PETROLOGIA DOS MICAXISTOS FELDSPÁTICOS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ (FAIXA ARAGUAIA/GO): CONTROLE COMPOSICIONAL EM PARAGÊNESES DE MICAXISTOS

NILSON PINTO TEIXEIRA*, ANTÔNIO CELSO COSTA DE SOUZA** e ROBERTO DALL'AGNOL***

ABSTRACT PETROLOGY OF THE FELDSPATIC MICA SCHISTS FROM XAMBIOÁ FORMATION (ARAGUAIA-GO BELT): COMPOSITIONAL CONTROL IN MICA SCHISTS PARAGENESIS. The Xambioá Formation is the upper unit of the Estrondo Group, which is very well exposed in the northern part of the Araguaia Belt. In the mapped areas (1:100,000), the Xambioá Formation is composed essentially of mica schists, showing five phases of deformation related to a progressive deformation event. The petrographic studies showed the existence of at least six events of mineral recrystallization. The paragenesis and chemical compositions of the mica schists indicate the original sediments to be composed mainly by pelites and graywackes with minor carbonates. It can be observed, through petrographic study, a relationship between the absence of garnet and the presence of epidote although there is no incompatibility among them. The chemical analyses and the petrological diagrams demonstrate the crystallization of these mineral to be controlled by the CaO content of each sample. When the CaO content increases the epidote crystallization is favored while the reduction of this content favors the crystallization of garnet. This compositional control is evidenced by the erratic distribution of garnet in the map makes it impossible to trace this mineral isograd. Staurolite behaves in a similar pattern. Its crystallization is only possible for certain compositions which are rarely found in the analysed samples. In this case, the main factor is the rock FeO content which has to be great enough to allow staurolite to crystallize. The paragenesis present in the mica schists indicate the metamorphism to have reached at least the condition of the upper greenschist facies or more probably, the conditions of the lower amphibolite facies, under high pressure regime (5 to 6 kb).

INTRODUÇÃO A Faixa de Dobramentos Araguaia (Hasui *et al.* 1980c) desenvolvida à margem oriental do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1977) representa o segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia (Almeida 1967). É constituída em sua maior extensão por uma sequência de rochas pré-cambrianas, metassedimentares e metágneas, que foram agrupadas em uma unidade litoestratigráfica maior designada Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978). Esta unidade foi subdividida da base para o topo nos grupos Estrondo e Tocantins, respectivamente. O Grupo Estrondo consiste nas formações Morro do Campo (inferior) e Xambioá (superior). Por sua vez o Grupo Tocantins se mostra dividido nas formações Pequizeiro (inferior) e Couto Magalhães (superior), como mostra a figura 1. Essa megaunidade tem sido objeto de uma série de pesquisas que buscam esclarecer sua evolução geológica, estrutural e petrológica, e sua idade. Várias sínteses regionais retrataram os resultados obtidos (Silva *et al.* 1974, Cunha *et al.* 1981, Hasui *et al.* 1984, Marini *et al.* 1984).

A Formação Xambioá foi estudada com certo detalhe em diferentes pontos da Faixa de Dobramentos Araguaia, de modo que os aspectos globais de sua evolução estrutural, metamórfica e petrológica já se acham razoavelmente bem delineadas. Abreu & Hasui (1978) iniciaram os estudos estruturais mais aprofundados dessa formação procurando compreender sua evolução numa área bastante ampla. Silva & Hasui (1978) analisaram paralelamente os aspectos referentes ao metamorfismo. Costa (1980) e Hasui *et al.* (1980b) abordaram a evolução estrutural dos micaxistos na região de Colméia, enquanto Hasui *et al.* (1980a) faziam o mesmo em Xambioá. Santos (1983) e Macambira (1983), nas áreas de Cambioá e Lontra, respectivamente, aprofundaram a discussão sobre o metamorfismo e apresentaram algumas análises químicas dos micaxistos buscando definir a natureza de suas rochas geradoras. Costa *et al.* (1983) descreveram as características petrográfi-

cas e analisaram o metamorfismo da Formação Xambioá na região de Paraíso do Norte, na zona de contato entre a Faixa de Dobramentos Araguaia e o Complexo Basal Goiano. Macambira (*op. cit.*) reviu os dados geocronológicos existentes sobre o Grupo Estrondo.

Os autores do presente trabalho desenvolveram estudos no extremo norte da Serra do Estrondo e na região central da Serra das Cordilheiras, bem como em suas adjacências (Fig. 1). A geologia dessas áreas foi descrita anteriormente por Souza *et al.* (1984) e Teixeira *et al.* (1984). Os respectivos mapas geológicos são fornecidos na figura 2. Os dados apresentados a seguir foram obtidos por Souza (1984) e Teixeira (1984), sendo que descrições mais minuciosas das diferentes rochas poderão ser encontradas nesses trabalhos.

O objetivo central deste artigo é discutir, com base em uma série de dados analíticos e petrográficos inéditos, a petrologia dos micaxistos da Formação Xambioá, envolvendo aspectos inerentes ao metamorfismo, à natureza do material original desses metamorfitos e ao controle químico na formação de suas paragéneses.

FORMAÇÃO XAMBIOÁ Esta unidade se posiciona estratigraficamente na porção superior do Grupo Estrondo, acima da Formação Morro do Campo.

É a unidade de mais ampla distribuição nas duas áreas mapeadas (Souza *op. cit.*, Teixeira 1984), sendo que chega a recobrir mais de 80% na região central da Serra das Cordilheiras, onde aflora tanto a leste quanto a oeste da serra homônima (Fig. 2). Consiste em plagioclásio-quartzo-micaxistos com epidoto + carbonato ± microclinas plagioclásio-quartzo-micaxistos com granada e, subordinadamente, plagioclásio-quartzo-micaxistos com granada + estaurolita ± cianita e anfibólitos. Na região do extremo norte da Serra do Estrondo concentra-se, sobretudo, nas porções ocidental e sul, havendo pequenas ocorrências no centro-sul e nordeste (Fig. 2). Os ti-

* Pesquisador do CNPq. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Pará. Campus Universitário do Guamá. Caixa Postal 1611, CEP 66000, Belém, PA, Brasil

** Rio Doce Geologia e Mineração (Docegeo). Tv. Lomas Valentina, 2717, Belém, PA, Brasil

*** Pesquisador do CNPq. Departamento de Geoquímica e Petrologia, Universidade Federal do Pará. Campus Universitário do Guamá, Caixa Postal 1611, CEP 66000, Belém, PA, Brasil

Figura 1 – Mapa regional representando a porção do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Araguaia, onde estão situadas as áreas estudadas (baseado em Hasui et al. 1981, adaptado pelos autores deste trabalho)

pos litológicos aí presentes assemelham-se muito aos observados na Serra das Cordilheiras, notando-se apenas a ausência de micaxistos com estauroлита e de anfíbolitos, e o registro de ocorrências localizadas do calcoxistos, por vezes, potadores de cianita e mármore.

Feições Estruturais A única estrutura primária encontrada nas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo nas áreas mapeadas foi o acamamento (S_0) das rochas quartzíticas da Formação Morro do Campo. Similarmente ao verificado em outras regiões da Faixa de Dobramentos Araguaia, essa estrutura desenha escassas dobras (D_1) infrafoliais, assimétricas, fechadas e com espessamento epical. As atitudes dos planos axiais dessas dobras variam e mostram vergência para os núcleos das estruturas dômicas. Nos ápices e flancos das dobras D_1 , identificou-se uma superfície plano-axial (S_1).

Os micaxistos da Formação Xambioá mostram-se bastante deformados e registram muito bem a evolução estrutural dessa

unidade. A xistosidade é uma estrutura marcante nessas rochas, ocorrendo pelo menos duas gerações (S_1 e S_2), sendo S_2 a de maior expressão. A xistosidade S_1 só foi observada macroscopicamente em poucos locais. Isso se deve à intensa transposição que sofreu, a qual a mascarou quase que completamente. Ela aparece com mais frequência em seções delgadas, onde até suas relações com S_2 podem ser visualizadas com maior clareza. Trata-se de uma foliação residual, definida por inclusões em porfiroblastos de plagioclásio. Algumas vezes, S_1 desenha microdobramentos designados como D_2 , que definem uma fase F_2 (Teixeira *op. cit.*). A xistosidade S_2 representa uma intensa transposição de S_1 ocorrida durante F_2 . Exibe, de modo geral, uma direção entre NNW-SSE e NNE-SSW, e mergulha em torno de 30° , ora para NE, ora para SE. Nas proximidades das estruturas dômicas tende a amoldar-se ao formato das mesmas.

