

## Trajетória *P-T* e condições do metamorfismo usadas como ferramenta para compartimentação tectônica da Faixa Brasília em Goiás

**Guillermo Rafael Beltran Navarro<sup>1</sup>, Renato Moraes<sup>2</sup>, Antenor Zanardo<sup>1</sup>,  
Luiz Sérgio Amarante Simões<sup>1</sup> & Fabiano Tomazini da Conceição<sup>3</sup>**

**Resumo** As associações minerais observadas em metapelitos do Grupo Araxá, em Goiás, relacionadas ao ápice metamórfico, são típicas da fácies anfibolito médio a superior e são correlacionadas a estágio anterior ou inicial da principal fase deformacional de caráter dúctil ( $D_n$ ) observada na região. O ápice metamórfico é marcado pela associação quartzo, biotita, granada, plagioclásio, cianita  $\pm$  estaurolita; a qual produz sillimanita durante a descompressão. Retrometamorfismo intenso é observado em várias amostras com substituição de granada por clorita e crescimento tardio de grãos com disposição aleatória de muscovita. Cálculos termobarométricos indicam que o pico metamórfico ocorreu a 610 °C e 9,5 kbar. A trajetória *P-T*, inferida com base nos dados texturais e termobarométricos é horária, compatível com um ambiente colisional e semelhante às trajetórias observadas em outras áreas da Faixa Brasília.

**Palavras-chave:** Faixa Brasília, Grupo Araxá, química mineral, termobarometria.

**Abstract** *Path P-T and conditions of the metamorphism used as tool for tectonic partitioning of the Brasília Fold Belt in Goiás.* The observed mineral assemblages in metapelites of Araxá Group, in Goiás, are related to metamorphic peak, are typical of medium to upper amphibolite facies conditions and correlated to either an early stage of the main ductile deformation phase ( $D_n$ ) observed in the region, or even to a previous deformation phase. The metamorphic peak is marked by the following mineral assemblage: quartz, biotite, garnet, plagioclase, kyanite  $\pm$  staurolite; sillimanite is produced later during decompression. Intense retrometamorphism is observed in several samples, in which garnet is replaced by chlorite and later random grains of muscovite overgrew main foliation. Thermobarometry points to 610 °C and 9.5 kbar as metamorphic peak conditions. The *P-T* path, inferred with textural and thermobarometric data, is clockwise, compatible with a collisional setting and similar with other *P-T* paths observed in other parts of Brasília Fold Belt.

**Keywords:** Brasília Belt, Araxá Group, mineral chemistry, thermobarometry.

**INTRODUÇÃO** Cinturões colisionais apresentam ampla variação de fácies metamórficas. Em regime barroviano, a variação entre condições das fácies xisto verde e granulito é comum. As trajetórias *P-T* horárias das rochas são o registro das condições impostas por todo processo colisional expressando a relação entre a velocidade de soterramento tectônico durante a subducção e a colisão; e as taxas de aquecimento, em virtude do relaxamento termal, e soerguimento, causado pela erosão e denudação tectônica, que trazem as rochas para situações mais próximas à superfície da crosta, causando seu resfriamento (England & Thompson 1984). Deste modo, as trajetórias *P-T* das rochas metamórficas servem como ferramenta para inferir a história tectônica do orógeno.

A Faixa Brasília é um cinturão orogênico neo-proterozóico, resultante da convergência da placa Amazônica, a noroeste; da placa São Franciscana, a leste; e do bloco Paranapanema, a sudeste. Suas características são típicas de cinturões metamórficos colisionais, apre-

sentando rochas cujas condições metamórficas variam entre a fácies xisto verde e granulito, com ocorrências localizadas de eclogitos (Pimentel *et al.* 2000, Trouw *et al.* 2000; Valeriano *et al.* 2004). As rochas da Faixa Brasília estendem-se por centenas de quilômetros, indo do sul de Minas Gerais até a metade do Tocantins, atravessando todo Goiás. A proposta do presente trabalho é a investigação das condições de metamorfismo do Grupo Araxá próximo à região de Mairipotaba, Goiás, onde, além das rochas do Grupo Araxá, ocorrem também rochas associados ao Arco Magmático de Goiás.

**CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL** Seguindo a compartimentação proposta por Fuck *et al.* (1994), a porção interna da Faixa Brasília, na porção SW de Goiás, é constituída de leste para oeste pelo Grupo Araxá, Complexo Anápolis-Itauçu e pelo Arco Magmático de Goiás (Fig. 1).

O Grupo Araxá foi definido por Barbosa

1 - UNESP, Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: grbnavarro@yahoo.com.br, azanardo@rc.unesp.br; lsimoaes@rc.unesp.br

2 - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Geotectônica, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: Moraes@igc.usp.br

3 - Departamento de Planejamento Territorial e Geoprocessamento, DEPLAN, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: ftomazini@rc.unesp.br

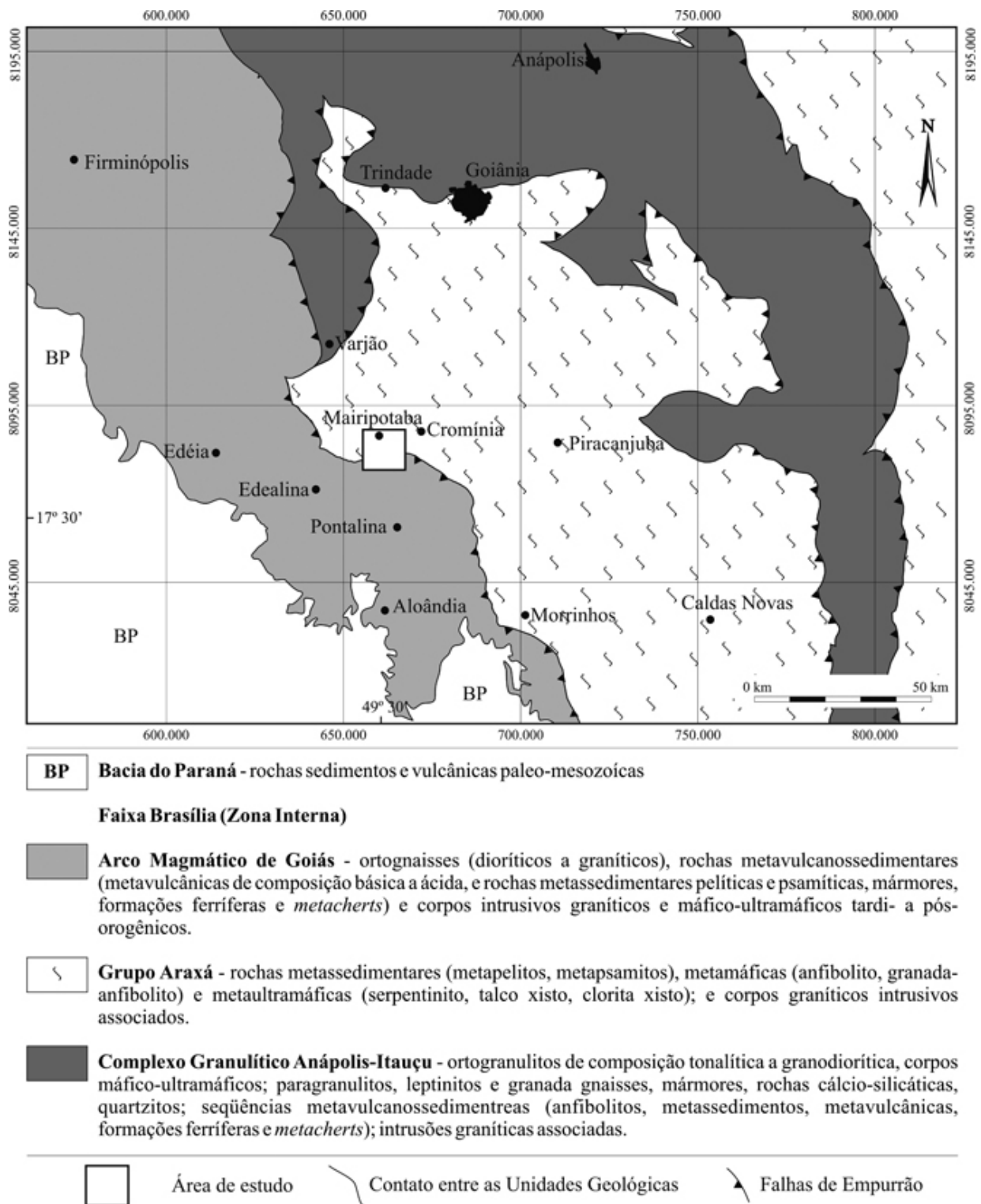


Figura 1 - Mapa geológico esquemático da Faixa Brasília na porção sul de Goiás (modificado de Lacerda Filho et al. 1999), com a localização da área de estudo.

(1955) na região homônima de Minas Gerais, no qual foram agrupados migmatitos, micaxistos, quartzitos, xistos verdes e filitos. Na sua redefinição os migmatitos foram retirados do grupo, que foi estendido até Goiás (Barbosa et al. 1970b). Grande quantidade de trabalhos publicados sobre a estratigrafia do Grupo

Araxá enfoca áreas em Minas Gerais, nos quais aspectos, estruturais e metamórficos foram discutidos (e.g. Teixeira & Danni 1978, Morales et al. 1983, Oliveira et al. 1983, Simões et al. 1998, Simões 1995, Zanardo et al. 1996, Seer 1999, Silva 2003). Embora ocorram variações no empilhamento do Grupo Araxá, ao longo

de sua extensão, há domínio de micaxistos com lentes de gnaiss, xistos feldspáticos, quartzitos, anfibolitos e retro-eclogitos, sendo cortados por corpos graníticos tardi- a sin- tectônicos. O metamorfismo apresenta gradiente invertido, com condições da fácies xisto verde na base do pacote, chegando até à fusão na zona da cianita, no topo do pacote, com sillimanita ocorrendo localmente. Após os trabalhos de Barbosa (1969, 1970a, b), a primeira sistematização sobre as rochas do Grupo Araxá e unidades equivalentes em Goiás foi feita por Fuck & Marini (1981), na qual as diferenças no empilhamento, são destacadas. Em Goiás, embora ainda não haja distinção, existem dois pacotes dominados por xistos do Grupo Araxá, um por baixo e outro por cima do Complexo Anápolis-Itauçu (Fig. 1). Em ambos os pacotes ocorrem lentes de serpentinitos e cromititos, e a sua associação em meio a micaxistos e quartzitos tem sido usada para inferir o caráter de *mélange* ofiolítica (Drake Jr. 1980, Strieder & Nilson 1992). Quantidade significativa de corpos graníticos intrusivos (granitos Encruzadilha, Sesmaria, Tambu, Maratá, granitóides tipo Aragoiânia e Piracanjuba) é também identificada em Goiás. As dimensões desses últimos são variadas, com caráter sin- a tardi- tectônico e são interpretados, em parte, como líquidos derivados da fusão de rochas metassedimentares do próprio Grupo Araxá (Lacerda Filho & Oliveira 1995, Pimentel *et al.* 1999).

