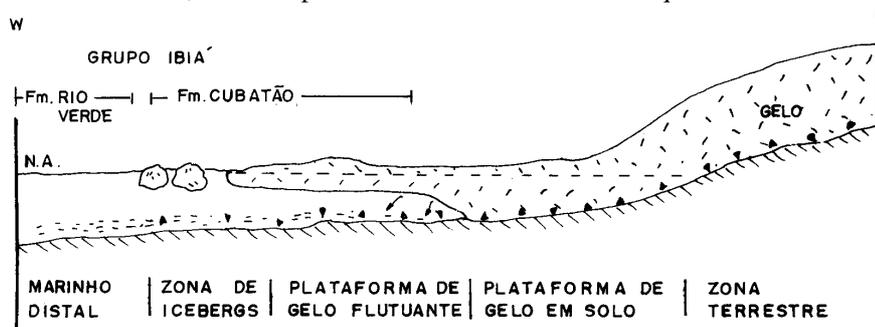


Figura 4: Modelo de ambiente de sedimentação para o Grupo Ibiá (modificado de Karfunkel & Hoppe 1988).

Figure 4: Conceptual and schematic model of sedimentary environment of the Ibiá Group (modified after Karfunkel & Hoppe 1988).

estratificação bem desenvolvidas indica fluxo coeso e laminar, percorrendo curtas distâncias e provavelmente resultante de escorregamento e remobilização de sedimentos instáveis.

Ainda segundo aqueles autores, bandas com maior e menor concentração de clastos são resultado da superposição de fluxos sucessivos. Os raros cordões de areia dentro do diamictito indicam retrabalhamento da superfície de fluxo, por correntes de tração.

Grande parte dos antigos depósitos glaciais conhecidos atualmente se formaram em ambientes de margem divergente, tipo margem atlântica, dominados por subsidência tectônica e grande potencial de preservação (Eyles *et al.* 1985). Outra categoria significativa de bacias glaciais inclui aquelas localizadas em ambiente cratônico. Ambos os tipos de bacia, comumente, apresentam margens de relevo baixo, implicando em área-fonte arrasada, gerando grande quantidade de material fino, com espessos mantos intempéricos, cujo principal, senão o único, agente erosivo atuante seria a própria geleira.

Esses dados reforçam os argumentos em favor de uma origem glacial para o metadiamicictito da Formação Cubatão, que se encontra sobreposto às rochas do Grupo Canastra (originado em plataforma marinha continental) e sotoposto ao Grupo Bambuí (bacia epicratônica). A bacia de deposição Ibiá, provavelmente, apresentava baixa declividade, resultante da deposição anterior dos sedimentos do Grupo Canastra e caracterizava-se como um margem continental em subsidência progressiva, acarretando

acumulação de grandes volumes de material.

CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS REGIONAIS

A posição estratigráfica e a idade dos grupos Canastra e Ibiá, relativamente ao quadro regional, são determinadas pela correlação com outras unidades, uma vez que não existem datações radiométricas na região e que as relações de contato encontram-se mascaradas pela tectônica.

A unidade mais facilmente correlacionável é o Grupo Ibiá que, em função de suas características glaciogênicas, pode ser comparado à unidades de origem semelhante. No Brasil, são conhecidas diversas unidades glaciogênicas, depositadas no início do Proterozóico Superior e sotopostas ao Grupo Bambuí, constituindo um importante guia estratigráfico (Dardenne *et al.* 1978; Couto & Bez 1981; Karfunkel & Hoppe 1988; Gravenor *et al.* 1984) (Fig. 5). Estas unidades são:

- na borda leste do craton, o Grupo Macaúbas (Moraes 1929);
- na borda oeste, a Formação Topázio em Cristalina (Leonardos 1960), diamictitos de Nova Roma, Campos Belos, Boca da Lapa, Formosa-Cabeceiras e Padre Bernardo, na porção leste de Goiás (Barbosa *et al.* 1969 e Dardenne *et al.* 1978) e o tilito de Bezerra (Guimarães *et al.* 1986);
- a sudoeste do craton, a Sequência Carmo do Rio Claro (Heilbron *et al.* 1987).

