LITOESTRATIGRAFIA, RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DOS GRUPOS CANASTRA E PARANOÁ (REGIÃO DE VAZANTE-LAGAMAR, MG)

MÁRIO DA COSTA CAMPOS NETO*

ABSTRACT This paper attempts to define the terrigenous and carbonate facies, lithostratigraphy and Middle Riphean paleogeographic evolution of the Paranoá Group. From west to east, three contemporaneous regressive zones can be recognized: the Paracatu Zone, with basal black schists, phyllites of the Western Facies and turbidites of the Eastern Facies; the Vazante Zone, a dolomitic barrier reef complex; and the State Zone on the continental platform, which contains patch reefs of the Lagamar Facies. These three zones were buried by the carbonate-pelitic psammitic sediments of the Cover Sequence. The lithostratigraphy of the Canastra Group is also defined showing the superposition of two deltaic cycles (the Lower Quartzitic Unit and the Middle Quartzitic Unit) overlain by sub-littoral to littoral deposits of the Upper Psamo-Pelitic Unit. During deposition of this sequence, an arc evolved which separated the flyshoid basin of the Ibiá Formation to the west from the Cover Sequence to the east. The contemporaneous zones of the Paranoá Group are stratigraphically related to the Upper Psamo-Pelitic Unit of the Canastra Group.

INTRODUÇÃO Os terrenos estudados estão situados no oeste de Minas Gerais, limitados a sul pelo rio Paranaíba e a norte, pelas cidades de Vazante e Lagamar, respectivamente.

São as séries metassedimentares do Grupo Canastra e do Grupo Paranoá que interessam a este trabalho (Fig. 1.). O Grupo Canastra (Barbosa 1955), mais recentemente considerado como correspondente lateral externo do Grupo Araxá (Teixeira & Danni 1978, Fuck & Marini 1980), encontra-se no oeste da região, sobreposto ao Grupo Paranoá, em contato tectônico, deixando na sua frente de cavalgamento uma *klippe* preservada em sinforme. O Grupo Paranoá (Dardenne 1978) está representado por metassedimentos terrígeno-carbonáticos, equivalentes aos quartzitos da região de Brasília (DF). Compreende três zonas isópicas (zonas paleogeográficas distintas com desenvolvimento sincrônico de fácies) paralelas e alongadas submeridiana-mente, que se estendem desde SW de Coromandel até NW de Unai, no Estado de Minas Gerais (Campos Neto 1979).

Essas rochas, quando da Orogênese Brasileira, foram submetidas a duas fases homoaxiais e superpostas de dobramentos sinxistosos, com vergência para o Cráton do São Francisco e submetidas a um metamorfismo epizonal progressivo de grau muito baixo a leste a grau baixo a oeste. A estas deformações seguiram-se extensos cavalgamentos e falhas inversas, responsáveis pelos contatos entre as principais unidades litoestratigráficas e pela aloctonia do Canastra (Fig. 2) sobre a autoctonia relativa do Grupo Paranoá. Dobramentos tardios em antiformes e sinformes normais e em microestruturas do tipo *kink-band* afetaram essas estruturas. Os dobramentos sinxistosos orientam-se a N-NE, enquanto os tardios estão para NW, para NE e para E-W.

O Grupo Paranoá encerra as principais jazidas e ocorrências estratiformes de zinco sulfetado (como a de Morro Agudo) e de enriquecimento supergênico quando da pene-

Figura 1 — Mapa geológico simplificado da região sul de Vazante (MG)

* Departamento de Geologia Geral, Instituto de Geociências, USP, Caixa Postal 20899, CEP 05508, Cidade Universitária, São Paulo, SP, Brasil.

planização Sul-americana (como as jazidas de Vazante; Dardenne 1979). Esses depósitos estão intimamente associadas aos dolomitos nerfíticos da Zona de Vazante.

Finalmente, cada unidade, seqüência ou zona aqui definida possui um *status* de formação. No entanto, a terminologia utilizada é aquela que ilustra com maior propriedade as relações faciológicas e paleogeográficas, melhor servindo a um estudo da evolução tectônica.

Figura 2 - Frente de aloctonia do Grupo Canastra (Nappe de cobertura de 2ª ordem)

GRUPO CANASTRA O Grupo Canastra, na região, possui uma espessura média em torno de 2 100 m, até a base da Formação Ibiá (Fig. 3). Esta, com espessura aparente certamente superior a 1 000 m, coloca-se sobre uma superfície de erosão que, no mínimo, retrabalhou mais de 200 m de sedimentos Canastra.

Pode-se reconhecer, no campo, quatro grandes unidades litoestratigráficas, as três primeiras com nítido caráter regressivo e a superior com conotações flyshóides.

Figura 3 - Coluna litoestratigráfica simplificada do Grupo Canastra (a SW de Vazante)

Unidade quartzítica inferior Essa unidade possui uma espessura próxima aos 1.000 m, desde os quartzos filonitos que marcam o contato alóctone deste grupo sobre o Grupo Paranoá (Fig. 4). Mostra freqüentes mudanças laterais de fácies entre termos mais quartzíticos e termos quartzomacáceos. Duas seqüências litoestratigráficas principais foram aí reconhecidas:

SEQÜÊNCIA METAPELÍTICA-1 Em testemunhos limitados pelo cavalgamento frontal, possui uma espessura aparente de 200 m. É constituída por um filito basal que passa, gradualmente, a um quartzito filito micáceo ou quartzito-moscovita xisto com lentes de quartzito muito fino. Pontuações de opacos, por vezes delineando laminações violáceas (de alteração) transpostas pela xistosidade penetrativa S_1 , são freqüentes no topo.