O Complexo Anápolis-Itauçu é composto por: (i) granulitos ortoderivados que incluem corpos máfico-ultramáficos acamadados e granulitos de composição tonalítica a granodiorítica; (ii) granulitos aluminosos, leptinitos e granada gnaisses associados com mármore, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e granulitos máficos finos; (iii) seqüências vulcano-sedimentares compostas de anfibolitos, micaxistos, rochas metavulcânicas félsicas, metacherts e formações ferríferas e (iv) intrusões graníticas (Marini *et al.* 1984, Pimentel *et al.* 2000, 2004). Entre as rochas metamórficas predominam os granulitos, que localmente são portadores de associações minerais de temperaturas ultra-altas, superiores a 900°C (Moraes *et al.* 2002). As idades modelo dos granulitos paraderivados encontram-se nos intervalos entre 2,3 a 1,9 Ga e 1,7 a 1,4 e, a grosso modo, acompanham as idades do Grupo Araxá, sugerindo que ambos os conjuntos apresentam fontes semelhantes e podem ser unidades equivalentes metamorfizadas em condições P-T diferentes (Piuzana *et al.* 2003b). O metamorfismo granulítico ocorreu em pulsos, pois as idades de grande precisão existentes estão espalhadas em período de mais de 30 milhões de anos, com valores entre 650 e 620 Ma (Piuzana *et al.* 2003b; Baldwin & Brown 2008). No entanto, a datação *in situ* de vários minerais da mesma amostra indica que esses pulsos foram de curta duração (Möller *et al.* 2005, 2006).

O Arco Magmático de Goiás é representado por ortognaisses, rochas metassedimentares e metavulcânicas, interpretadas como parte de crosta juvenil gerada em arcos magmáticos intraoceânicos a cordilheiranos, durante o Neoproterozóico (Pimentel *et al.* 2000, Valeriano *et al.* 2004). Associam-se a ele, corpos graníticos (grani-

tos Serra Negra, Serra do Irã, Caiapó, Iporá, Israelândia, Serra do Impertinente, Fazenda Nova e Novo Brasil) e corpos máfico-ultramáficos (complexos Mangabal I e II, Americano do Brasil, Anicuns-Santa Bárbara, além do diorito Córrego do Lajeado). Esses corpos são tardi- a pós- tectônicos, resultantes de magmatismo bimodal, relacionado ao último estágio colisional da Faixa Brasília (Pimentel *et al.* 2000, Valeriano *et al.* 2004).

**GRUPO ARAXÁ NA REGIÃO DE MAIRIPOTABA** O Grupo Araxá na área de estudo é constituído por cinco unidades, informalmente denominadas de norte para sul como A, B, C, D e E (Simões *et al.* 1999; Fig. 2).

A unidade A é caracterizada por seqüência metapsamopelítica a metapsamítica, constituída por muscovita xisto, granada-muscovita/biotita xisto e (granada-) quartzo-muscovita xisto, por vezes feldspáticos, e com intercalações raras de quartzito micáceo. Ocorrem corpos de rochas metaultramáficas de dimensões métricas a decamétricas, alinhadas segundo a direção E-W, constituídos por talco xisto e clorita xisto. A sul de Mairipotaba, próximo a Serra do Paraíso, na unidade A há predomínio de muscovita-quartzo xisto, granada-biotita-quartzo xisto e quartzito micáceo.

A unidade B é constituída por quartzito puro a micáceo, intercalado com granada-muscovita-biotita xisto. A porção basal é formada por muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita-biotita xisto e muscovita quartzito; havendo localmente o aumento modal de plagioclásio, constituindo gnaiss. Na parte superior da Serra do Paraíso, porção mediana da unidade B, predominam quartzito e quartzito micáceo com espessuras métricas, intercalados com granada (biotita/muscovita) xisto, com camadas decimétricas a milimétricas de quartzito.

A unidade C é constituída por (granada-) quartzo-(biotita)-muscovita xisto com intercalações de quartzito micáceo. Os quartzitos são homogêneos, com bandamento marcado pela maior quantidade de mica. Para sul, o xisto fica rico em biotita e granada, sendo semelhante ao xisto da unidade E.

A unidade D é constituída por lentes métricas a quilométricas de rochas metaultramáficas incluindo talco/clorita xisto e (magnetita) serpentinito. As porções mais espessas dessa unidade apresentam zoneamento petrográfico, com serpentinito no interior e, em direção à borda, passando para talco/clorita xisto.

A unidade E é formada por granada-muscovita-biotita-quartzo xisto, homogêneo, por vezes feldspático, com raras camadas de paragnaisse.

Vale colocar que na porção norte da área, ocorre um corpo granítico intrusivo nas rochas da unidade A, sendo denominado de ortognaiss Mairipotaba (Granitóide tipo Aragoiânia). Trata-se de um corpo alongado na direção E-W (Fig. 2). Petrograficamente é constituído por (biotita)-muscovita ortognaiss, com composição variando entre tonalito e granodiorito. Nesse granito os grãos de granada são raros sendo a estrutura gnáissica bem comum, principalmente junto às bordas do corpo.

Ao sul o Grupo Araxá é sobreposto tectonica-



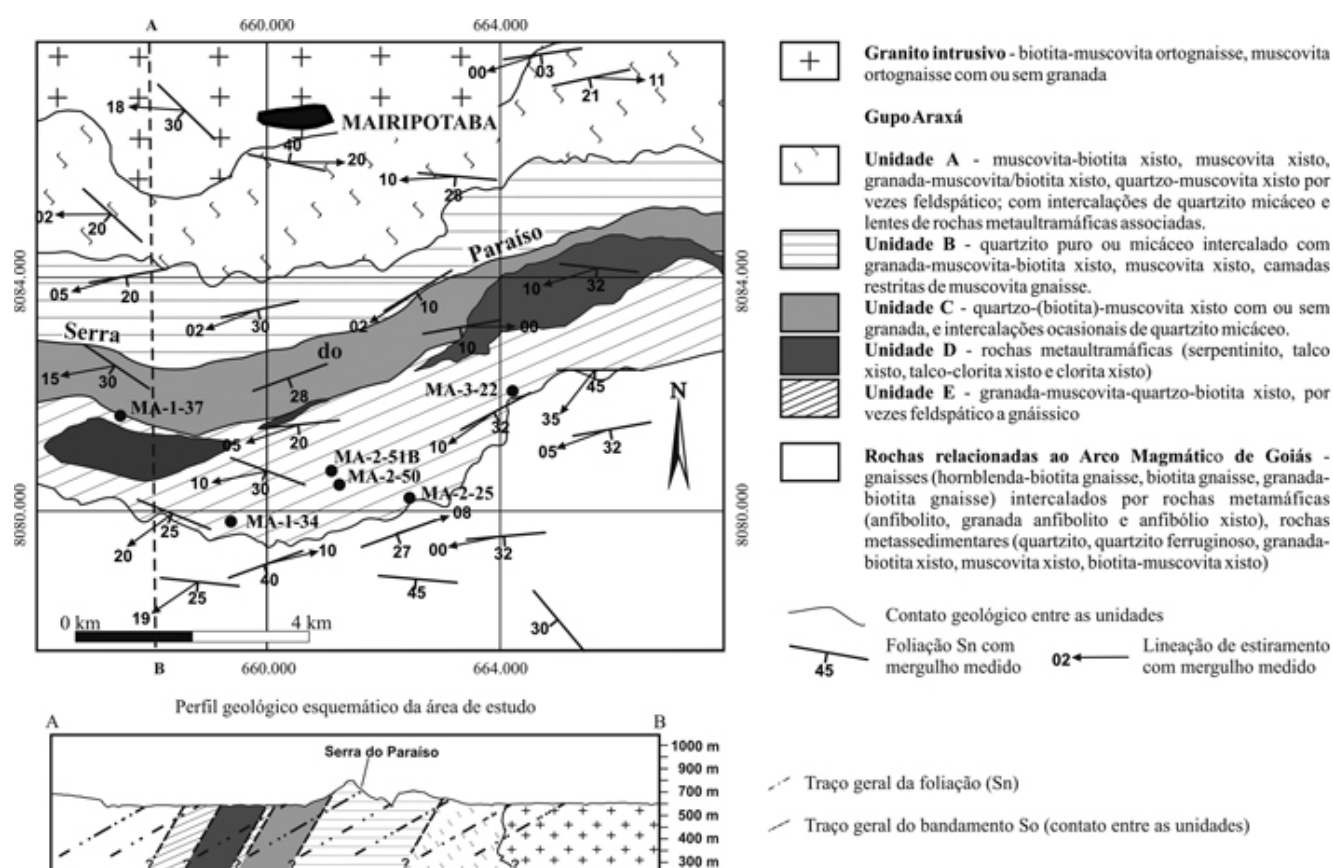


Figura 2 - Mapa geológico esquemático da área de estudo, mostrando a localização das amostras estudadas (círculos pretos).

mente por um conjunto de gnaísses relacionado ao Arco Magmático de Goiás, incluindo hornblenda-biotita gnaíse, (granada)-biotita gnaíse, granada anfibolito, anfibólito xisto e xisto pelítico. Quartzito puro, feldspático ou ferruginoso também ocorrem (Navarro *et al.* 2004 – Fig. 2).

**Geologia Estrutural** A principal estrutura regional é a foliação  $S_n$ , de direção geral E-W e exibindo mergulhos de 20° a 40° para sul (Fig. 2 e Fig. 3A), que é plano axial de dobras apertadas a isoclinais que afetam o bandamento composicional ( $S_0$ ) paralelo a uma foliação mais antiga ( $S_{n-1}$ ). Estas dobras possuem linha de charneira com baixo ângulo de caimento e direção WSW-ENE, paralela a subparalela à lineação mineral ( $L_m$ ) e/ou de estiramento ( $L_e$ ) (Fig. 3B). O estiramento é marcado por quartzo e agregados de minerais, enquanto que a lineação mineral é marcada pela disposição das micas e anfibólito. Paralela a esta estrutura, observa-se lineação de interseção ( $L_i$ ) formada por  $S_n$  e  $S_0/S_{n-1}$ .

Os indicadores cinemáticos associados à lineação de estiramento indicam transporte de topo para leste. Nesta região, a superfície envoltória das dobras que afetam o bandamento mostra, sistematicamente, mergulhos de 50° a 80° para sul, indicando que  $S_0/S_{n-1}$ , ao longo da área de estudo, possui atitude mais íngreme do que a foliação principal ( $S_n$ ). O bandamento com-

posicional ( $S_0$ ) é representado por variações composicionais de diferentes litotipos e é paralelo à foliação  $S_{n-1}$ . Dobras suaves a abertas, localmente associadas a fraturas espaçadas centimetricamente e micro-falhas preenchidas por epidoto e sericita são associadas à fase pós- $D_n$  ( $D_{n+1}$ ?).

