O LINEAMENTO DE ALÉM-PARAÍBA NA ÁREA DE TRÊS RIOS (RJ) *

GINALDO A. DA C. CAMPANHA**

ABSTRACT The Além-Paraíba Lineament is a narrow and planar zone of blastomylonitic rocks, known to extend at least between the localities of Volta Redonda (RJ) and Itaocara (RJ), along a minimum extension of 240 km. Detailed work in the Três Rios area allows to establish a polyphasic evolution for this structure, as earlier isotropic rocks of granulite facies show intensive reworking imprints due to cataclastic deformation, recovery, recrystallization, folding, transposition, and incipient migmatization, under conditions of amphibolite facies. Transcurrent movements, crenulation, granite and pegmatite intrusions, and a strong thermal event occurred at the end of the Brasiliano Cycle. Younger reactivation with normal displacements and diabase and alkaline intrusions are related to the meso-cenozoic time, and seismic evidences suggest some small tectonic adjustment even today.

INTRODUÇÃO O Lineamento de Além-Paraíba, conforme foi definido por Almeida *et al.* (1975), corresponde a uma faixa de rochas blastomiloníticas com direção aproximada ENE que corta obliquamente a "Série Paraíba-Desengano" (Rosier, 1965), reconhecida atualmente entre as localidades de Volta Redonda (RJ) e Itaocara (RJ). Conforme já foi indicado anteriormente por esses autores, essa estrutura apresenta evidências de uma evolução polifásica com sucessivas fases de deformação e recristalização. Suas últimas fases de movimentação seriam de caráter transcorrente, ao final do Ciclo Brasiliano, e normal, durante a reativação meso-cenozóica da Plataforma Sul-Americana. Apresenta no entanto evidências de uma evolução anterior e/ou concomitante ao Ciclo Brasiliano. Essas características, mais sua integração no sistema de falhamentos transcorrentes que afeta a Região Sudeste do país, motivou o interesse de se procurar uma melhor elucidação da evolução do Lineamento de Além-Paraíba, o que permitiria uma melhor compreensão da evolução da rede de descontinuidades e suas relações com os ciclos tectônicos que se manifestaram na região.

Com esses objetivos gerais realizaram-se estudos mais detalhados dentro da área da Folha de Três Rios (RJ) (IBGE SF.23-Q-2, 1966, escala 1:50 000) que objetivaram mais especificamente a caracterização geológico-estrutural do Lineamento de Além-Paraíba dentro dessa área e a determinação da sequência evolutiva das rochas blastomiloníticas (fases de movimentação e recristalização). Para tal foi realizado mapeamento geológico em escala 1:50 000 da zona de rochas blastomiloníticas e porções imediatamente contíguas dos blocos adjacentes. Especial atenção foi dada à análise estrutural qualitativa em escala de afloramento e à análise de relações texturais em escala microscópica. O presente artigo visa a relatar as principais conclusões obtidas quanto à evolução estrutural e metamórfica das rochas blastomiloníticas dentro da área de Três Rios, cujo conjunto total de dados se encontra consubstanciado em dissertação de mestrado

apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (Campanha, 1980).

Caracterização regional O Lineamento de Além-Paraíba possui notável expressão morfológica. É a feição que mais se destaca nas imagens de sensores remotos da região e percebe-se que ele corresponde a uma faixa com textura fortemente linear. As estruturas regionais mostram forte deflexão ao se aproximar dele, passando de NNE para ENE, sugerindo movimento transcorrente destrutivo de magnitude mínima de dezenas de quilômetros.

Caracteriza-se em toda sua extensão por uma faixa com até 10 km de largura, constituída de rochas intensamente deformadas, com texturas blastomiloníticas predominantes, onde as feições mais conspícuas são uma foliação vertical a subvertical e lineação sub-horizontal extremamente intensas. Bandamento composicional também é observado em toda sua extensão, assim como intensa *boudinage* de rochas, tais como anfíbolitos, granulitos e calcossilicatadas. Dobras mesoscópicas cerradas a isoclinais, transpostas, com planos axiais verticais, também são observadas em toda sua extensão, porém ora com eixos sub-horizontais, ora subverticais (Almeida *et al.*, 1975; Brandalise *et al.*, 1976; e Vasconcelos e Miranda, 1978). Intrusões de rochas alcalinas a ele associadas foram descritas por Ferrari *et al.* (1977). Costa e Marchetto (1978) mostraram que as rochas granulíticas da região de São Fidélis (NE do Estado do Rio de Janeiro) sofreram uma evolução polifásica correlacionável à aqui apresentada para as rochas blastomiloníticas da área de Três Rios. Nesta mesma região, Brenner *et al.* (1980) mostraram que um conspícuo sistema de zonas de cisalhamento se associa ao Lineamento de Além-Paraíba, sendo o estilo estrutural e metamórfico descrito bastante semelhante ao encontrado na área de Três Rios.

Se confirmadas as asserções de Hasui *et al.* (1977), de que o Lineamento de Além-Paraíba é a continuidade dos falhamentos de Taxaquara e Cubatão para o Estado do Rio de Janeiro, fica caracterizada a importância dessa

* Trabalho realizado com auxílio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo-FAPESP (Processo Geologia 77/0177)

** Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. (IPT), Caixa Postal 7141, São Paulo, SP

Figura 1 — Esboço geológico regional: 1 — coberturas sedimentares cenozóicas; 2 — rochas intrusivas alcalinas; 3 — granitos e granitóides diversos; 4 — migmatitos e gnaisses diversos; 5 — granulitos, charnockitos, enderbitos, piroxênio-granulitos; 6 — zona de cisalhamento correspondente ao Lineamento de Além-Paraíba; 7 — direções estruturais regionais; 8 — área estudada (adaptado de Schobbenhaus Filho et al., 1978)

estrutura, que seria o “eixo” principal do sistema de falhamentos transcorrentes que afeta a Região Sudeste do país.

Estruturação geológica Adotando-se como critério básico o estilo de deformação, foi possível caracterizar na área mapeada três unidades lito-estruturais distintas: a zona de rochas blastomiloníticas, o bloco NW e o bloco SE, estes dois últimos adjacentes à primeira e preservados da cataclase e deformação intensas. Na área de Três Rios a zona de rochas blastomiloníticas possui cerca de 9 km de largura (Fig. 2).

Por sua vez, a zona de rochas blastomiloníticas pode ser subdividida em zona principal de deformação e zonas de transição, estas últimas separando a zona principal de deformação dos blocos adjacentes.

Por zona principal de deformação entende-se aqui uma faixa com cerca de 3 km de largura, constituída predominantemente por rochas com feições cataclásticas muito conspícuas, tanto macro como microscópicas, porém fortemente recrystalizadas. Apresentam uma intensa foliação vertical a subvertical, extremamente conspícua e laminar, com dobras intrafoliais, cerradas e

transpostas, assim como intenso padrão de lineações sub-horizontais. Constitui-se de faixas alternadas com predominância de blastomilonitos ou milonito-gnaisses.

As zonas de transição são constituídas por milonito-gnaisses, com feições cataclásticas menos desenvolvidas impostas sobre as estruturas metamórficas anteriores. Ocorrem intercalações de corpos com formato alongado de rochas preservadas da deformação intensa, de todas as dimensões possíveis, inclusive alguns mapeáveis em escalas de detalhe e semidetelhe, incluindo migmatitos, rochas carbonáticas e granulitos.