SEQÜÊNCIA QUARTZÍTICA-1 É predominantemente constituída por quartzitos maduros com turmalina e minerais opacos como acessórios freqüentes. Na base encontra-se um quartzito muito fino moscovítico e em placas segundo a xistosidade, que intercala níveis centimétricos de um moscovita-clorita xisto. Quartzito maciço e muito fino, contendo laminações cruzadas planares de tonalidades violáceas e laminações convolutas ou dobradas, de origem atectônica (Fig. 5), é encontrado sobre o nível anterior e segundo um contato com freqüentes interdigitações. Intercalações centimétricas de um filito cinza a hematita e de um filito verde aparecem localmente. A espessura média destes dois níveis está em torno de 600 m.

Figura 4 - Unidade quartzítica inferior

O topo dessa seqüência é constituído por um nível contínuo, espesso de 180-320 m, de ortoquartzito mal classificado e de granulação média a grosseira.

Figura 5 - Estruturas sedimentares no Grupo Canastra

Unidade Quartzítica intermediária. Com uma espessura média aparente de 1 100 m, essa unidade é semelhante à anterior, isto é, possui uma seqüência metapelítica na base, sobreposta por uma predominância de quartzitos (Fig. 6). É característico um nível de quartzito hematítico próximo ao topo. As associações litológicas principais são, da base para o topo:

SEQÜÊNCIA METAPELÍTICA-2 Corresponde a um moscovita-quartzo xisto (siltito grosso com matriz argilosa), cinza-esverdeado, contendo intercalações centimétricas de quartzito fino. Sua espessura aparente varia de 90 a 160 m.

SEQÜÊNCIA QUARTZÍTICA-2 Mostra uma complexa mudança lateral de fácies (segundo a direção norte-sul) predominando, a norte, termos mais moscovíticos. Sua base corresponde a um nível contínuo, de espessura variando entre 40 e 200 m, de quartzito fino, micáceo e em placas; contém, localmente, intercalações rítmicas de um clorista xisto e lentes maciças (na base e no topo) de ortoquartzito fino. Esse nível é sobreposto, a sul, por um quartzito fino a muito fino, hematítico. A hematita constitui finas laminações dentrificas cinza, sublinhando estruturas sedimentares do tipo laminações cruzadas, laminações dobradas e plano-paralelas (Fig. 5); ou é encontrada cimentando os grãos de quartzo. Esse nível, possante de 120 m a sul, diminui de espessura na direção norte, desaparecendo dentro dos quartzitos anteriores. Foi retrabalhado nesta direção, mostrando, antes de desaparecer, uma fácies com seixos arredondados quartzo-hematíticos.

Ainda a sul, os níveis hematíticos são sobrepostos por um quartzito mal classificado (fino a grosseiro), localmente com laminações gradacionais. Sua espessura atinge uma centena de metros e ele se acunha, a norte, dentro de uma coluna de 60 m de quartzito fino, micáceo e maciço que contém lentes de ortoquartzito fino a médio e piritoso. A sul ele recobre o nível anterior e atinge uma espessura de 90 m.

Um quartzito muito fino a fino, micáceo e em placas que se alternam com leitos de moscovita-clorita xisto, espesso de no máximo 150 m, marca a passagem, a norte, para a unidade superior.

Unidade Psamo-pelítica superior Quartzito-moscovita-clorita xistos correspondem à base desta unidade (a norte) e estão sobrepostos por um nível de 50 m de um filito negro, piritoso com grafitóides (Fig. 7).

Ao longo de aparentemente 150 m, segue-se uma seqüência rítmica, onde se alternam (do centímetro ao decímetro) um quartzito-moscovita xisto e um quartzito fino (por vezes grosso e com grânulos de quartzo). Na zona intermediária e no topo destes metarritmos têm-se níveis lenticulares (espessos de até 20 m) de quartzitos: quartzito muito fino, micáceo e em placas; quartzito mal classificado ou a laminações gradacionais, localmente a hematita; ortoquartzito fino e maciço.

Figura 6 - Unidade quartzítica intermediária

Figura 7 - Unidade psamo-pelítica superior

1. Quartzito-moscovita-clorita xisto; 2. Filito piritoso; 3a. Quartzito-mica xisto a ritmos de quartzito fino; 3b. Quartzito muito fino, micáceo e piritoso; 3c. Quartzito fino e maciço; 3d. Quartzito mal classificado localmente com cimento de hematita; 4. Moscovita-clorita-quartzo-filto; 5a. Quartzito-mica xisto; 5b. Sub-grauvaca verde e mal classificada; 5c. Quartzito com acamadamento gradacional; 6a. Meta-paraconglomerático; 6b. Meta-paramicroconglomerado; 6c. Xisto microconglomerático contendo bancos de quartzito fino; 7. Meta-grauvaca

Fenômenos de erosão atingiram em parte esse nível. Onde a coluna litológica foi preservada, principalmente a

alternada com lâminas de quartzo-moscovita-clorita xisto; um nível superior de metagrauvaca siltosa. Os grãos constituintes dessas rochas terrígenas são de: quartzo, albita/oligoclásio, oligoclásio, microclínio, feldspato potássico alterado para clorita, moscovita, epidoto e quartzo. Os acessórios frequentes são epidotos, turmalina, apatita e zircão.