Os dados geocronológicos existentes, obtidos em

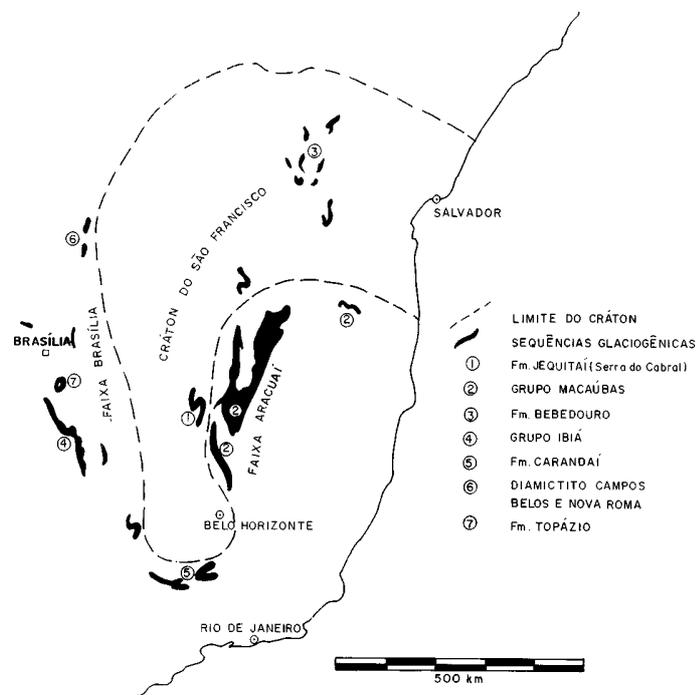


Figura 5: Sequências glaciogênicas neoproterozóicas no Cratão do São Francisco e Faixas Marginais (modificado de Karfunkel & Hoppe 1988).

Figure 5: Neoproterozoic glaciogenic sequences of the São Francisco craton and its marginal belts (modified after Karfunkel & Hoppe 1988).

rochas de unidades glaciogências, fornecem uma boa aproximação da idade deste período glacial. Alguns desses dados são:

- Bonhomme *et al.* (1982) e Macedo & Bonhomme (1984) apresentam isócronas Rb-Sr e datações K-Ar em frações finas de sedimentos glaciogênicos da Formação Bebedouro, indicando estágios diagenéticos entre 960 ± 31 Ma e 876 ± 20 Ma.;
- Pedrosa-Soares *et al.* (1992) obtiveram idade Sm-Nd em torno de 800 Ma para rochas metabásicas da sequência vulcano-sedimentar intercalada na Formação Salinas e sugerem que esta unidade corresponda aos depósitos distais do Grupo Macaúbas, acumulados após o período glacial;
- Cloud & Dardenne (1973) e Dardenne (1978 e 1981) estudando os estromatólitos das formações Vazante e Paracatu, sotopostas às unidades glaciogênicas, indicam idades entre 1350 e 950 Ma..

Avaliando-se este acervo geocronológico e as possibilidades de correlações regionais, pode-se considerar a Formação Cubatão (metadiamicrito do Grupo Ibiá) mais antiga que 800 Ma., provavelmente depositada entre 900 e 1000 Ma, mostrando contemporaneidade com o Período Glacial Congo Inferior de Hambrey & Harland (1985).

O Grupo Canastra, sotoposto ao Grupo Ibiá, tem, provavelmente, idade superior à 1000 Ma e ocupa posição estratigráfica semelhante ao Grupo Paranoá, que também apresenta ciclos regressivos sotopostos à sequências glaciogênicas.