Os blocos adjacentes constituem-se de rochas metamórficas de médio e alto grau não afetadas pela deformação intensa característica da zona de rochas blastomiloníticas, a não ser localmente. Os tipos litológicos predominantes são migmatitos com estruturas homogêneas (nebulitos, granitóides) com associações de migmatitos com estruturas estromatítica e agmatítica, gnaisses bandados e quartzitos.

A zona de rochas blastomiloníticas encontra-se retalhada por faixa de blastomilonitos mais finos, sem o estilo de dobramento e transposição observados nos demais, correspondendo provavelmente às zonas de movimen-

Figura 2 — Mapa geológico, área de Três Rios: 1 — aluviões. Zona principal de deformação: 2 — faixas de blastomilonitos finos, nas quais provavelmente se concentraram os movimentos transcorrentes tardios; e 3 — blastomilonitos e milonito-gnaisses. Zonas de transição: 4 — milonito-gnaisses com grau de deformação variável e frequentes intercalações de rochas menos deformadas. Blocos adjacentes: 5 — migmatitos com estrutura nebulítica predominante; 6 — migmatitos com estrutura estromatítica predominante; 7 — quartzitos e migmatitos com estrutura estromatítica predominante; e 8 — gnaisses bandados predominantes. Estruturas: 9 — zona de cisalhamento observada, oblíqua à foliação, com sentido de movimentação indicado; 10 — zona de cisalhamento suposta oblíqua à foliação; 11 — atitude medida de foliação; 12 — atitude medida de bandamento metamórfico; 13 — direção de foliação fotointerpretada; 14 — eixo de antiforma; 15 — eixo de sinforma; e 16 — contato geológico (adaptado de Campanha, 1980)

tação transcorrente tardi-brasileanas. Ocorrem ainda zonas de cisalhamento menores com direção em torno de N—S (Fig. 2).

LITOLOGIAS A classificação das rochas cataclásticas é expressa conforme os critérios de Higgins (1971), usando-se genericamente a expressão rochas blastomiloníticas para aquelas com texturas de recristalização dominantes. Para rochas migmatíticas, adotou-se a classificação de Mehnert (1968).

Ressalte-se que não foram denominadas granulitos as rochas com texturas de deformação bastante desenvolvidas, como as miloníticas, *flaser* e blastomiloníticas, com quartzo planar (discóide) e matriz poligonizada. Isso se deve ao fato de apresentarem na área associações mineralógicas em desequilíbrio, com as paragêneses dos porfiroclastos deformados e da matriz recristalizada pertencentes a diferentes fácies metamórficas, não correspondendo portanto às rochas de fácies granulito originais.

Rochas dos blocos adjacentes e de blocos preservados de deformação Os migmatitos nebulíticos apresentam em

amostras manuais aspecto de granitóides ou gnaisses grosseiros e homogêneos. Ocorrem localmente associações complexas de estruturas oftalmítica, estromatítica e agmatítica, sendo os contatos entre os diversos tipos difusos e gradacionais. Microscopicamente, apresentam texturas granoblásticas e granolepidoblásticas, com granulação variável. As associações mineralógicas mais comuns são de plagioclásio, quartzo e biotita, sendo comuns o microclínio e a alteração de biotita para muscovita, podendo também ser encontradas granada, sillimanita, zircão e apatita.

Os migmatitos estromatíticos possuem em geral paleossoma gnáissico, de textura granolepidoblástica, com microclínio, biotita, plagioclásio, quartzo, apatita. O neossoma é quartzo-feldspático com textura granítica. Muito raramente apresentam paleossoma xistoso, configurando tipos mais heterogêneos. Melanossomas são por vezes observados, sendo representados por faixas estreitas preponderantemente biotíticas orlando os paleossomas.

Os gnaisses bandados ocorrem predominantemente no bloco NW e também associados com milonito-gnaisses e

migmatitos da zona de transição SE. Normalmente apresentam alguma migmatização. Como, porém, o neossoma perfaz em regra menos de 20% do volume da rocha, não foram denominados "migmatitos". Possuem bandas em geral gnáissicas, com composição variável, observando-se microlínio, biotita, plagioclásio, quartzo, hornblenda, diopsídio, carbonato, escapolita, granada, zircão, apatita e opacos.

Quartzitos ocorrem principalmente associados a migmatitos dos blocos adjacentes, apresentando em geral transições graduais para estes pelo aumento da quantidade relativa de feldspatos e micas. Apresentam bandamento, com bandas quartzosas e bandas mais impuras, provavelmente correspondentes ao acamamento reliquiar. Além de quartzo, são encontrados comumente biotita, muscovita, sillimanita e microclínio.

Rochas blastomiloníticas Mesoscopicamente, são rochas fortemente foliadas e bandadas, com bandamento regular e laminar, observável por dezenas a centenas de metros (Foto 5).

Apresentam uma textura dual típica. Observa-se uma fração de porfiroclastos, ou seja, de grãos maiores com feições de deformação conspícuas, e uma fração mais fina, com forma de matriz granoblástica ou granolepidoblástica, recrystalizada ou neoformada segundo as condições refletidas por sua paragênese, sendo em geral isenta de deformação (Fotos 1 a 4).

Foto 1

Foto 2

Foto 3

Fotos 1, 2 e 3 — Fotomicrografias de seções delgadas de ápice de dobra intrafolial em milonito-gnaiss. Encontram-se indicados em cada foto escala e eixos de orientação em relação aos elementos geométricos da dobra. O eixo b é paralelo ao eixo da dobra. O eixo c é perpendicular ao plano-axial. E o eixo a é perpendicular a estes dois. A Foto 1 corresponde à seção delgada paralela ao perfil da dobra (perpendicular ao eixo), com nicóis cruzados. Notam-se o ápice espessado e os flancos adelgaçados da banda dobrada, constituída de porfiroclastos de plagioclásio, agregados de quartzo com forma planar e matriz recrystalizada de plagioclásio, intercalada entre bandas de granulação mais fina com maior proporção de piroxênios, anfibólios e biotita. Notar que os agregados de quartzo planar contornam os porfiroclastos, possuem uma posição plano-axial e limitam-se a uma única banda, interrompendo-se nos limites desta. A Foto 2 corresponde à seção delgada perpendicular ao plano-axial da dobra e paralela ao eixo (plano bc) com nicóis cruzados. Notar os agregados de quartzo de forma planar, constituídos de grãos com diferentes posições de extinção e contatos amebóides entre si, a forma elíptica a semicircular dos porfiroclastos de plagioclásio e a matriz fina polygonizada. A Foto 3 corresponde à seção delgada na mesma posição que a da Foto 2, nicóis paralelos. Alternam-se bandas com predominância de porfiroclastos de hiperstênio ou de hornblenda, com matriz de plagioclásio, biotita e quartzo, e bandas constituídas por agregado polygonizado de grãos de plagioclásio recrystalizados. Notar a forma elíptica dos porfiroclastos e a orientação das lamelas (muito finas) de biotita.