As relações litoestratigráficas tomadas no campo entre essas diversas unidades aparecem sintetizadas nos perfis geológicos da Fig. 8.

GRUPO PARANOÁ. O Grupo Paranoá na região corresponde a séries terrígenas e dolomíticas, dispostas em três zonas isópicas, alongadas paralelamente, denominadas, de oeste para leste, de:

- Zona de Paracatu (denominação emprestada da Formação Paracatu, de Almeida 1967), constituída por um filito negro na base, sobreposto por filitos rítmicos e quartzitos a leste (Fácies Oriental) e filitos a oeste (Fácies Ocidental);
- Zona de Vazante: série de rochas dolomíticas em biohermas estromatolíticas envolvidos por sedimentos terrígenos finos e carbonatados;
- Zona das Ardósias: composta por depósitos terrígenos finos, silto-argilosos com lentes quartzíticas a leste e biohermas dolomíticas da Fácies Lagamar.

Essas três zonas, com evolução sedimentar regressiva, foram recobertas pelos pelitos carbonatados transgressivos da Sequência de Cobertura (marcando a passagem para o Grupo Bambuí).

Zona de Paracatu A Zona de Paracatu é cavalgada a oeste pelo Grupo Canastra e cavalga, a leste, seja a Zona de Vazante, seja a Zona das Ardósias ou a Sequência de Cobertura (Fig. 9).

Figura 9 — Litoestratigrafia simplificada da zona de Paracatu

Três conjuntos litológicos foram reconhecidos:

FILITOS NEGROS PIRITOSOS Conjunto basal com espessura aparente de 200 a 250 m (base desconhecida). São filitos que mostram uma alternância de "lâminas" (segundo a xistossidade S_1) cinza, quartzo-piritosas, com níveis negros a quartzo, moscovita, clorita e pontuações de um mineral

carbonoso da série da grafita. Turmalina, albita, oligoclásio e zircão são os acessórios comuns. Em direção a leste aparecem fácies carbonatadas e pequenas lentes de quartzito maturo (espessas ao máximo de 2 m). Os perfis A-A' e B-B' (Fig. 8) mostram as relações entre essa unidade e fácies superiores.

FÁCIES ORIENTAL Os filitos rítmicos e quartzitos, espessos de aproximadamente 400 m, são caracterizados pelas seguintes litofácies e litoestratigrafia:

- filito cinza-esverdeado, rítmico, mostrando uma alternância de níveis cinza-claro a grãos de quartzo e com laminação gradacional (Fig. 10) e níveis cinza-escuro a verdes, micáceos. Esses filitos passam, lateralmente, em direção a leste, a filitos cinza-prateado com ritmos marcados por laminações dolomíticas, quartzo-feldspáticas (com acamamento gradacional) e micáceas. Possuem intercalações centimétricas de quartzito fino, também com acamamento gradacional e figuras de carga na base;
- quartzitos maciços, em lentes espessas de 2 a 12 m, são envolvidos pelos filitos e mostram uma marcante classificação lateral: a leste predominam quartzitos mal classificados e imaturos, tais como paraquartzitos e quartzitos líticos (grãos recristalizados de quartzo, quartzo policristalino, siltito mal classificado, *chert*, minerais opacos bem arredondados e, mais raramente, microclínio e grânulos de quartzo filitoso) e metarcóseos cinza (com 20 a 25% de microclínio e oligoclásio bem arredondados); enquanto a oeste predominam ortoquartzitos, de grã fina e muito fina, piritosos;
- filito laminado, sem intercalações quartzíticas, corresponde ao topo desta fácies. Mostra uma alternância de laminações cinza-esverdeado sericíticas e cinza-avermelhado com grãos detríticos angulosos de hematita.

FÁCIES OCIDENTAL Recoberta tectonicamente pelo Grupo Canastra, mostra da base para o topo:

- xisto cinza-esverdeado a clorita, quartzo e moscovita, localmente piritoso e com intercalações centimétricas de quartzito feldspático (microclínio, albita e oligoclásio), muito fino e pouco micáceo;
- quartzo-moscovita xisto, espesso aparentemente de 200 m, contendo lentes decimétricas com aparência de blocos de metassiltito verde feldspático e cloritoso, com estruturas sedimentares do tipo *slump*, laminações convolutas e cruzadas, microfalhas e figuras erosionais (Fig. 10);
- xisto a moscovita e quartzo, contendo lentes espessas de um a 30 m de quartzito micáceo e quartzo xisto;
- metarcóseo, possante de 50 a 200 m, contendo intercalações rítmicas, de moscovita xisto. O metarcóseo é fino a muito fino, placóide na base e localmente com "manchas" de calcita e dolomita. O feldspato predominante é a albita e, localmente, podem-se encontrar fragmentos alongados e metapelitos

Zona de Vazante Faixa de rochas carbonatadas, composta essencialmente por lentes dolomíticas, das quais salientam-se magníficos biohermas e os produtos de sua destrui-

Figura 10 - Estruturas sedimentares

ção, envolvidos por uma seqüência pelito-carbonatada e carbonosa (Fig. 11). A oeste, está em contato normal com a Seqüência de Cobertura, ou tectônico com a Zona de Paracatu. A leste, seu contato com a Zona das Ardósias se faz através de uma falha inversa, ou é nitidamente faciológico com a sul da cidade de Vazante ou na região de Paracatu (Campos Neto 1979).