A foliação S_2 é fortemente penetrativa e grada, por vezes, a um nítido bandamento, caracterizado pela alternância de níveis irregulares, ora a base essencialmente de minerais félsicos, ora ricos em máficos. Mostra-se freqüentemente dobrada e, localmente, crenulada. Essas dobras e as crenulações foram relacionadas a uma mesma fase de dobramentos designados D_3 . As dobras apresentam dimensões variáveis de milimétricas a decimétricas e estilos diversificados, observando-se tipos fechados e abertos, ora simétricos, ora assimétricos, geralmente com leve espessamento apical. Seus planos axiais apresentam direções aproximadamente N-S e mergulhos ora para NE, ora para SE. Essas dobras estão relacionadas aos grandes dobramentos holomórficos da Faixa de Dobramentos Araguaia, com vergência para oeste, sendo atribuídas a uma terceira fase de formação (F_3). As clivagens de crenulação relacionadas aos microdobramentos D_3 definem uma nova superfície (S_3) e mostram-se desenvolvidas também nos micaxistos da Formação Morro do Campo. Além da clivagem de crenulação associada a D_3 , foi identificada localmente na região central a Serra das Cordilheiras uma outra que, por suas características (plano-axiais sub-horizontais, orientada na direção N-S e mergulho para E), parece diferenciar substancialmente do tipo dominante. Como ela ocorre nas imediações do Falhamento Inverso de Aragominas (Teixeira *et al. op. cit.*), é possível que esteja relacionada com o mesmo.

Petrografia Em que pesem suas diferenças mineralógicas, os vários grupos de micaxistos mostram uma coloração entre cinza-claro e cinza-escuro e possuem granulação fina a média. Bolsões, veios e *boudins* de quartzo são freqüentes.

Apresentam ao microscópio uma textura grano-lepidoblástica, com desenvolvimento localizado de grãos de dimensões superiores a 3 mm, principalmente de quartzo, plagioclásio e granada. Além disso, podem-se observar, localmente, texturas poiquiloblásticas e em mosaico, e intercrescimentos simplectíticos entre quartzo e plagioclásio análogos a mirmecitas.

A textura grano-lepidoblástica se caracteriza pela alternância ora regular, ora irregular, de níveis essencialmente quartzo-feldspáticos e níveis micáceos, contínuos e descontínuos de espessura variável, em geral ondulados, dobrados e até mesmo crenulados e clivados. Tais níveis definem a foliação (xistosidade e/ou bandamentos S_2) principal da rocha. Essa foliação trunca, localmente, aquela mais antiga (S_1), sendo observada como inclusões alinhadas e, por vezes, dobradas, contidas em grãos grossos de plagioclásio e granada, cuja cristalização é pré- S_2 . A foliação S_2 é truncada em certos locais por outra mais nova, definida pela clivagem de crenulação (S_3). Além disso, lamelas esparsas e bem desenvolvidas de biotita, muscovita e, raramente, clorita dispõem-se discordantemente a S_2 .

Em ambas as regiões, os plagioclásio-quartzo-micaxistos com epidoto $\pm$ carbonato $\pm$ microclina constituem a variedade dominante, tendo uma distribuição ampla (Fig. 3). Consis-

Figura 2 – Mapas geológicos da região central da Serra das Cordilheiras a. baseado em Teixeira (1984); e norte da Serra do Estrondo b. baseado em Souza (1984)

tem essencialmente em quartzo (de 20% a 45%), biotita (de 15% a 30%), muscovita (de 5% a 35%), plagioclásio (de 8% a 30%; geralmente An25-27) $\pm$ carbonato e microclina (ambos em proporções muito variáveis), sendo acessórios epidoto, turmalina, titanita, apatita, clorita, zircão e opacos.

Os plagioclásio-quartzo-micaxistos com granada são pouco menos frequentes do que a variedade precedente, embora também alcancem ampla distribuição areal (Fig. 3). Diferem daqueles pela presença de granada em quantidades variáveis (de 1% a 6%), pela escassez ou ausência de epidoto (este, quando ocorre, acha-se geralmente disperso entre os demais minerais, sendo sua quantidade ínfima) e pela composição do plagioclásio (quase sempre, no intervalo An15-17). Além disso, observa-se que nos micaxistos com granada ocorre uma maior escassez de carbonatos entre os minerais acessórios.

Os plagioclásio-quartzo-micaxistos com granada + estauroilita $\pm$ cianita são pouco frequentes, restringindo-se às proximidades das abas NE e E da estrutura dômica da Coca-lândia – a oeste da escarpa da Serra das Cordilheiras – e à porção extremo sul da área em questão, a leste da escarpa da referida Serra (Fig. 3). Diferenciam-se das variedades já descritas em função essencialmente do aparecimento de estauroilita $\pm$ cianita. Diferem, ainda, dos micaxistos com epidoto por não conter esse mineral, bem como carbonato. Além disso, o plagioclásio é comparativamente mais sódico (An11-14), assemelhando-se ao dos micaxistos com granada.

Os calcoxistos têm ocorrência muito localizada (Fig. 3) e seu aspecto macroscópico é semelhante ao dos micaxistos. Apresentam textura lepidogranoblástica fina, sendo frequentes os contatos poligonizados, e os pontos tríplices. Não diferem significativamente dos micaxistos no que se refere a suas paragêneses e relações texturais, particularizando-se, sobretudo pela abundância de calcita (cerca de 35% a 40% da rocha). A granada foi observada em apenas duas amostras. Em uma delas é relativamente abundante (7%), forma cristais, em geral, subidioblásticos e mostra-se orientada paralelamente aos

cristais de calcita e epidoto, com os quais está frequentemente associada. Na outra amostra, na qual a porcentagem de calcita é bem inferior à média dos calcoxistos, a granada é muito escassa. Ela ocorre nos níveis ricos em biotita, não se apresentando em contato com a calcita, concentrada nos níveis félsicos. A cianita aparece em uma única amostra (Fig. 3). Constitui cerca de 2% da moda e se associa de preferência com muscovita, quartzo e plagioclásio. Embora ocorra em amostra rica em calcita, nunca é vista em contato direto com esse mineral.

Os mármores têm ocorrência muito localizada (Fig. 3). Exibem coloração esbranquiçada e granulação média, sendo compostos essencialmente de calcita, acompanhada localmente por quartzo, fengita, plagioclásio, apatita e opacos. Mostram textura granoblástica levemente orientada.

Aparentemente, tanto os calcoxistos, quanto os mármores, ocorrem sob forma de lentes, intercalados nos micaxistos regionais. Em certos locais, há evidência de que se situam próximos ao contato com a Formação Morro do Campo (Fig. 3).

Os anfibolitos ocorrem de preferência na porção centro-oeste da área, nas proximidades das escarpas da Serra das Cordilheiras (tanto a leste, quanto a oeste da mesma), formando lentes alongadas de direção aproximadamente NW (Fig. 2). São concordantes com os micaxistos e parecem controlados por expressivos lineamentos NNW-SSE (Fig. 2; ver também Teixeira *et al.* 1984). Apresentam, de modo geral, granulação fina e coloração verde-escura a preta. Consistem essencialmente em hornblenda e plagioclásio, sendo os minerais acessórios mais comuns quartzo e epidoto (ocasionalmente), clorita, titanita, apatita, biotita, zircão e opacos. Em amostras localizadas, os carbonatos ocorrem em quantidades expressivas.

Relações Cristalização/Deformação Um ensaio sobre as relações entre a cristalização dos minerais e os eventos deformacionais atuantes na região – integrando os dados mesoscópicos e microscópicos, com base nos trabalhos de Zwart

Figura 3 – Mapas de amostragem da Formação Xambioá nas regiões central da Serra das Cordilheiras a. (baseado em Teixeira 1984); e norte da Serra do Estrondo b. (baseado em Souza 1984). As amostras numeradas representam aquelas com análises químicas

(1960a, 1960b), Spry (1969), Schoneveld (1979) e Bard (1980) – encontra-se sumarizado na figura 4. As interpretações contidas na mesma estão longe de ser consideradas definitivas, aconselhando-se, por isso, um maior aprofundamento em trabalhos futuros.

Das cinco fases de deformação progressiva definidas nos estudos estruturais mesoscópicos dos micaxistos da Formação Xambioá (Teixeira *op. cit.*), três foram perfeitamente identificadas nos estudos micropetrográficos (F_1 , F_2 , F_3). Entre essas fases, a mais importante e mais marcante foi a segunda, tendo durante a mesma se formado a xistosidade S_2 . Alguns dados –

relações entre S_2 e as foliações internas definidas por inclusões em poiquiloblastos de plagioclásio, granada e estauroлита; as relações entre S_2 e S_3 ; a orientação discordante com S_2 , de lamelas geralmente bem desenvolvidas de biotita, muscovita e, subordinadamente, clorita – indicam que a (re)cristalização de pelo menos algumas das diversas espécies minerais presentes nessas rochas, e portanto o metamorfismo, ocorreu durante essas três fases deformacionais (F_1 , F_2 e F_3), prosseguindo, como se verá, muito provavelmente além das mesmas.