Foto 4 — Fotomicrografia de nicóis cruzados. Detalhe da matriz poligonizada de blastomilonito. Notar a ausência de feições de deformação e a forma hexagonal de vários grãos da matriz, com pontos tríplexes de contato em ângulos aproximadamente iguais. No centro da foto, um possível porfiroclasto quase que totalmente recrystalizado e transformado num agregado de grãos poligonizados, sendo contornado por agregados de quartzo planar

Foto 5 — Corte horizontal. Milonito-gnaiss, mostrando feições de boudinage e estricção (pinch-and-swell). Notar a abundância e a variação de tamanho dos porfiroclastos assim como o bandamento composicional da rocha, com forte variação de composição, textura e granulação no sentido perpendicular à foliação

Os porfiroclastos representam reliquias de uma associação mineralógica anterior de fácies granulito, observando-se porfiroclastos de plagioclásio (oligoclásio), microclínio, mesopertita, pertita, antipertita, quartzo, granada, diopsídio, hornblenda, hiperstênio, sillimanita, opacos. Em geral, encontram-se duas associações distintas, uma com predominância de piroxênios e anfibólios, e outra com predominância de feldspatos.

Microgranulação nas bordas dos grãos deformados é uma feição comum a todos os porfiroclastos. Quase todos mostram formas arredondadas ou elipsoidais, neste último caso sempre com o eixo maior paralelo à foliação da rocha.

Extinção ondulante é regra em porfiroclastos de feldspatos, anfibólios, piroxênios, sillimanita e quartzo. O plagioclásio mostra geminações polissintéticas encurvadas, mas em geral não falhadas ou fraturadas. O quartzo como porfiroclasto é raro, ocorrendo quase sempre recrystalizado na forma de quartzo planar. Granada apresenta-se em geral fraturada com formas arredondadas e minerais recrystalizados nos interstícios abertos pelas fraturas; não foram encontradas evidências nítidas de rotação. Diopsídio e hiperstênio encontram-se normalmente fraturados, e com frequência parcialmente transformados em hornblenda, recrystalizada, sem deformações. Mesopertitas e pertitas encontram-se com frequência parcial ou quase totalmente transformados em microclínio. Essa microclinização aparente começa nas regiões mais deformadas do grão. A sillimanita, quando ocorre, como porfiroclasto, apresenta certas bordas serrilhadas, extinção ondulante fraca mas observável e formato irregular, podendo-se em alguns casos observar vestígios da forma original.

A matriz apresenta-se com texturas de granoblástica a granolepidoblástica, com associações mineralógicas de fácies anfibolito, contendo plagioclásio (oligoclásio), biotita, quartzo, microclínio, sillimanita, hornblenda, apatita, opacos. Essa matriz encontra-se frequentemente poligonizada, com texturas de equilíbrio plenamente desenvolvidas, formando um mosaico de grãos de aparência hexagonal, com pontos tríplexes de contatos em ângulos aproximadamente iguais (Foto 4).

Em algumas lâminas, a matriz constitui-se predominantemente de microclínio. A textura granolepidoblástica é dada pela orientação das biotitas, quando estão presentes, sendo que os demais minerais se apresentam num agregado granular, poligonizado. Tanto os minerais da matriz como o quartzo em forma planar em geral não apresentam extinção ondulante. Esta, quando se manifesta, é pouco acentuada, a não ser localmente, quando também pode estar associada a outras feições de deformação. Muscovita e clorita são localmente encontradas, mostrando em geral evidências de serem produtos de alteração de biotita, feldspatos, anfibólios e piroxênios. Muito raramente, as biotitas são encontradas com lamelas deformadas.

As rochas blastomiloníticas possuem como característica textural microscópica mais proeminente uma forte foliação dada por agregados de quartzo planar (*flatten-quartz*, *ribbon-quartz*, quartzo discóide) e pela orientação de lamelas de biotita, além da orientação dos porfiroclastos. Os agregados de quartzo planar formam placas constituídas por vários grãos de quartzo, isentos

de extinção ondulante, com contatos amebóides, e orientações cristalográficas ligeiramente diferentes, evidenciadas pelas diferentes posições de extinção dos grãos (Foto 2). Observam-se às vezes pequenas inclusões dispostas em arranjos retilíneos dentro do grão de quartzo, demarcando provavelmente o antigo agregado cristalino deformado, antes de sofrer recristalização.

Sombras de pressão freqüentemente desenvolvem-se em torno dos porfiroclastos, principalmente em suas extremidades, encontrando-se as mesmas associações mineralógicas da matriz, com bordas de equilíbrio bem desenvolvidas e freqüentemente envoltas por cordões de quartzo planar, contornando o porfiroclasto e as sombras de pressão. Também a microgranulação de feldspatos e quartzo desenvolve texturas de equilíbrio nas bordas dos cristais, configurando texturas "em moldura" (*mortar*). Eventualmente, todo o porfiroclasto é transformado numa massa de cristais menores com textura poligonizada, podendo-se em alguns casos notar a forma original do porfiroclasto (Foto 4).

O bandamento composicional extremamente desenvolvido e laminar observado em escala mesoscópica corresponde em escala microscópica a bandas com texturas e composição mineralógica marcadamente diferentes, com contatos graduais ou bruscos. Texturalmente, observam-se variações laterais na quantidade e no tamanho dos porfiroclastos, notando-se freqüentemente longos alinhamentos de porfiroclastos de um só tipo de mineral (hiperstênio, diopsídio, sillimanita, opacos, etc.). Os tipos de porfiroclastos variam conforme a banda, ocorrendo associações predominantemente máficas (com piroxênios e anfibólios), félsicas (com feldspatos dominantes), bandas com maior ou menor concentração de granada, sillimanita, opacos, etc.). Na matriz, notam-se principalmente variações na quantidade de biotitas. Ocorrem também variações na quantidade de microclínio, porém de uma forma mais difusa, sendo que em alguns blastomilonitos finos a matriz é quase que totalmente constituída desse mineral, dando uma cor fortemente avermelhada à rocha, de aparência afanítica.

As rochas blastomiloníticas foram diferenciadas no campo e em lâminas em milonito-gnaisses e blastomilonitos. Cada um desses tipos por sua vez foi subdividido em outros dois, de acordo com a maior ou menor intensidade de sua deformação. Foram ainda descritas rochas com deformação incipiente, intermediárias entre as rochas blastomiloníticas e as não-deformadas (Campanha, 1980).

Na zona principal de deformação observa-se que uma migmatização, em geral incipiente, afeta os blastomilonitos. Apresenta-se sob diversas formas. A mais notável é a que penetra pelos planos de transposição em bandas milimétricas a decimétricas. Encontram-se também neossomas configurando estruturas agmatíticas, neossomas irregulares, em forma de bolsões, e neossomas difusos, dando um aspecto granitizado e homogêneo à rocha, às vezes bastante difícil de se discernir das feições originadas pela deformação intensa. Microscopicamente, os neossomas apresentam texturas granoblásticas, grossas, equigranulares, em geral com fracas feições de deformação, encontrando-se mais freqüentemente quartzo, plagioclásio, microclínio, e também biotita, muscovita, apatita e opacos. Eventualmente, observam-se melanos-

somas constituídos de faixas estreitas biotíticas orlando os paleossomas.