Figura 11 - Litoestratigrafia da Zona de Vazante (a Sul da cidade)

Essas rochas foram objeto de estudo sistemático por Dardenne (1972 e 1974), culminando com uma cartografia e descrição detalhada das diversas fácies dolomíticas (Dardenne 1979).

A maior espessura da Zona de Vazante atinge os 2 000 m e se encontra imediatamente a sul de Vazante. Ressalta-se um nível de quartzo-moscovita xisto rítmico, com algumas afinidades a uma grauvaca e com feldspatos e moscovita. A litoestratigrafia é constante para toda extensão dessa faixa, mas os níveis basais desaparecem seja a norte, seja a sul, passando progressivamente aos filitos da Zona das Ardósias.

Além das laminações algais e dos estromatólitos colunares (estão presentes principalmente na parte superior da coluna), encontram-se estruturas sedimentares do tipo brechas lamelares (lembrando gretas de dessecação retrabalhadas), oólitos e oncólitos e estruturas diagenéticas precoces, principalmente nos dolomitos superiores, tais como *stromactatis* (Wolf 1965) e *bird-eyes*.

Zona das Ardósias A Zona das Ardósias é caracterizada por uma série de metassedimentos pelito-psamfíticos cuja monotonia é quebrada pelas "ilhas" carbonatadas da Fácies Lagamar.

A litologia típica é um filito com granulação siltosa, cinza-escuro, normalmente alterado para marrom-avermelhado, e caracterizado pela alternância de lâminas metassiltosas (grãos detríticos de quartzo e, secundariamente, de ortoclásio, albita, moscovita e turmalina) e lâminas filitosas a lineações douradas de pirita. As lâminas mais competentes mostram, por vezes, figuras de carga e, nas proximidades da Zona de Vazante, microestruturas do tipo *ball and pillow* (Fig. 10).

Em direção a leste, intercalações de placas centimétricas de quartzito muito fino tornam-se frequentes e passam a lentes espessas de até 10 m de quartzito maciço de grã fina a média.

A *Fácies Lagamar*, definida por Dardenne & Campos Neto (1976), é caracterizada por lentes de dolomitos rosa a cinza-claro que passam, a norte, para calcários cinza-azulado através de uma fácies de brecha intraformacional com matriz calcária e intraclastos dolomíticos mostrando acamamento gradacional.

As lentes dolomíticas, envolvidas por uma ardósia silto-carbonatada, laminada e por vezes carbonosa, estão dispostas segundo três unidades litoestratigráficas, ao longo de 105 m de espessura média (Fig. 12).

Figura 12 - Dolomitos - Fácies Lagamar

Como na Zona de Vazante, predominam dolomicritos e dolomicrosparitos. A unidade dos dolomitros rosa basais mostra uma alternância de dolomitros com laminações algais, dolarenitos e brechas intraformacionais (que localmente preenchem fraturas abertas por dissolução). Um metadolossiltito marrom, estratificado e a laminações cruzadas, marca localmente o topo desse nível.

A bio-herma é a unidade intermediária, sendo caracterizado pela alternância de dolomitros rosados a oncólitos (mostrando estratificação gradacional e oblíqua) e dolomitros cinza-claro com colunas róseas de estromatólitos. O contato entre esses bancos é marcadamente irregular.

A unidade carbonatada superior é a que mostra maior variação de espessura e fácies, passando dos dolomitros rosa laminados ou doloreníticos a dolomitros cinza, brechas intraformacionais, calcarenitos, calcários e calcários margosos.

Seqüência de Cobertura Corresponde a uma série carbonático-pelito-psamítica que recobre indistintamente e em contato normal as três zonas descritas anteriormente (veja

Figura 13 - Litoestratigrafia composta da seqüência de cobertura

os perfis A-A e B-B da Fig. 8). Sua maior espessura foi encontrada sobre a Zona de Vazante e está selada pelo cavalgamento da Zona de Paracatu, atingindo aí 770 m (Fig. 13).

Duas unidades podem ser diferenciadas:

- **Unidade Carbonatada inferior**, caracterizada por ardósias dolomíticas e metadolossiltitos, contém dolarenitos e brechas intraformacionais nas proximidades da Zona de Paracatu e apresenta maior espessura dos metadolossiltitos sobre a Fácies Oriental desta zona;
- **Unidade Pelito-psamítica superior**, composta por um filito cinza, impuro com uma granulometria mais siltosa na base, passando a arenosa no topo.

As ardósias basais possuem estruturas sedimentares, tais como: marcas de onda simétricas constituídas a partir de microdunas de dolosparita fibrosa (comprimento de onda de 1 cm e amplitude milimétrica) e que indicam uma direção de corrente subperpendicular às zonas isólicas; associadas às marcas de onda encontram-se também figuras de *syanaerisis*, pseudomorfos de cristais cúbicos com forma piramidal inversa (*saltcasts*) na superfície superior das placas. Finalmente, estruturas de *shump* são encontradas nas proximidades da Zona de Ardósias.

