

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

GEOLOGIA E OCORRÊNCIAS MINERAIS DA BRAQUIANTICLINAL
DE XAMBIOÃ - GOIÁS

Tese Apresentada por
MÁRCIO DIAS SANTOS

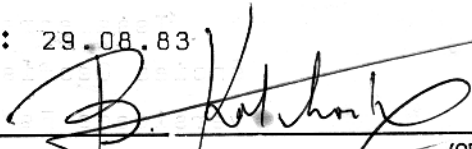
como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de
GEOLOGIA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas, da
Universidade Federal do Pará

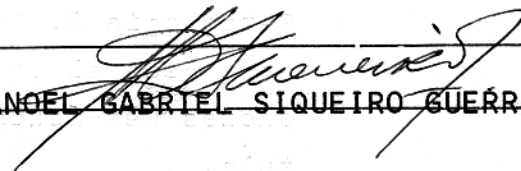
Aprovado: 29.08.83



BASILE KOTSCHOUBEY (ORIENTADOR)



YOCITERU HASUI



MANOEL GABRIEL SIQUEIRO GUERREIRO

Comitê de Tese

SUMÁRIO

	Pag.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iv
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 INTRODUÇÃO	5
1.1 <u>Objetivos do Trabalho</u>	5
1.2 <u>Área do Trabalho</u>	6
1.3 <u>Fisiografia</u>	7
1.4 <u>Metodologia do Trabalho</u>	11
2 GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES	13
2.1 <u>Trabalhos Iniciais</u>	13
2.2 <u>Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Araguaia</u>	15
2.3 <u>Geologia Estrutural</u>	20
2.4 <u>Metamorfismo</u>	23
3 LITOESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA ÁREA	24
3.1 <u>Introdução</u>	24
3.2 <u>Complexo Colméia</u>	24
3.3 <u>Grupo Estrondo</u>	41
3.3.1 Formação Morro do Campo	41
3.3.2 Formação Xambioá	45
3.4 <u>Rochas Básicas e Ultrabásicas</u>	55
4 QUIMISMO E PETROGÊNESE DAS ROCHAS	62
4.1 <u>Introdução</u>	62
4.2 <u>Complexo Colméia</u>	62
4.2.1 Rochas Pré-metamórficas dos Gnaisses	62
4.2.2 Origem dos Migmatitos	69

4.3	<u>Rochas Pré-metamórficas dos Xistos da Formação Xambioá</u>	78
4.4	<u>Anfibolitos e Gabros</u>	79
4.5	<u>Caracterização do Metamorfismo</u>	81
5	OCORRÊNCIAS MINERAIS	88
5.1	<u>Introdução</u>	88
5.2	<u>Descrição dos Veios</u>	89
5.2.1	Pegmatitos com Monazita	89
5.2.2	Pegmatitos com cristal de Rocha e Ametista	93
5.2.3	Veios Hidrotermais com Cristal de Rocha e Ametista	95
5.2.4	Veios de Quartzo Hidrotermais com cristal de Rocha	95
5.2.5	Veios com Titanita e Epidoto	98
5.3	<u>Aspectos Gerais dos Veios</u>	102
5.4	<u>Origem dos Veios</u>	104
5.5	<u>Outras Ocorrências</u>	106
6	BRAQUIANTICLINAIS DA REGIÃO DE XAMBIOÁ	107
6.1	<u>Origem das Estruturas</u>	107
6.2	<u>Relação entre as Braquidobras e a Tectogênese.</u>	111
6.3	<u>Falhamentos Pós-tectônicos e a Direção da Estrutura de Xambioá</u>	113
7	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA E CONCLUSÕES	114
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119
9	ANEXOS	127

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Pag.

FIGURAS

1	Mapa de Localização da Área	8
2	Fotografia. Parte Interna da Braquianticli- nal de Xambioá, limitada pelas cristas quart- zíticas da Formação Morro do Campo	10
3	Coluna Estratigráfica da Região de Xambioá.	25
4	Fotografia. Gnaisses Bandados do Complexo Colméia	26
5	Fotomicrografia. Cristal de allanita envol- vido por epídoto, em gnaisses do Complexo Colméia	30
6	Fotomicrografia. Neossoma quartzo-feldspáti- co de migmatitos do Complexo Colméia	32
7	Fotomicrografia. Pórfiro de microclínio per- títico em migmatito (neossoma) do Complexo Colméia	33
8	Fotomicrografia. Pertitas em microclínio de migmatito (neossoma) do Complexo Colméia ..	34
9	Fotomicrografia. Plagioclásios com inter- crescimento mirmequítico e gráfico, em vol- ta de um pórfiro de microclínio de migmati- to (neossoma) do Complexo Colméia	35
10	Fotomicrografia. Intercrescimento gráfico em plagioclásio de migmatito (neossoma) do Complexo Colméia	36
11	Fotografia. Veio de quartzo em gnáisse do Complexo Colméia	37
12	Fotografia. Anfibolito encaixado em gnais- ses do Complexo Colméia	38

13	Fotografia. Cristais de plagioclásio orientados, ressaltando a xistosidade do anfibolito (detalhes da figura 12)	39
14	Fotomicrografia. Cristais prismáticos de hornblenda em anfibolitos do Complexo Colméia	40
15	Fotografia. Ortoquartzitos (Formação Morro do Campo) da estrutura de Xambioá	42
16	Fotografia. Ortoquartzitos (Formação Morro do Campo) da estrutura de Xambioá	43
17	Fotografia. Níveis retilíneos e lenticulares de quartzo deformados, concordantes com a xistosidade em quartzito da Formação Morro do Campo, próximo ao contato com o Complexo Colméia	44
18	Fotografia. Cristal de cianita de um cianita quartzito da Formação Morro do Campo ...	46
19	Fotografia. Xistosidade dobrada e crenulada de micaxisto da Formação Xambioá	47
20	Fotomicrografia. Ponto tríplice entre cristais de quartzo, em micaxistos da Formação Xambioá	49
21	Fotomicrografia. Pórfiro idioblástico de granada em micaxistos da Formação Xambioá .	50
22	Fotografia. Xisto feldspático da Formação Xambioá	52
23	Fotomicrografia. Cristais de cianita em micaxisto da Formação Xambioá	54
24	Fotomicrografia. Porfiroblasto de escapolita em anfibolito maciço da Formação Xambioá	56
25	Fotomicrografia. Textura gabróica de um gabro intrusivo em gnaisses do Complexo Col	

	méia	58
26	Fotomicrografia. Uralitização nas bordas de um cristal de augita, em gabro do núcleo da estrutura de Xambioá	59
27	Fotografia. Borda zonada de um corpo ultramáfico da Formação Xambioá, constituída de talco maciço, clorita e talco fibroso	60
28	Fotografia. Cristais fibro-radiais de actinolita da borda de um corpo ultramáfico da Formação Xambioá	61
29	Diagrama. Representação dos xistos, gnaisses, anfibolitos e gabros da região de Xambioá nos diagramas ACF e A'FK	66
30	Diagrama. Representação dos gnaisses e migmatitos (paleossoma e neossoma) do Complexo Colméia, no diagrama An-Ab-Or	70
31	Diagrama. Representação dos gnaisses e migmatitos (paleossoma e neossoma) do Complexo Colméia, no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$	72
32	Diagrama. Representação dos gnaisses e migmatitos (paleossoma e neossoma) do Complexo Colméia, no diagrama K-Na-Ca	73
33	Diagrama. Representação dos gnaisses e migmatitos (paleossoma) do Complexo Colméia no diagrama AFM	74
34	Diagrama. Representação dos gnaisses e migmatitos (paleossoma e neossoma) do Complexo Colméia, no diagrama Sr-Rb	75
35	Diagrama. Representação dos gnaisses e migmatitos (paleossoma e Neossoma) do Complexo Colméia, no diagrama Q-Ab-Or	77

36	Diagrama. Representação dos anfibólitos e gabros da região de Xambioá em diagramas com elementos imóveis (Ti, P e Zr)	82
37	Diagrama. Associações mineralógicas dos micaxistos da Formação Xambioá, nos diagramas ACF e A'FK	83
38	Desenho esquemático. Distribuição concêntrica das isógradas da granada e cianita em torno da braquidobra de Xambioá	84
39	Diagrama. Associação mineralógica dos gnaisses do Complexo Colméia nos diagramas ACF e A'FK	87
40	Desenho esquemático. Pegmatito com monazita da Água Branca	90
41	Fotografia. Cristal de monazita do pegmatita da Água Branca	91
42	Fotografia. Cristais de rutilo geminados de colúvio, próximo ao pegmatito da Água Branca	92
43	Desenho esquemático. Pegmatito com cristal de rocha e ametista da fazenda dos Parai banos (núcleo da estrutura de Xambioá) ...	94
44	Desenho esquemático. Veio hidrotermal com cristal de rocha e ametista do km 6 da estrada Xambioá-Vanderlândia (núcleo da estrutura de Xambioá)	96
45	Fotografia. Placas de moscovita da borda dos veios hidrotermais do km 6 da estrada Xambioá-Vanderlândia	97
46	Fotografia. Cristais prismáticos de turmalina preta dos veios de quartzo hidrotermais que ocorrem nos quartzitos da estru	

	tura de Xambioá	99
47	Desenho esquemático. Veia com titanita e epídoto do norte da Chapada	100
48	Fotografia. Cristais de titanita da zona intermediária dos veios do norte da Chapada ..	101
49	Fotografia de imagem de radar. Estruturas de Xambioá, Chapada e Morro do Campo e principais elementos estruturais da área	108
50	Quadro. Evolução geológica da região de Xambioá	115

TABELAS

1	Análise modal dos xistos, gnaisses e migmatitos da região de Xambioá	29
2	Análise química dos xistos, gnaisses e migmatitos da região de Xambioá	63
3	Análise química dos anfibolitos e gabros da região de Xambioá	64
4	Comparação química entre os gnaisses de Xambioá, grauvacas arqueanas, ortognaisses e rochas graníticas	67
5	Comparação entre a composição química dos gnaisses de Xambioá e a definição química de trondhjemitos	68
6	Composição normativa dos gnaisses e migmatitos da região de Xambioá	71
7	Comparação química entre os xistos de Xambioá, pelitos e grauvacas	80

ANEXOS

1	Mapa geológico na escala 1:60.000
---	-----------------------------------------

RESUMO

Este trabalho tem por objetivo caracterizar os aspectos petrológicos e a evolução geológica da Região de Xambioá (GO), na Faixa de Dobramentos Araguaia, incluindo a gênese das ocorrências minerais existentes na área.