### Petrografia das rochas do Grupo Araxá

**UNIDADE A** As rochas desta unidade apresentam textura lepidoblástica a granolepidoblástica (xistos), lepidogranoblástica a granoblástica (quartzitos) e granulacão fina. São constituídas por oligoclásio, granada, biotita, muscovita, quartzo e clorita com epidoto, rutilo, ilmenita, titanita e opacos como acessórios. A variação nas proporções entre os minerais constitui os seguintes tipos litológicos: granada-clorita-muscovita xisto, (granada)-muscovita-biotita xisto, biotita-clorita-muscovita xisto, feldspáticos ou não. A granada ocorre em porcentagem modal inferior a 10%, é poiquiloblástica (inclusões de quartzo, epidoto, rutilo, ilmenita e plagioclásio), xenomórfica a hipidiomórfica, com tamanho médio de 3 mm; ocorrendo localmente completamente cloritizada. O plagioclásio é representado por oligoclásio, às vezes com bordas de albita. Os cristais são menores que 1 mm, podendo atingir dimensões da ordem de 2 mm; os grãos são xenomórficos a hipidiomórficos, encontram-se parcialmente alongados e orientados se-

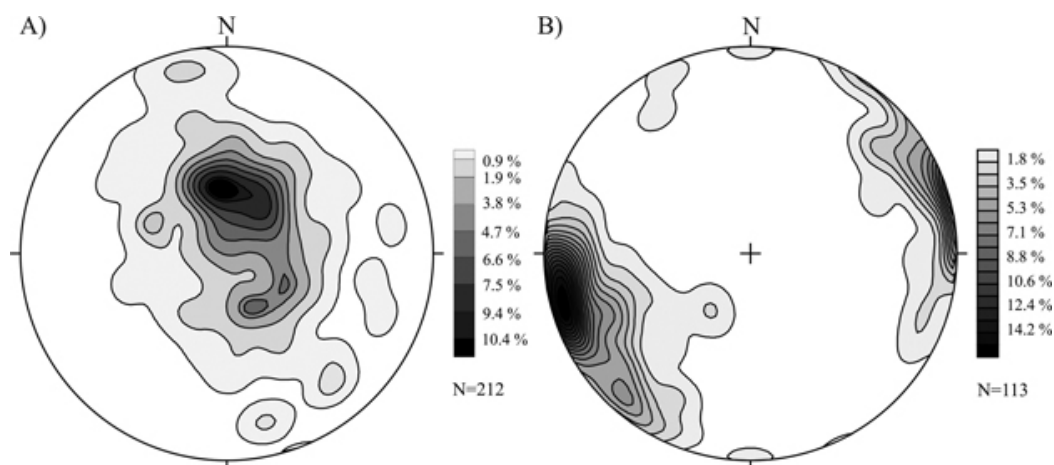


Figura 3 - (A) Estereograma da foliação principal  $S_n$ . (B) Estereograma da lineação mineral e/ou de estiramento (N, número de medidas).

gundo a foliação principal. A quantidade de plagioclásio pode chegar a 25% da composição modal. O quartzo apresenta-se recristalizado, com contatos lobulados a poligonais, variando entre 20 e 40%. Os grãos são xenomórficos, alongados e orientados segundo a foliação; podem ocorrer como agregados de grãos com dimensões de 2 a 4 mm, localmente em meio a massa de quartzo submilimétrico. Também forma pequenas lentes, com grãos de 1,5 mm. As micas (biotita e muscovita) são hipidiomórficas e seu tamanho varia de submilimétrico a 1,5 mm, chegando a formar agregados sigmoidais, orientados segundo a foliação. A proporção de muscovita varia entre 10 e 30%, enquanto a de biotita fica entre menos de 5 e 50%. Clorita ocorre subordinada a biotita e granada, com tamanho submilimétrico e chegando a perfazer 15% da proporção modal. Os minerais acessórios (não ultrapassam 5%) mais comuns nesta unidade são rutilo, ilmenita, epidoto, turmalina e opacos.

**UNIDADE B** As rochas desta unidade apresentam textura lepidoblástica a lepidogranoblástica (xistos), granolepidoblástica a granoblástica (quartzitos), lobulada e granulação fina. São rochas constituídas por biotita, muscovita, quartzo com turmalina, opacos, rutilo, ilmenita e titanita como acessórios. A granada, plagioclásio e epidoto ocorrem em algumas lâminas. As variações nas proporções minerais constituem os seguintes tipos litológicos: (muscovita) quartzito, (granada)-biotita-muscovita xisto, (granada)-biotita-muscovita-quartzo xisto feldspático ou não. Os quartzitos apresentam textura granoblástica, localmente com porções lepidoblásticas. O quartzo apresenta-se recristalizado, com contatos lobulados a engrenados, variando entre 70 e 90%. Os grãos são xenomórficos, alongados e orientados segundo a foliação. Podem ocorrer como agregados de grãos com dimensões de até 2 mm. As micas (biotita e muscovita) são hipidiomórficas e seus tamanhos variam de submilimétrico a 1,5 mm, chegando a formar agregados sigmoidais, orientados segundo a foliação. A proporção da muscovita chega a 30%, enquanto a da

biotita não ultrapassa 15%. Os cristais de plagioclásio (oligoclásio, e às vezes, albita) são menores que 1 mm, são xenomórficos a hipidiomórficos, encontram-se parcialmente alongados e orientados segundo a foliação principal. A quantidade de plagioclásio varia de zero a 15% da composição modal. Os minerais acessórios (não ultrapassam 5%) mais comuns nesta unidade são: rutilo, ilmenita, epidoto, turmalina e opacos. Eles possuem tamanho submilimétrico, são xenomórficos a hipidiomórficos e ocorrem dispersos na rocha. Os xistos possuem textura lepidoblástica a granolepidoblásticas com granulação média. Nos xistos os cristais de quartzo apresentam-se recristalizados, com contatos lobulados a poligonais, podendo chegar a 40% ou estar presentes como acessórios. Os grãos são xenomórficos, alongados e orientados segundo a foliação; podendo ocorrer como agregados de grãos com dimensões de até 1 mm. As quantidades de biotita e muscovita são variáveis. Os cristais são hipidiomórficos e seu tamanho chega a 1 mm, formando agregados sigmoidais, orientados segundo a foliação. A proporção de biotita não ultrapassa 20% e a quantidade de muscovita pode chegar a 85%. Clorita ocorre subordinada, com tamanho submilimétrico e chegando a perfazer até 10% da proporção modal. Os minerais acessórios (não ultrapassam 5%) mais comuns nesta unidade são rutilo, ilmenita, epidoto, turmalina e opacos. Os cristais de granada são poiquilíticos, xenomórficos, com dimensões variando entre 2 e 3 mm, não ultrapassando 10% do total da rocha. Localmente estão alterados para biotita e clorita. Oligoclásio chega a 15%, formando porfiroblastos de até 2 mm. É xenomórfico e ocorre parcialmente orientado segundo a foliação. Como minerais acessórios pode-se citar a turmalina, o zircão, a ilmenita e os opacos, em geral com tamanhos submilimétricos.

**UNIDADE C** As rochas desta unidade apresentam textura lepidoblástica a granolepidoblástica (xistos), granoblástica (quartzitos), lobulada e granulação fina. São constituídas por biotita, muscovita, quartzo, grana-

da e plagioclásio, com opacos, rutilo, ilmenita, zircão, turmalina, epidoto, estauroilita e titanita como acessórios. As variações nas proporções minerais constituem os seguintes tipos litológicos: quartzo-(biotita)-muscovita xisto com porfiroblastos de granada, muscovita xisto com restos de estauroilita e (muscovita) quartzito. Os cristais de granada são poiquilíticos, xenomórficos, com dimensões de 2 a 3 mm. Ocorrem parcialmente alterados para biotita e clorita, perfazendo no máximo 15% do total da rocha. Normalmente a quantidade de biotita não ultrapassa 25% e a muscovita pode chegar a 95% do total da rocha. Os cristais são hipidiomórficos e seu tamanho chega a 1 mm. Ocorrem orientados segundo a foliação, e constituem pequenos agregados sigmoides e bandas com espessuras milimétricas a submilimétricas. A clorita é xenomórfica, de granulação fina (não ultrapassa 5%) e ocorre subordinada a granada e a biotita. O quartzo (varia de ausente a 85%) apresenta contatos lobulados a poligonais e o tamanho dos grãos é na maioria submilimétrico, chegando localmente a 1 mm. É xenomórfico e ocorre parcialmente alongado e orientado segundo a foliação. O oligoclásio chega a 10%, é xenomórfico e forma porfiroclastos de até 2 mm. Ocorre parcialmente orientado segundo a foliação e é parcialmente albitizado e sericitizado. Restos de estauroilita ocorrem em muscovita xisto (nestes xistos a proporção de muscovita varia de 80 a 95%), com dimensões milimétricas (tamanho médio de 1 mm) e com forma xenomórfica, orientados segundo a foliação. Apresentam-se às vezes alterados para clorita e sericita. Como acessórios nas litologias da unidade C ocorrem a turmalina, o zircão, a ilmenita e os opacos, esses últimos com tamanho submilimétrico e forma xenomórfica.

**UNIDADE D** É constituída por serpentinito, talco xisto e clorita xisto. Os serpentinitos apresentam textura tipo feltro a entrelaçada e mais raramente lepidoblástica, com sua composição dominada por serpentina, que varia entre 80 e 95%. Apresentam quantidades variáveis (constituindo minerais acessórios, essenciais ou ausentes) de clorita, talco, magnetita e carbonato (dolomita/ankerita ou magnesita/breunnerita), na forma de porfiroblastos ou cristais dispersos, localmente deformados e orientados segundo a foliação. Em alguns serpentinitos ocorrem fantasmas ou máculas irregulares (pseudomorfos), de dimensões milimétricas, chegando a 5 mm, com restos de olivina no centro sugerindo uma textura *mesh* de substituição. Na grande maioria não existem restos de minerais pretéritos, apenas variações texturais e de concentrações de opacos, sugerindo a presença, também, de pseudomorfos de piroxênios. Clorita xistos, também presentes nessa unidade, apresentam textura decussada, granolepidoblástica a lepidoblástica, foliação marcante ou totalmente isótropa. É constituído por clorita (varia entre 90 – 95%) xenomórfica, verde acinzentada, que ocorre parcialmente orientada segundo a foliação e com dimensões menores que 0,6 mm. A magnetita é comum, com variações entre 5 e 7%, na forma de porfiroblastos xenomórficos a hipidiomórficos, de até 8 mm. Localmente está martitizada, com bordas serrilhadas a planares. Os cristais menores de magnetita normalmente apresentam formas alongadas e estão orientados. Os talco xisto são constituídos por cristais de talco (90 a 98%), com dimensões variando entre 0,5 e 1 mm, e dispostos paralelamente à foliação. Em algumas amostras observa-se cristais de talco mais grossos, com até 1,5 mm, em meio a cristais de talco mais finos (<0,5 mm). Ocorrem pequenas quantidades de clorita, com dimensões entre 0,6 e 1,4 mm, constituindo pequenas lentes descontínuas, que marcam o bandamento composicional paralelo à foliação. Máculas irregulares de clorita (<0,6 mm) e opacos não orientados, com dimensões de 1 a 3 mm, são raras e podem constituir pseudomorfos de olivina e/ou piroxênio. Subordinadamente aparecem cristais de magnetita orientados segundo a foliação, podendo ocorrer traços de rutilo, dispersos, de dimensões inferiores a 0,6 mm.

**Unidade E** As rochas desta unidade apresentam textura lepidoblástica a lepidogranoblástica e granulação fina. São rochas constituídas por biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio, epidoto, granada, hornblenda e clorita, sendo os acessórios mais comuns, opacos, rutilo, ilmenita, titanita e mais raramente cianita e estauroilita. Litologicamente é constituída por (estauroilita)-(cianita)-(hornblenda)-granada-muscovita-biotita-quartzo xisto e/ou granada-biotita-muscovita-quartzo gnaiss, ambos com epidoto e clorita. Os cristais de hornblenda são xenomórficos a hipidiomórficos, ocorrendo orientados segundo a foliação, e com tamanho médio de 1 mm, chegando a formar porfiroclastos. Localmente apresentam bordas de substituição por biotita e clorita. A quantidade média de hornblenda é de 3%, podendo chegar a 20%. Em algumas amostras ela pode estar ausente. A granada ocorre na forma de porfiroblastos de tamanho médio de 3 mm. É poiquilítica (inclusões de quartzo, rutilo, plagioclásio), xenomórfica a hipidiomórfica, sendo localmente automórfica. Alguns cristais apresentam bordas parcialmente alteradas para clorita, epidoto e sericita. A quantidade média de granada é de 7%. A muscovita varia de 10 a 25% nas lâminas observadas. É hipidiomórfica a xenomórfica, ocorrendo orientada segundo a foliação, e formando pequenos bandamentos e agregados sigmoidais. Possui tamanho médio de 1 mm. O plagioclásio ocorre disperso pela rocha, orientado segundo a foliação e com tamanho milimétrico (podendo constituir porfiroblastos de 2mm). Localmente mostra textura mirmequítica; os grãos são xenomórficos a hipidiomórficos. Apresenta-se parcialmente saussuritizados e localmente com bordas recrystalizadas para albita. A quantidade de plagioclásio nestas rochas varia de 15 a 25%. O quartzo é submilimétrico (<1 mm), apresenta extinção ondulante e contatos lobulados a poligonais. É xenomórfico e ocorre orientado segundo a foliação. Pode ocorrer também formando pequenas lentes, algumas dobradas, onde apresenta tamanho milimétrico (1,5 a 1 mm). A quantidade de quartzo varia de 30 a 45% nas lâminas. A biotita é hipidiomórfica a xenomórfica, com tamanho submilimétrico e ocorre formando pequenas



nos agregados. Aparece orientada segundo a foliação e normalmente apresenta-se parcialmente cloritizada. Em algumas lâminas observa-se o crescimento de rutilo junto à biotita. A quantidade de biotita varia de ~1% a 25% nas lâminas das amostras observadas. A clorita é xenomórfica, ocorre parcialmente orientada e junto às bordas da biotita, estaurolita e granada, com tamanho submilimétrico e chegando a perfazer 8% da proporção modal. O epidoto ocorre disperso, localmente chega a 7%. É hipidiomórfico, de cor cinza azulada, com dimensões de até 1 mm. Cristais de cianita xenomórficos dispersos e com dimensões de 1 mm, ocorrem parcialmente muscovitizados ou sericitizados. A estaurolita foi observada em uma lâmina junto à cianita. Constitui pequenos cristais (~1 mm), dispersos pela amostra. São xenomórficos a automórficos e ocorrem orientados segundo a foliação. Localmente estão alterados para muscovita e sericita ou clorita. Os acessórios mais comuns são rutilo, ilmenita, magnetita, turmalina, zircão e apatita.