A IDADE DO GRUPO PARANOÁ - Dados geocronológicos Filitos e galenas epigenéticas endógenas da Zona de Vazante foram datadas pelos métodos Rb-Sr, Houlmes-Hautermans, Houlmes-Hautermans modificado e Russell-Stanton-Farguhai (*apud* Amaral & Kawashita 1967, Cassedane & Lassere 1969, Amaral 1968, Cassedane *et al.* 1972). Os valores obtidos variam entre 600 ± 50 Ma e 786 ± 30 Ma, representando uma fase de homogeneização do sistema, posterior à sedimentação e relacionada ao período orogênico responsável pelo metamorfismo epizonal dessas rochas.

Recentemente, Parenti-Couto *et al.* (1981) obtiveram, nos epimetamorfitos da Zona de Vazante e da Seqüência de Cobertura, uma boa isócrona Rb-Sr referente à idade de 680 ± 10 Ma, com razão inicial de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ elevada (0,7255). Tal idade, como comentam os autores, refere-se ao metamorfismo.

Dados paleontológicos Os estromatólitos são estruturas algais conhecidas na coluna estratigráfica até 2 700 Ma. A origem biogênica dessas estruturas, bem como seu valor geocronológico foram evidenciados a partir de descrições sistemáticas e comparações com idades radiométricas (Komar *et al.* 1965, Krylov 1967, Raaben 1969). Eles são largamente distribuídos no espaço e se sucedem e se recobrem no tempo, sendo utilizados para correlações intercontinentais no Proterozóico Superior (Cloud & Semikhatov 1969, Bertrand-Sarfati 1972, Sinha 1977).

Nos bio-hermas dolomíticas da Zona de Vazante e da Fácies Lagamar foram descritas estruturas do tipo: *Conophyton cylindricus* Masl., *Conophyton Metula* Kyr. e *Baicalia* Moeri 1972, Dardenne *et al.* 1972, Cloud & Dardenne 1973, Dardenne & Campos Neto 1976, Dardenne

1979). À exceção da primeira forma, encontrada em todo o Sistema Rifeano, as duas últimas são índices do Rifeano Médio (1350-950 Ma). Salienta-se que em nenhuma dessas associações foram encontradas as formas típicas do Rifeano Superior.

RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS As observações litoestratigráficas e freqüentes mudanças de fácies, bem como uma melhor compreensão do comportamento estrutural dessas unidades, permitiram estabelecer uma relação estratigráfica entre as diferentes seqüências litológicas do Grupo Paranoá. São essas algumas das principais evidências:

- os filitos da Zona das Ardósias envolvem os metapelitos carbonatados e carbonosos da Zona de Vazante, sempre que o contato não se faz através de falha inversa;
- os filitos negros basais e os filitos rítmicos da Fácies Oriental da Zona de Paracatu foram encontrados em subsuperfície (sondagens realizadas pela Metamig), interdigitando-se com as litofácies dolareníticas e de dolorrititos da Zona de Vazante na região de Morro Agudo (Campos Neto 1979) (Fig. 14);
- os filitos negros da Zona de Paracatu correspondem à base, seja da Fácies Oriental, seja da Fácies Ocidental;
- os bio-hermas da Fácies Lagamar, envolvidos pelos filitos da Zona das Ardósias, devem corresponder aos dolomitos superiores da Zona de Vazante;
- a Unidade Carbonatada basal da Seqüência de Cobertura é encontrada sobre a Fácies Ocidental da Zona de Paracatu, sobre os dolomitos superiores da Zona de Vazante e sobre os filitos superiores à Fácies Lagamar.

Figura 15 - Correlações litoestratigráficas

Idades Uruaçuana-Espinhaço (1170-900 Ma) têm sido confirmadas em micaxistos Araxá ao longo de uma faixa longitudinal interna (Tassinari *et al.*, inédito). A unidade flyshóide da Formação Ibiá indica, pela composição de seus clásticos, uma importante fonte de sedimentos vindos de oeste. Essa fonte estaria, então, relacionada às deformações e metamorfismo uruaçuanos, conferindo a esses sedimentos terrígenos uma idade próxima ao limite Rifeano Médio/Superior.

A Seqüência de Cobertura corresponde à base da Unidade Carbonática, transgressiva e inferior do Grupo Bam-

Figura 14 - Perfil geológico na região de Morro Agudo, a Sul de Paracatu

Finalmente, o topo das unidades quartzíticas do Grupo Canastra é marcado por um nível de filito negro (perfis C-C' e D-D' da Fig. 8) semelhante àqueles basais da Zona de Paracatu.

Essas evidências sugerem a correlação entre as diferentes séries litoestratigráficas sintetizada na Fig. 15.

As zonas isópicas do Grupo Paranoá encontram-se dentro do Rifeano Médio, conforme a idade obtida pelos estromatólitos e seus níveis superiores. O Grupo Canastra, considerado como fácies lateral do Grupo Araxá (Teixeira & Danni 1978, Fuck & Marini 1981), mostra uma relação estratigráfica entre a Unidade Psamo-pelítica superior e a Zona de Paracatu. Assim, é provável que sejam as unidades quartzíticas basais aquelas que correspondem ao Grupo Araxá.

buf (que aflora mais a leste da área - Campos Neto 1979), onde somente estromatólitos - índice do Rifeano Superior foram encontrados (Dardenne 1979). Assim, a Seqüência de Cobertura deve mostrar uma relação temporal com a Formação Ibiá.

Ambientes de sedimentação e evolução paleogeográfica Apesar de o Grupo Canastra se sobrepor tectonicamente ao Grupo Paranoá, obliterando observações de contato, Campos Neto (1979) mostra que esses dois grupos foram submetidos às mesmas fases de deformação tectônica, sugerindo uma evolução paleogeográfica contínua.