As relações dos grupos Canastra e Ibiá, sendo assim bem definidas, precisa-se considerar as suas respectivas relações com o Grupo Araxá. Para este propósito, um elemento importante a ser considerado consiste nas datações U-Pb de 794 ± 10 Ma, obtidas por Pimentel *et al.* (1992) para as rochas vulcânicas ácidas intercaladas no Grupo Araxá, ao norte da região estudada. Este dado sugere que pelo menos parte do Grupo Araxá foi depositado contemporaneamente ao Grupo Ibiá, ficando mais jovem que o Grupo Canastra, ao qual é tradicionalmente correlacionado na literatura geológica.

Neste sentido, torna-se possível sugerir, em função da datação obtida por Pedrosa-Soares *et al.* (1992) e das características petrográficas e sedimentológicas, uma contemporaneidade de deposição entre a Formação Salinas (Unidade Superior do Grupo Macaúbas, no nordeste de Minas Gerais, na borda leste do Cráton do São Francisco) e o Grupo Araxá.

GEOLÓGIA ESTRUTURAL

Dois diferentes domínios estruturais (Fig. 6) foram individualizados na área: um ao sul, de maior deformação e outro ao norte, de menor deformação. Os elementos geométricos identificados foram englobados em um único evento de deformação progressiva (E₁), com individualização de dois estágios compressivos distintos (Tabela 1). O primeiro e mais

expressivo estágio (D₁), representa deformação com forte componente de cisalhamento simples, em condições dúcteis, sendo responsável pelo desenvolvimento de estruturas típicas e zona de cisalhamento e pela falha de cavalgamento que superpõe os grupos Canastra e Ibiá à unidade Vazante-Paracatu. Ao final deste estágio (D₁-tardio), desenvolveu-se uma fase de dobramentos responsável pela geração de dobras em diversos estilos e escalas, com eixos variados e vergência geral para leste. Um outro estágio compressivo, agora caracterizado por um componente maior de cisalhamento puro (D₂), em condições dúcteis-rúpteis, produziu *kink bands* e *ension gashes* em pares conjugados de zonas de cisalhamento, uma clivagem de crenulação pervasiva e algumas dobras mesoscópicas simétricas. As clivagens de fratura e lineamentos estruturais identificados apresentam-se em pares conjugados, mostrando afinidade com o sistema de tensões registrado em D₂ e portanto, estes elementos rúpteis foram, pelo menos em parte, associados ao final deste estágio. Posteriormente, durante o Cretáceo, toda a área foi afetada pela tectônica do soerguimento Alto Paranaíba, reativando diversas estruturas.

Estágio de Deformação D₁

O estágio D₁ é caracterizado por tectônica de cavalgamentos, na qual desenvolveram-se zonas de cisalhamento desde centimétricas até poucas centenas de metros, com formação de foliação milonítica, lineação de estiramento, dobras isoclinais e dobras em bainha.

A estrutura principal gerada durante este estágio é a falha de cavalgamento, (denominada Falha de Coromandel), cujo bloco de teto é constituído pelos Grupo Canastra e Ibiá, apresentando alinhamento grosseiramente NS com traçado irregular. Caracteriza-se, no **DOMÍNIO SUL**, como uma rampa oblíqua, mergulhando para oeste, com transporte de massa de SW para NE, o que coloca todo o bloco diretamente sobre as rochas da Formação Vazante. No **DOMÍNIO NORTE**, a alta obliquidade (*rakes* ~ 90°) da lineação no plano da foliação sugere uma rampa de cavalgamento frontal e o bloco de teto está posicionado sobre as rochas da Formação Paracatu, indicando menor deslocamento.

A superfície planar de maior evidência, no **DOMÍNIO SUL**, está representada por uma foliação Sm, penetrativa, plano axial de dobras isoclinais intrafoliais, de orientação paralela a sub-paralela à estratificação original, com feições de milonitização como anastomosamento tipo S-C (Lister & Snoke, 1984), *foliation fish* (Hanmer, 1986), nódulos sigmoidais de quartzo de veio e lineação de estiramento mineral. No **DOMÍNIO NORTE**, a principal anisotropia planar secundária, caracteriza-se como uma clivagem ardosiana, às vezes paralela ao plano estratigráfico, contendo lineação de minerais micáceos.