**QUÍMICA MINERAL** Os minerais que definem a paragênese do pico metamórfico foram analisados no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, usando a CA-MECA SX50, sob condições de 20 kV e 25 nA. Nessas análises foram usados padrões naturais na calibração e com o feixe variando entre 1 e 5 µ. Para cada lâmina, dois a quatro grãos foram analisados em dois a três domínios diferentes, sempre analisando os núcleos e bordas dos minerais. Nos grãos de granada foram feitas travessas composicionais, tendo sido realizadas entre 10 a 30 análises em cada perfil. Em um grão de granada da amostra MA-2-50, além de perfis foram feitos mapas composicionais, com os elementos Na, Ca, Fe, Mn e Mg, usando condições de 20 kV, 60 nA e 75 msec (milesegundo) de tempo de residência (*dwell time*). As amostras analisadas pertencem à unidade E do Grupo Araxá. A amostra SG-6 foi coletada na região de Morrinhos e representa continuidade geológica da unidade E. A tabela 1 apresenta o resumo das associações minerais observadas e utilizadas no cálculo das condições de P e T.

**Plagioclásio** Na amostra MA-1-37, o plagioclásio

apresenta composição homogênea, an<sub>32</sub>, e poucos grãos com borda (B) de albita (an<sub>1</sub>). Em MA-2-51B, os núcleos (N) são ricos em Ca, com valores entre an<sub>N32-27</sub> e bordas an<sub>B27-14</sub>. Os grãos de plagioclásio da amostra MA-2-25 apresentam pouca variação composicional, entre an<sub>35</sub> e an<sub>25</sub>, não sendo possível estabelecer qual a relação composicional entre núcleo e borda dos grãos. A variação composicional mais interessante foi observada na amostra MA-2-50. Nesse caso os grãos da matriz têm núcleos pouco mais ricos em Ca, an<sub>29-25</sub>, e borda mais albitica, an<sub>27-24</sub>, sendo comum a ocorrência de grãos de albita pura na matriz. Entretanto em porfiroblasto de granada, do núcleo para as bordas, a composição das inclusões aumenta de an<sub>6</sub> até an<sub>10</sub>, e passando o hiato da peristerita, a composição das inclusões de plagioclásio varia entre an<sub>27</sub> e an<sub>43</sub>. Embora haja a tendência de aumento do teor de anortita para as bordas, ocorrem inclusões com composições que fogem a essa tendência. O padrão composicional é complexo, sugerindo aparecimento da granada, epidoto e plagioclásio com o consumo concomitante de grãos de plagioclásio e subsequente consumo de epidoto. A composição entre an<sub>27</sub> e an<sub>30</sub>, das inclusões próximas às bordas é similar aos grãos da matriz, e pode sugerir que essa é a composição do pico metamórfico, enquanto valores mais altos, an<sub>43</sub>, podem ser de grãos detríticos que não foram totalmente dissolvidos. Análises químicas representativas de plagioclásio estão na tabela 2.

**Granada** Em porfiroblasto da amostra MA-1-37 ocorre uma série de inclusões, do núcleo para a borda, de clorita, estaurolita, cianita e sillimanita e, para investigar as variações composicionais, foram feitos oito perfis ao longo do grão. A composição é dominada pela molécula almandina, seguida por piropo, espessartita e grossulária. O centro composicional do grão coincide com o seu centro geométrico e, a partir daí ocorre aumento suave de Fe e Ca em direção às bordas, alm<sub>N65→B68</sub> e grs<sub>N4→B8</sub>, com a diminuição de Mg e Mn, prp<sub>N18→B16</sub> e sps<sub>N12→B10</sub>. Seguidamente, por sua vez, há mudança repentina das concentrações junto à porção externa do grão (alm<sub>71</sub>pyr<sub>13</sub>sps<sub>3,8</sub>grs<sub>12</sub>), na qual ocorre a diminuição de Mg e Mn e, aumento de Ca e Fe (Fig. 4A). Algumas

Tabela 1 - Minerais presentes nas amostras usadas para termobarometria. A localização das amostras é mostrada na figura 2.

Amostras -	MA-1-34	MA-1-37	MA-2-25	MA-2-50	MA-2-51B	MA-3-22	SG-6
quartzo	X	X	X	X	X	X	X
muscovita	X	X	X	X	X	X	X
biotita	X	X	X	X	X	X	X
granada	X	X	X	X	X	X	X
estaurolita		X					
cianita		X					X
sillimanita		X					
hornblenda	X		X		X	X	
plagioclásio	X	X	X	X	X	X	X
epidoto	X		X		X		

Tabela 2 - Análises químicas representativas dos plagioclásios. N = núcleo, B = borda. Os átomos foram calculados na base de 8 oxigênios.

	MA-1-34	MA-1-34	MA-1-38	MA-1-38	MA-2-25	MA-2-25	MA-2-50	MA-2-50	MA-2-51B	MA-2-51B	MA-3-22	MA-3-22	MA-3-37	MA-3-37	SG-6	SG-6
	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	N
SiO <sub>2</sub>	62.40	60.39	67.89	68.33	59.55	60.35	61.67	61.98	59.67	60.16	61.32	62.50	60.32	60.51	60.67	60.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.55	24.71	21.14	20.19	24.94	24.55	24.23	24.00	25.42	23.57	25.51	25.17	24.70	24.80	24.47	24.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.09	0.02	0.04	0.02	0.11	0.12	0.09	0.00	0.01	0.04	0.07	0.10	0.11	0.00	0.07
CaO	5.78	6.86	1.53	0.76	7.73	6.96	5.46	5.08	6.86	5.08	6.40	5.77	6.28	6.24	5.94	6.05
Na <sub>2</sub> O	8.45	7.87	11.21	11.77	7.57	8.00	7.63	7.85	7.97	8.67	8.35	8.71	7.29	7.25	8.62	8.52
K <sub>2</sub> O	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.14	0.06	0.08	0.04	0.04	0.06	0.07	0.05	0.03	0.07	0.06
Total	100.25	99.98	101.85	101.15	99.86	100.11	99.17	99.08	99.96	97.52	101.68	102.29	98.74	98.93	99.78	99.80
Si	2.76	2.69	2.92	2.96	2.66	2.69	2.75	2.76	2.66	2.74	2.68	2.71	2.71	2.71	2.71	2.70
Al	1.23	1.30	1.07	1.03	1.32	1.29	1.27	1.26	1.34	1.26	1.32	1.29	1.31	1.31	1.29	1.30
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.27	0.33	0.07	0.04	0.37	0.33	0.26	0.24	0.33	0.25	0.30	0.27	0.30	0.30	0.28	0.29
Na	0.72	0.68	0.94	0.99	0.66	0.69	0.66	0.68	0.69	0.77	0.71	0.73	0.63	0.63	0.75	0.74
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	4.99	5.00	5.01	5.02	5.01	5.01	4.95	4.95	5.02	5.02	5.01	5.01	4.96	4.95	5.03	5.03
Albita	72.26	67.33	92.68	96.30	63.75	67.02	71.40	73.30	67.55	75.44	70.06	72.94	67.52	67.63	72.12	71.55
Anortita	27.35	32.38	6.92	3.41	35.96	32.20	28.28	26.27	32.16	24.36	29.64	26.67	32.16	32.15	27.49	28.06

conclusões podem ser extraídas quando à informação petrográfica é associada à composição química: o grão cresceu com consumo contínuo de clorita, e com o consumo de estauroilite e plagioclásio no final da sua cristalização, o que justifica o aumento repentino de Fe e Ca. Entende-se que algum reajuste tardio ocorreu nas bordas do grão, sem que tenha havido dissolução e consumo dos mesmos, o que é justificado pela diminuição constante de Mn junto às bordas, como sugerido por Kohn & Spear (2000).

Os grãos de granada da amostra (MA-2-51B) são ricos em grossulária e mostram um perfil tipo sino achatado. Apresenta zoneamento em direção às bordas, com diminuição de Fe, Mg e Mn ( $\text{alm}_{\text{N75} \rightarrow \text{B68}}$ ,  $\text{prp}_{\text{N14} \rightarrow \text{B11,5}}$ ,  $\text{sps}_{\text{N4} \rightarrow \text{B1,1}}$ ), e perfil plano para Ca no núcleo com aumento de sua concentração para as bordas ( $\text{grs}_{8-14-\text{max}-20}$ ) com subsequente diminuição (Fig. 4B). Os grãos da amostra MA-2-25 apresentam aumento de Fe e Mg do núcleo para a borda ( $\text{alm}_{\text{N62} \rightarrow \text{B66}}$ ,  $\text{prp}_{\text{N4} \rightarrow \text{B11}}$ ) e diminuição de Ca e Mn (Fig. 4C). Para a amostra MA-2-50 foram feitos mapas composicionais de Fe, Mn, Mg, Ca e Na (Fig. 4D). O centro composicional do grão é deslocado em relação ao núcleo geométrico, com a concentração de Fe aumentando do núcleo para as bordas e depois diminuindo ( $\text{alm}_{\text{N69} \rightarrow \text{B72} \rightarrow \text{67}}$ ), enquanto Mn, Mg e Ca diminuem do núcleo para a borda com aumento de Mg e Ca na borda externa. Análises representativas da composição dos grãos de granada estão na tabela 3.

**Anfibólio** Anfibólio cálcico apresenta composição variando entre magnésio-hastingsita a ferro-pargasita, embora algumas análises situem-se no campo da tschermakita (Fig. 5A, 5B, Tab. 4). As análises da amostra MA-2-25 apresentam 0,06 *a.p.f.u.* (átomos por unidade

de fórmula) de Ti, entre 1,78 e 1,49 *a.p.f.u.* de Al<sup>IV</sup> e entre 1,24 e 1,01 *a.p.f.u.* de Al<sup>VI</sup>, com maior variação de Al<sup>IV</sup>, o que sugere que a substituição *tschermak* não é a única a envolvida na variação composicional do anfibólio, sendo que o restante de Al<sup>VI</sup> deve estar relacionado com a substituição de edenita.

**Biotita** Em todas as amostras analisadas a biotita apresenta baixo Ti, com valores entre 0,07 e 0,11 *a.p.f.u.*, com  $X_{\text{Mg}}$  entre 0,58 e 0,52, localizando-se no campo do lepidomelano (Fig. 5C, Tab. 5).