Rochas intrusivas Diques de diabásio são relativamente comuns dentro da zona principal de deformação penetrando por fraturas e cortando todas as estruturas anteriores. Mostram texturas subofíticas, com plagioclásio, clinopiroxênio, opacos, olivina e hornblenda (rara).

Foram encontrados pequenos diques de lamprófiros, com espessuras centimétricas e extensão observável em afloramento de metros a dezenas de metros. Apresentam fenocristais de biotita e matriz mais fina, com textura la-drilhada constituída de feldspato potássico, clinopiroxênio, apatita, quartzo (cerca de 10%) e titanita. Possuem composição próxima à de *minettes*, porém com teor relativamente alto de quartzo.

Ocorrem pegmatitos sob três formas: em bolsões irregulares nas rochas blastomiloníticas; penetrando por zonas de cisalhamento com direções em torno de NS; e em diques tabulares que cortam obliquamente as rochas blastomiloníticas. Neste último caso, não apresentam nenhuma feição de deformação, possuindo paredes planares e englobando xenólitos de rochas blastomiloníticas.

Foto 6 — Corte vertical. Dique de pegmatito cortando obliquamente a foliação de milonito-gnaiss, fortemente lineados e laminados. Notar as paredes retilíneas, do dique, a inclusão de xenólito de milonito-gnaiss e o denso sistema de juntas paralelas à foliação

Dique de rocha granítica foi encontrado ao lado de zona de cisalhamento de direção NS, com aproximadamente 0,50 m de espessura, cortando as rochas blastomiloníticas. Possui texturas fanerítica fina, inequigranular, porém com biotitas orientadas próximo a suas bordas. Como mineralogia, apresenta biotita, microclínio, quartzo, hornblenda, apatita, ortoclásio (?) e mesopertita (?). Nas bordas, apresenta faixas milimétricas a centimétricas com textura pegmatítica.

Depósitos aluvionares Depósitos aluvionares são encontrados freqüentemente acompanhando a rede de drenagem da área, com espessuras máximas da ordem de metros. Compõem-se geralmente de argilas, siltes e areias finas. Alguns depósitos às margens do Rio Paraíba do Sul encontram-se poucos metros mais altos que o nível normal do rio.

ESTRUTURAS Foliações A zona principal de deformação caracteriza-se por apresentar uma foliação extremamente conspicua, vertical e subvertical. Como estruturas penetrativas podem ser distinguidas xistosidade, foliação de transposição e bandamento composicional, este último bastante desenvolvido e laminar, dando um aspecto "fitado" às rochas blastomiloníticas. Além disso, um sistema de fraturamento muito conspicuo ocorre paralelamente à foliação. A xistosidade é dada pela orientação de grãos de biotita e de quartzo planar, e de porfiroclastos de formato alongado de feldspatos, anfíbios e piroxênios. O bandamento composicional da zona principal de deformação, já descrito antes, encontra-se transposto de tal maneira que as rochas adquirem um padrão estrutural muito homogêneo, com todas as estruturas paralelas entre si.

Ocorrem eventualmente planos de crenulação cortando obliquamente a foliação e defletindo a orientação das lamelas de biotita, cordões de quartzo planar e a forma alongada dos porfiroclastos.

A intensa foliação de transposição e xistosidade associada tornam-se mais rarefeitas e menos conspicuas conforme se passa da zona principal de deformação para as zonas de transição e para os blocos adjacentes. Nota-se com frequência, principalmente nas zonas de transição, a presença de duas foliações: uma vertical e uma subvertical, devida à transposição e/ou foliação cataclástica, sobreposta à outra, frequentemente com mergulhos menores, correspondente à gnaissificação ou xistosidade anteriores.

Os diagramas de igual área mostram a grande homogeneidade da foliação (xistosidade), principalmente na zona principal de deformação. A dispersão aumenta principalmente nos valores de mergulho, conforme se

passa para as zonas de transição e para os blocos adjacentes. Nestes dois últimos domínios, a distribuição dos pólos sugere uma "guirlanda", com eixo por volta de N55E, sub-horizontal (Fig. 3A, B e C). Também ocorre uma dispersão em torno de um eixo aproximadamente vertical, podendo a foliação atingir direções de até N10W. No entanto, as medidas que configuram estas últimas dispersões estão relacionadas no campo com zonas de cisalhamento de direção aproximada NS e movimento tipo transcorrente (Fig. 5).

Lineações As rochas blastomiloníticas apresentam de modo geral proeminentes lineações com atitude sub-horizontal, contidas nos planos de foliação. Possuem em geral grande extensão e continuidade (metros a dezenas de metros).

Plotadas em diagrama Schmidt-Lambert (Fig. 3D) mostram uma concentração muito forte (superior a 20% por 1% da área) em torno da atitude N64E/15NE. Apresentam também uma dispersão de NE até N20W, com as atitudes das lineações sofrendo rotação em torno de um eixo aproximadamente vertical. Como no caso das foliações, essas medidas discordantes foram coletadas próximas a zonas de cisalhamento de direção em torno de NS. Essa rotação seria devida ao movimento transcorrente sinistral dessa zona de cisalhamento (Fig. 5).

Porfiroclastos grossos, que dão a estrutura *flaser* dos milonito-gnaisses, também constituem-se em lineações sub-horizontais. Em escala microscópica, nota-se que o alinhamento de porfiroclastos e sombras de pressão, com associações recristalizadas em torno dos porfiroclastos, definem também lineações com essa atitude. Minerais prismáticos, como sillimanita e hornblenda, também têm suas faces maiores alinhadas com essa direção. Na ma-

Figura 3 — Diagramas de igual área (rede de Schmidt-Lambert)

triz, porém, não há padrões simples de orientação cristalográfica.

Eixos de dobras mesoscópicas nas rochas blastomiloníticas possuem também atitudes sub-horizontais. Medidas desses eixos plotados em diagrama (Fig. 3E) mostram coincidência com as concentrações máximas das lineações e com os eixos de guirlanda dos diagramas de foliações.

Preponderantemente na zona principal de deformação observam-se feições de intensa *boudinage* (Foto 5). Os *boudins* constituem-se normalmente em corpos de rochas anfibolíticas, granulíticas, quartzíticas ou calcossilicatadas, em meio às rochas blastomiloníticas. Apresentam via de regra estruturas, texturas e constituições diferentes e eventualmente discordantes das rochas a seu redor. Observam-se também estruturas de estricção (*pinch-and-swell*). Quando vistos em corte horizontal, a foliação dos blastomilonitos, assim como a orientação dos porfiroclastos, contorna as formas em geral elipsoidais dos *boudins*. *Boudins* de rochas básicas de fácies granulito por vezes apresentam texturas isotrópicas, contrastantes com a intensa foliação dos blastomilonitos circundantes.

A observação da forma dos *boudins* em cortes verticais e horizontais, dentro da zona principal de deformação, mostra que a direção de maior estiramento é hori-

zontal, paralela às demais lineações. No entanto, nas zonas de transição nos blocos adjacentes, os *boudins* possuem atitudes mais variáveis.

Estruturas colunares dentro da zona de rochas blastomiloníticas, caracterizadas por superfícies cilíndricas, fortemente lineadas, também definem lineações sub-horizontais.