Divide-se a área em questão em três domínios nitidamente individualizados e estratigraficamente distintos; o núcleo gnáissico-migmatítico da braquianticlinal de Xambioá, exposto pela erosão, que foi considerado aqui como pertencente ao Complexo Colméia (embasamento); as serras quartzíticas responsáveis pelo destaque morfológico da estrutura e que correspondem a Formação Morro do Campo; e a área arrasada circunjacente a estrutura, onde afloram xistos variados pertencentes a Formação Xambioá. Estas duas formações compõem o grupo Estrondo, unidade inferior do Super Grupo Baixo-Araguaia.

Com base nos estudos petrográficos e químicos os gnaisses do embasamento foram caracterizados como ortognaisses trondhjêmíticos e os neossomas dos migmatitos interpretados como produto da fusão parcial desses gnaisses. Rochas pelíticas e grauvacas foram consideradas como as rochas pré-metamórficas dos micaxistos e xistos feldspáticos respectivamente. As relações de campo e a composição química dos anfibolitos xistosos, tanto de dentro como de fora da estrutura, indicam sills de diabásio ou derrames basálticos de composição toleítica como as suas rochas originais, enquanto que os anfibolitos maciços de fora da estrutura foram interpretados como metagabros.

Foi observada a distribuição concêntrica das zonas da granada e cianita em torno da braquidobra de Xambioá. O grau metamórfico cresce em direção à estrutura, da fácies xisto verde, incluindo a zona da biotita e a zona da granada, até a fácies anfibolito caracterizada pelo aparecimento de estauroлита e cianita, na zona interna da cianita. A presença de cianita caracteriza o metamorfismo como do tipo barroiano

(pressão média a alta). Os gnaisses do embasamento são de fâ
cies anfibolito e devem ter sido afetados pelo metamorfismo da
Faixa Araguaia.

Foram descritos cinco tipos de veios mineralizados: 1) Pegmatitos com monazita, encaixados em micaxistos cau
linizados da Formação Xambioá. 2) Pegmatitos com ametista, he
matita e fluorapatita em gnaisses e migmatitos do embasamento. 3) Veios hidrotermais zonados contendo cristal de rocha e ame
tista, também encaixados no embasamento. 4) Veios de quartzo
hidrotermais com cristal de rocha, turmalina, pirita e ruti
lo, encaixados em micaxistos e quartzitos do grupo Estrondo. 5) Veios com titanita, epídoto e turmalina, em anfibolitos da
Formação Xambioá. A estrutura zonada, a presença de minerais
de alta temperatura como a monazita e turmalina e de cristais
euédricos bem desenvolvidos, bem como a associação destes veios
com migmatitos, sugere para eles uma origem magmática, rela
cionada a fase residual do magma granítico gerado pela fusão
parcial dos gnaisses.

Para a origem da braquidobra de Xambioá, sugere
se um processo diapírico dos gnaisses do embasamento, deforma
do a cobertura, causado por anomalia térmica local e facilita
do pelo magma restrito resultante da fusão parcial dos gnais
ses.

Propõe-se a existência de apenas um ciclo termotecton
ico na Faixa Araguaia, sendo que a braquidobra e os neosso
mas dos migmatitos como também os veios mineralizados da re
gião de Xambioá, foram formados no final ou logo após o meta
morfismo.

As informações acumuladas até o momento e as tenta
tivas de datação pelo método Rb-Sr, recentemente efetua
das para se determinar a idade do ciclo tectogênico que formou a
Faixa Araguaia, não são conclusivas. Entretanto, de acordo com
o modelo evolutivo aqui proposto para a região de Xambioá, pre
feri-se neste trabalho, optar por uma idade brasileiro para o
metamorfismo.

ABSTRACT

An attempt has been made to characterize some petrologic aspects and the geologic evolution of the Xambioá Region (State of Goiás), located within the Araguaia Fold Belt. Our analysis includes the genesis of the mineral occurrences in the area.

The area of study can be divided in three distinct domains, both from the geomorphological and stratigraphic points of view, namely: the Xambioá brachyanticline gnaiss-migmatitic nucleus, which was exposed by erosion and is considered here as part of the Colméia Complex (basement); the quartzitic crests which are responsible for the dome form of the structure belonging to the Morro do Campo Formation; and the eroded area in the vicinity of the structure where one can find various schists outcrops of the Xambioá Formation. The Morro do Campo and Xambioá Formations make up the Estrondo Group which is the lower unit of the Baixo Araguaia Super Group.

The petrographical and chemical analysis indicated that the basement gnaisses are trondhjemitic orthogneisses and the neosomes of the migmatites were interpreted as products of the gnaiss' partial melting.

The pelitic and graywacke rocks were considered respectively, as pre-metamorphic rocks of the micaschists and feldspathic schists. The field observations and the chemical composition of the schistic amphibolites pointed out diabase sills or basaltic flows of tholeiitic composition, as their original rocks. The massive amphibolites found outside of the structure, were interpreted as metagabres.

It was observed a concentric distribution of the garnet and kyanite isograd around the Xambioá brachyanticline. The metamorphic degree increases towards the structure, from the green schist facies (including the biotite and garnet zones) up to amphibolite facies, which is characterized by the appearance of staurolite and kyanite, in the kyanite internal zone. The presence of kyanite characterizes the metamorphism as of the barrovian type

(medium to high pressure). The basement gnaisses belong to the amphibolite facies and were affected by the metamorphism in the Araguaia Belt.

Five types of mineralized veins were recognized: 1. Monazite-bearing pegmatites occurring in micaschists of Xambioá Formation, which are altered to clay minerals. 2. Pegmatites with amethyst, hematite and fluorapatite, found in the gnaiss-migmatitic basement. 3. Zoned hydrothermal veins with amethyst and colourless quartz, also occurring in the basement. 4. Hydrothermal veins of quartz with tourmaline, colourless quartz, pyrite and rutile, occurring in micaschists and quartzites of the Estrondo Group. 5. Veins with sphene, epidote and Tourmaline occurring in amphibolites of Xambioá Formation. The textural, structural and mineralogical aspects of these veins, as well as their association with migmatites are consistent with a magmatic origin. The veins would represent the late differentiated fractions of granitic magma generated probably by partial melting of basement gnaiss.

The origin of the Xambioá brachyanticline was attributed to a diapiric process of the basement gnaisses which domed the overburden. This process may result of a local thermal anomaly and facilitated by the confined magma produced during the partial melting of the gnaisses.

It was recognized the occurrence of a single thermal tectonic cycle in the Araguaia Belt. The brachyanticline and the migmatite neosomes as well as the mineralized veins of the Xambioá Region, must have been formed at the end or just after the metamorphism took place.

Presently available information and recent attempts to determine the age of the tectogenic cycle that originated the Araguaia Belt, through dating by the Rb-Sr method, led to inconclusive results. Nevertheless, according to the evolution model proposed in this work for the Xambioá Region, an option is made for a Brazilian age of the metamorphism.

1 INTRODUÇÃO

A Faixa de Dobramentos Araguaia, situada no centro norte do Brasil, é objeto de estudo do Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, desde 1977. Este projeto de pesquisa foi apoiado inicialmente pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e atualmente pela Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), e está sendo desenvolvido pelo Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas (NCGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA.).

Este Projeto visa definir a evolução geotectônica da Faixa Araguaia e suas potencialidades minerais. Para alcançar estes objetivos, foram desenvolvidos inicialmente trabalhos regionais de geologia básica (geologia estrutural, estratigrafia e petrologia) e atualmente estão sendo realizados trabalhos mais detalhados e específicos de petrologia, geoquímica, geologia econômica e geocronologia.

Este trabalho apresenta os resultados de pesquisas desenvolvidas na região de Xambioá (GO), integradas aos objetivos do Projeto Faixa Orogênica.

1.1 Objetivos do Trabalho

A estrutura de Xambioá, conhecida desde a realização do Projeto Araguaia (Barbosa et alii, 1966), faz parte de um conjunto de megabraquidobras alinhadas ao longo da Faixa Araguaia, próximo a sua margem oriental.