**Muscovita** A razão Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> entre 0,4 e 0,93;  $X_{\text{Mg}}$  entre 0,3 e 0,6; e relação Si/Al variando entre 1,04 e 1,29, permitem classificar os grãos de mica branca como fenigita (Tab. 6).

**Estauroilite** Estauroilite apresenta razão  $X_{\text{Mg}}$  variando entre 0,22 e 0,20, não sendo detectado zoneamento composicional. Os conteúdos de Ti e Mn são baixos ficando entre os intervalos de 0,09 e 0,12 *a.p.u.f.* e 0,006 e 0,03 *a.p.u.f.*, respectivamente, sendo comum a relação inversa entre  $X_{\text{Mg}}$  e Mn (Tab. 7).

**Epidoto** Os cristais de epidoto apresentam entre 0,41 e 0,32 *a.p.u.f.* de Fe<sup>3+</sup>, sendo a concentração inversa à do Al, indicando solução sólida com clinozoizita (Tab. 8).

**METAMORFISMO E TERMOBAROMETRIA** Nas rochas atribuídas ao Grupo Araxá (granada-muscovita-biotita xistos e/ou gnaisses com ou sem hornblenda, granada-muscovita-biotita xisto feldspático, granada-muscovita-biotita xisto com cianita e estauroilite) as associações minerais relacionadas ao pico metamórfico são:



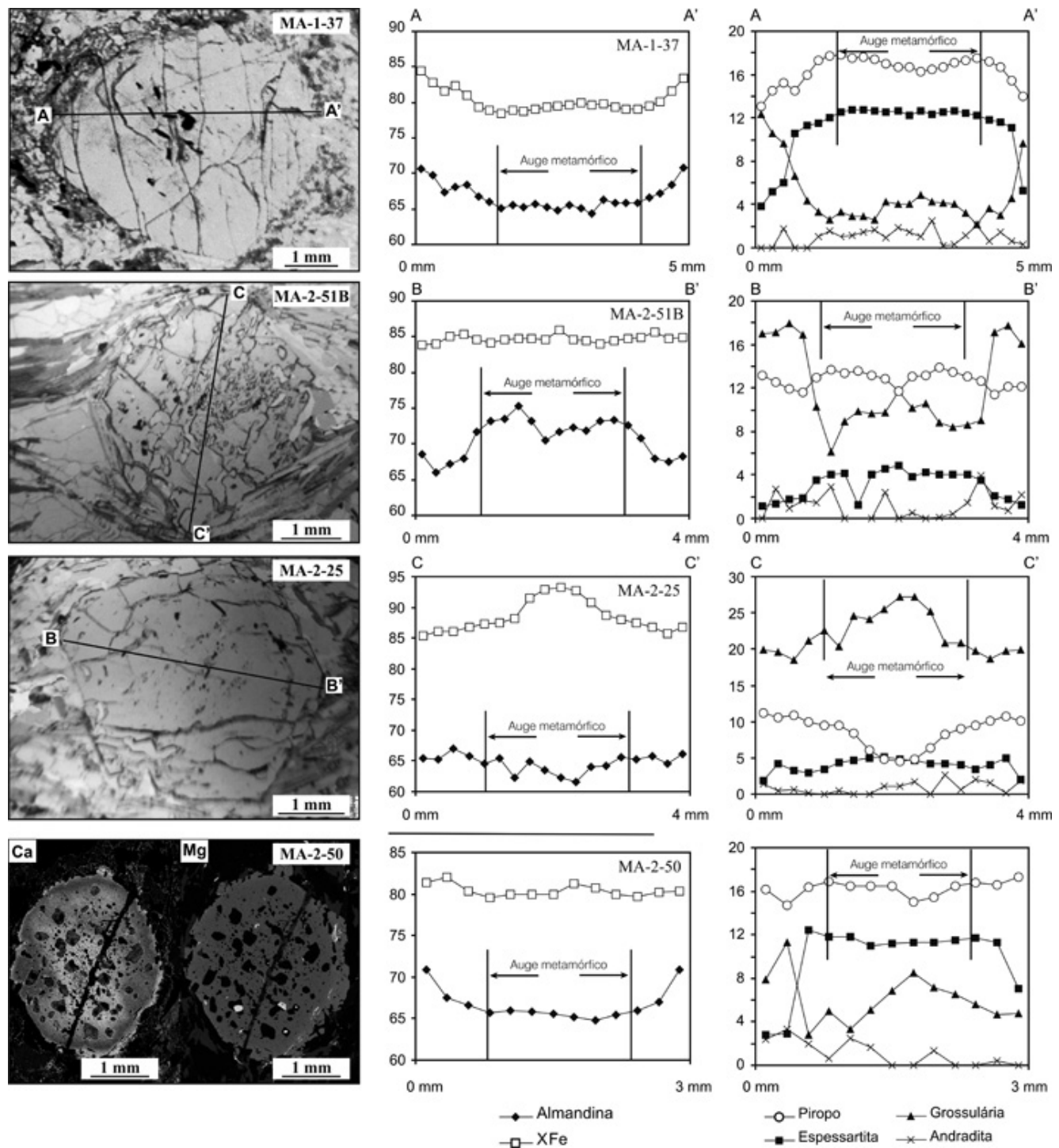


Figura 4 - (A) Fotomicrografia de cristal de granada mostrando a localização do perfil da amostra MA-1-37; (B) Fotomicrografia de cristal de granada mostrando a localização do perfil da amostra MA-2-51B, (C) Fotomicrografia de cristal de granada mostrando a localização do perfil da amostra MA-2-25, (D) Fotomicrografia do mapa composicional de Ca e Mg, e perfil da amostra MA-2-50.

biotita + plagioclásio + anfibólio, biotita + plagioclásio + anfibólio + granada, granada + plagioclásio + biotita + estauroлита + cianita. A fibrolita ocorre em uma única amostra; e a muscovita e quartzo sempre ocorrem como fases em excesso. Todas as rochas apresentam paragéneses minerais típicas da fácies anfibolito médio a superior. A presença de plagioclásio e epidoto nos gnaisses e xis-

tos implica que essas rochas não são pelitos puros.

Os minerais que formam as paragéneses do pico metamórfico também marcam a foliação principal, embora os porfiroblastos de granada apresentem inclusões desenhando formas sigmoidais, mas sem continuidade entre as foliações interna e externa, o que indica ter crescido em estágio anterior ou inicial da principal

*Tabela 3 - Análise química e fórmula estrutural de cristal de granada (MA-I-37). N = núcleo e B = borda. Os átomos foram calculados na base de 12 oxigênios.*

	B	B	B						N	N	N	N	N	N	N	N	N						B	B	B
SiO <sub>2</sub>	38.23	37.34	36.55	37.75	36.89	37.28	37.24	37.12	37.30	36.97	37.12	36.94	37.38	37.13	37.31	37.23	37.16	37.10	37.18	37.20	37.20	37.11	36.96	37.29	
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.06	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.30	21.07	20.96	21.28	20.80	21.42	21.07	21.14	21.02	21.10	21.01	21.00	21.05	20.84	21.06	20.89	21.08	20.98	20.92	21.04	20.83	21.06	21.04	20.99	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.61	0.00	0.00	0.37	0.53	0.36	0.40	0.48	0.56	0.32	0.61	0.49	0.34	0.85	0.06	0.11	0.37	0.71	0.20	0.48	0.19	0.09	
FeO	31.82	31.17	29.46	30.30	30.00	29.78	29.41	28.92	29.25	28.83	29.14	28.82	28.96	29.11	29.02	28.66	29.46	29.20	29.25	29.33	29.66	29.82	30.20	31.55	
MnO	1.71	2.28	2.58	4.66	4.89	5.05	5.27	5.50	5.63	5.58	5.52	5.48	5.58	5.36	5.58	5.43	5.51	5.53	5.46	5.37	5.21	5.10	4.85	2.32	
MgO	3.28	3.65	3.73	3.63	3.93	4.34	4.42	4.45	4.38	4.37	4.34	4.22	4.19	4.17	4.08	4.13	4.17	4.27	4.33	4.38	4.30	4.16	3.83	3.51	
CaO	4.35	3.66	3.90	2.35	1.48	1.54	1.50	1.54	1.45	1.50	1.50	1.79	2.04	1.91	2.09	2.36	1.53	1.53	1.52	1.52	1.47	1.56	1.76	3.46	
Total	100.72	99.22	97.79	100.02	97.98	99.81	99.14	99.02	99.45	98.84	99.20	98.58	99.81	99.01	99.52	99.17	99.00	98.74	99.06	99.59	98.88	99.37	98.85	99.22	
Si	3.02	3.00	2.98	3.01	3.01	2.98	2.99	2.99	2.99	2.98	2.99	2.99	2.99	2.99	2.99	2.99	3.00	3.00	2.99	2.98	3.00	2.98	2.99	3.00	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Al	1.99	2.00	2.01	2.00	2.00	2.02	1.99	2.01	1.99	2.01	1.99	2.00	1.99	1.98	1.99	1.98	2.00	2.00	1.99	1.99	1.98	2.00	2.01	1.99	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	
Fe <sup>2+</sup>	2.10	2.09	2.01	2.02	2.05	1.99	1.97	1.95	1.96	1.95	1.96	1.95	1.94	1.96	1.95	1.92	1.99	1.97	1.97	1.97	2.00	2.01	2.04	2.12	
Mn	0.12	0.16	0.18	0.32	0.34	0.34	0.36	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.37	0.38	0.37	0.38	0.38	0.37	0.37	0.36	0.35	0.33	0.16	
Mg	0.39	0.44	0.45	0.43	0.48	0.52	0.53	0.53	0.52	0.53	0.52	0.51	0.50	0.50	0.49	0.49	0.50	0.51	0.52	0.52	0.52	0.50	0.46	0.42	
Ca	0.37	0.32	0.34	0.20	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.16	0.18	0.17	0.18	0.20	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.15	0.30	
Soma	7.98	8.00	8.00	7.99	7.99	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
Alm	70.72	69.75	67.41	68.09	68.39	66.76	66.01	65.13	65.55	65.22	65.66	65.24	64.80	65.54	65.05	64.35	66.29	65.79	65.79	65.88	66.67	67.15	68.34	70.75	
Pyr	13.01	14.56	15.19	14.52	15.99	17.34	17.68	17.87	17.51	17.64	17.42	17.03	16.69	16.73	16.27	16.50	16.72	17.14	17.36	17.53	17.22	16.71	15.45	14.02	
Sps	3.87	5.16	5.98	10.61	11.30	11.47	11.99	12.55	12.76	12.78	12.60	12.55	12.65	12.22	12.66	12.35	12.55	12.64	12.45	12.23	11.85	11.62	11.10	5.26	
Gros	12.30	10.53	9.&2	6.67	4.31	3.35	2.54	3.37	2.89	2.93	2.60	4.25	4.02	4.02	4.87	4.23	4.14	4.09	3.26	2,19	3.61	2.9	4.52	9.66	
And	0.00	0.00	1.81	0.00	0.00	1.08	1.58	1.09	1.19	1.43	1.68	0.94	1.83	1.49	1.04	2.52	0.20	0.35	1.10	2.12	0.60	1.43	0.59	0.30	
Uva	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.20	0.00	0.10	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.10	0.05	0.10	0.00	0.05	0.05	0.05	0*10	0.00	0.00	
X Fe	84.46	82.73	81.61	82.42	81.05	79.38	78.87	78.47	78.92	78.71	79. 3	79.30	79.52	79.67	79.99	79.59	79.86	79.33	79.12	78.99	79.48	80.07	81.56	83.46	