Dobras As rochas blastomiloníticas da zona principal de deformação possuem um estilo de dobramento bastante homogêneo na escala de afloramento. Constituem-se de dobras cerradas a isoclinais, com ápices espessados, freqüentemente isolados em meio à intensa foliação, e flancos estirados e transpostos (Fig. 4). Apresentam plano axial vertical e eixo sub-horizantal. A densidade dos planos de transposição varia, obscurecendo freqüentemente todas as outras estruturas. Esse estilo de dobramento e transposição evidencia um forte processo de achatamento dessas rochas.

Selecionaram-se amostras que contivessem ápices de dobras nas rochas blastomiloníticas. Foram então feitos cortes e seções delgadas em três planos perpendiculares entre si, de modo que, para um mesmo ponto, tivéssemos uma lâmina perpendicular ao eixo de dobra, uma parale-

Figura 4 — Estilo de dobramento; cortes verticais: A — dobras cerradas a isoclinais, associadas a intensa transposição, em blastomilonitos da zona principal de deformação; B — dobra recumbente em quartzitos do bloco SE; o acamamento reliquiar S_0 está dobrado; nota-se ainda a foliação S_2 correspondente à fase de dobramento de A; C — dobra em gnaisses bandados do bloco NW, afetando uma xistosidade S_1 , talvez o acamamento reliquiar S_0 , e desenvolvendo uma xistosidade S_2

la ao eixo e perpendicular ao plano axial, e outra paralela ao plano axial. Observou-se então que o dobramento e a transposição se efetuam sobre o bandamento composicional das rochas blastomiloníticas. Observou-se também que os porfiroclastos definem lineações paralelas aos eixos de dobra e que o quartzo planar e as lamelas de biotita definem uma foliação plano-axial. O quartzo planar é observado apenas em algumas bandas, interrompendo-se em seus contatos, indicando que sua formação se deu apenas dentro das bandas com composição adequada (Fotos 1, 2 e 3).

O estilo de dobramento e transposição observado na zona principal de deformação torna-se menos denso conforme se passa para as zonas de transição e para os blocos adjacentes. Aí são encontradas dobras e transposições com estilo semelhante, porém com atitudes de plano-axial mais variáveis e com padrão de ocorrência bem menos denso. Em quartzitos do bloco SE, em rochas das zonas de transição e em gnaisses bandados do bloco NW, observou-se que ocorre outro tipo de dobra, recumbente, com plano axial horizontal a sub-horizontal, mergulhando tanto para NW como para SE (Fig. 4). Este dobramento afeta o bandamento composicional dessas rochas e provavelmente o acamamento reliquiar dos quartzitos. Em alguns locais, observa-se claramente que se sobrepõem a ele a foliação subvertical e a transposição relacionadas ao primeiro tipo de dobras descrito.

Esse estilo de dobramento observado nos blocos adjacentes, com uma primeira fase recumbente, uma segunda com planos axiais mais empinados associada a transposição, seguidos de uma fase de crenulação, é idêntico ao descrito por Hasui *et al.* (1976) no Estado de São Paulo, para o Grupo Açungui, de idade Brasileira. Esses dados coadunam-se com a datação de migmatitos do bloco SE, que forneceu idades brasileiras (*ver item mais adiante*).

Estruturas de ruptura Em escala de afloramento, as estruturas de ruptura que mais se destacam correspondem a um denso conjunto de planos de fraturamento paralelos à foliação, fortemente lineados e por vezes suavemente curvos, sugerindo a aparência de “espelhos de falha”. Esse fraturamento recorta toda a zona principal de deformação, assim como as zonas de transição, sendo observado esparsamente nos blocos adjacentes. No entanto, a densidade com que ocorre não é uniforme, estando concentrado em certas faixas, com larguras da ordem de metros a dezenas de metros.

Sobre a área desenvolve-se um conspicuo sistema de lineamentos morfológicos bastante longos, com quilômetros a dezenas de quilômetros de extensão. Um conjunto, mais contínuo, é paralelo à foliação, desenvolvendo-se principalmente dentro da zona de rochas blastomiloníticas. Outro é oblíquo a esta, com direções N15W, N/S e N10-15E. O conjunto oblíquo corresponde a zonas de cisalhamento com movimento transcorrente sinistral e rejeitos mínimos da ordem de metros a dezenas de metros (Fig. 5). Os lineamentos paralelos à foliação demarcam com frequência contatos entre unidades litológicas, sendo por vezes caracterizados por alta densidade de lineações, blastomilonitos muito finos, sem dobras e transposições visíveis, e eventualmente grãos de biotita deformados. Particularmente numa faixa com cerca de 300 m de largura em torno do Rio Paraíba do Sul, próximo à ci-

Figura 5 — Corte horizontal, zona de cisalhamento em escala de afloramento, com movimento transcorrente sinistral de direção NNW, defletindo a foliação das rochas blastomiloníticas

dade de Três Rios, nota-se que milonito-gnaisses grossos, dobrados e transpostos, passam lateralmente para blastomilonitos muito finos, sem dobras ou transposições visíveis, porém englobando *boudins* do primeiro tipo. Esses dados sugerem que alguns desses lineamentos paralelos à foliação e essa faixa central correspondem aos locais onde se concentraram os movimentos transcorrentes tardios.

Falha de empurrão de dimensões métricas foi observada em pedra abandonada de dolomito, não sendo possível determinar sua continuidade e relação com as demais estruturas. Falhamentos normais são sugeridos pelo relevo escalonado observado na zona principal de deformação e por terraços aluvionares alguns metros mais altos que o nível do Rio Paraíba do Sul.

Sistemas de juntas sobrepõem-se a toda área. Medidas de atitudes coletadas em dois afloramentos selecionados foram representadas como pólos em diagrama Schmidt-Lambert (Fig. 3F).

ANÁLISE DOS DADOS Dados geocronológicos disponíveis A região em questão foi objeto, anteriormente, de estudos geocronológicos cujos resultados foram publicados por Delhal *et al.* (1969) e Cordani *et al.* (1971). Os dados levantados concentram-se em grande parte dentro da Folha de Três Rios. Tendo-se acesso à suíte de seções delgadas e à localização das amostras utilizadas para as análises radiométricas, procedeu-se a sua redescrção, conforme os critérios aqui adotados, e reinterpretação, em função dos resultados obtidos no estudo das rochas blastomiloníticas de Três Rios.

Esses autores trataram pelos métodos isocrônico Rb/Sr e concórdia U/Pb amostras de rochas blastomiloníticas da zona principal de deformação. No diagrama isocrônico Rb/Sr, os pontos relativos a essas amostras alinharam-se com a isócrona de $1\,983 \pm 199$ m.a., R.I. = 0,7098, e no diagrama concórdia U/Pb relativo a zircões localizaram-se na corda que indica uma idade de $2\,070 \pm 70$ m.a. para a formação dos zircões e de 600 m.a. para um episódio de perda de Pb radiogênico.

Valores obtidos com amostras de paleossomas e neossomas de migmatitos do bloco SE alinharam-se na isócrona Rb/Sr com idade de 566 ± 122 m.a., R.I. = 0,7087, e localizaram-se na curva concórdia por volta de 600 m.a. Esses dados indicam que se trata de rochas formadas no Ciclo Brasileiro.