Essa evolução pode ser caracterizada por dois estágios principais: o estágio de individualização da paleogeografia e o estágio de desenvolvimento.

Estágio de Individualização Os Ciclos Regressivos Canastra correspondem à superposição de duas seqüências sedimentares argilo-arenosas de granulometria crescente da base para o topo (as unidades basais do Grupo Canastra) (Fig. 16-A). Esse arranjo sugere uma superposição de dois ciclos deltaicos, onde os filitos basais correspondem a siltes e argilas do pró-delta; os quartzitos finos e ritmitos com laminações cruzadas e convolutas, à frente deltaica; e os quartzitos mal classificados constituem as fácies litorâneas grossas do topo. Os quartzitos com cimento diagenético de hematita, da parte superior do segundo ciclo, podem indicar condições vizinhas à emersão, com retrabalhamento local.

Os clorita xistos e em parte as hematitas podem sugerir também um leve vulcanismo associado.

A predominância de sedimentos maduros, em sua maioria bem classificados, indica uma sedimentação lenta e proveniente de áreas cratonizadas, provavelmente de NE, do paleocontinente do São Francisco.

A individualização das zonas isópicas Paranoá corresponde ao avanço da subsidência em direção a leste, desenvolvendo

um arranjo semelhante a uma margem continental Atlântica (Fig. 16-B). A caracterização das zonas isópicas, a partir do paleocontinente oriental arrasado, é:

- Zonas das Ardósias: plataforma continental que se aprofunda progressivamente em direção a oeste. Os sedimentos são mais finos nesta direção e, a leste, bancos arenosos maduros se depositaram sob condições litorâneas. As estruturas de *ball and pillow* encontradas nos bordos da Zona de Vazante indicam uma sedimentação rápida sobre um fundo fortemente inclinado. No geral, a presença de grãos detriticos de feldspato e moscovita nos sedimentos silto-argilosos é também indicadora de uma rápida sedimentação.
- Zona de Vazante: alto-fundo com sedimentação sub-litorânea a litorânea.
- Zona de Paracatu: desenvolve um ambiente redutor no sopé ocidental do alto de Vazante devido às águas estratificadas e sem circulação de fundo. Seus sedimentos negros e carbonosos se estendem sobre os ciclos deltaicos anteriores.

Figura 16 – Evolução paleogeográfica

Estágio de desenvolvimento O Período Evolutivo do Rifeano Médio (Fig. 16-C) é caracterizado pela consolidação das zonas isópicas Paranoá e por um arqueamento progressivo na altura dos sedimentos Canastra. Daí para leste observa-se:

O Paleoarco Canastra, provavelmente refletindo os efeitos externos das deformações uruaquanas, está na origem de uma sedimentação reduzida, argilo-arenosa, sublitorânea a litorânea no topo, correspondente à Unidade Psamo-pelítica superior. Essa evolução positiva culmina com freqüentes emersões e fenômenos de erosão, desenvolvendo-se pequenas bacias onde se depositaram as sub-grauvacas dos "Níveis de Passagem" superiores desta unidade.

A Zona de Paracatu, neste período, é caracterizada pela ruptura do estágio confinado. No sopé do talude do alto de Vazante verifica-se uma importante sedimentação turbidítica, sobreposta por sedimentos finos laminados (Fácies Oriental). O aumento da classificação e da maturidade e a diminuição granulométrica dos depósitos arenosos de leste para oeste são fortes indicadores de uma direção leste ou nordeste para o aporte destes sedimentos. Mais a oeste predominam os sedimentos pelito-siltosos da Fácies Ocidental; depositados em um fundo mais subsidente e instável (estruturas de *slump*, figuras de erosão, microfalias sedimentares e aspecto de *mélange*), a instabilidade estando possivelmente ligada à evolução do Arco Canastra. A presença de feldspatos nos sedimentos dessa zona pressupõe uma sedimentação rápida.

A Zona de Vazante mostra o desenvolvimento de uma barreira recifal de estromatólitos, em ambiente marinho quente, agitado e oxigenado. É intenso o retrabalhamento dos depósitos, e sua evolução geral mostra águas mais rasas, em direção aos dolomitos rosados litorâneos com estrutura do tipo *bird-eyes*.

As rochas carbonatadas são, na maioria, dolomitos puros, finos (dolomicrosparito) e com neomorfismo precoce. Os cristais de dolosparita só são encontrados preenchendo vazios abertos por uma dissolução precoce, ou em vênulas associadas a um microfraturamento tardio. Essas evidências sugerem uma dolomitização penecontemporânea à sedimentação, provavelmente segundo o modelo de um ambiente *schisohalin* (Folk & Land 1975) ajudado pela fotossíntese realizada pelas algas azuis e verdes.

A Zona das Ardósias evolui em uma sedimentação rápida e regressiva, onde as fácies litorâneas predominam a leste. Altos fundos localizados estão presentes em toda sua extensão e sobre eles desenvolve-se o *patch-reef* (Wilson 1974) da Fácies Lagamar. São ambientes restritos com uma taxa de subsidência equivalente ao crescimento dos bio-hermas. Os oncólitos se formaram em um meio agitado (tanto mais energético quanto maior são os esferóides), litorâneo profundo a sublitorâneo (Ginsburg 1960, Harris 1973). Os estromatólitos (com exceção das formas descritas por Hoffman 1974, Playford & Cokbain 1969, Montry 1973) também exigem águas quentes, litorâneas e sublitorâneas e pouco agitadas; a forma *Conophyton* é típica de um meio sublitorâneo (Donaldson & Taylor 1972). A dolomitização, como a Zona de Vazante, é penecontemporânea à sedimentação.