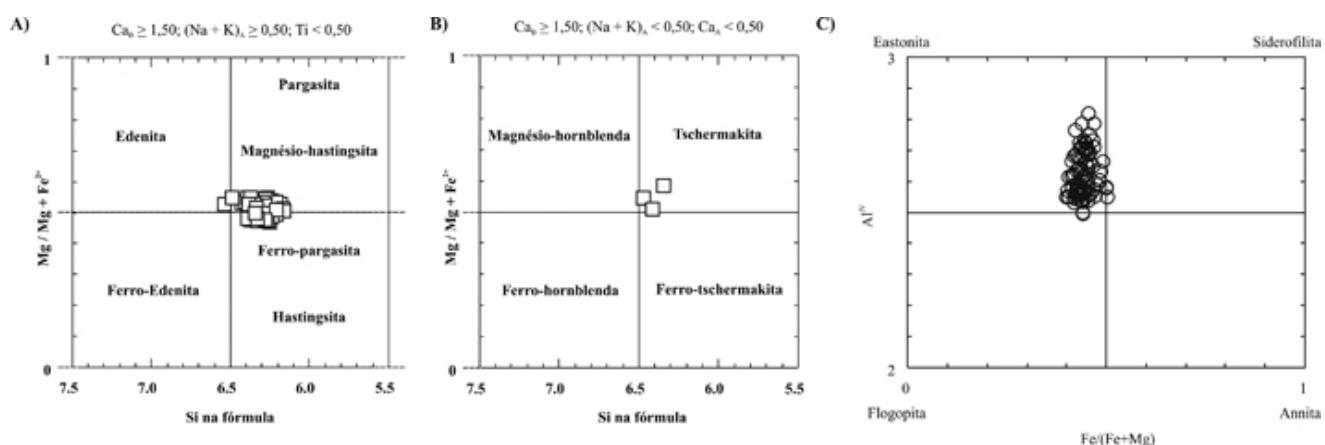


Figura 5 - A) e B) Diagrama de classificação dos anfíbólios baseado em Leake et al. (1997). C) Diagrama de classificação de biotita.

**Tabela 4 - Análises químicas representativas do anfibólio. N = núcleo e B = borda. Os átomos foram calculados na base de 23 oxigênios.**

	MA-1-34	MA-1-34	MA-2-25	MA-2-25	MA-2-51B	MA-2-51B	MA-3-22	MA-3-22
	N	B	N	B	N	B	N	B
SiO <sub>2</sub>	42.51	43.09	41.87	42.07	42.12	38.32	41.89	43.65
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.45	0.52	0.48	0.38	0.37	0.03	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.93	16.17	16.42	16.23	15.89	15.20	17.70	16.70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.04	0.07	0.04	0.00	0.01	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.35	0.67	1.54	1.21	1.96	3.03	1.36	1.00
FeO	14.14	14.67	15.08	15.09	14.17	12.82	12.86	13.09
MnO	0.07	0.00	0.05	0.06	0.05	0.07	0.04	0.02
MgO	8.42	8.70	7.99	8.02	8.66	7.87	8.71	8.85
CaO	11.06	11.25	11.04	10.97	11.03	9.87	10.94	10.64
Na <sub>2</sub> O	2.00	2.12	1.94	2.07	1.97	1.89	2.07	2.07
K <sub>2</sub> O	0.40	0.46	0.60	0.53	0.41	0.42	0.41	0.35
Total	97.31	97.58	97.08	96.79	96.70	89.87	96.01	96.42
Si	6.28	6.36	6.25	6.30	6.29	6.18	6.24	6.44
Ti	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.00	0.00
Al	2.95	2.81	2.89	2.86	2.80	2.89	3.11	2.91
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.15	0.07	0.17	0.14	0.22	0.37	0.15	0.11
Fe <sup>2+</sup>	1.75	1.81	1.88	1.89	1.77	1.73	1.60	1.62
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	1.85	1.91	1.78	1.79	1.93	1.89	1.93	1.95
Ca	1.75	1.78	1.77	1.76	1.77	1.71	1.75	1.68
Na	0.57	0.61	0.56	0.60	0.57	0.59	0.60	0.59
K	0.08	0.09	0.12	0.10	0.08	0.09	0.08	0.07
Soma	15.44	15.49	15.49	15.50	15.48	15.49	15.47	15.37

fase deformacional de caráter dúctil (D<sub>n</sub>).

As relações composicionais e texturais observadas em duas das rochas metassedimentares do Grupo Araxá indicam a trajetória do metamorfismo progressivo. Em MA-2-50, as inclusões de plagioclásio em porfiroblasto de granada sugerem evolução marcada por aumento de temperatura do núcleo para as bordas: o conteúdo de anortita das inclusões aumenta do núcleo para a borda do porfiroblasto, com valores variando de An<sub>5</sub>, próximos ao núcleo, aumentando gradativamente até An<sub>10</sub> e daí para An<sub>20</sub>, marcando o hiato de miscibilidade da peristerita, com aumento gradativo até An<sub>35</sub>, próximo às bordas, que é a composição dos grãos da matriz (Fig. 6A).

Por sua vez na lâmina da amostra MA-1-37 é possível inferir não só o aumento de temperatura do metamorfismo, mas a trajetória P-T da rocha, já que a sucessão de inclusões estaurolita, cianita e sillimanita (fibrolita) é observada, do centro para a borda do porfiroblasto de granada (Fig. 6B). Nesse caso as inclusões definem a porção progressiva de trajetória P-T horária, típica de cinturões colisionais (England & Thompson 1984), em regime de pressões intermediárias.

O retrometamorfismo é marcado: (i) pelo crescimento de clorita sobre biotita e granada, por vezes substituindo boa parte dos grãos; (ii) pelos grandes grãos de muscovita dispostos de forma aleatória sobre a foliação principal e, (iii) pela saussuritização do plagioclásio. As associações evidenciam variação das

**Tabela 5 - Análises químicas representativas de biotita. N = núcleo, B = borda. Os átomos foram calculados na base de 11 oxigênios.**

	MA-1-34	MA-1-34	MA-1-37	MA-1-37	MA-1-38	MA-1-38	MA-2-25	MA-2-25	MA-2-50	MA-2-50	MA-2-51B	MA-2-51B	MA-3-22	MA-3-22	SG-6	SG-6
	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B
SiO <sub>2</sub>	36.68	36.78	35.95	37.08	37.13	35.61	37.34	37.70	37.11	37.39	34.78	34.73	37.23	37.17	36.51	33.66
TiO <sub>2</sub>	1.81	1.82	1.41	1.66	0.03	0.00	1.83	1.80	2.03	2.19	1.76	1.88	0.06	0.03	1.95	1.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.21	16.28	16.75	17.53	17.76	16.24	16.00	15.85	16.13	15.75	16.98	16.97	17.67	17.49	16.94	17.58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.08	0.09	0.06	0.08	0.05	0.08	0.07	0.05	0.07	0.07	0.12	0.00	0.09	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00	1.33	0.00	0.00	0.00	0.00	1.68	0.00	0.00	0.60	0.00	3.23
FeO	16.86	18.52	16.74	15.79	20.31	20.95	17.80	16.79	17.25	17.09	15.32	17.47	15.62	16.07	18.10	16.49
MnO	0.01	0.03	0.07	0.02	0.29	0.21	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.05	0.03	0.06
MgO	12.01	11.79	12.45	12.48	8.42	8.93	11.62	11.76	12.12	11.70	11.98	11.61	12.80	12.42	10.57	12.35
CaO	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.04	0.24	0.29	0.08	0.12	0.08	0.12	0.13	0.14	0.08	0.09	0.11	0.16	0.18	0.10
K <sub>2</sub> O	9.05	9.36	9.39	9.53	9.49	8.98	9.64	9.61	9.78	9.75	8.63	9.51	9.37	9.02	9.11	7.59
Total	92.84	94.73	93.64	94.45	93.60	92.44	94.39	93.71	94.63	94.09	91.30	92.42	92.90	93.10	93.39	92.48
Si	2.83	2.80	2.76	2.80	2.88	2.83	2.85	2.88	2.82	2.85	2.72	2.72	2.84	2.84	2.81	2.62
Ti	0.11	0.10	0.08	0.09	0.00	0.00	0.11	0.10	0.12	0.13	0.10	0.11	0.00	0.00	0.11	0.08
Al	1.47	1.46	1.52	1.56	1.63	1.52	1.44	1.43	1.45	1.42	1.57	1.57	1.59	1.58	1.54	1.61
Cr	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.04	0.00	0.19
Fe <sup>2+</sup>	1.09	1.18	1.08	1.00	1.32	1.39	1.14	1.07	1.10	1.09	1.00	1.14	1.00	1.03	1.17	1.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.38	1.34	1.43	1.40	0.97	1.06	1.32	1.34	1.37	1.33	1.40	1.35	1.46	1.41	1.21	1.43
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
K	0.89	0.91	0.92	0.92	0.94	0.91	0.94	0.94	0.95	0.95	0.86	0.95	0.91	0.88	0.90	0.76
Soma	7.78	7.82	7.86	7.81	7.78	7.83	7.80	7.78	7.82	7.80	7.78	7.87	7.82	7.80	7.77	7.78
XMg	0.56	0.53	0.57	0.58	0.42	0.43	0.54	0.55	0.56	0.55	0.58	0.54	0.59	0.58	0.51	0.57

Tabela 6 - Análises químicas de cristais de muscovita. N = núcleo, B = borda. Os átomos foram calculados na base de 11 oxigênios.

	SG-6	SG-6	MA-1-34	MA-1-34	MA-1-38	MA-1-38	MA-2-25	MA-2-25	MA-2-50	MA-2-50	MA-3-22	MA-3-22	MA-2-51B	MA-2-51B	MA-1-37	MA-1-37
	N	N	N	B	N	B	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
SiO <sub>2</sub>	46.17	45.26	47.01	47.22	46.74	46.98	47.39	46.93	46.47	45.72	46.29	46.48	46.31	46.10	46.31	46.21
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.83	0.53	0.41	0.00	0.02	0.61	0.55	0.97	0.88	0.03	0.03	0.48	0.55	0.47	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.41	33.84	32.09	31.86	32.49	32.47	31.45	30.79	30.54	31.02	36.20	34.72	33.00	33.68	32.73	32.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.06	0.02	0.00	0.03	0.10	0.02	0.06	0.02	0.01	0.06	0.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.69	1.91	1.47	1.64	0.00	2.12	1.93	2.00	2.51	2.45	1.27	1.41	1.85	1.74	2.41	2.62
MnO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02
MgO	0.78	0.82	1.39	1.54	1.55	1.43	1.49	1.69	1.00	0.87	0.79	1.17	1.25	1.34	0.64	0.81
CaO	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.06	0.02
Na <sub>2</sub> O	1.47	1.46	1.6	1.15	0.55	0.36	1.07	1.03	1.25	1.40	1.76	1.51	1.66	1.18	2.02	1.84
K <sub>2</sub> O	8.85	9.08	9.48	9.69	10.38	10.74	9.74	9.81	9.64	9.69	8.67	8.96	9.11	9.66	8.64	8.69
Total	94.00	93.21	93.24	93.56	91.80	94.21	93.71	92.81	92.42	92.14	95.06	94.36	93.69	94.31	93.35	93.00
Si	3.10	3.08	3.19	3.20	3.20	3.18	3.21	3.22	3.21	3.17	3.06	3.11	3.13	3.10	3.15	3.16
Ti	0.03	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.05	0.05	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03
Al	2.73	2.72	2.57	2.54	2.63	2.59	2.51	2.49	2.48	2.54	2.83	2.74	2.63	2.67	2.62	2.59
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.10	0.11	0.08	0.09	0.00	0.12	0.11	0.12	0.15	0.14	0.07	0.08	0.11	0.10	0.14	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.08	0.08	0.14	0.16	0.16	0.14	0.15	0.17	0.10	0.09	0.08	0.12	0.13	0.14	0.07	0.08
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.19	0.19	0.17	0.15	0.07	0.05	0.14	0.14	0.17	0.19	0.23	0.20	0.22	0.15	0.27	0.24
K	0.76	0.79	0.82	0.84	0.91	0.93	0.84	0.86	0.85	0.86	0.73	0.76	0.79	0.83	0.75	0.76
Soma	6.98	7.01	6.99	7.00	6.97	7.01	7.00	7.01	7.01	7.04	7.00	7.00	7.03	7.02	7.02	7.02
XMg	0.45	0.43	0.63	0.63	1.00	0.55	0.58	0.60	0.42	0.39	0.53	0.59	0.55	0.58	0.32	0.36

Tabela 7 - Análises químicas de cristais de estautolita. N = núcleo, B = borda. Os átomos foram calculados na base de 46 oxigênios.