Algumas amostras de rocha das zonas de transição correspondem a pontos no diagrama isocrônico Rb/Sr intermediários entre as isócronas Brasileira e Transamazônica.

Isócronas minerais das rochas blastomiloníticas, idades convencionais Rb/Sr e idades K/Ar para biotitas e hornblendas forneceram idades brasileiras.

Os últimos eventos do Ciclo Brasileiro na região são representados por intrusões de pegmatitos (de 470 a 500 m.a.). Os diabásios em forma de diques forneceram idade de 133 ± 6 m.a.

O único dado radiométrico inédito apresentado aqui refere-se à datação K/Ar de biotitas de um dique de pegmatito não deformado que corta obliquamente a zona de rochas blastomiloníticas (Foto 6). A análise foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP e forneceu os seguintes resultados:

K (%) = 6,5054

Ar⁴⁰rad. (10^{-6} cc STP/g) = 145,00

Ar atm (%) = 3,52

Idade (m.a.) = 499 ± 18

Este dado fornece uma idade mínima para as rochas blastomiloníticas de 499 ± 18 m.a.

Análise das estruturas e do metamorfismo A área estudada apresenta estilo estrutural que evidencia sua evolução polifásica. As associações mineralógicas constituídas pelos porfiroclastos das rochas blastomiloníticas, assim como as de algumas rochas encontradas como inclusões tectônicas, representam uma assembléia mineralógica mais antiga de fácies granulito. Esta foi retrabalhada por uma intensa deformação e metamorfismo retrógrado, conforme as condições refletidas pela matriz recrystalizada.

A homogeneidade do estilo estrutural nas rochas blastomiloníticas é marcante. Todas as estruturas lineares e planares penetrativas são paralelas entre si.

As texturas microscópicas, que podem ser sintetizadas como compostas de grandes grãos reliquias altamente deformados, em meio a matriz recrystalizada, com texturas poligonais e bordas de equilíbrio bem desenvolvidas, podem ser explicadas por outros mecanismos que não a deformação dútil. Mas, sim, a processos combinados de deformação dútil do retículo cristalino, recuperação (*recovery*) e recrystalização. As feições "cataclásticas" observadas, tipo extinção ondulante, geminações e clivagem encurvadas, microgranulação de borda dos grãos (textura em moldura), forma elipsoidal dos grãos maiores e transformações mineralógicas podem ser explicadas por mecanismos desse tipo (Bel e Etheridge, 1973; e Tullis *et al.*, 1973).

Tanto a migmatização como o metamorfismo retrógrado de fácies granulito para anfibolito implicam reações mineralógicas que necessitam de água (Winkler, 1977). É possível que a deformação intensa das rochas anteriores de fácies granulito tenha facilitado a ação da água e as transformações mineralógicas, promovendo

uma grande ductibilidade do material, propiciam uma deformação ainda maior, como sugerido por Watson (1973), para estruturas semelhantes ao Lineamento de Além-Paraíba.

Comumente, admite-se que texturas cataclásticas como as observadas sejam devidas a processos de cisalhamento, com a foliação cataclástica desenvolvendo-se paralelamente a uma direção de cisalhamento. Mas Tullis *et al.* (1973), em estudo experimental de deformação de quartzitos, observaram que as texturas e foliação miloníticas poderiam tanto originar-se por cisalhamento simples como também por compressão axial, perpendicular à direção de achatamento, em experimentos onde não há componente rotacional, sendo as microestruturas idênticas em todos aspectos. Outros autores, com Ebblin (1974) e Watson (1973), também têm observado feições ligadas a processos de compressão e achatamento nesse tipo de rochas.

A predominância de condições de deformação dútil, as feições que indicam forte achatamento das rochas, as inflexões observadas em escala regional e a foliação intensa no centro da zona do Lineamento de Além-Paraíba ajustam-se muito bem ao modelo de uma zona de cisalhamento (*shear belt*), de Ramsay e Graham (1970). Estes autores também demonstram que, nas zonas de cisalhamento, a xistosidade não se desenvolve paralelamente às paredes da zona ou à direção de cisalhamento mas, sim, paralelamente ao plano principal do elipsóide de deformação e perpendicularmente à direção de maior encurtamento. As feições de intenso achatamento no centro da zona são também explicáveis dentro desse modelo (Fig. 6).

Mas o paralelismo observado na área de Três Rios entre os eixos de dobras e estruturas que indicam estiramento, tais como *boudins* e lineações minerais, ou seja, ao eixo de maior extensão do elipsóide de deformação, não é esperável teoricamente (Hobbs *et al.*, 1976, pág. 283). Uma explicação oferecida, particularmente para o caso de zonas miloníticas, seria a de que as dobras fossem anteriores ou mesmo contemporâneas ao falhamento, porém não paralelas ao eixo de maior extensão. A intensa deformação da zona de cisalhamento reorientaria as dobras até um paralelismo aproximado com esta direção (*op. cit.*, pág. 286). No Lineamento de Além-Paraíba, isso é sugerido pela ocorrência de dobras e *boudinage* nos blocos adjacentes e nas zonas de transição com estilo semelhante ao da zona principal de deformação, porém com atitudes mais variáveis. Essas estruturas teriam sido rotacionadas e paralelizadas pelo cisalhamento dentro da zona principal de deformação.

Esse paralelismo poderia também ser explicado pela reorientação das estruturas de estiramento, pelo dobramento e pela transposição, que seriam posteriores, ou seja, poder-se-ia imaginar um evento de falhamento antigo produzindo feições cataclásticas, que seriam reorientadas e recrystalizadas posteriormente.

As evidências disponíveis no entanto sugerem que esses processos foram simultâneos. Os porfiroclastos das rochas blastomiloníticas são contornados pela xistosidade da matriz e pelo quartzo planar, mostrando que a deformação do quartzo e dos grãos minerais que deram origem aos porfiroclastos foi simultânea. A posição planoaxial da xistosidade e do quartzo planar por outro lado

Figura 6 — Modelo de zona de cisalhamento dúctil, pressuposta como tendo desenvolvida por cisalhamento simples heterogêneo: A — cisalhamento simples finito em duas dimensões: o círculo indeformado é transformado numa elipse, com eixo de maior alongação (λ_1) e de maior encurtamento (λ_2); ψ é o ângulo de cisalhamento, γ é a deformação cisalhante (shear strain) e θ , o ângulo entre o eixo de maior alongação (λ_1) e a direção de cisalhamento; B — variação da deformação cisalhante através de uma zona de cisalhamento, sendo maior no centro da zona e decrescendo para suas bordas; C — quanto maior a deformação cisalhante menor o ângulo θ (definido entre λ_1 e a direção de cisalhamento); D — xistosidade desenvolve-se perpendicularmente à direção de maior encurtamento (λ_2), sendo seu grau de desenvolvimento correlato com os valores de γ ; sendo o cisalhamento no centro da zona bastante alto, a xistosidade pode tornar-se subparalela à direção de cisalhamento além de extremamente intensa (adaptado de Ramsay e Graham, 1970)

mostra que estes se formaram simultaneamente ao dobramento (Fotos 1, 2 e 3).