Tomando-se como referência a xistosidade S_2 , podem-se determinar pelo menos seis momentos de recristalização en-

PERÍODOS		PRECAMBRIANO SUPERIOR					
UNIDADES		MOMENTO DE CRISTALIZAÇÃO					
		F ₁		F ₂		F ₃	
F O R M A C Ã O X A M B I O Á	QUARTZO	—	—	—	—	—	—
	PLAGIOCLÁSIO	—	—	—	—	—	—
	BIOTITA	—	—	—	—	—	—
	MUSCOVITA	—	—	—	—	—	—
	EPÍDOTO	—	—	—	—	—	—
	MICROCLINA	—	—	—	—	—	—
	GRANADA	—	—	—	—	—	—
	ESTAUROLITA	—	—	—	—	—	—
	CIANITA	—	—	—	—	—	—
	CLORITA	—	—	—	—	—	—
	TURMALINA	—	—	—	—	—	—
	TITANITA	—	—	—	—	—	—
	CARBONATO	—	—	—	—	—	—
	ZIRCÃO	—	—	—	—	—	—
	RUTILO(?)	—	—	—	—	—	—
	OPACOS	—	—	—	—	—	—
MOMENTO DE CRISTALIZAÇÃO		pré	sin	pós	pré	sin	pós
ESTRUTURA FORMADA		S ₁		S ₂		S ₃	
ESTRUTURA DEFORMADA		S ₀		S ₁		S ₂	

Figura 4 – Síntese dos momentos de (re)crystalização dos minerais em relação às fases de deformação. Micaxistos da Formação Xambioá nas regiões central da Serra das Cordilheiras e norte da Serra do Estrondo (Teixeira 1984, Souza 1984)

volvendo um ou mais minerais que constituem os micaxistos da Formação Xambioá. Entre esses momentos, três apresentam caráter sin-cinemático e três intercinemático.

O primeiro momento (sin-S₁) se caracterizou pela recrystalização das espécies minerais que definem S₁ e D₁ (biotita, muscovita, clorita, quartzo, plagioclásio, epidoto, turmalina, apatita e titanita). Além disso, admite-se que os minerais pesados (rutilo, zircão e opacos) e carbonatos, preexistentes nos sedimentos, devam ter sido recrystalizados durante a formação de S₁.

O segundo momento é intercinemático e se caracterizou pela recrystalização de certos grãos de granulação média de granada e plagioclásio. Esses grãos de granada apresentam inclusões não orientadas, são contornadas por S₂ e desenvolveram-se sombras de pressão associadas a eles, indicando que esses cristais de granada são pré-cinemáticos em relação a essa foliação. Os grãos de plagioclásio exibem tanto inclusões que definem microdobramentos reliquias (crenulações de S₁), quanto inclusões helicíticas com disposições retilíneas e sigmoidais. Os microdobramentos de S₁ representam, como já se viu, um estágio inicial do processo de transposição de S₁ que resultou em S₂ e definem o caráter pré-cinemático desses cristais em relação a S₂. As inclusões sigmoidais e retilíneas devem corresponder a S₁ ou a um estágio inicial de S₂.

O terceiro momento de recrystalização (sin-S₂) é o mais expressivo e está amplamente registrado em todos os tipos litológicos da unidade. Relaciona-se temporalmente à fase de deformação mais marcante e ao clímax do metamorfismo. Nessa fase ocorreu uma intensa transposição de S₁ acompanhada por recrystalização em larga escala. Essa reorganização espacial dos minerais e sua recrystalização levaram à formação de S₂. Nos micaxistos da Formação Xambioá, além de seus principais constituintes (quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita ± epidoto, ± carbonato, ± microclina) e dos acessórios (turmalina, titanita, apatita, opacos e, muito raramente, cianita), cristalizaram-se, também nessa fase, poiquiloblastos de granada, plagioclásio e estaurólita. Muitos desses porfiroblastos exibem freqüentemente inclusões que definem uma xistosidade interna (Si), cujo prolongamento para fora do

cristal correspondente, em geral, a S₂. Essas inclusões definem, por vezes, estruturas helicíticas, sigmoidais (conforme definiu Bard *op. cit.*), indicativas da rotação dos cristais hospedeiros. Segundo Spry (*op. cit.*), esse giro se dá em função do crescimento dos mesmos em um meio submetido a cisalhamento, assumindo, segundo Bard (*op. cit.*), ao longo de uma deformação progressiva contínua, as características de um *aplatissement rotationnel*. De acordo com Carmichael (1969), a abundância de inclusões em minerais metamórficos que formam porfiroblastos, tais como granada e estaurólita, é função do caráter menos móvel dos íons de Al em relação, por exemplo, a Si, Fe, Mg, K e Ca. Assim, em meios que contém pouco Al (níveis quartzosos, por exemplo), esses minerais não podem formar cristais contínuos bem desenvolvidos. Entretanto, em meios em que o Al é abundante (níveis micáceos, por exemplo), esses cristais podem crescer englobando as áreas pobres de Al (grãos de quartzo, opacos etc.), tornando-as inclusões. Nos micaxistos da Formação Xambioá, constatou-se, de fato, uma associação preferencial dos porfiroblastos de granada e de estaurólita contendo inclusões com níveis micáceos.

O quarto momento, tal como o segundo, é intercinemático, sendo definido pela recrystalização mimética de cristais de granulação média de granada. Os mesmos contêm inclusões, principalmente de quartzo e opacos, alinhadas de modo retilíneo e paralelas a S₂, indicando seu caráter pós-cinemático em relação a essa foliação. Esses cristais se mostram, ainda, rotacionados, presumivelmente devido ao cisalhamento que levou à formação de S₃.

O quinto momento (sin-S₃) está representado pela recrystalização de biotita, muscovita e clorita nos limbos diferenciados dos microdobramentos de crenulação e, muito provavelmente, também de quartzo de plagioclásio [principalmente o primeiro, pois ele costuma migrar em direção aos ápices dos microdobramentos conforme consta em Vernon (1976) e Nicholson (1966)]. Os limbos diferenciados definem S₃. A seguir ocorreu a recrystalização de biotita, muscovita e clorita, caracterizando uma migração de charneira de (*kink-bands boundary migration*), definindo a seguir arcos poligonais. Esses, segundo Bard (1980), representam estruturas tipicamente pós-cinemáticas. Além disso, deu-se localmente recrystalização mimética de granada, pois há cristais desse mineral englobando os referidos microdobramentos. Essas observações permitiram inferir um sexto momento de recrystalização (intercinemática).

Além desses seis momentos de recrystalização mineral, relacionados às três primeiras fases de deformação progressiva, ocorreu ainda recrystalização de lamelas, geralmente bem desenvolvidas de biotita, muscovita e, subordinadamente, clorita, discordantes com S₂. Este fato deve, muito provavelmente, estar associado a uma quarta fase de deformação uma vez que tais lamelas apresentam orientações paralelas aos traços axiais das ondulações E-W, desenvolvidas nos micaxistos da Formação Xambioá.

Quimismo e Petrogênese Do total e amostras estudadas na petrografia, foram selecionadas 32 para análises químicas dos elementos maiores em rocha total. Dessas, 18 são de plagioclásio-quartzo-micaxistos com epidoto ± carbonato ± microclina (abreviadamente micaxistos com epidoto); 11 de plagioclásio-quartzo-micaxistos com granada (micaxistos com granada); e três de plagioclásio-quartzo-micaxistos com granada ± estaurólita ± cianita (micaxistos com estaurólita), como mostram as tabelas 1, 2, 3 e 4. Também foram realizadas análises por meio de microsondas em seis cristais de granada (amostra F/N/34, oriunda da região central da Serra das Cordilheiras) para que se pudesse conhecer mais precisamente a composição desse mineral. A média dessas análises acha-se incluída na tabela 4.

Os três grupos de micaxistos apresentam composições químicas médias e intervalos de variação dos diferentes óxidos

Tabela 1 – Composição química dos micaxistos de Formação Xambioá. A plagioclásio-quartzo-micaxistos com epidoto $\pm$ carbonato $\pm$ microclina. Regiões central da Serra das Cordilheiras e extremo norte da Serra do Estrondo, Goiás

Variedades Amostras Nº diagrama	A								
	F/N/56	F/N/95	F/N/179	FC-04	F/N/81	FC-17	F/N/116	F/N/180	F/N/167
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	62,00	63,20	64,70	65,10	65,50	65,90	66,30	67,40	67,50
TiO ₂	0,83	0,82	0,79	0,75	0,71	0,71	0,72	0,72	0,76
Al ₂ O ₃	17,20	16,00	15,70	15,40	14,70	14,70	14,80	15,10	15,20
Fe ₂ O ₃	3,00	2,49	2,86	1,68	2,30	2,30	2,06	1,92	1,91
FeO	3,90	3,47	3,18	3,18	3,18	3,18	3,18	2,89	2,60
MnO	0,13	0,13	0,12	0,05	0,12	0,12	0,11	0,09	0,09
MgO	2,68	2,39	2,37	2,17	2,00	2,00	2,26	2,08	1,94
CaO	2,13	2,99	2,75	1,86	3,49	3,49	2,58	2,68	2,34
Na ₂ O	2,23	2,45	2,35	4,79	2,17	2,17	2,25	2,13	2,13
K ₂ O	4,33	3,39	3,28	2,13	3,00	3,00	3,34	3,14	3,34
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,22	0,17	0,20	0,20	0,19	0,19	0,20
P.F	1,74	1,90	1,28	1,04	2,14	2,14	1,88	0,88	1,57
Total	100,34	99,42	99,60	98,33	99,51	99,60	99,67	99,32	99,57
FeO/Fe ₂ O ₃	1,30	1,40	1,10	1,89	1,40	2,66	1,54	1,50	1,36