	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37	MA-3-37
	N	N	N	N	B	N	B	B	N	N	N	N	B
SiO <sub>2</sub>	27.88	27.46	27.67	27.91	27.76	27.59	28.63	27.80	27.07	27.66	28.08	27.19	27.43
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.39	0.55	0.59	0.45	0.51	0.53	0.56	0.38	0.34	0.36	0.45	0.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51.88	52.17	51.98	52.73	52.49	52.88	53.58	52.92	52.99	52.16	51.55	51.98	51.85
FeO	14.72	14.41	14.92	14.17	13.62	14.38	14.19	14.21	14.02	14.41	14.62	14.42	14.25
MnO	0.10	0.09	0.06	0.13	0.09	0.11	0.10	0.07	0.07	0.03	0.09	0.09	0.11
MgO	2.35	2.33	2.19	2.03	2.06	1.99	2.03	2.04	2.04	2.43	2.34	2.23	2.15
Total	97.46	96.85	97.37	97.55	96.48	97.47	99.06	97.61	96.56	97.02	97.05	96.35	96.26
Si	7.81	7.73	7.77	7.78	7.81	7.71	7.85	7.75	7.63	7.77	7.89	7.70	7.77
Ti	0.11	0.08	0.12	0.12	0.10	0.11	0.11	0.12	0.08	0.07	0.08	0.10	0.10
Al	17.14	17.32	17.20	17.34	17.40	17.43	17.32	17.39	17.60	17.27	17.08	17.36	17.31
Fe <sup>2+</sup>	3.45	3.39	3.50	3.31	3.20	3.36	3.25	3.31	3.30	3.39	3.44	3.42	3.37
Mn	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03
Mg	0.98	0.98	0.92	0.84	0.86	0.83	0.83	0.85	0.86	1.02	0.98	0.94	0.91
Soma	29.51	29.53	29.52	29.42	29.40	29.47	29.38	29.44	29.49	29.52	29.49	29.53	29.48

condições metamórficas da fácies anfibolito para a fácies xisto verde. O retrometamorfismo é resultante do equilíbrio mineral sin- a tardi- D<sub>n</sub>, pois os minerais formados nessa fase encontram-se deformados e parcialmente orientados.

Nas rochas metaultramáficas (Unidade D), mui-

to raramente, são observados pseudomorfos e restos de olivina, com tramas sugestivas de re-equilíbrio metamórfico de fácies anfibolito. As paragêneses e associações minerais encontradas (serpentina, talco, clorita, magnetita e carbonatos), são típicas da fácies xisto verde (<550°C).



Tabela 8 - Análises químicas de cristais de epidoto. N = núcleo, B = borda. Os átomos foram calculados na base de 12,50 oxigênios.

	MA-1-34	MA-1-34	MA-2-25	MA-2-25	MA-2-51B	MA-2-51B
	N	N	B	N	N	B
SiO <sub>2</sub>	37.86	38.83	38.68	39.77	37.84	37.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.49	29.16	28.92	27.95	28.34	29.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.31	5.49	6.05	6.72	6.83	6.31
FeO	0.06	0.05	0.05	0.21	0.06	0.06
MgO	0.11	0.06	0.09	0.02	0.08	0.05
CaO	23.37	23.84	23.64	23.93	23.18	23.67
Total	96.23	97.46	97.45	98.63	96.36	97.24
Si	2.99	3.01	3.01	3.06	2.98	2.96
Al	2.65	2.67	2.65	2.54	2.63	2.68
Fe <sup>3+</sup>	0.38	0.32	0.35	0.39	0.41	0.37
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Ca	1.98	1.98	1.97	1.98	1.96	1.98
Soma	8.00	7.99	7.99	7.98	8.00	8.01

Os cálculos das condições de *P-T* do metamorfismo foram feitos com o programa THERMOCALC (Powell & Holland 1994), usando a composição próxima das bordas dos grãos de granada e as composições mais representativas dos outros minerais presentes. Os resultados obtidos são mostrados na tabela 9.

Na região de Mairipotaba a temperatura calculada está em torno de 610 °C e pressões que variam entre 8,5 e 10 kbar, valores compatíveis com o campo de estabilidade de cianita e estaurolita. Na amostra MA-1-37, que apresenta cianita e sillimanita, os cálculos efetuados apresentam melhor resultado estatístico quando cianita é usada, ao invés de sillimanita, o que é compatível com as amostras que não apresentam aluminos-

Tabela 9 - Resultados das condições *P* e *T* do metamorfismo calculados com THERMOCALC.

Amostra	<i>T</i> (°C)	2σ	<i>P</i> (kbar)	2σ
MA-1-34	617	(28)	10,3	(1)
MA-1-37	610	(11)	8,5	(0,7)
MA-2-25	603	(25)	10,1	(0,9)
MA-2-50	594	(7)	9,1	(0,2)
MA-2-51B	610	(7)	9,9	(0,9)
MA-3-22	593	(20)	8,3	(0,6)
SG-6	570	(19)	8,5	(0,6)
PO-101	580	(33)	7,9	(1,1)
PO-130	628	(17)	8,6	(0,6)

silicatos e cujos cálculos produzem condições *P-T* no campo da cianita. Esses fatos sugerem que o auge do metamorfismo ocorreu no campo de estabilidade de cianita e que, a sillimanita observada nas amostras cresceu durante o estágio de decompressão e resfriamento, já na porção regressiva da trajetória *P-T* percorrida pela rocha na litosfera. Isso indica que mesmo apresentando série de fácies cianita-sillimanita, o gradiente metamórfico de campo (Turner 1981) do Grupo Araxá não é aquele típico de metamorfismo barroviiano, de pressões tipicamente intermediárias, pois o gradiente apresenta razão *P/T* mais elevada (Fig. 7).

Duas amostras de gnaisses do Arco Magmático de Goiás (amostras PO-101 e PO-130) foram usadas para cálculos termobarométricos, com o objetivo de comparar o grau metamórfico entre as unidades (Arco Magmático de Goiás e Grupo Araxá). A amostra PO-101 apresenta a associação granada + anfibólio + feldspato + biotita + muscovita, e a amostra PO-130 a associação granada + feldspato + biotita + muscovita, ambas com quartzo e opacos associados. Para as amostras do Arco Magmático de Goiás, as temperaturas cal-

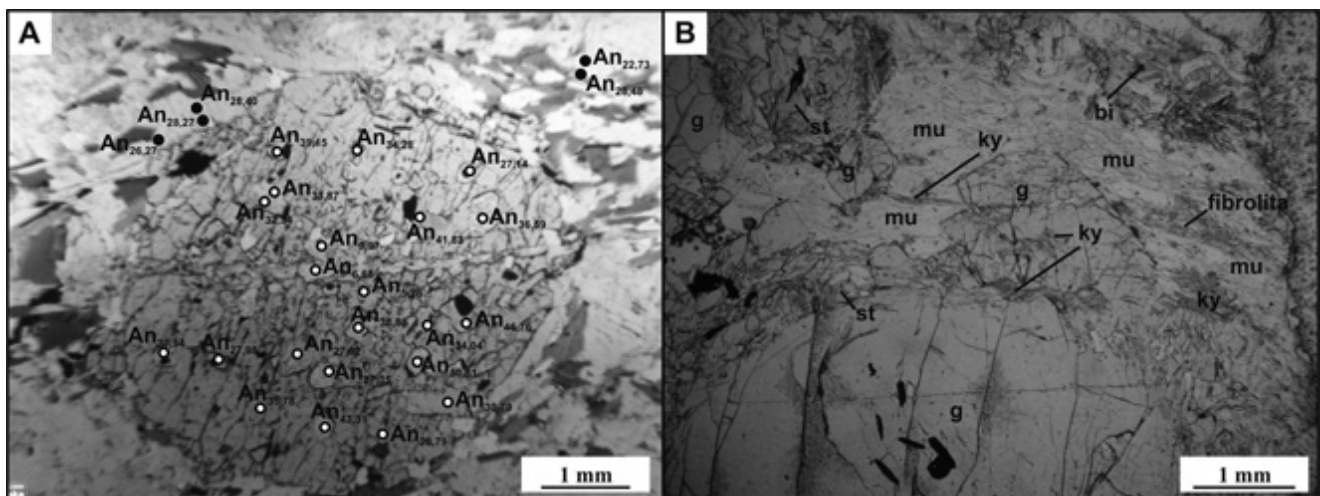


Figura 6 - A) Fotomicrografia de porfiroblasto de granada com diversas inclusões de plagioclásio; os valores indicados são referentes à composição das inclusões (círculos brancos); os círculos pretos são referentes à composição de plagioclásio na matriz. Nicóis paralelos. B) Fotomicrografia de porfiroblasto de granada com inclusões de estaurolita (st), cianita (ky) e sillimanita (fibrolita). MA-1-37, nicóis paralelos.

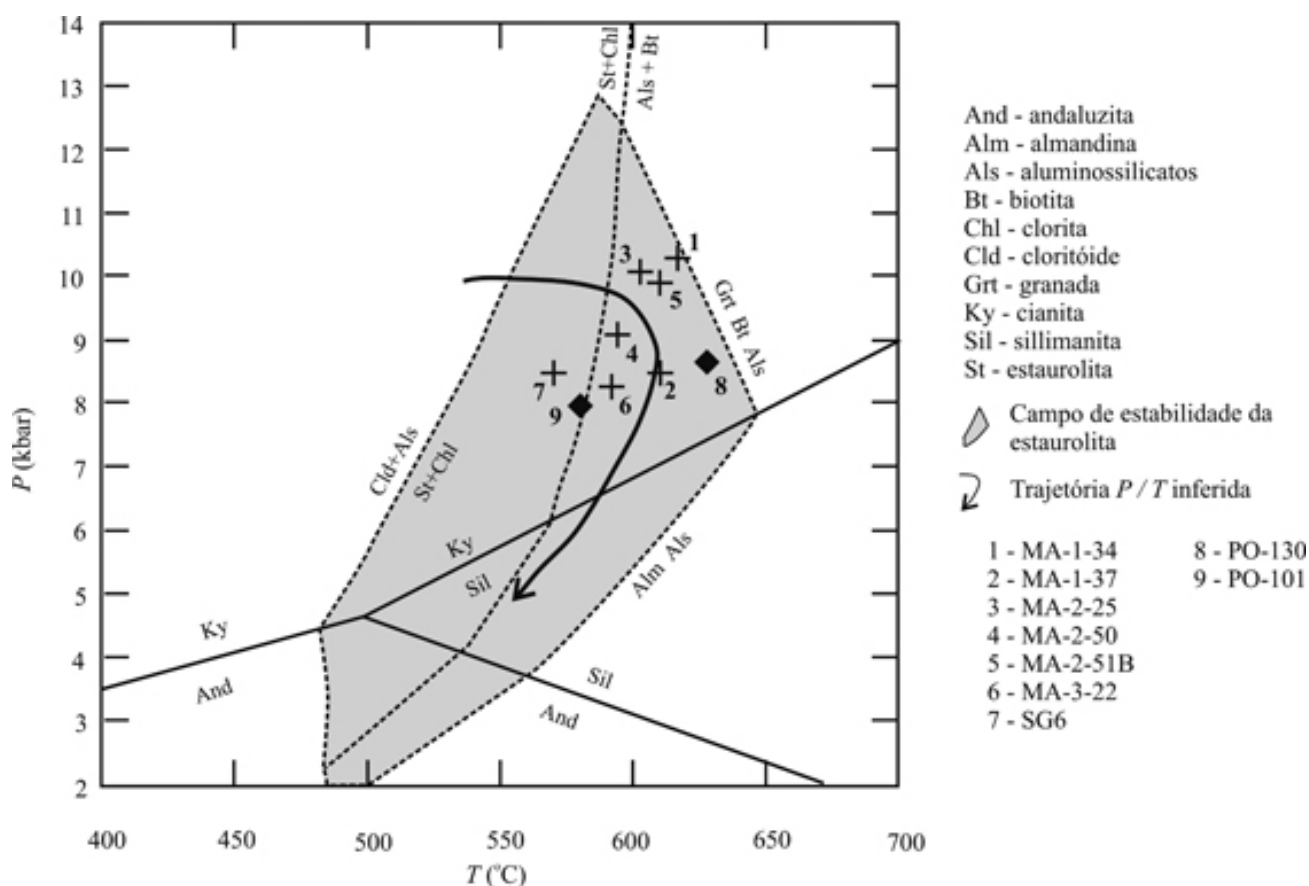


Figura 7 - Diagrama  $P \times T$  mostrando a trajetória  $P - T$  do metamorfismo das rochas do Grupo Araxá e do Arco Magmático de Goiás.