Estas estruturas são os alvos mais importantes nas investigações geológicas que estão sendo desenvolvidas pelo Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, não só pelas suas boas exposições rochosas mas também pela importância que elas devem representar na evolução da Faixa Araguaia.

A origem destas estruturas, bem como o seu rela

cionamento com intrusões graníticas e com o metamorfismo regional, são questões que ainda não foram definidas satisfatoriamente, embora algumas proposições já tenham sido feitas (Abreu, 1978a; Costa, 1980; Hasui et alii, 1980b e Hasui et alii, 1981).

Neste contexto, julgou-se justificável e oportuno no realizar um trabalho mais detalhado na estrutura de Xambioá, visando reconstituir a evolução geológica da área, abrangendo os seguintes objetivos específicos:

1. Detalhar a litoestratigrafia da área;
2. Caracterizar o metamorfismo, com respeito as rochas pré-metamórficas, grau, tipo e zoneamento;
3. Definir a evolução dos processos magmáticos, enfatizando o magmatismo ácido e as rochas resultantes;
4. Caracterizar os processos genéticos das ocorrências minerais existentes na região, na tentativa de iniciar o estudo dos aspectos geo-econômicos da Faixa Araguaia. Serão focalizadas neste trabalho as ocorrências de veios, bolsões ou geodos, com cristal rocha, ametista, monazita, turmalina, rutilo e titanita, cujos processos de formação não foram ainda suficientemente esclarecidos pelos autores que trabalharam na área (Barbosa et alii, 1966; Puty et alii, 1972 e Silva et alii, 1974);
5. Propor uma origem para a estrutura de Xambioá, discutindo e avaliando os processos prováveis, a partir dos conhecimentos geológicos disponíveis.

1.2 Área do Trabalho

A área deste trabalho localiza-se no extremo norte

do Estado de Goiás, limite com o Estado do Pará, na margem direita do rio Araguaia. É situada na sua totalidade no municipio de Xambioá, abrangendo parte das Folhas SB-22-Z-B-II-4 e SB-22-Z-B-III-3. Limita-se à norte pelo paralelo de 6°21' S, a noroeste e oeste pelo rio Araguaia, a sul pelo paralelo de 6°30' S e a leste pelo meridiano de 48°22' WGr, correspondendo a uma área de aproximadamente 410 km² (Fig. 1).

O principal polo de ocupação humana nesta área é a cidade de Xambioá, situada na margem direita do rio Araguaia, principal ponto de apoio durante os trabalhos de campo. Outros povoados ou vilas como Chapada e Garimpo, assim como diversas fazendas, são distribuídas pela área.

O principal acesso terrestre à área se faz pela rodovia Belém-Brasília (BR-010) até a cidade de Vanderlândia - GO (km-1152), seguindo-se daí por uma estrada de terra de 96 km (GO-388) até a cidade de Xambioá. Outras estradas mais precárias permitem a penetração ao interior da área, sendo as mais importantes: a estrada de 12 km que liga Xambioá ao povoado Chapada na parte centro-leste da área; a estrada que parte de Xambioá para sul, ramificando-se em três direções para o sul e sudeste da área; e a estrada que parte do km 8 da estrada Xambioá-Vanderlândia, em direção leste e noroeste até a localidade chamada Vão da Serra. Além destas estradas de rodagem, existem na área diversos caminhos que facilitaram os trabalhos de campo fora das estradas.

Foi utilizado também um pequeno barco para penetrar nos extremos norte e noroeste da área, nas margens do rio Araguaia.

A cidade de Xambioá possui um aeroporto que possibilita o acesso por via aérea em pequenos aviões.

1.3 Fisiografia

A área em apreço situa-se na parte sudeste da re

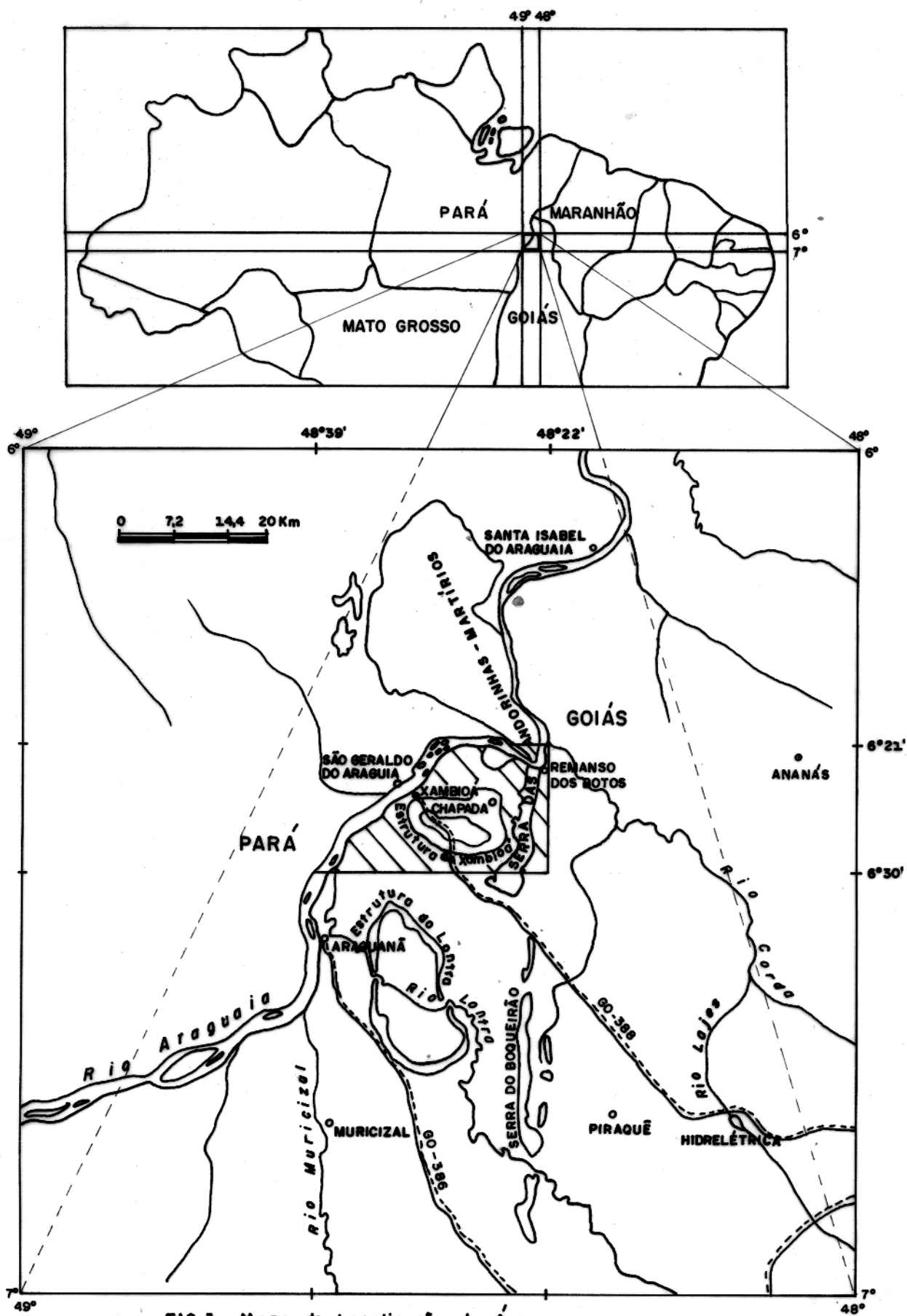


FIG.1 - Mapa de Localização da Área.

gião Amazônica, com características climáticas transicionais entre esta região e a região Centro-Oeste. O clima da área é tropical úmido e, de acordo com as curvas ombrométricas de Gaussen, de tipo xeroquimênico, ou seja um clima tropical de monção caracterizado por um período seco de 5 a 6 meses no inverno (maio a setembro ou outubro) e um período úmido de 6 a 7 meses no verão (outubro ou novembro a abril), com chuvas torrenciais.

Duas unidades morfoestruturais regionais, caracterizadas por Boaventura (1974), podem ser identificadas na área: A Depressão Ortoclinal do Médio Tocantins e a Depressão Periférica do sul do Pará. A Serra das Andorinhas - Mártírios, com morfologia de "front de cuesta", representa, na área em questão, o limite oeste da Depressão Ortoclinal do Médio Tocantins, definida por Boaventura (1974) como constituída por patamares estruturais de camadas sedimentares da Bacia do Maranhão mergulhando para leste (centro da bacia). A borda oeste desta unidade representa também o limite entre a Bacia do Maranhão e a Faixa Araguaia. Mais a sul, este contato se faz com as serras da Cordilheira e do Estrondo. A Depressão Periférica do sul do Pará foi definida por Boaventura (1974) como extensa área de rochas metamórficas arrasadas, na periferia das Bacias do Maranhão e Amazonas. A topografia arrasada dos metamorfitos desta unidade, contrasta com uma série de estruturas dômicas situadas na parte oeste da Faixa Araguaia e alinhadas em direção aproximadamente N-S. A estrutura de Xambioá, na área estudada, exhibe uma forma elíptica com eixo maior em torno de 14 km na direção E-W e o eixo menor em torno de 7 km na direção N-S. É uma braquianticlinal com a parte central erodida, limitada por cristas quartzíticas, com desnível chegando a mais de 100 m, e com a parte externa arrasada (Fig. 2). Duas outras braquianticlinais menores ocorrem no norte da área: a braquidobra da Chapada, ligada a borda norte da estrutura de Xambioá e a braquidobra de Morro do Campo, mais a norte.