Tabela 2 – Idem tabela 1

Variedades Amostras Nº diagrama	A									
	AC-13	AC-18	AC-17	F/N/79	F/N/01	F/N/122	AC-15	F/N/112	AC-33	Média
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
SiO ₂	67,50	67,80	68,60	70,20	70,60	70,60	71,00	72,10	74,50	67,80
TiO ₂	0,68	0,67	0,72	0,67	0,77	0,63	0,62	0,56	0,55	0,70
Al ₂ O ₃	14,00	14,30	14,00	13,80	13,30	13,90	13,00	11,90	12,10	14,40
Fe ₂ O ₃	2,19	2,10	2,32	2,24	2,14	2,48	2,11	2,11	1,37	2,16
FeO	1,89	2,60	2,02	2,60	2,31	2,46	2,17	2,17	2,31	2,84
MnO	0,11	0,08	0,08	0,09	0,11	0,08	0,10	0,14	0,09	0,10
MgO	2,15	2,09	1,57	1,84	1,80	1,86	1,57	1,80	1,40	2,06
CaO	2,87	2,58	2,72	2,23	2,46	1,51	3,69	3,90	1,76	2,65
Na ₂ O	2,18	1,98	2,42	2,04	1,76	2,06	2,28	1,81	2,32	2,31
K ₂ O	3,14	3,11	3,14	2,83	3,76	3,31	2,12	2,09	2,83	3,07
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,20	0,19	0,20	0,18	0,16	0,16	0,12	0,18
P.F	1,87	1,96	1,91	1,30	0,72	1,27	1,60	1,90	1,68	1,58
Total	99,74	99,38	99,70	100,03	99,93	100,34	100,42	100,64	101,03	99,85
FeO/Fe ₂ O ₃	1,32	1,24	0,90	1,20	1,10	0,99	1,03	1,03	1,69	1,37

muito similares. As diferenças que merecem destaque ficam por conta principalmente de CaO, FeO e Fe₂O₃ (sobretudo da razão FeO/Fe₂O₃). O valor médio do teor de CaO conjunto das amostras é igual a 1,93%, sendo que apenas três amostras (números 4, 15 e 18; Tabs. 1 e 2) do grupo dos micaxistos com epidoto (grupo A) exibem teores de CaO inferiores à média de só uma amostra (número 28; Tab. 3) do grupo dos micaxistos com granada (grupo B) tem concentração superior à média. Os teores de CaO dessas quatro amostras situam-se, contudo, muito próximos do valor médio geral. No que se refere aos micaxistos com estauroлита (grupo C), os teores são sempre inferiores à média. Além disso, os conteúdos médios de CaO dos três grupos são inteiramente discrepantes. O do grupo A se situa bem acima da média geral, ao passo que os dos grupos B e C são muito inferiores à média geral, sendo notavelmente reduzidos os teores de CaO do grupo C. Os conteúdos

médios de (FeO + Fe₂O₃) aumentam a partir do grupo A no sentido do grupo C. Crescem acentuadamente e no mesmo sentido as razões médias FeO/Fe₂O₃, havendo notável enriquecimento tanto em termos absolutos, quanto relativos, em FeO nos micaxistos com estauroлита. Esse fenômeno é muito mais discreto nos micaxistos com granada. Tais dados sugerem a existência de um potencial de oxidação e fugacidade de oxigênio elevado durante a formação dos micaxistos com epidoto, intermediário no caso das rochas do grupo A e muito baixo nas do grupo C. Há, no entanto, amostras do grupo A (1, 2 e 3, Tab. 1) que apresentam conteúdos de (FeO + Fe₂O₃) semelhantes ou mesmo superiores à média dos micaxistos com estauroлита. O mesmo pode ser observado nos micaxistos com granada (amostras 19, 20, 21 e 22; Tab. 3), mostrando que os valores médios indicam apenas a tendência geral, havendo superposição nos teores de (FeO + Fe₂O₃) de

Tabela 3 – Composição química dos micaxistos da Formação Xambioá. B. plagioclásio-quartzo-micaxistos com granada. Regiões central da Serra das Cordilheiras e extremo norte da Serra do Estrondo, Goiás

Variedades Amostras Nº diagrama	B											Média
	F/N/14 19	FC-06 20	F/N/59 21	F/N/34 22	AC-28 23	FC-13 24	F/N/69 25	F/N/35 26	F/N/54 27	F/N/134 28	F/N/86 29	
SiO ₂	59,60	63,20	63,60	65,50	67,50	68,90	69,00	70,60	71,80	73,30	73,70	62,42
TiO ₂	0,98	0,80	0,73	0,75	0,65	0,60	0,74	0,64	0,54	0,60	0,56	0,69
Al ₂ O ₃	19,20	16,80	18,00	16,00	14,50	15,00	15,10	14,50	13,30	12,40	13,60	15,30
Fe ₂ O ₃	2,46	2,49	3,92	2,06	1,49	1,88	2,13	1,86	2,24	1,64	1,87	2,18
FeO	5,06	4,19	2,31	3,98	4,04	3,47	3,04	2,89	2,89	2,46	1,88	3,29
MnO	0,18	0,14	0,34	0,12	0,09	0,10	0,06	0,08	0,27	0,03	0,10	0,14
MgO	2,62	2,70	2,09	2,36	3,12	2,44	1,86	1,72	2,07	1,85	1,23	2,19
CaO	0,81	0,87	0,63	1,03	1,58	1,30	0,79	1,28	1,19	1,99	0,73	1,11
Na ₂ O	2,63	1,75	2,20	2,47	2,12	2,26	1,75	2,52	2,15	2,23	2,11	2,20
K ₂ O	3,96	3,90	4,30	3,54	3,59	3,31	3,20	2,47	2,56	2,23	3,03	3,28
P ₂ O ₅	0,21	0,20	0,17	0,19	0,15	0,16	0,18	0,16	0,15	0,20	0,15	0,17
P F	1,55	1,71	2,42	1,61	1,12	1,54	1,78	1,46	1,05	0,89	1,54	1,51
Total	99,26	98,75	100,71	99,61	99,95	100,27	99,63	100,18	100,21	99,82	100,50	99,96
FeO/Fe ₂ O ₃	2,06	1,68	0,60	1,93	2,71	1,85	1,43	1,55	1,30	1,50	1,01	1,60

Tabela 4 – Composição química dos micaxistos da Formação Xambioá. C. plagioclásio-quartzo-micaxistos com granada e estauroлита ± cianita. Regiões central da Serra das Cordilheiras e extremo norte da Serra do Estrondo, Goiás

Variedades Amostras Nº diagrama	C				A + B + C			Análise de Granada
	F/RH/48A 30	F/RH/47 31	F/RH/67 32	Média	Mínimo	Média	Máximo	
SiO ₂	66,20	67,00	70,70	68,00	59,60	67,05	74,50	37,60
TiO ₂	0,71	0,69	0,66	0,69	0,54	0,76	0,98	—
Al ₂ O ₃	15,00	14,30	13,20	14,20	11,90	15,55	19,20	21,40
Fe ₂ O ₃	1,18	1,57	1,25	1,33	1,18	2,55	3,92	31,00
FeO	5,20	4,34	4,48	4,67	1,88	3,12	5,20	3,54
MnO	0,15	0,12	0,13	0,13	0,03	0,185	0,34	8,10
MgO	2,40	2,40	2,40	2,40	1,23	2,19	3,15	2,20
CaO	0,64	0,90	0,51	0,68	0,51	2,205	3,90	2,20
Na ₂ O	2,16	2,26	1,45	1,96	1,45	3,12	4,79	—
K ₂ O	3,72	3,54	3,54	3,60	2,09	3,21	4,33	—
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,115	0,22	—
P R	1,73	1,49	1,32	1,39	0,72	1,57	2,42	—
Total	98,77	98,65	99,65	99,08	81,14	102,045	122,95	102,50
FeO/Fe ₂ O ₃	4,41	2,76	3,60	3,51	0,60	1,66	4,41	—

muitas amostras isoladas dos diferentes grupos. Da mesma forma, os valores da razão FeO/Fe₂O₃ são muito variáveis no grupo B, havendo muitas amostras em que eles se superpõem com os do grupo A. Nota-se, porém, que os valores dessas razões nos micaxistos com estauroлита são sempre superiores aos dos demais grupos, mesmo em amostras isoladas.

A figura 5 mostra as projeções das amostras analisadas nos diagramas ACF e A'KF. No diagrama ACF, há uma nítida separação entre os três grupos, sendo que as amostras de micaxistos com granada e micaxistos com estauroлита se mostram mais afastadas do vértice C relativamente às amostras de micaxistos com epidoto, em função de seus teores inferiores de CaO. Como exceção, têm-se as amostras de números 23 e 28 (Tab. 3) de micaxistos com granada, que fogem um pouco do comportamento dominante em seu grupo. A primeira, devido a seus elevados teores de MgO e FeO e a segunda, em função

de seu teor de CaO superior ao da média geral. Também as amostras de números 4, 6, 16 e 17 (grupo A, Tabs. 1 e 2) fogem da área de maior concentração das amostras de seu grupo por motivos bem distintos: a primeira, devido ao excepcional enriquecimento em Na₂O; a segunda, em razão de seus valores elevados de FeO/Fe₂O₃; as duas últimas em virtude dos altos teores de CaO. Entre as amostras do grupo B e as dos micaxistos com estauroлита há também uma clara separação devido ao contraste entre os valores de A e F, decorrentes, principalmente, de suas diferentes razões FeO/Fe₂O₃.