culadas estão entre 580 e 628 °C e as pressão entre 8 e 8,5 kbar, valores semelhantes aos calculados para as amostras do Grupo Araxá, embora as pressões estejam algo mais baixas. As mesmas condições gerais da zona de cianita + estaurolita, da fácies anfibolito são compatíveis com essas amostras. O número de amostras investigadas ainda é pequeno, indicando, porém, que o gradiente metamórfico de campo pode ser diferente.

**DISCUSSÕES E CONCLUSÃO** As associações minerais relacionadas e as condições calculadas para o pico metamórfico alcançado pelas rochas do Grupo Araxá e do Arco Magmático de Goiás são típicas da fácies anfibolito, com condições médias do pico metamórfico, respectivamente, em 610 °C e 9,5 kbar e entre 580 e 630 °C e 8-8,5 kbar. Apesar do número pequeno de amostras estudadas, é possível especular que o gradiente metamórfico de campo do Grupo Araxá é algo diferente daquele do Arco Magmático de Goiás, pois o gradiente metamórfico do arco magmático implica em gradiente térmico algo mais elevado. O auge metamórfico das rochas do Grupo Araxá se deu no campo de estabilidade da cianita, em semelhança ao que foi estabelecido no sul de Minas Gerais (Simões *et al.* 1998, Simões 1995). Como existe certa sobreposição dos resultados  $P-T$  das amostras do Arco Magmático de Goiás e do Grupo Araxá, é possível também que a diferença entre as condi-

ções do metamorfismo estejam apenas associada ao fato de as amostras do Arco estão estruturalmente acima do Grupo Araxá, e, assim, em condições  $P-T$  mais baixas. A investigação das condições  $P-T$  de mais amostras do Arco e do Grupo Araxá será necessária para que esses fatos fiquem mais claros.

A sugestão de que o Grupo Araxá seja o correspondente metamórfico do Complexo Anápolis-Itaçu, em condições metamórficas mais brandas (Piuzeira *et al.* 2003a) é interessante e deve ser investigada com base nas condições metamórficas. Até o momento, os resultados de condições  $P-T$  disponíveis para as rochas do Complexo Anápolis-Itaçu são apenas para os granulitos de temperatura ultra-alta, com condições mínimas de ~ 1050 °C e 10 kbar (Moraes *et al.* 2002). Não é possível relacionar essas condições metamórficas com o gradiente metamórfico de campo do Grupo Araxá, pois o mesmo, em altas temperaturas ( $T > 850-900$  °C), exigirá pressões mais elevadas, provavelmente dentro da fácies eclogito. No entanto, ainda não são claras as relações entre os granulitos comuns, os de temperatura ultra-alta e as rochas do Grupo Araxá, o que poderia resolver a questão, pois ainda não é possível eliminar a possibilidade de que a fonte de calor para o metamorfismo de temperatura ultra-alta seja oriunda das intrusões de magma basáltico presentes no Complexo Anápolis-Itaçu (Moraes *et al.* 2007).

O ápice metamórfico registrado nas rochas do Grupo Araxá e do Arco Magmático de Goiás é correlacionável a estágio anterior ou inicial da principal fase deformacional  $D_n$  (regional). Associações mineralógicas retrometamórficas, geradas sin- desenvolvimento da foliação principal ( $S_n$ ) evidenciam variação das condições metamórficas da fácies anfibolito para a fácies xisto verde. Os dados termobarométricos mostram que o pico metamórfico ocorreu a 610 °C e 9,5 kbar para as rochas do Grupo Araxá e entre 580 e 630 °C e 8-8,5 kbar para

as rochas do Arco Magmático de Goiás. Em ambos os casos, as condições *P-T* exigem regime de pressão mais elevado do que o metamorfismo barroiano típico. Mesmo assim as rochas do Grupo Araxá gravam trajetória *P-T* horária típica de cinturões colisionais semelhante às observadas em outras partes da Faixa Brasília.

**Agradecimentos** Ao CNPq (processos nºs 140418/02-4 e 303267/2002-0) e FAPESP (processos nºs 2001-10034-2 e 2001/08456-6).

## Referências

- Baldwin J.A. & Brown M. 2008. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis-Itaçu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil – constraints from U-Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**:213-233.
- Barbosa O. 1955. Guia das Excursões. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 9º, *Noticiário*, 3:3-5.
- Barbosa O., Batista M.B., Dyer R.C., Braun O.P.G., Cotta J.C. 1969. *Projeto Brasília-Goiás*; Geologia e inventário de recursos minerais (s.1), DNPM/PROSPEC, 2v.
- Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970a. *Geologia da região do Triângulo Mineiro*. Boletim da Divisão de Fomento de Produção Mineral, DNPM, Bol. 136, 140p.
- Barbosa O., Baptista M.B., Dyer R.C., Braun O.P.G., Fratin H., Meneguesso G. 1970b. *Projeto Goiânia*. Relatório preliminar. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, 75 p. (inédito).
- Drake Jr. A.A. 1980. The Serra de Caldas window. *U. S. Geological Survey, Professional Paper*, 1119-A/B, p. 1-11.
- England P.C. & Thompson A.B. 1984. Pressure-Temperature-time path of regional metamorphism I. Net transfer during evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, **25**(4):894-928.
- Fuck R.A. & Marini O.J. 1981. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, *Anais*, p. 118-130.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Silva L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38º, *Resumos*, **1**:215-216.
- Kohn M.J. & Spear F. 2000. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, **28**(12):1127-1130.
- Lacerda Filho J.V. & Oliveira C.C. 1995 Geologia da região centro-sul de Goiás. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, **18**(1/2):3-19.
- Lacerda Filho J.V. de, Rezende A., Silva A. da. 1999. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal*. 2º ed. Goiânia: CPRM, METAGO, UnB, 184p.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J.O., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, **82**:1019-1037.
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardene M.A., Danni J.C.M. 1984. Província Tocantins: setores Central e Sudeste. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (coord.) *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgar Blücher, p. 205-264.
- Möller A., Moraes R., Hellebrand E., Kennedy A., Fuck R.A. 2006. Age and Duration of the UHT Event in the Brasília Fold Belt: in-situ Dating of Zircon and Rutile and Equilibrium REE Distribution Between Zircon and Orthopyroxene. In: Brown M. & Piccoli P.M. (eds.) *Granulites & Granulites 2006*. Abstracts and Program, Brasília, Universidade de Brasília.
- Möller A., Moraes R., O'Brien P.J., Kennedy A., Kröner A. 2005. Short-lived UHT metamorphism in the Brasília fold belt: in-situ zircon and rutile U-Pb dating - 19. Lateinamerika Kolloquium, Potsdam (Germany), *Terra Nostra*, **05**(1):85-86.
- Moraes R., Brown M., Fuck R.A., Camargo M.A., Lima T.M. 2002. Characterization and P-T evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis-Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *Journal of Petrology*, **43**(9):1673-1705.
- Moraes R., Fuck R.A., Brown M., Piccoli P., Baldwin J., Dantas E.L., Laux J.H., Junges S.L. 2007 Wollastonite – scapolite – clinopyroxene marble of the Anápolis-Itaçu Complex, Goiás: More Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*. **37**(4 - suplemento):11-17.
- Morales N., Carvalho S.G., Choudhuri A., Fiori A.P., Oliveira M.A.F., Rodrigues M.F.B., Soares P.C., Zanardo A. 1983. Geologia das folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Resende, MG. In: SBG, Anais do Simpósio de Geologia de Minas Gerais, **2**, *Boletim*, **3**:411-422.
- Navarro G.R.B., Zanardo A., Galembeck T.M.B., Rocha M.M.C. 2004. Idades Modelo dos Gnaisses da Região de Pontalina Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **42**, *Anais*, CD-Rom.



- Oliveira M.A.F., Carvalho S.G., Morales N., Rodrigues M.F.B., Zanardo A. 1983. Geologia das Quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso. In: SBG, Anais do Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, *Boletim*, 3:506-512.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Seer, H.J., Fischel, D.P. 2001. Nd isotopes and the provenance of sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:571-585.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, 46:463-483.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araujo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás magmatic arc. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: SBG, p. 195-229.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. Dal Ré, Brito-Neves B. B. de (org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca, p. 355-368.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. 2003a. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, central Brazil: regional implications of SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Research*, 125:245-273.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. 2003b. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, 125:139-160.
- Powell R. & Holland T. 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79:120-144.
- Seer H.J. 1999. *Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Minas Gerais*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 267p.
- Silva C.H. 2003. *Evolução Geológica da Faixa Brasília na Região de Tapira Sudoeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-UNESP, Rio Claro, 110 p.
- Simões L.S.A. 1995. *Evolução tectono-metamórfica da nappe de Passos, sudeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 149 p.
- Simões L.S.A. 2005. *Compartimentos Crustais do Domínio Interno da Faixa Brasília no sul do estado de Goiás*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, 104p.
- Simões L.S.A., Navarro G.R.B., Ferreira S., Moraes R. 1999. Geologia da região de Mairipotaba - GO. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 7, *Boletim de Resumos*, p. 11.
- Simões L.S.A., Valeriano C.M., Morales N., Zanardo A., Moraes R., Gomi C.Y. 1998. Zonação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra na região de São Sebastião do Paraíso-Alpinópolis, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais*, 3:1203-1215.
- Strieder A.J. & Nilson A.A. 1992. Mélange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):204-215.
- Teixeira N.A. & Danni J.C.M. 1978. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, 2:700-710.
- Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Andreis R.R. (2000a). The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: SBG, p. 287-310.
- Turner F.J. 1981. *Metamorphic Petrology – mineralogical, field and tectonic aspects*, 2nd ed. Nova York, McGraw-Hill, 524p.
- Valeriano M.C., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. Dal Ré, Brito-Neves B.B. de (org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca, p. 575-592.
- Zanardo A., Oliveira M.A.F. de, Del Lama E.A., Carvalho S.G. de. 1996. Geologia do Grupo Araxá de Passos-São Sebastião do Paraíso, sul de Minas Gerais. *Geociências*, 15(1):253-278.

Manuscrito ID 12959

Submetido em 04 de dezembro de 2008

Aceito em 22 de setembro de 2009