A drenagem na área caracteriza-se por um padrão sub-dendrítico a dendrítico. Nas proximidades da Bacia do Maranhão observa-se a drenagem caracterizada por um padrão subre-



Figura 2 - Parte interna da braquianticlinal de Xambioá, limitada por cristais quart_zíticas da Formação Morro do Campo.

tangular, condicionado por elementos estruturais. O principal rio é Araguaia com seus afluentes pela margem direita, Lontra, Corda e Lajes, e na área de Xambioá o rio Xambioazinho, Xambica e os riachos do Coco e do Nilo.

Regionalmente observa-se o domínio da floresta equatorial densa e, mais afastada do rio Araguaia, a floresta aberta com palmeiras e árvores latifoliadas espaçadas, além de campos artificiais abertos para pecuária (pastos) que cobrem extensas áreas. Sobre as cristas quartzíticas das Serras de Xambioá e Andorinhas-Martírios ocorre uma vegetação tipo savana (cerrado) com árvores espaçadas de pequeno porte e cactos.

1.4. Metodologia de Trabalho

Para alcançar os objetivos propostos foram realizados o mapeamento geológico da área na escala 1:60.000 e estudos de laboratórios.

O mapa geológico foi elaborado a partir de trabalhos de campo e de gabinete, utilizando fotografias aéreas na escala 1:45.000, tomadas pela Prospec S.A. em 1955-62, imagens de radar na escala 1:100.000 e mapas planialtimétricos do IBGE (1978) na escala 1:100.000. Mapas de trabalhos anteriores, como o Projeto Xambioá-Vanderlândia (1978) e as teses de mestrado de Abreu (1978a) e Silva (1980), serviram de base para a confecção do mapa geológico deste trabalho.

No campo adotou-se como metodologia a execução de perfis normalmente transversais à braquianticlinal de Xambioá, utilizando as vias de acesso disponíveis, ou através de picadas, quando necessário. Foram coletadas amostras representativas de todas as unidades litológicas importantes presentes, assim como das diferentes mineralizações e rochas encaixantes correspondentes, para estudos de laboratório. Procurou-se, ainda, definir no campo as relações das ocorrências minerais com as rochas encaixantes, como também a forma, orientação e distribuição espacial dos corpos mineralizados. Estas

observações de campo, assim como a coleta de amostras, foram entretanto um pouco prejudicadas pelo avançado estado de alteração intempérica das rochas e pela destruição parcial dos registros geológicos, como consequência do trabalho dos garimpeiros.

No laboratório foram feitos estudos mineralógicos, petrológicos e geoquímicos. A mineralogia das ocorrências minerais, zonas de alteração hidrotermal associadas e rochas encaixantes, foi estudada por microscopia e difratometria de raios-X. A petrografia abrangeu estudos microscópicos em 152 seções delgadas de rochas e mineralizações, voltando-se essencialmente para a determinação das associações mineralógicas e interpretações microestruturais de acordo com Spry (1969). Foram feitas análises químicas de rocha total para os elementos maiores e quatro elementos traços (Sr, Rb, Ba e Zr), em três gnaisses, três neossomas e um paleossoma de migmatito, quatro micaxistos, três anfibolitos e um gabro. Os resultados analíticos foram plotados em diagramas adequados para caracterização das rochas pré-metamórficas e dos processos petrogenéticos que formaram estas litologias.

Todos os trabalhos de laboratório (difratometria de raios-X, petrografia e análises químicas) foram efetuados nos laboratórios de petrografia e geoquímica do NCGG da UFFa. O Si, Al, Fe, Ca, K, Ti os elementos traços foram analisados por fluorescência de raios-X. O Mg e o Na foram analisados por absorção atômica.

Com base nos estudos feitos e em bibliografia específica sobre os assuntos abordados, os dados foram interpretados e finalmente, após a integração geral dos resultados e comparação com situações geológicas semelhantes no mundo, chegou-se a uma proposta de modelo evolutivo para a geologia da área e a caracterização dos processos genéticos das diferentes ocorrências minerais.

2 GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES

2.1 Trabalhos Iniciais

No Centro-Norte do Brasil, um cinturão de metamorfos contorna a borda oriental do Cráton Amazônico, com vergência em direção a este cráton. Este cinturão foi definido por Almeida (1967) como Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia. Na parte central do Estado de Goiás esta unidade é interrompida pelo Complexo Basal Goiano e mais a oeste recoberta por sedimentos da Ilha do Bananal, destacando-se assim duas porções, uma setentrional com orientação submeridiana, e uma meridional que se prolonga até o Paraguai, com orientações variando de NE/SW a NW/SE.

A porção setentrional desta unidade foi denominada por Silva et alii (1974) de Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins, com conotação apenas geográfica. Por não estar caracterizada perfeitamente como uma faixa orogênica clássica, segundo Hasui et alii (1980b), preferiram estes autores a denominação de Faixa de Dobramentos Araguaia para esta porção, definindo-a como uma unidade distinta do resto da Faixa Paraguai-Araguaia.

Os trabalhos geológicos efetuados na Faixa de Dobramentos Araguaia são ainda escassos, a maioria deles sendo de reconhecimento e mapeamento regional. Só recentemente foram elaborados trabalhos mais específicos, principalmente no campo da geologia estrutural e petrologia. Talvez pela falta de investigações mais pormenorizadas e pelas dificuldades naturais apresentadas pela área, como a escassez de exposições de rochas sãs, extensas áreas recobertas por solo espesso e vegetação luxuriante, ainda persistem na Faixa Araguaia problemas geológico-estratigráficos básicos. Também falta um melhor esclarecimento com respeito aos processos geológicos que deram origem às diversas ocorrências minerais desta unidade geotectônica.

Um apanhado histórico pormenorizado dos trabalhos

geológicos anteriores desenvolvidos na Faixa Araguaia parece desnecessário, uma vez que diversos autores já contribuíram neste sentido, como Barbosa et alii (1966), Puty et alii (1972), Silva et alii (1974), Amaral (1974) e Hasui et alii (1977). Serão tratados aqui somente aqueles de maior interesse para este trabalho.

Moraes Rego (1933) reconheceu na região do Rio Tocantins, entre Tucuruí e Marabá, os arenitos superiores de Alcobaça e os xistos inferiores de Arumatheua que reuniu sob o nome de Série do Tocantins.

Nos trabalhos do Projeto Araguaia, Barbosa et alii (1966) distinguiram duas sequências metassedimentares entre os rios Araguaia e Tocantins. Estes autores preservaram o nome Série Tocantins para a sequência mais jovem e denominaram a mais antiga de Série Araxá, considerando-a como extensão da unidade definida no oeste do Estado de Minas Gerais. Foi sugerida ainda, pelos mesmos autores, a existência de uma discordância entre as duas unidades com base na diferença do grau metamórfico entre elas, sendo a Série Tocantins de fácies xisto verde e a Série Araxá de fácies anfibolito.

Essas duas séries de metamorfitos foram consideradas por Puty et alii (1972) nos trabalhos do Projeto Marabá, como grupos (Grupos Araxá e Tocantins). Estes autores defenderam a existência de uma passagem gradacional do grau metamórfico entre os dois grupos e consideraram os núcleos das braquianticlinais de Xambioá e do Lontra como pertencentes ao embasamento pré-cambriano indiferenciado.

Almeida (1974) caracterizou o sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé, considerando que o limite entre o cráton e a Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia desenvolvida na sua periferia, estabeleceu-se através de uma geossutura marginal denominada Tocantins-Araguaia que favoreceu a penetração de rochas máfica-ultramáficas, relacionadas a falhas profundas.

Nos trabalhos do Projeto Radam, Silva et alii (1974) mantiveram a divisão estratigráfica nos Grupos Araxá

e Tocantins e consideraram as rochas gnáissicas dos núcleos das braquianticlinais como exposições do embasamento pré-Araxá, atribuindo-as ao Complexo Xingu. Estes autores descreveram as principais estruturas da Faixa Orogênica e interpretaram o lineamento Tocantins-Araguaia, identificado por Kegel (1965), como correspondente a parte setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia que denominaram Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins.

2.2 Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Araguaia

A necessidade de aprimoramento da geologia no Centro-Norte do Brasil, levou recentemente a sucessivas revisões na estratigrafia da Faixa de Dobramentos Araguaia. Diversas proposições já foram feitas, sem se chegar porém a um resultado totalmente conclusivo.

Até 1974 prevaleceu a divisão estratigráfica nos grupos Araxá (Inferior) e Tocantins (Superior) para a Faixa Araguaia, preservada posteriormente só por Montalvão (1978) que dividiu o grupo Araxá, da base para o topo, nas Formações Serra do Lontra, São Geraldo e Serra dos Martírios. Hasui et alii (1975) propuseram a denominação de grupo Estrondo para a unidade descrita no norte de Goiás e sudeste do Pará como grupo Araxá, por acreditarem não ser possível a correlação desta unidade com o grupo Araxá definido na localidade homônima, no oeste de Minas Gerais, pelas seguintes razões: 1) Vergência voltada para o Cráton Amazônico (a oeste), em vez de para o Cráton São Francisco (a leste), como acontece com o verdadeiro grupo Araxá. 2) Aumento gradual do grau metamórfico para leste com passagem progressiva entre os grupos Tocantins e Araxá, evidenciando tratar-se de um único ciclo tectônico, já que a discordância entre os dois grupos, porposta por Barbosa et alii (1966), nunca foi evidenciada (Silva et alii, 1974). Ao contrário, as discordâncias entre os grupos Araxá, Araí e Bambuí que compõem mais ao sul as faixas de Dobramentos Bra

sília e Uruaçu, foram perfeitamente definidas. 3) Existência do Complexo Basal Goiano interposto entre o verdadeiro grupo Araxá e a unidade considerada no norte do Goiás e sudeste do Pará.