As dobras geradas neste estágio de deformação, com

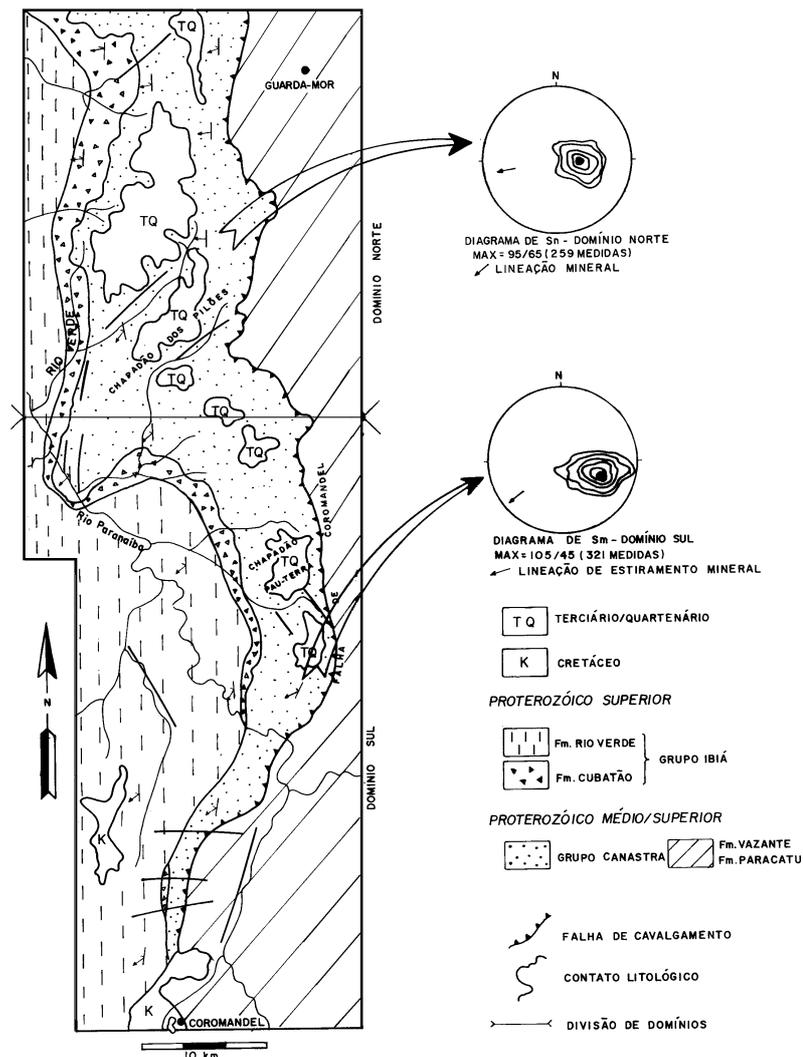


Figura 6: Mapa geológico simplificado da região entre Coromandel e Guarda-Mor e estereogramas sinópticos da foliação e lineação mineral nela contida.

Figure 6: Simplified geologic map of the region comprised between Coromandel and Guarda-Mor, and stereograms of its foliation and mineral lineation.

registro apenas nas rochas do **DOMÍNIO SUL**, são raras, recumbentes ou próximas a recumbentes, tendo a foliação milonítica como plano axial e com dimensões decimétricas a métricas. Localmente, sobre os quartzitos do Grupo Canastra, ocorrem dobras em bainha (Carreiras *et al.* 1977), decimétricas, com foliação milonítica plano axial e alongamento paralelo à lineação de estiramento do quartzo.

Os principais elementos cinemáticos mesoscópicos, identificados largamente no **DOMÍNIO SUL** e, localmente, no **DOMÍNIO NORTE**, são a foliação S-C, as zonas de cisalhamento centimétricas, a *foliation fish*, os sigmóides de quartzo, as dobras isoclinais e dobras em bainha, no Grupo Canastra e sombras de pressão e seixos estirados no Grupo Ibiá. Estatisticamente, os elementos registram movimentação dextral, com sentido do movimento de sudoeste para nordeste.