No diagrama A'KF observa-se maior aproximação entre as amostras dos diferentes grupos, mas, ainda assim, ocorre uma marcante separação entre as amostras do grupo A e as dos grupos restantes, que, neste diagrama, tendem a se confundir. As razões dessa separação são pouco evidentes à primeira vista uma vez que os teores de K₂O isoladamente não justifi-

Figura 5 – Diagramas ternários ACF e A'KF mostrando a variação composicional dos micaxistos da Formação Xambioá nas regiões central da Serra das Cordilheiras e extremo norte da Serra do Estrondo, Goiás. Os campos compostos por pontos e traços definem os campos de incidência dos três grupos de micaxistos estudados neste trabalho. Os campos tracejados são de acordo com Winkler (1977), figura 5.7

cariam a aproximação das amostras do grupo A em direção ao vértice K. Trata-se, certamente, de uma delicada interação de diferentes parâmetros químicos que causa essa separação. O aumento relativo de A e F em relação a K nas amostras dos grupos B e C parece dever-se fundamentalmente a seus teores elevados de FeO, MgO e FeO/Fe₂O₃, aliados aos baixos teores de CaO. Os últimos tendem a favorecer valores mais elevados de A, porém essa tendência é freada pelas elevadas razões FeO/Fe₂O₃ e conseqüentes baixos teores de Fe₂O₃. As amostras 23 e 28 tendem a se alinhar segundo o *trend* definido pelas amostras dos grupos B e C, porém estão mais próximas das do grupo C. É interessante enfatizar que nesse diagrama a amostra número 28 não se associa às do grupo A, contrariamente ao observado no anterior. Trata-se muito provavelmente de uma amostra de composição química situada próximo do limite de equilíbrio entre os grupos A e B. As amostras 4, 6, 7 e em certa medida 16 (grupo A; Tabs. 1 e 2) também fogem do campo de maior concentração de seu grupo. Isso reflete as particularidades já mencionadas em seu quimismo.

No diagrama ACF (Fig. 5), as amostras de micaxistos com granada se concentram nos domínios do campo IB (Winkler 1977; Fig. 5.7), que corresponde ao das argilas e folhelhos com teores reduzidos com teores de carbonatos, situando-se os micaxistos com estauroлита um pouco abaixo desse campo (mais próximos do vértice F) e uma amostra do grupo B acima do mesmo, deslocada em direção ao vértice A (muito rica em Al₂O₃). As amostras de ambos os grupos se situam fora do campo II (Winkler *op. cit.*; Fig. 5.7), que corresponde ao das grauvas, exceto as amostras de números 26, 28 e 29 (Grupo B, Tab. 3), que incidem no limite do campo II ou próximo ao mesmo. As amostras de micaxistos com epidoto, por seu turno, caem na porção do campo IB que se superpõe ao campo II, exceto as amostras de números 4, 16 e 17 (Tabs. 1 e 2), cujas particularidades químicas já foram destacadas. No diagrama A'KF (Fig. 5) não há distinção nítida entre os campos das argilas e das grauvas, e todas as amostras incidem no campo comum a essas duas composições, exceto as amostras de números 12, 14 e 16 (grupo A, Tab. 2) que incidem fora daquele campo.

Esses diagramas mostram claramente a separação química existente entre os vários grupos de micaxistos, sendo muito provável que os micaxistos com granada derivem de grauvas excepcionalmente pobres em CaO ou de sedimentos pelíticos sem contribuições carbonáticas, ao passo que os micaxistos com epidoto poderiam ter sido originados de grauvas ou de sedimentos pelíticos com contribuições carbonáticas expressivas. A hipótese de derivação de ambos os grupos a partir de rochas pelíticas é enfraquecida em parte por seus baixos teores de Al₂O₃. Finalmente, os micaxistos com estauroлита seriam provenientes de pelitos semelhantes aos que geraram os micaxistos com granada, porém enriquecidos em FeO e com razões FeO/Fe₂O₃ elevadas (originais ou adquiridas durante o metamorfismo).

Uma filiação a partir de rochas vulcânicas ou piroclásticas é dificilmente aceitável para os micaxistos estudados, pois, além da ausência de evidência texturais, as composições químicas de um número elevado de amostras, coletadas em uma grande área de ocorrência da Formação Xambioá, não sugerem tal interpretação. Observa-se, ao comparar os valores de SiO₂, K₂O e Na₂O, que não há correspondência com o que se deveria esperar em rochas vulcânicas. Assim, K₂O é praticamente sempre maior que Na₂O, mesmo nas amostras com teores de SiO₂ entre 59% e 68%, nas quais tal não deveria ocorrer, pois rochas vulcânicas com tais características não são frequentes [um enriquecimento em Na₂O seria mais fácil de explicar, podendo-se atribuir a metassomatose, como no caso de espilitos e keratófiros (Carmichael *et al.* 1974)]. Além disso, em muitas amostras, os totais de álcalis são muito inferiores ao que se costuma ter em rochas ígneas de mesmos teores de SiO₂. Apenas uma amostra (nº 4; grupo A, Tab. 1) possui uma composição sugestiva de uma origem vulcânica, sendo notória sua excepcionalidade em termos de seus elevados valores de Na₂O e de Na₂O/K₂O. Mesmo neste caso, porém, não se pode afastar a possibilidade de uma derivação a partir de sedimentos, pois sua composição química incide no campo dos mesmos nos diagramas ACF e A'KF (Fig. 5).

Na figura 6 (a, b e c) são apresentados os diagramas Al₂O₃-CaO-(FeO + Fe₂O₃ + MgO; Al₂O₃-(Na₂O +

Figura 6 – Diagramas ternários $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO)}$, $\text{(Na}_2\text{O + K}_2\text{O)-Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO)}$ e $\text{(FeO + Fe}_2\text{O}_3\text{)-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$, mostrando as variações composicionais dos micaxistos da Formação Xambioá nas regiões central da Serra das Cordilheiras e extremo norte da Serra do Estrondo, Goiás. Campos com asterisco segundo Hoschek (1987). Simbologias das amostras segundo a figura 5

$\text{K}_2\text{O-(FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO)}$; e $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO + Fe}_2\text{O}_3\text{)-MgO}$, respectivamente. Neles acham-se delimitados os campos estabelecidos por Hoschek (1967) como sendo os de incidência da composição de 90% das rochas portadoras de estauroлита (campos de menor área nos diagramas). As projeções das composições dos micaxistos com estauroлита da área em estudo situam-se no interior do campo favorável à presença desse mineral apenas no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-(FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO)}$, ocorrendo o mesmo com as amostras de micaxistos com granada, exceto a amostra de número 28. Nos outros dois diagramas, as amostras dos três grupos se situam todas no mesmo campo. Observa-se, entretanto, que, nos diagramas $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(Na}_2\text{O + K}_2\text{O)-(FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO)}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO + Fe}_2\text{O}_3\text{)-MgO}$, os micaxistos com estauroлита se separaram da grande maioria das amostras dos grupos, devido a uma diminuição relativa de Al_2O_3 , compensada por um aumento de $\text{(FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO)}$ no primeiro caso e de $\text{(FeO + Fe}_2\text{O}_3)$ no segundo. Como exceções, têm-se as amostras de números 6 (grupo A) e 23 (grupo B) que, no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(Na}_2\text{O + K}_2\text{O)-(FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO)}$, associam-se às amostras de micaxistos com estauroлита. Isso ajuda a entender certas sutilezas do processo. No caso da amostra 6, seus teores elevados de CaO e MgO e, no que tange a amostra 23, apenas o teor elevado de MgO parecem responsáveis pela não-formação de estauroлита, acentuando a importância da razão $\text{(FeO + Fe}_2\text{O}_3)/(\text{MgO})$ no controle das paragêneses. No diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-(FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO)}$, tem-se a mais nítida separação entre os três grupos, em função de CaO, que coloca em campos totalmente distintos os micaxistos com epídoto e os demais grupos (de modo análogo ao diagrama ACF), e também pelo fato de os micaxistos com estauroлита se aproximarem mais do vértice $\text{(FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO)}$ e aqueles com granada do vértice Al_2O_3 (exceto a amostra de número 23).