Um outro modelo que pode explicar várias feições observadas seria que o caráter da deformação variou de maneira contínua com o tempo, em função do incremento da temperatura e/ou pressão confinante, com condições de deformação rúptil predominantes no início, passando a condições de deformação dúctil, predominando no final condições de recrystalização sem esforços dirigidos. Zwart (1963) mostra que numa mesma fase de metamorfismo podemos ter eventos de deformação e incremento de temperatura com máximos defasados no decorrer do tempo.

Em função da complexidade do problema, esses modelos não podem ser tomados como soluções definitivas. O que pode ser afirmado é que as rochas originais de fácies granulito foram submetidas a um processo de intensa deformação e microgranulação dos grãos minerais (que pode ou não ser denominado cataclase, mas que não implica obrigatoriamente processos rúpteis *stricto sensu*), seguido ou mais provavelmente acompanhado, de dobramento cerrado a isoclinal, transposição, metamorfismo de fácies anfibolito e migmatização. Esse processo restringiu-se a uma zona estreita e planar denominada em escala regional Lineamento de Além-Paraíba. As texturas isotrópicas originais das rochas de fácies granulito foram poupadas apenas em *boudins* e inclusões tectônicas preservadas da deformação.

Um problema seria o fato de encontrar-se com abundância "restos" de rochas de fácies granulito dentro da zona de rochas blastomiloníticas, mas não nos blocos adjacentes. Isso pode ser explicado admitindo-se que o

rejeito através da zona de cisalhamento que constitui o Lineamento de Além-Paraíba seja bastante grande, da mesma ordem de grandeza que as inflexões produzidas na foliação de rochas regionais. Os restos de rochas de fácies granulito poderiam estar então embutidos dentro da zona de rochas blastomiloníticas, carregados daquelas regiões onde o Lineamento corta predominantemente rochas de fácies granulito. Deste modo pode-se admitir a ocorrência dentro da zona de rochas blastomiloníticas de rochas dissimilares das dos blocos imediatamente adjacentes.

Como já foi mostrado, existem evidências de que movimentos transcorrentes afetaram posteriormente o Lineamento de Além-Paraíba, com direção predominante paralela à foliação já existente (~N65E). Esses movimentos transcorrentes posteriores aparentemente não se desenvolveram com a mesma intensidade em toda a zona de rochas blastomiloníticas, mas concentraram-se numa faixa central com cerca de 300 m de largura, e em algumas faixas paralelas mais estreitas. As zonas de cisalhamento menores, com direções em torno de NS e movimento transcorrente sinistral, podem ser explicadas como falhas conjugadas deste último falhamento transcorrente ou então como falhas ligeiramente posteriores.

Idade A datação dos processos de formação e retrabalhamento (cataclase, recrystalização, dobramento, migmatização) das rochas de fácies granulito não está ainda determinada com precisão. Os dados radiométricos sugerem que estas se tenham formado há aproximadamente 2 000 m.a. (Ciclo Transamazônico) e o retrabalhamento,

ou seja, a formação das rochas blastomiloníticas, há 600 m.a. (fase principal do Ciclo Brasileiro).

A correlação entre os dados estruturais e radiométricos também sugere que a formação das rochas blastomiloníticas se deu há 600 m.a. Os metassedimentos do bloco SE (e.g., quartzitos) apresentam estilo de dobramento igual ao do Grupo Açungui em São Paulo, tido como de idade Brasileira. A datação de migmatitos do bloco SE forneceu idade correlata à fase principal do Ciclo Brasileiro.

Tanto esses metassedimentos e migmatitos como as rochas blastomiloníticas são afetados por uma mesma fase de dobramento, com plano-axial empinado e eixo sub-horizontal. Como o dobramento e o retrabalhamento, que deram origem às rochas blastomiloníticas, foram mais provavelmente simultâneos, pode-se concluir que estes devem corresponder à fase principal de deformação e metamorfismo do Ciclo Brasileiro.

No entanto, deve-se considerar que as rochas blastomiloníticas são resultado de um processo muito intenso de retrabalhamento das rochas anteriores de fácies granulito, o que poderia afetar a idade isocrônica Rb/Sr. Portanto, pode-se questionar se a idade mais antiga obtida, transamazônica, corresponde de fato à formação das rochas originais de fácies granulito. Principalmente porque não foram datadas tais rochas com texturas isotrópicas, não deformadas, que indicariam com mais segurança a idade de sua formação. A idade transamazônica poderia ser então a de um primeiro retrabalhamento sobre rochas talvez arqueanas.

Os movimentos transcorrentes posteriores, por correlação com o restante do sistema de falhamentos transcorrentes da Região Sudeste, devem ser de idade tardibrasileira. A intrusão dos últimos corpos de pegmatitos e granitos deu-se pelo menos em parte simultaneamente com esses movimentos transcorrentes, situando-se por volta de 470 a 500 m.a. A crenulação e os últimos eventos termiais regionais que afetaram a área correspondem também a esse período.

Os diques de diabásios e lamprófiros provavelmente introduziram-se aproveitando a zona de fraqueza constituída pelo Lineamento de Além-Paraíba durante a reativação meso-cenozóica da Plataforma Sul-Americana. Evidências morfológicas sugerem que movimentos verticais, ao longo de falhas normais, provavelmente também ocorreram. Por outro lado, os dados levantados por Haberlechner (1978) e Hasui e Ponçano (1978) assinalam a ocorrência de epicentros de eventos sísmicos nas vizinhanças do Lineamento de Além-Paraíba, sugerindo que este ainda não está completamente inativo.

CONCLUSÕES. O Lineamento de Além-Paraíba constitui-se, na área de Três Rios, de uma faixa com cerca de 9 km de largura, com predominância de rochas blastomiloníticas. Estas representam uma reconstituição na fácies anfibolito de rochas de fácies granulito mais antigas.

A origem dessas rochas inclui uma série de processos, como deformação intensa e microgranulação dos grãos originais (podendo ou não ser denominada de "cataclase", mas sem implicar processos rúpteis *stricto sensu*), recuperação (*recovery*), retrometamorfismo de fácies granulito para anfibolito alto, *boudinage* e estiramento, do-

bramento cerrado a isoclinal com planos axiais verticais e eixos sub-horizontais, transposição e migmatização incipiente.

A relação temporal entre esses processos não está totalmente esclarecida, sendo mais provavelmente relacionados a um único evento de intenso achatamento dessas rochas, eventualmente com variação do estilo de deformação com o tempo, passando de francamente rúptil até extremamente dúctil, com recristalização termal ao final. No entanto a relação genética é clara, com a deformação do agregado e dos retículos cristalinos originais, ativando a recristalização e a ação da água, as quais por sua vez aumentaram a ductibilidade das rochas e promoveram uma migmatização incipiente. Esses processos ocorreram com maior intensidade numa faixa central do Lineamento de Além-Paraíba, tornando-se menos intensos nas zonas de transição e nos blocos adjacentes. Nestes últimos, o dobramento cerrado a isoclinal, e a transposição, bem menos conspícuo, sobrepõe-se pelo menos a uma fase anterior de dobramento recumbente.