Estágio de Deformação D_2

O estágio D_2 atinge os **DOMÍNIOS NORTE** e **SUL** com igual intensidade e é caracterizado por uma

mudança no estilo e nas condições da deformação. O processo de deformação que mais se aproxima é o de cisalhamento puro, coaxial, em domínio dúctil a dúctil-rúptil, com encurtamento na direção E-W, gerando estruturas simétricas e em pares conjugados.

Algumas das estruturas geradas durante este estágio são as *kink bands* conjugadas, dobras em *chevron*, clivagens de crenulação e zonas de cisalhamento conjugadas apresentando fissuras extensionais (*tension gashes*) em arranjo escalonado. Todas estas estruturas mostram a mesma relação dos eixos dos elipsóides de tensão e deformação.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

O Grupo Canastra apresenta-se como uma mega-sequência regressiva depositada em plataforma continental de mar aberto, na qual sucedem-se, da base para o topo, estratos típicos de ambientes cada vez mais rasos. A unidade inicia com uma sequência turbidítica, formada por fluxos alternados de areia e argila, indicando bacia de declividade elevada em ambiente

	DOMÍNIO I	DOMÍNIO II
D_1	dobras isoclinais c/ foliação plano axial; $S_m=N25E/45NW$	clivagem ardósiana e foliação milonítica restrita. $S_n=N05E/25NW$
	lineação de micas // estiramento de grãos de quartzo. $L_m=240/20$.	lineação de micas // estiramento de seixos $L_m=250/25$
	movimento dextral transporte de SW para NE	movimento dextral transporte de W para E
falha de cavalgamento na base do Grupo Canastra		
D_1 -tardio	dobras assimétricas suaves com vergência para E	
D_2	<i>kink bands</i> e <i>tension gashes</i> conjugadas clivagens de crenulação e dobras simétricas $B_2 = NS/05S$	
D_2 -tardio	clivagem de fratura em pares conjugados	

Tabela 1: Síntese dos dados estruturais associados ao Evento E1.

de mar profundo. Sobre os turbiditos deposita-se sequência arenosa alcançada pela ação de ondas provocadas por tempestades, gerando estratificações cruzadas tipo *hummocky*. Finalizando o ciclo regressivo, ocorre sedimentação característica de ambiente marinho raso, passando a planície de maré, com registro nos estratos areno-argilosos que contêm estratificações cruzadas tabulares e laminações *flaser*.

Segue-se um período glacial, cujas geleiras, oriundas de um continente intensamente erodido (correspondente ao Craton do São Francisco) posicionado à leste da bacia, contribuíram com o aporte de grande volume de sedimentos finos e grosseiros à uma bacia rasa, entulhada pela deposição anterior do Grupo Canastra.

A identificação de estruturas do tipo *hummocky* e laminações *flaser*, permitem avançar no modelo de Campos Neto (1979, 1984), favorecendo um modelo deposicional de ciclo marinho regressivo.

Esta proposta evolutiva é comparável à evolução do Grupo Paranoá que apresenta contemporaneidade sedimentar e está sotoposto à sequências glaciogênicas (Dardenne, 1978, 1981a). As duas sequências apresentam ciclos regressivos, diferenciados pela paleogeografia interna de cada bacia.

Os sedimentos glaciogênicos que recobrem os metassedimentos do Grupo Canastra, aqui representados pelo Grupo Ibiá, estão relacionados à **Glaciação Jequitaiá**, constituindo, juntamente com outras unidades das mesmas características, um importante guia estratigráfico nas coberturas do Craton do São Francisco e nas faixas marginais (Dardenne 1979, Dardenne *et al.* 1978, Couto & Bez 1981, Gravenor *et al.* 1984, Karfunkel & Hoppe 1988). Esta glaciação integra a era glacial da base do Proterozóico Superior, com registro em quase todos os continentes e estabelece um limite para a idade mínima do Grupo Canastra e sequências correlatas. Os dados geocronológicos apontam uma idade para a glaciação no intervalo 1000 - 900 Ma.