O Período de Preenchimento do Rifeano Médio/Superior (Fig. 16-D) corresponde a uma inversão da polaridade sedimentar a oeste e, a leste, ao início de uma transgressão sobre o paleocontinente do São Francisco. Essas duas paleogeográficas são separadas pelo paleoarco Canastra.

A bacia flyschóide é alongada e paralela às zonas anteriores. Fortemente subsidente, recebe, por correntes de turbidez, sedimentos terrígenos de afinidade orogênica (as grauvacas da Formação Ibiá). Essa bacia, que se desenvolve na vertente ocidental do paleoarco, recebe detritos do "alto Canastra" erodido e, principalmente, das zonas mais internas (seixos de rochas metamórficas de grau mais elevado associadas ao Grupo Araxá e Complexo Basal Goiás).

Uma vasta laguna se desenvolve na vertente oriental do paleoarco, caracterizada pelos depósitos da Sequência de Cobertura. As estruturas sedimentares encontradas na base desta sequência indicam um ambiente perillitorâneo subsidente: são as marcas de onda simétricas típicas de zonas de balanço de maré com correntes influenciadas pelo vento (Evans 1975). As figuras de *syanaerisis*, os pseudomorfos de gesso, a dolomitização da lama carbonatada, são de um meio litorâneo calmo, sob grande evaporação e concentração de salmouras renovadas pelo afluxo de águas marinhas (Phlegen 1969). Esses sedimentos ainda estão sob influência da paleogeografia anterior: o alto de Vazante ainda é traduzido pelas freqüentes estruturas de *slump* na sua borda leste e por maior espessura dos dolossiltitos a oeste (passam de 80-100 m a 350 m), contendo níveis de brecha intraformacional.

A Unidade Pelito-psamítica superior da Sequência de Cobertura mostra também fácies litorâneas a leste (as areias transgressivas sobre o paleocontinente) e, provavelmente a oeste, os arcóseos da borda do paleoarco sobre a Zona de Paracatu.

CONCLUSÕES Os níveis inferiores do Grupo Canastra depositaram-se lentamente, segundo evoluções regressivas e possivelmente com passagem lateral para parte dos sedimentos Araxá.

A Unidade Psamo-pelítica superior deste grupo possui uma idade no Rifeano Médio, contemporânea às zonas isópicas Paranoá. Nesse período, como reflexo das perturbações tectônicas internas uruaquanas, desenvolvia-se um arqueamento do fundo Canastra e a sedimentação na paleogeografia do Paranoá era rápida, maior ou igual à subsidência.

Ao final das deformações uruaquanas corresponde a culminação do paleoarco Canastra, separando uma bacia flyschóide e subsidente a oeste, de uma laguna com sedimentação transgressiva a leste, e marca o início da total invasão marinha sobre o paleocontinente do São Francisco, que se deu no Rifeano Superior.

Toda essa evolução deve fazer parte do ciclo tectônico Brasileiro, cujas deformações paroxismais, responsáveis pelo esmagamento das paleogeografias internas e pelas grandes *nappes* em direção ao Cráton do São Francisco, se desenvolveram próximo à passagem do Rifeano Superior ao Vendiano.