Hasui et alii (1977) incluíram as rochas da Faixa Araguaia em um único grupo, denominado Baixo Araguaia, constituído, da base para o topo, pelas Formações Estrondo, Couto Magalhães e Pequizeiro. Estes autores rebaixaram o Grupo Estrondo para a categoria de formação e substituíram o Grupo Tocantins pelas Formações Couto Magalhães e Pequizeiro. Abreu (1978a, b) propôs a elevação do Grupo Baixo Araguaia para a categoria de super grupo e, para divisão deste, voltou a considerar os grupos Estrondo (Inferior) e Tocantins (Superior). Este autor subdividiu ainda o grupo Estrondo da base para o topo, nas Formações Morro do Campo e Xambicá e o Grupo Tocantins nas Formações Couto Magalhães e Pequizeiro. A subdivisão litológica do Grupo Estrondo já havia sido proposta por Abreu et alii (1978) no Projeto Xambicá-Vanderlândia.

Embasamento

É constituído de gnáisses bandados, migmatitos e granitóides que afloram nos núcleos das braquianticliniais. Silva et alii (1974) correlacionaram estas rochas ao Complexo Xingu, correspondendo ao Pré-cambriano Médio e Inferior, enquanto que Puty et alii (1972) posicionaram-nas no Pré-cambriano Indiferenciado. Hasui et alii (1977), Abreu (1978 a, b) e Abreu et alii (1980) incluíram estas rochas na base do grupo Estrondo, pois segundo estes autores, elas apresentam o mesmo padrão estrutural que esta unidade. Entretanto Costa (1980) e Hasui et alii (1980a) posicionaram as rochas do núcleo da estrutura de Colméia no embasamento antigo, dando-lhes a denominação de Complexo Colméia, por exibirem um padrão estrutural diferente das rochas do grupo Estrondo. Datações radiométricas pelo método Rb-Sr mostraram idades em torno de 2.600 m.a. (Sá et alii, 1980) e 2.700 e 1.800 m.a. (Hasui et alii, 1980b) para as rochas do Complexo Colméia, reforçando a pro

posição de Costa (1980).

Grupo Estrondo

Compreende metassedimentos de fácies xisto verde alto a anfibólito que ocorrem na parte oriental da Faixa Araguaia. Foi dividido por Abreu (1978a, b) nas Formações Morro do Campo e Xambioá. A Formação Morro do Campo é constituída de ortoquartzitos e moscovita quartzitos que são os responsáveis pelo destaque morfológico das braquianticlinais. Os quartzitos apresentam estratificações cruzada e gradacional. Localmente ocorrem outras variedades de quartzitos, tais como sericitita quartzitos, magnetita quartzitos, assim como níveis conglomeráticos oligomíticos. Ocorrem ainda intercalações de biotita xistos, quartzó-micaxistos e xistos grafitosos. Os quartzitos da Formação Morro do Campo, segundo Abreu (1978a, b), passam gradativamente para micaxistos da Formação Xambioá que consistem essencialmente em moscovita-biotita xistos, às vezes carbonáticos. Localmente ocorrem mármore, metagrauvas e xistos ricos em estauroлита, cianita e sillimanita, além de xistos granatíferos, xistos grafitosos e biotita xistos feldspáticos (xistos gnaissóides). São frequentes diques de diabásio, veios de quartzo e corpos concordantes e discordantes de anfibólito xistos e anfibólitos, encaixados nestes metassedimentos. Costa (1980) e Hasui et alii (1981) introduziram a Formação Canto da Vazante na porção superior do grupo Estrondo, constituída de xistos feldspáticos (biotita - plagioclásio xistos) e/ou gnaisses com intercalações de quartzitos, biotita xistos e talco xistos.

Grupo Tocantins

É constituído por metassedimentos terrígenos de baixo grau (fácies xisto verde) que ocorrem na parte ocidental da Faixa Araguaia, bordejando o Cráton Amazônico. O grau metamórfico decresce para oeste, passando da fácies xisto verde para transformações anquimetamórficas no limite com o cráton. O grupo foi dividido por Abreu (1978a, b) da base para o

topo, nas Formações Couto Magalhães e Pequizeiro. A Formação Couto Magalhães aflora na parte extrema ocidental da Faixa Araguaia e compreende filitos e ardósias com interpretações de quartzitos, chert, metapelitos, metagrauvacas e calcários. A leste limita-se com a Formação Pequizeiro que segundo Abreu (1978a, b) representa uma sequência vulcano-plutono-sedimentar, constituída essencialmente por clorita xistos, talco xistos, actinolita xistos, serpentinitos e metabasitos. No entanto Go rayeb (1981) sugere uma outra caracterização genética para esta formação, atribuindo-lhe uma origem unicamente sedimentar, sendo constituída essencialmente de micaxistos variados com intercalações de xistos carbonáticos, filitos e quartzitos. Este autor discorda também do posicionamento estratigráfico das Formações Couto Magalhães e Pequizeiro admitido por Abreu (1978a, b), sugerindo uma inversão, passando a Formação Pequizeiro para a parte inferior do grupo Tocantins, com base em seu grau metamórfico mais alto que a da Formação Couto Magalhães que passaria então a sobrepor a Formação Pequizeiro.

Rochas Máfica-ultramáficas e Magmatismo Ácido

A incidência de corpos ultramáficos na Faixa Araguaia observa-se principalmente na Formação Couto Magalhães e secundariamente na Formação Pequizeiro e Grupo Estrondo. São corpos estreitos e alongados, normalmente serpentinizados, com direção geral N-S paralela ao eixo da Faixa Araguaia. Estes corpos foram introduzidos, segundo Almeida (1974), principalmente ao longo da Geossutura Tocantins-Araguaia e Puty et alii (1972) consideram-nos como prolongamento de um "serpentine belt" reconhecido no Estado de Goiás. Abreu (1978a) advoga que estes corpos são anteriores ao metamorfismo, com base em observações de efeitos de metamorfismo e deformações nestas rochas. Corpos básicos posteriores ao metamorfismo ocorrem como travessões no leito do rio Araguaia e como pequenos diques em diversos lugares da Faixa Araguaia.

São conhecidos também, na Faixa Araguaia, alguns corpos graníticos localizados e de pouca expressão. Alguns deles estão associados a estruturas dômicas, como as ocorrências de Colméia e do Ramal do Lontra. Puty et alii (1972) citaram ocorrências de granófiros (granitos e álcali-granitos) no rio Muricizal e de granitos no Igarapé Jacaré Grande. A presença de foliação incipiente nos granitos de Colméia e do Ramal do Lontra e a sua associação com braquianticlinais de formação tardia, levaram Abreu (1978a) a considerar estes corpos como tardi-tectônicos. Segundo este autor as braquianticlinais teriam sido formadas pela intrusão diapítica destes corpos graníticos. Os granitos sem foliação (rio Muricizal e Igarapé Jacaré Grande) foram qualificados por Abreu (1978a) como pós-tectônicos. Hasui et alii (1980b) dataram rochas graníticas no limite da Faixa Araguaia com o Complexo Basal Goiano (região de Paraíso do Norte e Barrolândia), conseguindo idades em torno de 620 m.a.

Depósitos Sedimentares Tardios e Coberturas Fanerozóicas

Guerreiro e Silva (1976) descreveram e denominaram, a meio caminho das localidades de Pequizeiro e Couto Magalhães, o conglomerado Rio das Barreiras. É um conglomerado polimítico com seixos de quartzo, clorita xisto, filito e quartzito, de matriz silto-argilosa e cimento carbonático. Hasui et alii (1977) definiram esta unidade litológica como Formação Rio das Barreiras, considerando-a como sedimentos clásticos depositados tardiamente no Ciclo Brasileiro. Abreu (1978a) interpretou estes sedimentos como restos de uma sequência depositada em uma bacia intramontana, na fase de sedimentação final do ciclo que edificou a Faixa Araguaia.

A cobertura fanerozóica é constituída por formações sedimentares paleozóicas e mesozóicas da borda ocidental da Bacia do Maranhão, poupadas pela erosão, que recobrem as rochas metamórficas da Faixa Araguaia, e pelos aluviões associados aos sistemas de drenagem.

2.3 Geologia Estrutural

Abreu (1978a) e Abreu e Hasui (1978) descreveram as principais estruturas da Faixa Araguaia e apresentam uma história das deformações que afetaram as rochas desta unidade geotectônica, com base na análise estrutural. Entre as estruturas tectônicas descritas por Abreu (1978a), distinguem-se aquelas de escala regional e as estruturas planares e lineares desenvolvidas penetrativa e apenetrativamente que foram originadas pelos efeitos de deformações ocorridos durante a evolução da Faixa Araguaia.