A deformação registrada nas rochas dos grupos

Canastra e Ibiá, sistematizada no evento E_1 , corresponde ao Evento Brasileiro e resulta do esforço compressivo de fechamento da bacia, que provocou a estruturação de toda a Faixa de Dobramento Brasília, na forma de lascas empurradas de encontro ao Craton do São Francisco.

O primeiro estágio de deformação D_1 é caracterizado por tectônica de cavalgamentos, que sobrepõe os grupos Canastra e Ibiá à Unidade Paracatu-Vazante, desenvolvendo zonas de cisalhamento e diversas estruturas associadas. As principais estruturas geradas são a foliação milonítica paralela à estratificação original, de direção NNE e uma lineação de estiramento mineral e de seixos com obliquidade (*rake*) de aproximadamente 30° no Domínio Sul e entre 70°-90° no Domínio Norte. As diferentes obliquidades evidenciam movimentos predominantemente frontais no Domínio Norte, mas oblíquos no Domínio Sul. O metamorfismo regional, de fácies xisto-verde é contemporâneo ao estágio D_1 .

Após a estruturação da falha de cavalgamento (Falha de Coromandel), o sistema de tensões D_1 permaneceu ativo, gerando dobras assimétricas tipo flanco longo-flanco curto, com vergência geral no sentido leste (estágio D_1 -tardio). Alguns eixos de dobras, juntamente com algumas lineações do estágio D_1 , foram rotacionados em função do movimento diferenciado da frente de empurrão.

Uma mudança no estilo e nas condições de deformação marcam a passagem para o estágio D_2 . A deformação é coaxial, em domínio dúctil a dúctil-rúptil, aproximando-se do modelo de cisalhamento puro, com encurtamento na direção leste-oeste. São geradas estruturas simétricas em pares conjugados de zonas de cisalhamento, do tipo *kink bands* e *tension gashes*, que permitiram determinar o posicionamento dos elipsóides de deformação e tensão. Ainda neste estágio são gerados crenulações e dobramentos tipo *chevron*, de planos axiais de direção NS, verticais, que contêm a bissetriz do ângulo agudo, formado pelos pares conjugados de *kink band* e *tension gashes*.

Finalizando a deformação brasileira, já em condições francamente rúpteis e de alívio das tensões compressivas coaxiais, são formados sistemas conjugados de juntas de cisalhamento. Estes sistemas são, aproximadamente, superpostos aos conjugados D_2 e por isso são relacionadas ao final deste estágio. Estas estruturas podem ser observadas tanto em escala de afloramento, quanto em fotolineamentos regionais.

A espessura reduzida do Grupo Canastra no Domínio Sul, juntamente com a maior intensidade da deformação no estágio D_1 e o contato direto sobre a Formação Vazante, suprimindo a Formação Paracatu, sugerem que o Grupo Canastra, neste domínio, foi transportado através de uma extensão maior com relação ao Domínio Norte. Tal observação pode traduzir, também, a presença de um alto do embasamento, posicionado mais a leste, resultando numa compressão maior nesta área.