Esses processos de retrabalhamento provavelmente correspondem à fase principal de deformação e metamorfismo do Ciclo Brasileiro (620 m.a.), afetando rochas de fácies granulito transamazônicas (2 000 m.a.), ou talvez anteriores. Pelo menos em parte, os blocos adjacentes são constituídos de metassedimentos e migmatitos de idade Brasileira. Pertencentes ao final do Ciclo Brasileiro (500-450 m.a.), temos eventos de movimentação transcorrente, que retalharam a zona de rochas blastomiloníticas em duas direções (a principal paralela à foliação das rochas), crenulação das foliações anteriores e intrusão de corpos de pegmatitos e granitos, além de fortes eventos termiais.

Após o término do Ciclo Brasileiro, a evolução da faixa do Lineamento de Além-Paraíba esteve ligada ao estágio de estabilização e reativação da Plataforma Brasileira (Almeida, 1969). A partir do Jurássico, ocorreram intrusões de diabásios e rochas alcalinas além de provável movimentação vertical ao longo de planos de falhas, que teriam dado origem ao relevo escalonado da zona de rochas blastomiloníticas. Possivelmente, alguma atividade tectônica muito tênue se estende até os dias de hoje.

Os padrões metamórficos, estruturais e geocronológicos do Lineamento de Além-Paraíba são bastante coerentes com o modelo que Watson (1973) propôs para o retrabalhamento proterozóico e fanerozóico de maciços granulíticos de idade arqueana.

Por outro lado, as características descritas do Lineamento de Além-Paraíba permitem enquadrá-lo como uma megazona de cisalhamento com predominâncias de condições de deformação dúctil, conforme a conceituação de Ramsay e Graham (1970).

Agradecimentos O autor deve agradecimentos a diversas pessoas e instituições que colaboraram para a realização deste trabalho, entre as quais devem-se salientar o Prof. Dr. Fernando F. M. de Almeida, que orientou sua execução, e a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, que forneceu auxílio financeiro para os trabalhos de campo e bolsa de estudos para o autor.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de — 1969 — Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. Anais XXIII Congr. Bras. Geol. 1: 29-46, Salvador.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y. e CARNEIRO C.D.R. — 1975 — Lineamento de Além-Paraíba. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 47 (3/4): 575, Rio de Janeiro.
- BELL, T.H. e ETHERIDGE, M.A. — 1973 — Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* (6): 337-348.
- BRANDALISE, L.A. et al. — 1976 — Projeto Vale do Paraíba do Sul, Relatório Final, Conv. Dep. Nac. Prod. Min./Comp. Pesq. Rec. Min., 411 pp., Rio de Janeiro (inédito).
- BRENNER, T.L., FERRARI, A.L. e PENHA, H.M. — 1980 — Lineamentos estruturais no norte do Estado do Rio de Janeiro. An. XXXI Congr. Bras. Geol. 5: 2551-2564, Soc. Bras. Geol., Balneário de Camboriú.
- CAMPANHA, G.A. da C. — 1980 — O Lineamento de Além-Paraíba na Área de Três Rios (RJ). Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo, 109 pp., São Paulo (inédito).
- CORDANI, U.G., DELHAL, J. e LEDENT, D. — 1973 — Orogenèses supersées dans le Précambrien du Brésil Sud-oriental. *Rev. Bras. Geoc.* 3 (1): 1-22, Soc. Bras. Geol., São Paulo.
- COSTA, L.A.M., da e MARCHETTO, C.M.L. — 1978 — Evolução textural dos granulitos de São Fidélis, R.J., An. XXX Congr. Bras. Geol. 3: 1250-1264, Soc. Bras. Geol., Recife.
- DELHAL, J., LEDENT, D. e CORDANI, U.B. — 1969 — Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du sud-est du Brésil (états de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Ann. Soc. Geol. Belgique*, T.92, 1969, pp. 271-283.
- EBBLIN, J.C. — 1974 — Cataclastic deformation. *Geotectonics* 10 (1): 27-30.
- FERRARI, A.L., DUPUY, I.S.S. e BRENNER, T.L. — 1977 — Ocorrências de rocha alcalina do município de Pirai, R.J., e sua relação com o Lineamento de Além-Paraíba. An. Inst. Geoc., Univ. Fed. Rio de Janeiro, ano 1977, pp. 114-121, Rio de Janeiro.
- HABERLEHNER, H. — 1978 — Análise sismotectônica do Brasil, notas explicativas sobre o Mapa Sismotectônico do Brasil e Regiões Correlacionadas. An. 2º Congr. Bras. Geol. Eng. 1: 297-329, Assoc. Bras. Geol. Eng., São Paulo.
- HASUI, Y. e SADOWSKI, G.R. — 1976 — Evolução geológica do Pré-cambriano na Região Sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.* 6 (3): 182-300, São Paulo.
- HASUI, Y., PONÇANO, W.L., BISTRICHI, C.A., STEIN, D.P., GALVÃO, C.A.C.F., GIMENEZ, A., ALMEIDA, M.A., MELO, M.S. e PIRES NETO, A.G. — 1977 — As grandes falhas do leste Paulista e sua importância. Atas 1º Simp. Geol. Reg., pp. 369-380, Soc. Bras. Geol., Núcleo S. Paulo, São Paulo.
- HASUI, Y. e PONÇANO, W.L. — 1978 — Geossuturas e sismicidade no Brasil. An. 2º Congr. Bras. Geol. Eng. 1: 331-338, Assoc. Bras. Geol. Eng., São Paulo.
- HIGGINS, W.M. — 1971 — Cataclastic Rocks. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 687, Washington.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. e WILLIAMS, P.F. — 1976 — An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons Inc., New York.
- MEHNERT, K.R. — 1968 — Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier, 393 pp., Amsterdã.
- RAMSAY, J.B. e GRAHAM, R.H. — 1970 — Strain variation in shear belts. *Canadian Journ. Earth Sci.* 7 (786): 787-813.
- ROSIER, G.F. — 1965 — Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. DNPM/DGM, Bol. 222, Rio de Janeiro.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. et al. — 1978 — Carta geológica do Brasil ao milionésimo — Folha Rio de Janeiro/Vitória/Iguape. Min. Min. En., Dep. Nac. Prod. Min. (inédito).
- TULLIS, J., CHRISTIE, J.M. e GRIGGS, D.T. — 1973 — Microstructure and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. America Bull.* 84: 315-330.
- VASCONCELLOS, V.R. de A. e MIRANDA, F.P. de — 1978 — Reconhecimento geológico ao longo do novo traçado da rodovia BR-040 no Estado do Rio de Janeiro, Trecho Três Rios. Dep. Geol. Univ. Fed. Rio de Janeiro, Rel. discipl. Estágio de Campo IV, Rio de Janeiro (inédito).
- WATSON, J.V. — 1973 — Effects of reworking on high-grade gneiss complexes. *Phil. Trans. R. Soc. London* 273: 443-455, Londres.
- WINKLER, H.G.F. — 1977 — Petrogênese das Rochas Metamórficas. Edgard Blücher Ltda. em co-edição com a UFRGS, 258 pp., São Paulo.
- ZWART, H.J. — 1963 — Some examples of the relations between deformations and metamorphism from Pyrenees. *Geol. Minj.* 42: 143-154.

Recebido em 24 de setembro de 1981.