Estruturas Regionais

A constituição atual da Faixa Araguaia como uma grande feição estrutural foi, segundo Abreu (1978a), resultado de um notável soerguimento assimétrico que foi mais acentuado na parte oriental, expondo-se aí rochas de mais alto grau metamórfico.

As principais estruturas regionais descritas por Abreu (1978a) são: a geossutura Tocantins-Araguaia reconhecida por Almeida (1974) que orla o Cráton Amazônico na sua margem oriental; o lineamento Iriri-Martírios, reconhecido e denominado por Silva et alii (1974) que estende-se por mais de 650 km com direção geral NW-SE, a partir da Serra das Andorinhas-Martírios, passa pelo Rio Iriri e na sua extremidade ocidental acaba sendo encoberto pelos sedimentos da Bacia Amazônica; a falha de Tucuruí definida por Trow et alii (1976) que lançou o Grupo Tocantins sobre o Cráton Amazônico, estendendo-se desde a região de Tucuruí, em direção sul, até o Lineamento Iriri-Martírios.

Estruturas Planares e Lineares

As estruturas planares são representadas pela xistosidade, bandamento, dobras, falhas e fraturas. A xistosidade

dade possui orientação geral submeridiana, perturbada localmente pelas braquianticlinais e pelo Lineamento Iriri - Martírios, assumindo direção NW-SE nas proximidades deste. No Grupo Tocantins os mergulhos variam de 30-50° para leste, enquanto que no Grupo Estrondo eles variam de 10-40° também para leste, caracterizando assim, uma vergência constante para oeste.

Abreu (1978a) advoga que o bandamento dos eixos dos núcleos das braquianticlinais é concordante com a xistosidade das rochas sobrejacentes, demonstrando este fato na estrutura de Xambioá. No entanto Costa (1980) e Hasui et alii (1980a) mostraram que os padrões estruturais das rochas do núcleo da estrutura de Colméia e os das rochas sobrejacentes, são discordantes.

Abreu (1978a) descreveu três tipos principais de dobras desenvolvidas em toda a Faixa Araguaia, em escala centimétrica e decaquilométrica. O primeiro tipo é representado por dobras intrafoliais desenhadas pelo acamamento, de dimensões centimétricas e métricas e isoladas pela transposição do acamamento. O segundo tipo consiste em dobras desenhadas pela xistosidade que podem apresentar três feições diferentes: 1) Dobras anisópacas de dimensões métricas a decimétricas e formas fechadas. 2) Braquidobras flexurais de dimensões quilométricas a decaquilométricas. 3) Dobras isópacas relacionadas ao Lineamento Iriri-Martírios. O terceiro tipo é representado por dobras de crenulação de dimensões centimétricas que se desenvolveram nas sequências plásticas como consequência de denso fraturamento, deslocamentos e arrastos, podendo transpor a xistosidade e formar clivagens de crenulação.

Os sistemas de falhas da Faixa Araguaia foram classificados por Abreu (1978a) em três tipos: falhas direcionais, falhas de empurrão e falhas de gravidade. As falhas direcionais possuem dimensões expressivas e direção predominante NW-SE, destacando-se entre elas o Lineamento Iriri-Martírios e o Lineamento Carajás. As falhas de empurrão são de orientação submeridiana e podem chegar a dezenas de quilômetros, ocorrendo principalmente na Serra das Andorinhas-Martírios, Rio Muricizal e na localidade Dois Irmãos. As falhas de gravidade não

possuem direções preferenciais e são responsáveis por feições particulares como o Graben de Araguañã e o conjunto de falhas da borda da Bacia do Maranhão. Este autor cita também vários sistemas de juntas verticais e subverticais com uma direção preferencial N-S marcante.

As estruturas lineares são representadas essencialmente pela lineação mineral, bastante frequente nos metamorfos da Faixa Araguaia, sendo mais observável no Grupo Estrondo. Essa estrutura é consequência principalmente da orientação de minerais alongados (placas de micas e grãos de quartzo ou feldspato) e está associada aos planos de xistosidade, com direção média em torno de 115° e mergulhos de $10-20^\circ$. Abreu (1978a) distinguiu ainda mais dois tipos de lineação, as lineações resultantes da interseção da xistosidade com o acamamento, ou de um destes dois com a clivagem de crenulação, e as lineações das pelos eixos das dobras.

História das Deformações

Considerando os estilos, a geometria e as relações temporais entre as estruturas, Abreu (1978a) mostrou que a história das deformações na Faixa Araguaia foi de natureza polifásica, reconhecendo cinco fases de deformação:

1.^a fase (F_1) - desenvolvimento de dobras intrafoliais (com eixos B_1) desenhadas pelo acamamento S_0 , com a formação da xistosidade S_1 e da lineação mineral L_1 resultante da interseção $S_0 \times S_1$.

2.^a fase (F_2) - desenvolvimento de dobras desenhadas pela xistosidade (com eixos B_2), com a formação da superfície axial S_2 e a lineação mineral L_2 paralela a B_2 .

3.^a fase (F_3) - desenvolvimento de dobras de crenulação (com eixos B_3) que podem chegar a transpor a xistosidade, formando as clivagens de crenulação S_3 e a lineação mineral L_3 resultante da interseção $S_1 \times S_3$.

4.^a fase (F_4) - desenvolvimento de megadobras do tipo braquianticlinal (com eixos B_4).

5.^a fase (F_5) - desenvolvimento de dobras suaves desenhadas pela xistosidade (com eixos B_5), reconhecidas nas zonas afetadas pelo Lineamento Iriri-Martírios.

2.4 Metamorfismo

Silva e Hasui (1978) e Silva (1980) caracterizaram regionalmente o metamorfismo que atuou na Faixa Araguaia. Estes autores concluíram que houve um evento metamórfico regional de intensidade variável no espaço e um segundo evento mais restrito relacionado a um retrometamorfismo incipiente, evidenciado pela associação de clorita, moscovita e biotita.

A xistosidade plano axial S_1 constituída pela orientação preferencial das micas e leitos quartzo - feldspáticos, surgiu na fase de deformação F_1 . Nela cristalizaram o quartzo, plagioclásio, moscovita, biotita e clorita. Porfiroblastos de granada, estaurolita e cianita apareceram na fase F_2 . Microporfiroblastos de moscovita e biotita, interpretados pelos mesmos autores como resultantes de blastese tardia, formaram-se na fase F_3 , juntamente com cristais de quartzo, plagioclásio e clorita, sugerindo um esfriamento do pacote metassedimentar após a fase F_2 .

A exposição das zonas da sericita, clorita e biotita, de oeste para leste, evidencia a intensidade variável do metamorfismo. A isógrada da granada foi observada somente em volta das braquianticlinais, demonstrando ser controlada pelas mesmas. O zoneamento metamórfico regional demonstra um aumento gradual do grau metamórfico de oeste para leste, começando com anquimetamórfitos próximo ao Cráton Amazônico, passando pela facies xisto verde até a facies anfibolito na parte oriental da Faixa Araguaia. As zonas da sericita, clorita, biotita e granada correspondem à facies xisto verde e a parte da zona da granada com estaurolita e/ou cianita à facies anfibolito. A presença de cianita caracteriza o metamorfismo como sendo do tipo de pressão média a alta (Barroviano).

3 LITOSTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA ÁREA

3.1 Introdução

Para a estratigrafia da área tomou-se como base a proposição de Abreu (1978a, b) que considerou os metamorfitos da Faixa Araguaia como pertencentes ao Super Grupo Baixo Araguaia, constituído da base para o topo pelos grupos Estrondo (representado pelas Formações Morro do Campo e Xambioá) e Tocantins (compreendendo as Formações Couto Magalhães e Pequizeiro).

Pode-se dividir a área em questão em três domínios nitidamente individualizados e estratigraficamente distintos. Primeiro, o núcleo predominantemente gnáissico da braquianticlinal de Xambioá, exposto pela erosão, que foi considerado aqui como pertencente ao embasamento, como já haviam proposto Puty et alii (1972), Silva et alii (1974), Montalvão (1978) e Costa (1980) na estrutura de Colméia (Complexo Colméia). Segundo, as serras quartzíticas responsáveis pelo destaque morfológico da estrutura e que correspondem a parte basal do Grupo Estrondo (Formação Morro do Campo). Terceiro, a área arrasada circunjacente à estrutura, onde afloram xistos variados pertencentes a parte superior do Grupo Estrondo (Formação Xambioá) (Anexo 1 e Fig. 3).

3.2 Complexo Colméia

É constituído predominantemente de gnaisses cinza claro, localmente migmatizados, exposto no núcleo da braquianticlinal de Xambioá. Predomina nestas rochas um bandamento pouco desenvolvido, chegando frequentemente a confundir-se com uma xistosidade. Gnaisses com bandamento mais desenvolvido (Fig. 4) e augen-gnaisses ocorrem restritamente. O bandamento e lineações minerais dos gnaisses são concordantes com a foliação

PERÍODO	UNIDADE	SÍMBOLO	SEÇÃO COLUNAR	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
Fanerozóico	coberturas fanerozóicas	Cf		sedimentos arenosos e argilosos aluvionares. Lateritas e produtos intempéricos
	Intrusões máficas	g		intrusões gabróicas pós - tectônicas
PROTEROZOICO SUPERIOR	Formação Xambioá	PEx		moscovita - biotita - quartzo xisto, calcita - moscovita - biotita - quartzo xistos, granada - moscovita - biotita - quartzo xistos, moscovita - biotita - plagioclásio - quartzo xistos, calcita - granada - moscovita - biotita - quartzo xistos, calcita - moscovita - biotita - plagioclásio - quartzo xistos, granada - moscovita - biotita - plagioclásio - quartzo xis- tos grafita xistos, estaurólita - cianita - granada - moscovita - biotita - qua- rtzo xistos, anfíbolitos, serpentinitos, talco xistos, magnetita xis- tos e mármores.
	SUPER GRUPO BAIXO ARAUAIA			
	Formação Morro do Campo	PEemc		ortoquartzitos, moscovita quartzitos, quartzo - moscovita xistos, sericita quartzitos, cianita quartzitos, quartzitos conglomeráticos e anfíbolitos.
Proterozóico Inferior	Complexo Colméia	PEC		ortognaisses trondhjemíticos. migmatitos e anfíbolitos.