Como foi descrito anteriormente, as relações dos grupos Canastra e Ibiá são claras, demonstrando que o Grupo Ibiá se sobrepõe em discordância erosiva ao Grupo Canastra e que os dois grupos foram envolvidos na mesma evolução deformacional do Ciclo Brasileiro. Os dados geocronológicos até agora disponíveis favorecem a hipótese de contemporaneidade de deposição dos grupos Ibiá e Araxá, permitindo assim aventar uma evolução paralela a da Formação Salinas e do Grupo Macaúbas, pertencentes à Faixa Araçuaí, na borda leste do Craton do São Francisco.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. - 1968 - Evolução tectônica do Centro Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *An. Acad. Bras. Ciên.* **40** (Suplemento): 285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**(4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc., USP*, **7**: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORD., 8. Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande, SBG/NE. p. 363-391.
- BARBOSA, O. - 1955 - Guia de excursões. In: CONGR. BRAS. GEOL., 9. Araxá. *Noticiário*, **3**: 3-5. SBG, São Paulo.
- BARBOSA, O.; BATISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.C.; COTTA, J.C. - 1969 - *Geologia e inventário de recursos minerais do Projeto Brasília*. Rio de Janeiro. DNP/PROSPEC (inédito).
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.C.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. - 1970 - *Geologia da região do Triângulo Mineiro*. Rio de Janeiro. DNP/DFPM. 140p. (Boletim 136).
- BONHOMME, M.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; THOMAZ-FILHO, A. - 1982 - Radiochronological age correlation of sediments in Brazil. *Precambrian Research* **18**, 103-118.
- BRANCO, J.J.R. - 1957 - O conglomerado Samburá, Minas Gerais, *An. Acad. Bras. Ciên.* Rio de Janeiro. **28**(3): 295-301.
- BRITO-NEVES, B.B & CORDANI, U.G. - 1991 - Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- BROD, J.A. - 1991 - Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. In: SIMP. GEOL. CENTRO OESTE, 3. Goiânia, 1991. *Anais...* Goiânia, SBG/Centro Oeste, p.155-168.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1979 - *Contribution à l'étude des Brasíliaes: Lithostratigraphie et structure des groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'Ouest - Nord-Ouest de l'état de Minas Gerais (Brésil)*. Tese de doutoramento. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris VI. Dept. Geotectonique, 155p. (inédita).
- CAMPOS NETO, M.C. - 1984 - Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (Região Vazante-Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geoc.*, **14**(2): 81-91.
- CARREIRAS, J.; ESTRADA, A.; WHITE, S.H. - 1977 - The effects of folding on the c-axis fabrics of quartz mylonite. *Tectonoph.*, **39**: 3-24.
- CHEMALE JR., F.; ALKMIM, F.F.; ENDO, I. - 1991 - Late tectonism in the interior of São Francisco Craton. In: INT. SYMP. ON GONDWANA, 8. Austrália, 1991. (No prelo).
- CLOUD, P.E. & DARDENNE, M.A. - 1973 - Proterozoic age of Bambuí Group in Brazil. *Geol. Soc. Am., Bull.* **84**: 1673-1676.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. - 1982 - The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**(1/3): 305-312.
- COSTA, L.A.M. & ANGEIRAS, A.G. - 1971 - Geosynclinal evolution of the Epi-Baykalian Plataforma of Central Brazil. *Geol. Rundschau*, **60**(3): 1024-1050.
- COUTO, J.G.P. & BEZ, L. - 1981 - A glaciação Jequitá: um guia estratiográfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **11**(1): 17-21.
- CRAFT, J.H. & BRIDGE, J.S. - 1987 - Shallow-marine sedimentary process in the Late Devonian Catskill Sea, New York State. *Geol. Soc. Amer., Bull.* **98**: 338-355.
- DARDENNE, M.A. - 1978 - Zonação tectônica da borda ocidental do craton do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978, *Anais...* Recife, SBG. V. 1, p. 299-308.
- DARDENNE, M.A. - 1979 - *Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central*. Tese de Doutorado d'Etat, Université de Paris VI, 251p. (inédito).
- DARDENNE, M.A. - 1981 - Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Salvador, 1981. *Anais...* Salvador, SBG/BA. p.140-156.
- DARDENNE, M.A.; FARIA, A.; MAGALHÃES, L.F.; SOARES, L.A. - 1978 - O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do craton São Francisco. *SBG/ Goiânia, Bol. Inf.* **7**/8: 85-97.
- DUKE, W.L. - 1985 - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sediment.*, **32**: 168-194.
- EYLES, N.; EYLES, C.; MILL, A.D. - 1983 - Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite. *Sedimentology*, **30**: 393-410.
- EYLES, C.; EYLES, N.; MIAL, A.D. - 1985 - Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Paleog., Paleocl., Paleoc.*, **51**: 15-84.
- EYLES, N. - 1988 - Glacially- and tidally-influenced shallow marine sedimentation of Late Precambrian Port Askaig Formation, Scotland. *Paleog., Paleocl., Paleoc.*, **68**: 1-25.
- EYLES, N. - 1990 - Marine debris flows: Late Precambrian "tilites" of the Avalonian-Cadomian orogenic belt. *Paleog., Paleocl., Paleoc.*, **79**: 73-98.
- FRAKES, L.A. - 1978 - Diamictite. *Encyclopedia of sedimentology*. In: EYLES, C.; EYLES, N.; MIAL, A.D. - 1985 - Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Paleog., Paleocl., Paleoc.*, **51**: 15-84.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. - 1981 - O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Salvador, 1981. *Anais...* Salvador, SBG/BA. p. 118-130.
- GRAVENOR, C.P.; VON BRUNN, V.; DREIMANIS, A. - 1984 - Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Proterozoic and Late Precambrian Deposits. *Earth Science Reviews*, **20**: 105-166.
- GUIMARÃES, E.M.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A.; COELHO, C.E.S.; PLAVILINO, P.O.V. - 1986 - Relações dos grupos Jequitá e Bambuí na região de Bezerra, GO. In: CONGR. BRAS.

- GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG., V. 1, p. 835-860.
- HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. - 1985 - The Late Proterozoic Glacial Era. *Paleog., Paleocl., Paleoec.*, **51**: 255-272.
- HANMER, S. - 1986 - Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicator. *J. Struct. Geol.*, **8**(2): 111-122.
- HARALY, N.L.E. & HASUI, Y. - 1982 - Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, V. 1, p. 374-385.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. - 1982 - Structures and sequences in clastic rocks: Calgary. *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists*, Short Course, V. 9. 249p.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. - 1970 - Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **19**(1): 7-26.
- HEILBRON, M.H.; VALERIANO, C.M.; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SIMÕES, A.; SOUZA, M.A.T. - 1987 - O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4. Belo Horizonte, 1987. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/MG. Bol. **6**, p. 176-198.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. - 1988 - Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: Synthesis and models. *Paleog., Paleocl., Paleoec.*, **65**: 1-21.
- LEONARDOS, O.H. - 1960 - Observações geológicas em Cristalina, Goiás. *Eng. Min. Metal*. Rio de Janeiro. **31**(185): 217-224.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. - 1984 - SC Mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**(6): 617-638.
- MACEDO, M.H.F. & BONHOMME, M.G. - 1984 - Contribuição à cronoestratigrafia das formações Cabloco, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Rev. Bras. Geoc.* **14**(3): 153-163.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C. - 1981 - A evolução geotectônica da Faixa Brasília e seu embasamento. In: SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Salvador, 1981. *Anais...* Salvador, SBG/BA. p. 100-113.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A.; LOGUERCIO, S.O.; RAMALHO, R. - 1984 - As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C.; DIÓGENES, A.C.; DERGE, G.R.; ASMOS, M.G. (Coord.) 1984. *Geologia do Brasil*. Brasília. DNPM. p. 251-303.
- MORAES, L.J. DE - 1929 - Geologia da Região de Diamantina, Minas Geraes. *Rel. An. Dir. do Serv. Geol. e Min.*, (1928):29-34.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, Ph.; MONTEIRO, R.; LEONARIDOS, O.H. - 1992 - Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuai (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sc.*, **6** (1/2): 33-47.
- PEREIRA, L.F. - 1992 - *Relações Tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel*, MG. Dissertação de mestrado. Brasília. UnB, Inst. Geoc. 75p. (inédita).
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA y OJEDA, H.A.; FÚLFARO, V.J.; POÇANO, W.L. - 1986 - Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica/ Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. Geol.*, SBG, 46p.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. - 1992 - Idade do meta-riolito da sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **64**(1): 19-28.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. - 1973 - *Depositional sedimentary environments*. Berlin, Springer-Verlag. 439 p.
- WALKER, R.G. - 1984 - *Facies models* (second edition), Geosciences Canada, Reprint Series 1, 317 p.