A análise de distribuição das amostras dos três grupos de micaxistos da Formação Xambioá nesse diagrama sugere fortemente que, de modo geral, eles não possuem uma composição adequada para a formação de estauroлита. Esse mineral, conforme assinalam Hoschek (1967) e Winkler (1979), tem exigências composicionais estritas para sua cristalização, podendo não se formar na maioria dos casos, mesmo que as condições metamórficas lhe sejam favoráveis. Deve-se ressaltar também que, nas amostras estudadas, a estauroлита se apresenta em cristais de pequenas dimensões e em baixíssimas concentrações (de 1 a quatro por amostra em lâmina delgada), mostrando que o quimismo dessas amostras não é tampouco muito favorável para a formação da estauroлита. Elas devem corresponder quimicamente aos 10% de amostras situadas fora dos campos composicionais definidos por Hoschek (*op. cit.*), como adequados à formação de estauroлита. Analisando-se os diagramas, conclui-se que os teores elevados de CaO nos micaxistos com epídoto e aqueles igualmente elevados de $\text{Na}_2\text{O + K}_2\text{O}$ nos vários grupos são fatores fortemente indicativos da inibição da cristalização de estauroлита na quase totalidade desses micaxistos. Aparentemente, o segundo fator negativo pode ser superado somente nas amostras que possuíam, ao mesmo tempo, baixas razões $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO + Fe}_2\text{O}_3 + \text{Mg})$ e altas razões $\text{(FeO + Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$ e $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$. De fato, no caso dos micaxistos com estauroлита, além do controle exercido pelo conteúdo de CaO, esta última razão parece influenciar, particularmente, a cristalização de estauroлита. No grupo C, ela é sempre elevada e alcança valor médio igual a 3,5, muito superior aos dos demais grupos. O diagrama $\text{CaO-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ (Fig. 7), análogo ao diagrama ACF, ilustra mais claramente o caráter determinante dos conteúdos de CaO e das razões $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$ sobre as paragêneses dos vários grupos de micaxistos. Esse diagrama pode, portanto, ser utilizado como critério adicional para discriminação de paragêneses em xistos análogos.

Análises por microsondas revelaram que a granada possui composição de almandina (Tab. 4), sendo algo enriquecida em

Figura 7 - Diagrama ternário $\text{CaO-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ mostrando as variações composicionais dos micaxistos da Formação Xambioá nas regiões central da Serra das Cordilheiras e extremo norte da Serra do Estrondo, Goiás. Simbologias das amostras segundo a figura 5

MnO e apresentando baixos teores de CaO e MgO . O teor de CaO da granada é coerente com sua ocorrência apenas nos micaxistos, nos quais as porcentagens desse óxido são baixas.

Os estudos petrográficos revelaram que, nesses xistos, quando a granada está presente, o epídoto é ausente ou raro e as análises químicas mostraram que existem diferenças expressivas nos teores de CaO nos micaxistos com granada em relação àqueles dos micaxistos com epídoto. Ademais, conforme mostra a figura 3, a distribuição espacial das amostras dos vários grupos de micaxistos é errática, não havendo, na escala de mapeamento adotada, nenhuma ordenação aparente, notando-se ocorrências de amostras de micaxistos com epídoto e de micaxistos com granada, lado a lado, distando poucos metros no mesmo afloramento. Esses fatos demonstram que a presença ou ausência desses minerais não é determinada apenas pelas condições de metamorfismo (P e T), existindo, também, um controle químico que determina a cristalização de granada ou epídoto. O fator decisivo é, ao que tudo indica, o conteúdo de CaO . Assim, à medida que as condições físicas (P e T) favoráveis foram estabelecidas, a cristalização de granada se deu nas regiões ou porções onde o conteúdo de CaO estava abaixo da média (CaO 1,93% ou com maior segurança CaO 1,5%), sendo, neste caso, inibida a cristalização de epídoto. O inverso ocorre quando as concentrações de CaO estão acima da média. Três exceções foram mencionadas, não estando claro por que nas mesmas essa regra geral não foi respeitada.

Dados fornecidos por Santos (1983; Tabs. 1 e 9) mostram que as observações anteriores devem ser aplicáveis igualmente aos micaxistos de Formação Xambioá, presentes na região homônima, apesar do número reduzido de análises disponíveis. Assim, o micaxisto com epídoto e carbonatos e aquele com granada + estauroлита + cianita analisados apresentam composições químicas coerentes com as de seus respectivos grupos nos micaxistos discutidos no presente trabalho.

Concluindo, existem fortes indicações de um controle químico na formação de granada, estauroлита e epídoto, não sendo suas presenças ou ausências determinadas unicamente pelas condições físicas do metamorfismo. Esse controle químico está ligado à pobreza em cálcio dos sedimentos originais geradores dos micaxistos com granada $\pm$ estauroлита, ao passo que os micaxistos com epídoto seriam derivados de sedimentos comparativamente mais cálcicos.

A interpretação mais simples e mais provável para essas diferenças pode ser a de que os sedimentos geradores dos micaxistos com granada $\pm$ estauroлита seriam de natureza essencialmente pelítica e daqueles com epídoto, derivados de sedimentos grauváquicos ou afins. Mas a notável semelhança composicional entre os xistos feldspáticos pertencentes aos dois grupos, até em seus teores de Al_2O_3 , que são excessivamente baixos para rochas essencialmente pelíticas, sugere outra interpretação. É possível que uma parte expressiva dos xistos feldspático com granada situados no campo IB (Fig. 5) seja oriunda de grauvacas excepcionalmente pobres em CaO e não de verdadeiros pelitos. Os xistos feldspáticos com epídoto seriam, por sua vez, derivados de grauvacas com teores "normais" de CaO .

Cabe ainda assinalar que as conclusões referidas acima nem sempre são aplicáveis a outras variedades de xistos mais aluminosos e derivados de sedimentos essencialmente pelíticos. Assim, em algumas amostras estudadas por Silva (1980), há formação de estauroлита e/ou granada em rochas com tais características, mesmo quando os teores de CaO estão acima de 1,5%.

Evidências sedimentológicas e paleontológicas levaram Dzulynty & Walton (1965) a admitir que arenitos tipo grauvacas se depositam em ambientes marinhos de água profundas. Entretanto, a presença de intercalações esporádicas de carbonatos (principalmente na região norte da Serra do Estrondo), possivelmente próximo à base da Formação Xambioá (Souza *et al.* 1984), sugere variações na profundidade do ambiente deposicional que, localmente, deveria ser suficientemente pequena de modo a permitir a existência de organismos. Pettijohn (1975) e Suguio (1980) consideram grauvacas como típicos de áreas eugeossinclinais com ou sem vulcanismo, predominando nos depósitos de flysch.

Metamorfismo Os estudos petrográficos realizados no extremo norte da Serra do Estrondo e na região central da Serra das Cordilheiras revelaram as seguintes associações minerais na Formação Xambioá:

I. Micaxistos feldspáticos

1. Quartzo + muscovita + biotita + plagioclásio (An25-33) + epídoto $\pm$ calcita $\pm$ microclina $\pm$ (clorita).
2. Quartzo + muscovita + biotita + plagioclásio (An14-15 ou An27-35) + granada $\pm$ (calcita) $\pm$ microclina $\pm$ (clorita).
3. Quartzo + muscovita + biotita + plagioclásio (An11-14) + granada + estauroлита $\pm$ (cianita) $\pm$ microclina $\pm$ (clorita).

II. Calcioxistos

4. Quartzo + muscovita + biotita + plagioclásio (An38-43) + calcita + epídoto $\pm$ (granada) $\pm$ (cianita).
5. Calcita + quartzo + plagioclásio + fengita (?).

Portanto, quartzo, muscovita, biotita e plagioclásio integram todas as associações existentes nos xistos da Formação Xambioá. O epídoto é um constituinte significativo na maioria das associações, sendo, entretanto, ausente ou raro nos micaxistos portadores de granada. Como exceção, em uma amostra de cálcio-xisto que ocorre na Serra do Estrondo tem-se epídoto associado com granada.

Considerando-se que os micaxistos da Formação Xambioá são rochas amplamente dominantes nas regiões estudadas e levando-se em conta a maior sensibilidade de suas associações minerais às variações de pressão e temperatura (em outras palavras, a presença de minerais índices de metamorfismo), pode-se estimar que suas paragéneses devem refletir com maior precisão as condições de metamorfismo sob as quais se formaram.

A presença de estauroлита acompanhada ou não pela de cianita, apesar de sua ocorrência restrita, indica que as condições

de grau médio foram alcançadas pelo menos localmente (Winkler 1979). Nesse sentido, é importante assinalar a ocorrência de estaurólita fora dos domínios das estruturas dômicas, fato já registrado por Costa *et al.* (1983, pág. 56) em micaxistos da Formação Morro do Campo, na região de Paraíso do Norte (Goiás). Tal padrão difere em certo modo do observado nas regiões de Colméia, Xambioá e Lontra (Costa 1980, Santos 1983, Macambira 1983). A estaurólita, como já se viu, parece ter sua distribuição condicionada, em grande parte, pela inadequação composicional dos sedimentos originais. Portanto, sua ausência em determinadas paragêneses não demonstra em absoluto que o grau médio de metamorfismo não tenha sido atingido.