FIG. 3 - Coluna estratigráfica da região de Xambioá.



Figura 4 - Gnaisses bandados do Complexo Colméia (Núcleo da estrutura de Xambioá).

dos xistos do Grupo Estrondo, com direção geral NNW e mergulhos subhorizontais, o que levou Hasui et alii (1977), Abreu (1978a, b) e Abreu et alii (1980) a incluírem estas rochas na base da Formação Morro do Campo (parte inferior do Grupo Estrondo). No entanto, Costa (1980) e Hasui et alii (1980a) posicionaram as rochas do núcleo da estrutura de Colméia no embasamento, denominando-as de Complexo Colméia, com base na discordância estrutural entre estas rochas e as do Grupo Estrondo e nas datações radiométricas pelo método Rb-Sr que mostraram idades em torno de 2.700 e 1.800 m.a. (Hasui et alii, 1980b) e 2.600 m.a. (Sá et alii, 1980). Macambira et alii (1982) também obtiveram idades mais antigas (1950 m.a.), pelo método Rb-Sr, para os gnaisses da estrutura do Lontra.

Estas datações indicam que o embasamento da Faixa Araguaia está relacionado a dois eventos, o Jequié (Arqueano) caracterizado na estrutura de Colméia, e o Ciclo Transamazônico evidenciado nas estruturas do Lontra e de Colméia, indicando nesta última rejuvenescimento parcial. As idades pelo método K-Ar, destas rochas, como também pelo método Rb-Sr em gnaisses de Xambioá (Sá et alii, 1980), sugerem que elas foram também afetadas pelo ciclo Brasileiro (Hasui et alii, 1980b). Portanto não é de se estranhar que as porções resistentes do embasamento apresentem um padrão estrutural diferente do Grupo Estrondo, o que não acontece com as porções provavelmente retrabalhadas.

A concordância estrutural entre os gnaisses de Xambioá e o Grupo Estrondo não é um critério definitivo para se incluir os gnaisses neste grupo, pois se eles foram afetados pela tectogênese da Faixa Araguaia, podem ter sido retrabalhados, pelo menos parcialmente, neste ciclo. Com base nestas considerações, os gnaisses de Xambioá foram incluídos no embasamento com a denominação de Complexo Colméia. Esta denominação foi adotada aqui com certa reserva, por acreditarmos que a extensão do Complexo Colméia para o embasamento de toda a Faixa Araguaia como proposto por Hasui et alii (1981), precisa ser melhor subsidiada, em face das diferenças litológicas, estruturais e geocronológicas entre as rochas das estruturas do Lontra e Xambioá e aquelas da estrutura de Colméia, onde originalmente foi

definido este complexo.

Os minerais constituintes dos gnaisses, em ordem decrescente de abundância, são plagioclásio (oligoclásio An_{26}) frequentemente saussuritizado, quartzo, biotita, moscovita, epídoto, microclínio e em menor quantidade clinozoisita, allanita, apatita, titanita, clorita e opacos. Esta ordem é diferente somente numa amostra (nº 200) em que o microclínio é mais abundante que a moscovita e o epídoto (Tabela 1). A granulometria é heterogênea e a textura é lepidó-porfiroblástica, com as micas orientadas segundo a xistosidade ou bandamento e porfiroblastos de plagioclásio e quartzo deformando a xistosidade e, às vezes, englobando poiquiliticamente cristais idioblásticos de opacos e placas de micas. Nos augen-gnaisses os porfiroblastos de plagioclásio são bem desenvolvidos em forma de olhos. O bandamento dos gnaisses é representado pela alternância de bandas micáceas com predominância de biotita, com bandas de cristais xenomórficos de quartzo e feldspatos alinhados. A presença de pontos tríplices e contatos poligonizados apertados, principalmente entre os cristais de quartzo e também de plagioclásio, indicam ativa recristalização destes minerais. O epídoto, clinozoisita, allanita e titanita normalmente estão associados às micas e frequentemente a allanita está envolvida por cristais de epídoto (Fig. 5). A biotita está, às vezes, cloritizada nas bordas e pode conter diminutos cristais de apatita. Os gnaisses bandados contêm mais feldspato e menos mica, apresentando raramente pertitas em cristais de microclínio e intercrescimentos mirmequíticos ou gráficos em plagioclásio, quando em contato com o microclínio.

Os migmatitos ocorrem em áreas restritas, apresentando limites difusos com os gnaisses. A escassez de boas exposições e a intensa alteração intempélica das rochas dificultaram a observação no campo das relações entre os gnaisses e os migmatitos. Além disso, atividades hidrotermais afetaram estas rochas, provocando alterações nos paleossomas, prejudicando assim a identificação de suas relações com os neossomas. Entretanto foi possível observar algumas estruturas ptigmáticas, estromatíticas e nebulíticas. Os paleossomas apresentam a mesma

Tabela 1 - Análise modal dos micaxistos, xistos feldspáticos e gnaisses da região de Xambioá.
Valores em percentagem.

	MICAXISTOS			XISTOS FELD.		GNAISSES			
	121	122	133	270	160	138	250	269	200
Quartzo	52,35	50,8	60,8	34,64	63,44	46,74	23,53	27,6	28,21
Plagioclásio	6,8	12,1	13,8	7,45	18,82	27,47	50,66	53,13	40,57
Biotita	25,1	16,25	18,55	30,00	15,48	9,26	17,53	8,33	12,14
Moscovita	9,05	18,95	4,35	14,0	1,40	7,21	1,0	4,73	3,5
Microclínio	-	-	1,2	-	-	-	0,46	2,28	11,0
Carbonato	5,75	-	-	-	-	5,1	-	-	-
Granada	-	-	0,6	4,72	-	-	-	-	-
Cianita	-	-	-	3,45	-	-	-	-	-
Estaurrolita	-	-	-	3,1	-	-	-	-	-
Clorita	-	1,15	-	-	-	1,8	-	-	-
Epídoto	-	-	-	-	-	2,0	6,53	2,73	4,21
Acessórios	0,95	0,75	0,55	2,54	0,86	0,41	0,26	1,2	0,35

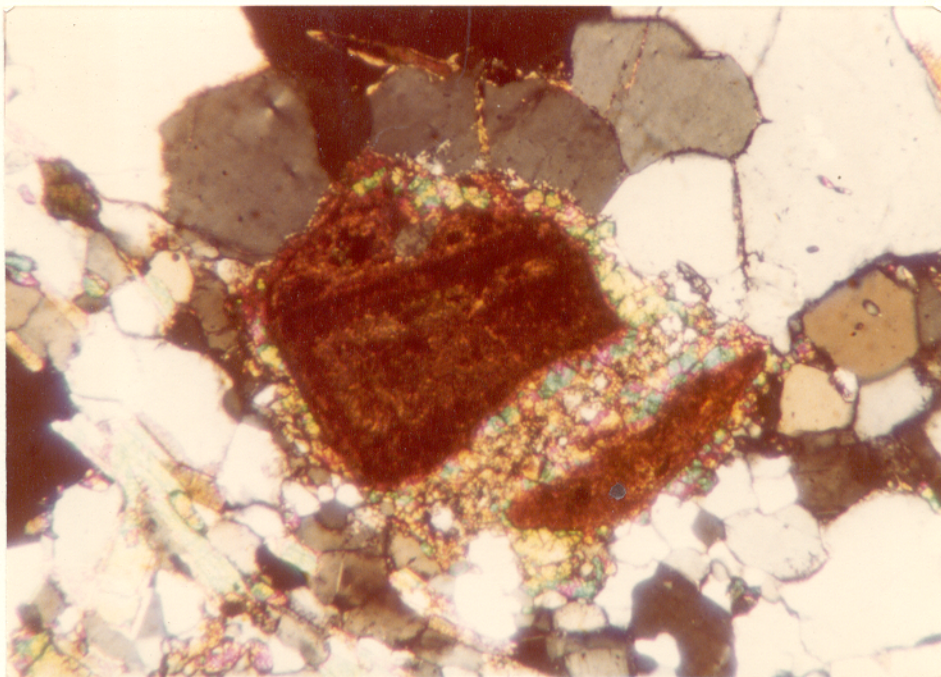


Figura 5 - Fotomicrografia. Cristal de allanita envolvido por epidoto em gnaisses do Complexo Colméia (XB-38). Nicóis cruzados. Ampliação:10 x.

textura e mineralogia que os gnaisses. Os neossomas, no entanto, são mais feldspáticos e menos micáceos que os gnaisses e são constituídos essencialmente de microclínio, plagioclásio (albita An_6), quartzo e moscovita e como acessórios, nem sempre presentes, biotita, epidoto, clinozoisita, titanita e clorita. A biotita, quando presente, aparece em quantidades subordinadas, às vezes alterada para óxido de ferro. Os neossomas de modo geral não apresentam foliação pronunciada (Fig. 6) e sim grãos de quartzo alongados e alinhados e, às vezes, bandas enriquecidas em plagioclásio e quartzo e outras em microclínio. Na maioria dos casos essas foliações podem ser resultantes de orientação de fluxo. A granulometria é heterogênea, tendendo para uma textura porfirítica (Fig. 7), com cristais mais desenvolvidos de plagioclásio e microclínio. São frequentes as pertitas em microclínio (Fig. 8), assim como intercrescimentos mirmequíticos e gráficos nos plagioclásios (Figs. 9 e 10) em contato com o microclínio.