Agradecimentos Os trabalhos de campo foram realizados graças ao apoio da Metamig e os estudos de laboratório com o suporte da CAPES. O autor é particularmente grato ao Prof. M.A. Dardenne.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. — 1967 — Observações sobre o Pré-Cambriano da região central de Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 21, Curitiba, Bol. Esp. (26): 19-22.
- AMARAL, G. & KAWASHITA, K. — 1967 — Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. In: CONGR. BRAS. GEOL., *Anais...*, Curitiba, SBG, ... v. 1, p. 214-217.
- AMARAL, G. — 1968 — Aplicação do método da composição isotópica do chumbo a problemas metalogenéticos: resultados preliminares para galenas de depósitos do Grupo Bambuí. In: CONGR. BRAS. GEOL., 22, Belo Horizonte, *Anais...*, Belo Horizonte, SBG, v. 1, p. 131-138.
- BARBOSA, O. — 1955 — *Guia das Excursões do 9.º Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia*. Águas do Araxá SBG, Not. 3: 3-5.
- BERTRAND-SARFATI, J. — 1972 — Stromatolites columnaires du Précambrien supérieur — Sahara nord-occidental — Inventaire, morphologie e microstructure des laminations. Corrélations stratigraphiques. *CNRS, Sér. Geol.* (140): 1-245, Paris.
- CAMPOS NETO, M. C. — 1979 — *Contribution à l'étude des Brasilides*. Lithostratigraphie et structure des groupes Canastra Paranoá et Bambuí dans l'ouest — nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais (Brésil). Depart. Geotect., Univ. Pierre e Marie Curie, Paris (Tese), p. 1-155.
- CASSEDANNE, J. & LASSERRE, M. — 1969 — Análise isotópica pelo método do chumbo de algumas galenas brasileiras; descrição do método utilizado. *Min. Met.* 69(293): 215-224.
- CASSEDANNE, J. & DUTHON, J. L.; LASSERRE, M. — 1972 — Análise isotópica pelo método do chumbo de uma terceira série de galenas brasileiras. *Min. Met.*, (335): 12-19.
- CLOUD, P. E. & SEMIKHATOV, M. A. — 1969 — Proterozoic stromatolite zonation. *Am. J. Sci.*, 267: 1017-1061.
- CLOUD, P. E. & DARDENNE, M. A. — Proterozoic age of Bambuí Group in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 1673-1676.
- DARDENNE, M. A. — 1972 — Os recifes algais da região de Vazante. In: CONGR. BRAS. GEOL. 26, Belém, *Resumo...*, Belém, SBG, Bol. 1: 247-248.
- DARDENNE, M. A.; MELO, S. M. G.; MOERI, E. — 1972 — Conophyton: um fóssil index do Pré-Cambriano no Grupo Bambuí. *Ciênc. Cult.*, 24 (2): 199-203.
- DARDENNE, M. A. — 1974 — Geologia da região de Vazante, Minas Gerais — Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL. 28, Porto Alegre, *Resumos...*, Porto Alegre, SBG, v. 1, p. 182-185.
- DARDENNE, M. A. & CAMPOS NETO, M. C. — 1976 — Geologia da região de Lagamar, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, *Resumos...*, Ouro Preto, SBG, 17.
- DARDENNE, M. A. — 1978 — Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, *Anais...*, SBG, v. 2, p. 597-610.
- DARDENNE, M. A. — 1979 — *Les minéralisations plomb-zinc du Groupe Bambuí et leur contexte géologique*. Paris, Dept. Geol. Apl., Univ. Pierre e Marie Curie (tese) p. 1-275.
- DONALDSON, J. A. & TAYLOR, A. H. — 1972 — Conical columnar stromatolites and subtidal environment. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56 (3): 614.
- EVANS, G. — 1965 — Interdital flat sediments and their environments of deposition in the wash. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 121, n.º 482 (2): 209-245.
- FOLK, R. L. & LAND, L. S. — 1975 — Mg/Ca ratio and salinity; two controls over crystallisation of dolomite. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59 (1): 60-68.
- FUCK, R. A. & MARINI, O. J. — 1981 — O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. In: SIMP. CRÁTON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, *Anais...*, Salvador, SBG, p. 118-129.
- GINSBURG, R. N. — 1960 — Ancient analogues or recent stromatolites. In: INTERN. GEOL. CONGR., 21, v. 22 p. 26-35.
- HARRIS, L. D. — 1973 — Dolomitization model for upper Cambrian and lower Ordovician carbonate rocks in the eastern United States. *Journ. Research U.S. Geol. Survey*, 1 (1): 63-78.
- HOFFMAN, P. — 1974 — Shallow and deep water stromatolites in lower Proterozoic platform to basin facies change, Great Slave Lake, Canada. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58 (5): 856-867.
- KOMAR, V. A.; RAABEN, M. E.; SEMIKHATOV, M. A. — 1965 — Conophytions in the Riphean of the U.S.S.R. and their stratigraphic importance. *Geol. Inst. Acad. Scienc. U.S.S.R.*, 131: 1-72.
- KRYLOV, I. N. — 1967 — Riphean and lower Cambrian stromatolites of Tien Shan Karatav. *Geol. Inst. Acad. Scienc. U.S.S.R.*, 171: 1-88.
- MOERI, E. — 1972 — On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of Central Brazil. *Eclogae. Geol. Helv.*, 65 (1): 185-195.
- MONTY, M. A. — 1973 — Les nodules de manganèse sont des stromatolites océaniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276 (D): 3285-3288.
- PARENTI COUTO, J. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; IYER, S. S.; MORAES, M. H. P. — 1981 — Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí, com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Rev. Bras. Geoc.*, 11 (1): 5-16.
- PHLEGEN, F. B. — 1969 — A modern evaporite deposit in Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 53 (4): 824-829.
- PLAYFORD, P. W. & COCKBAIN, A. E. — 1969 — Algal stromatolites, deep water formes in the Devonian of Western Australia. *Science*, 165: 1008-1010.
- RAABEN, M. E. — 1969 — Columnar stromatolites and late Precambrian stratigraphy. *Am. J. Sci.*, 267: 1-18.
- SINHA, A. K. — 1977 — Riphean stromatolites from western lower Himalaya, Hinarchal Pradesh, India. In: FLUGEL, E. (ed.), *Fossil Algal (recent results and developments)*. Springer-Verlag, p. 86-100.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA, O. J.; TEIXEIRA, W. — 1981 — Panorama geocronológico do Centro-Oeste brasileiro: Soluções problemáticas e sugestões. In: SIMP. GEOL. DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, *Atas...*, SBG, p. 93-115.
- TEIXEIRA, N. A. & DANNI, J. C. M. — 1978 — Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos (MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, *Anais...*, Recife, SBG, v. 2, p. 700-710.
- WILSON, J. L. — 1974 — Characteristics of carbonate-platform margins. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58 (5): 810-824.
- WOLF, K. H. — 1965 — Littoral environment indicated by open-space structures in algal limestones. *Palaeogeol., Paleoclim., Palaeoec.*, 1 (3): 183-223.

MANUSCRITO

Recebido em 24 de dezembro de 1982

Revisão aceita em 14 de agosto de 1984

"O objetivo do pensamento científico é ver o geral no particular e o eterno no transitório."

A. N. WHITEHEAD