A presença de granada almandina – mineral freqüente e amplamente distribuído nos micaxistos apesar de existir um controle químico (baixo teor de CaO) condicionando sua cristalização – indica inquestionavelmente que as temperaturas mais elevadas do grau fraco (Winkler *op. cit.*) foram atingidas em toda a região de ocorrência da Formação Xambioá, nas áreas estudadas. A presença de oligoclásio sódico nos micaxistos com granada é, aparentemente, contraditória com essa conclusão, uma vez que nessas condições metamórficas deveria ocorrer o salto composicional do plagioclásio, devendo-se esperar uma composição de oligoclásio cálcico (Winkler 1979), encontrada apenas nos micaxistos com epidoto. Deve ser destacado, porém, que nos micaxistos com estaurólita – inquestionavelmente metamorfizados no grau médio – também se constatou apenas a ocorrência de oligoclásio sódico. Isso mostra que a composição do plagioclásio formado em cada paragênese depende não só do grau metamórfico mas também da composição da rocha. Em outras palavras, nos micaxistos com granada + estaurólita, a passagem de oligoclásio sódico para oligoclásio cálcico seria impedida pela escassez de CaO, cujos teores são excepcionalmente reduzidos. Um controle exercido pela composição da rocha original na composição do plagioclásio é corroborado pelo fato de nos micaxistos com granada contendo algum carbonato o plagioclásio se tornar oligoclásio cálcico (An₂₃), chegando até mesmo a andesina sódica (An₃₅) nos calcioxistos. Tais considerações permitem sugerir que o salto composicional do plagioclásio não deve ser visto como uma feição obrigatória na transição de certas fácies de metamorfismo, pois em determinadas condições – como no caso de micaxistos gerados a partir de rochas muito pobres em CaO – pode-se ter oligoclásio sódico em paragêneses com estaurólita, consideradas como típicas do grau médio.

Outro critério indicativo de metamorfismo de grau médio é segundo Winkler (1979), a ausência de clorita primária em contato direto com muscovita e quartzo. A ausência de clorita em muitas amostras e sua escassez em outras, aliadas às freqüentes evidências de sua formação secundária nos casos em que se encontra em contato com a muscovita, sugerem que de fato foram atingidas as condições físicas do grau médio.

Na Serra do Estrondo, a cianita foi encontrada em uma única amostra de calcioxisto, cuja paragênese não é diagnóstico das condições de metamorfismo. Naghar & Atherton (1970) consideram que em certas condições de metamorfismo muitas associações de minerais aluminosos não traduzem relações de equilíbrio, mas, sim, formação sucessiva de fases aluminosas com preservação das mais precoces sob formas metaestáveis. No entanto, admitindo-se que a associação estaurólita + almandita + cianita, encontrada nos micaxistos ocorrentes na região central da Serra das Cordilheiras, corresponde a uma paragênese, pode-se estimar, com certa segurança, que o metamorfismo atuante sobre a Formação Xambioá atingiu localmente temperaturas mínimas de $500 \pm 30^\circ\text{C}$ e pressões variando de 5 a 6 kbar (Winkler 1979, Fig. 7.4), sendo essas as que tudo indica, as condições do clímax do metamorfismo. Quanto às demais paragêneses ocorrentes nos micaxistos, pode-se dizer que o metamorfismo que as gerou se situa obri-

gatoriamente no intervalo compreendido entre as temperaturas mais elevadas do grau fraco e aquelas do início do grau médio. As evidências apontadas sugerem que, muito provavelmente, foram atingidas as condições de metamorfismo de grau médio, senão em toda, ao menos na maior parte da área de ocorrência dos micaxistos. Isso não pode, porém, ser demonstrado de modo inequívoco.

As paragêneses descritas e as condições de metamorfismo estimadas demonstram que o processo metamórfico gerador dos metamorfitos da Faixa de Dobramentos Araguaia tem características do tipo pressão média (Miyashiro 1973), ou média-alta (Turner 1968), sendo, portanto, confirmada a estimativa de Silva (*op. cit.*), corroborada por outros autores (Macambira 1983, Santos 1983).

Além das observações levadas a efeito sobre as condições de metamorfismos em que se formaram os micaxistos da Formação Xambioá, nas regiões aqui estudadas, uma discussão sobre a existência de isógrads de diversos minerais metamórficos se faz necessária. De acordo com Silva (1980) a Faixa de Dobramentos Araguaia é caracterizada pela presença das isógrads regionais e submeridianas da sericita, da clorita e da biotita, que se sucedem desde o Cráton Amazônico no sentido leste. A isógrada da granada por sua vez se distribuiria concentricamente às estruturas dômicas de Xambioá, Lontra e Colmeia, desenhando-as. A estaurólita configuraria isógrads concentricamente às estruturas de Lontra e Colméia enquanto a isógrada da cianita foi traçada apenas na estrutura de Lontra, contornando-a. Costa (1980), na região de Colméia, confirma a existência das isógrads da granada e estaurólita denidas por Silva (*op. cit.*), contornando a estrutura dômica de Colméia. Santos (*op. cit.*) observa a distribuição concêntrica das zonas de granada e cianita em torno da estrutura dômica de Xambioá. Macambira (1983) confirma, no Grupo Estrondo, a isógrada da granada proposta por Silva (*op. cit.*), ressaltando, entretanto, que a mesma não se fecha em torno das estruturas dômicas de Lontra e Xambioá, mas as envolve juntamente com a estrutura do ramal do Lontra e com a extremidade sul da Serra dos Martírios. Embora haja diferenças no traçado de algumas dessas isógrads definidas pelos autores citados, é opinião comum a todos eles que as isógrads da granada, cianita e estaurólita estão relacionadas aos efeitos térmicos que decorreram do processo de formação das estruturas dômicas.

Neste artigo, como já se viu, não foi possível delimitar e/ou traçar quaisquer isógrads, tanto sob o ponto de vista de seus condicionamentos às estruturas dômicas, quanto regional, haja vista que a estaurólita e, sobretudo, a granada apresentam uma distribuição errática e um forte condicionamento químico do sedimento original determinando suas cristalizações. Quando à cianita, ela foi determinada apenas em duas amostras (Fig. 3), sendo uma de micaxistos proveniente da região central da Serra das Cordilheiras e outra de calcioxistos oriundo da região extremo norte da Serra do Estrondo. Essas observações, entretanto, não eliminam em primeira instância as hipóteses da existência das isógrads discutidas anteriormente (granada, estaurólita e cianita) em outras áreas, cabendo uma discussão. Nesse sentido, algumas hipóteses podem ser aventadas. Pode-se pensar, como primeira hipótese, na existência de uma superposição de isógrads regionais com isógrads relacionadas às estruturas dômicas, que se misturaram e se confundiram. Outra hipótese a ser levantada é que a zona da granada seja regional enquanto as isógrads da estaurólita e cianita decorrem dos efeitos térmicos relacionados à formação das estruturas dômicas. Uma terceira hipótese alternativa é que pode, de fato, não haver isógrads minerais relacionadas às estruturas dômicas, ocorrendo, entretanto, uma deformação das isógrads devido à ascensão diapírica das rochas aflorantes nos núcleos das estruturas dômicas, levando as isógrads a assumirem uma configuração de amoldamento às mesmas. A primeira hipótese implicaria considerar que as estruturas dômicas

ocorrem no interior da zona regional da granada, que foi superposta, localmente, pelas isógradas de granada (recristalizada), cianita e estauroлита, decorrentes dos efeitos térmicos causados pelos processos geradores das estruturas dômicas.

Os autores deste artigo estão conscientes das sérias limitações inerentes a todas essas hipóteses e acreditam que as mesmas só poderão ser testadas com maior eficiência na medida que os mapeamentos das isógradas se fizerem mais detalhados, juntamente com estudos petrográficos e químicos mais aprofundados do metamorfismo.

CONCLUSÕES Daquilo que foi tratado neste artigo, algumas conclusões podem ser analisadas.

Os estudos petrográficos revelaram que, quando a granada está presente nos micaxistos, o epídoto é ausente ou raro. Análises químicas mostraram que existe diferenças expressivas nos teores de CaO nos micaxistos com granada em relação aos dos micaxistos com epídoto.

Ademais, a distribuição geográfica das amostras dos vários grupos de micaxistos é errática, não havendo na área mapeada nenhuma ordenação aparente. Esses fatos demonstram que a presença ou ausência desses minerais não é determinada apenas pelas condições de metamorfismo (P e T), existindo também um controle químico que, ao que tudo indica, é o conteúdo de CaO.

A distribuição das amostras de micaxistos com epídoto, micaxistos com granada + estauroлита em diagramas ACF e A'KF mostra uma clara separação química entre os mesmos, indicando, muito provavelmente, que aquelas com granada derivam de grauvas excepcionalmente pobres em CaO ou de sedimentos sem contribuições carbonáticas, ao passo que os micaxistos com epídoto poderiam ter-se originado a partir de grauvas ou de sedimentos pelíticos com contribuições carbonáticas importantes. Indica, ainda, que os micaxistos com estauroлита poderiam ser provenientes de sedimentos semelhantes aos que geraram os micaxistos com granada, porém estas enriquecidas em FeO + Fe₂O₃ e com uma elevada razão de FeO/Fe₂O₃, adquirida durante o metamorfismo ou existente originalmente.

A análise da distribuição das amostras dos três grupos de micaxistos nos diagramas Al₂O₃-CaO-(FeO + Fe₂O₃ + MgO), Al₂O₃-(Na₂O + K₂O)-(FeO + Fe₂O₃ + MgO) e Al₂O₃-(FeO + Fe₂O₃)-MgO, proposto por Hoeshek (*op. cit.*), sugere fortemente que, de um modo geral, eles não possuem uma composição adequada para a formação de estauroлита.

Considerando o controle químico na formação de granada, epídoto e estauroлита, suas ausências ou presenças nos xistos não são determinadas unicamente pelas condições físicas do metamorfismo, mas também pela natureza dos sedimentos originais.

Uma derivação dos micaxistos da Formação Xambioá a partir de rochas vulcânicas ou piroclásticas é dificilmente aceitável, haja vista a ausência de evidências texturais e o fato de as composições químicas de um número elevado de amostras, dispersas em grande superfície, não sugerirem tal interpretação.

O metamorfismo que afetou a Formação Xambioá situou-se obrigatoriamente no intervalo compreendido entre as temperaturas mais elevadas do grau fraco e aquelas do início do grau médio. A presença de estauroлита ± cianita demonstra inequivocamente que as condições de grau médio foram atingidas pelo menos localmente. Suspeita-se de que nas paragéneses em que tais minerais estão ausentes as condições de grau médio também tenham sido atingidas, sendo sua não-formação devida essencialmente ao controle químico.

Admitindo que a associação estauroлита + granada + cianita, encontrada nos micaxistos ocorrentes na região central da Serra das Cordilheiras, corresponde a uma paragénesis, pode-se estimar, com certa segurança, que o metamorfismo gerador das rochas da Formação Xambioá atingiu, localmente, temperaturas de 550 ± 30°C, com pressões, variando de 5 a 6 kb, sendo essas, ao que tudo indica, as condições do clímax do metamorfismo.

A ocorrência de oligoclásio sódico em paragéneses contendo estauroлита, consideradas típicas do grau médio, sugere que o salto composicional do plagioclásio – oligoclásio sódico para oligoclásio cálcico ou andesina – não deve ser visto como uma feição obrigatória na transição entre o grau fraco e médio de metamorfismo, pois o mesmo ocorre em rochas com baixos teores em cálcio, conforme exemplificam alguns xistos feldspáticos estudados.

As paragéneses descritas e as condições de metamorfismo estimadas demonstram que o processo metamórfico gerador dos metamorfitos da Faixa de Dobramentos Araguaia tem características do tipo pressão média ou média-alta.

Tanto na Serra das Cordilheiras, quanto na Serra do Estrondo não foi possível delimitar e/ou traçar quaisquer isógradas, tendo em vista que a estauroлита e, sobretudo, a granada apresentam uma distribuição errática, fortemente condicionada, ao que tudo indica, pelo quimismo dos sedimentos originais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. de. 1978. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguaí-Araguaia*. Belém. 90 p. (Tese de Mestrado, NCGG/Universidade Federal do Pará).
- ABREU, F.A.M. de & HASUI, Y. 1978. Evolução estrutural de Super Grupo Baixo Araguaia In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 1, p. 257-269.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro. DNP/MDGM. 36 p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: ATLAS DO SIMP. GEOL. NORD., 8, Campina Grande, 1977 *Atas...* Campina Grande, SBG. v. 6:363-381.
- BARD, J.P. 1980. *Microtexturas das rochas magmáticas et metamórficas*. Paris. Masson. 192p.
- CARMICHAEL, D.M. 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contr. Min. Petrol.*, 20:244-267.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. 1974. *Igneous petrology*. New York, McGraw-Hill 739 p.
- COSTA, J.B.S. 1980. *Evolução geológica da região de Colméia*. Belém. 78 p. (Tese de Mestrado, NCGG/Universidade Federal do Pará).
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S. de S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JÚNIOR, T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. 1983. *Projeto Paraíba do Norte*. Belém. DNP/UFPA., 125p.
- CUNHA, B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JÚNIOR, J.J. de; MONTALVÃO, R.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. In: Ministério das Minas e Energia. Projeto Radambrasil. *Folha SC-22 Tocantins*. Levantamento de Recursos Naturais. v. 22:21-196.
- DZULYNSKY, S.; WALTON, E. K. 1965. *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes*. Amsterdam. Elsevier Publishing. 265 p.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.; SILVA, J.M.R. 1980a. Evolução do Grupo Estrondo na região de Xambioá (GO). In: CONGR. BRAS. GEOL. 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG. v. 5, p. 2542-2550.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. 1980b. Evolução estrutural da região de Colméia (GO). In: CONGR. BRAS. GEOL. 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG. v. 5, p. 2648-2658.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M. de; KAWASHITA, K. 1980c. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico. In: CONGR. BRAS. GEOL. 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG. v. 5, p. 2659-2676.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. de. 1984. Província Tocantins. Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. coords. *O precambriano do Brasil*. S. Paulo, Edgar Blücher. p. 187-203.
- HOSCHEK, G. 1967. Untersuchungen zum Stabilitätsbereich van

- cloriteid und stauroolith. *Contr. Mineral. Petrol.*, **14**:123-162.
- MACAMBIRA, J.B. 1983. *Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Lontra-Goiás*. Belém. 108 p. (Tese de Mestrado, NCGG/Universidade Federal do Pará)
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDEME, M.A.; LOGÉRCIO, S.O.C.; RAMALHO, R. 1984. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai. Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERJE, G.R.; ASMUS, H.C. coords. *Geologia do Brasil*. Brasília. DNPM/MME, p. 251-303.
- MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. London, George Allen & Unwin Ltda., 429p.
- NAGGAR, M.H. & ATHERTON, M.P. 1970. The composition and metamorphic history of some aluminium silicate - bearing rocks from the aureoles of the Donegal Granites. *J. Petrol.*, **11**:549-589
- NICHOLSON, P. 1966. Metamorphic differentiation in crenulated schists. *Nature*, **209**:68-69.
- PETTIJOHN, F.J. 1975. Sand and sandstone. In: PETTIJOHN, F.J. *Sedimentary rocks*. New York, Harper & Row. p. 195-259.
- SANTOS, M.D. 1983. *Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Xambioá-Goiás*. Belém. 124p. (Tese de Mestrado, NCGG/Universidade Federal do Pará)
- SCHONEVELD, C. 1979. *The geometry and the significance of inclusion patterns in syntectonic porphyroblasts*. Holanda. 125p. (PhD Thesis, University of Leiden)
- SILVA, G.G. da; LIMA, J.J.C.; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia da Folha SB-22 Araguaia e parte de SC-22 Tocantins. In: PROJETO RADAMBRASIL. Rio de Janeiro. DNPM. v. 4, p. 1-143.
- SILVA, J.M.R. da. 1980. *Metamorfismo das rochas pelíticas de segmento setentrional da faixa Tocantins-Araguai*. Belém. 48p. (Tese de Mestrado, NCGG/Universidade Federal do Pará)
- SILVA, J.M.R. da. 1980. *Metamorfismo das rochas pelíticas de segmento setentrional da faixa Tocantins-Araguaia*. Belém. 48p. (Tese de Mestrado, NCGG/Universidade Federal do Pará)
- SILVA, J.M.R. & HASUI, Y. 1978. Evolução metamórfica do Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30 Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 1, p. 435-443.
- SOUZA, A.C.F. de. 1984. *Geologia e petrologia do extremo norte da serra do Estrondo (GO)*. Belém. 189p. (Tese de Mestrado, NCGG/Universidade Federal do Pará)
- SOUZA, A.C.C.; TEIXEIRA, N.P.; DALL'AGNOL, R. 1984. Geologia do extremo norte da Serra do Estrondo (GO). In: CONGR. BRAS. GEOL., 33 Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 5, p. 2249-2260.
- SPRY, A. 1969. *Metamorphic textures*. Oxford, Pergamon Press. 350p.
- SUGUIO, K. 1980. *Rochas sedimentares: propriedades, gêneses, importância econômica*. São Paulo. Edgard Blücher. 500p.
- TEIXEIRA, N.P. 1984. *Geologia e petrologia da região central da serra das Cordilheiras-Goids*. Belém. 208 p. (Tese de Mestrado, NCGG/Universidade Federal do Pará)
- TEIXEIRA, N.P.; SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R. 1984. Geologia da região central da serra das Cordilheiras, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL. 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 5, p. 2234-2248.
- TURNER, F.J. 1968. *Metamorphic petrology*. New York. McGraw-Hill. 403 p.
- VERNON, R.H. 1976. *Metamorphic processes. Reactions and microstructure development*. London, George Allen & Unwin Ltda. 246 p.
- WINKLER, H.G.F. 1977. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York. Spring-Verlag. 334 p.
- WINKLER, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York. Spring-Verlag. 348 p.
- ZWART, H.J. 1960a. The Chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees. *Geol. Rundschau.*, **50**:203-218.
- ZWART, H.J. 1960b. Relations between folding and metamorphism in the central Pyrenees and their chronological succession. *Geol. Mijnbouw*, **2**:162-180.

MANUSCRITO 465

Recebido em 28 de maio de 1987

Revisão aceita em 15 de abril de 1988