Veios de quartzo (Fig. 11) e pegmatitos frequentemente cortam os gnaisses e os migmatitos.

Concordantes aos gnaisses ocorrem pequenas intercalações de anfibolitos (Figs. 12 e 13) constituídos essencialmente de hornblenda e plagioclásio (oligoclásio An_{12}). Em menor abundância ocorrem quartzo, epidoto, clinozoisita, titanita, biotita, apatita, clorita e opacos. A hornblenda apresenta-se em cristais subidioblásticos prismáticos, com pleocroísmo verde oliva a cinza claro (Fig. 14). Os plagioclásios apresentam-se em cristais xenoblásticos normalmente saussuritizados, raramente maclados. A titanita, epidoto e os opacos ocorrem normalmente associados em pequenos grãos xenoblásticos. A biotita, quando presente, normalmente ocorre em quantidades muito subordinadas. A textura é nematoblástica com bandas alternadas de plagioclásio e cristais prismáticos de hornblenda orientados segundo a xistosidade. São frequentes as variações na direção dos prismas de hornblenda, chegando a assemelhar-se a uma textura "decussate" e a desenvolver cristais de hornblenda e biotita com direções completamente diferentes da xistosidade, indicando assim que cresceram tardiamente. A presença de pon

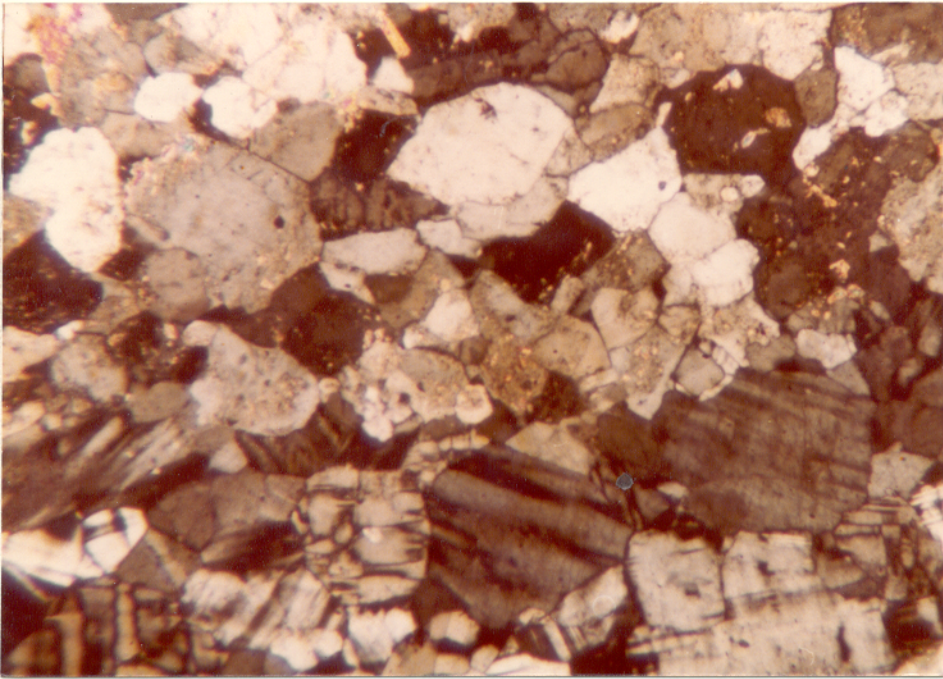


Figura 6 - Fotomicrografia. Neossoma quartzo-feldspático de migmatito do Complexo Colméia (XB-172). Nicóis cruzados. Ampliação: 2,5 x.

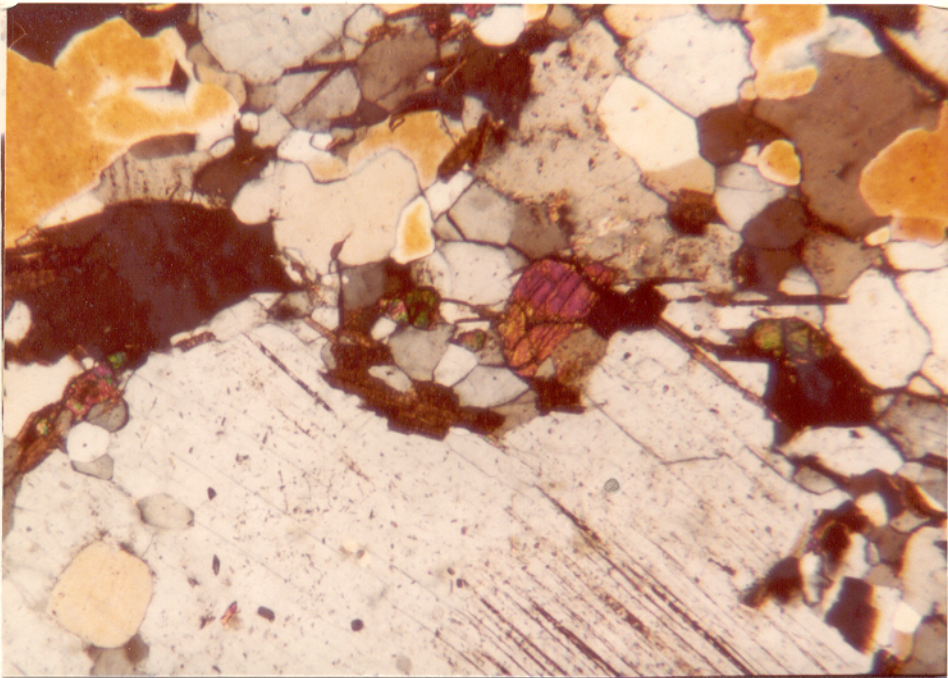


Figura 7 - Fotomicrografia. Pórfiro de micro
clínio pertítico em migmatito (neoso
soma) do Complexo Colméia (XB-195).
Nicóis cruzados. Ampliação: 2,5 x.



Figura 8 - Fotomicrografia: Perthitas em microclínio, Migmatito (neossoma) do Complexo Colméia (XB-193). Nicóis cruzados. Ampliação: 10 x.

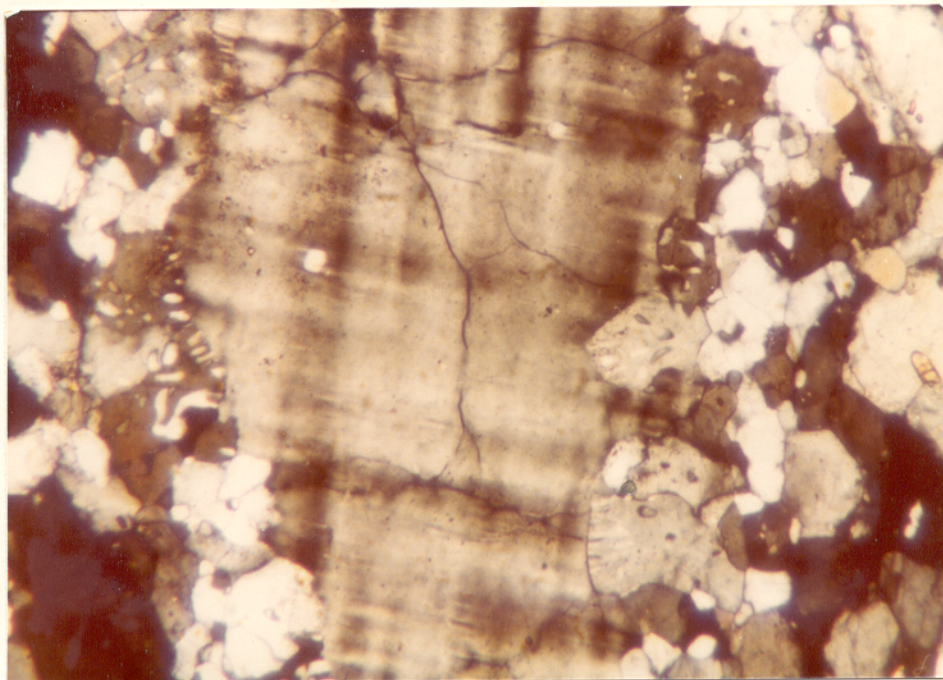


Figura 9 - Fotomicrografia. Plagioclásio com intercrescimento mirmequítico e gráfico bordejando um pórfiro de microclínio. Migmatito (neossoma) do Complexo Colméia (XB-195). Nicóis cruzados. Ampliação: 2,5 x.

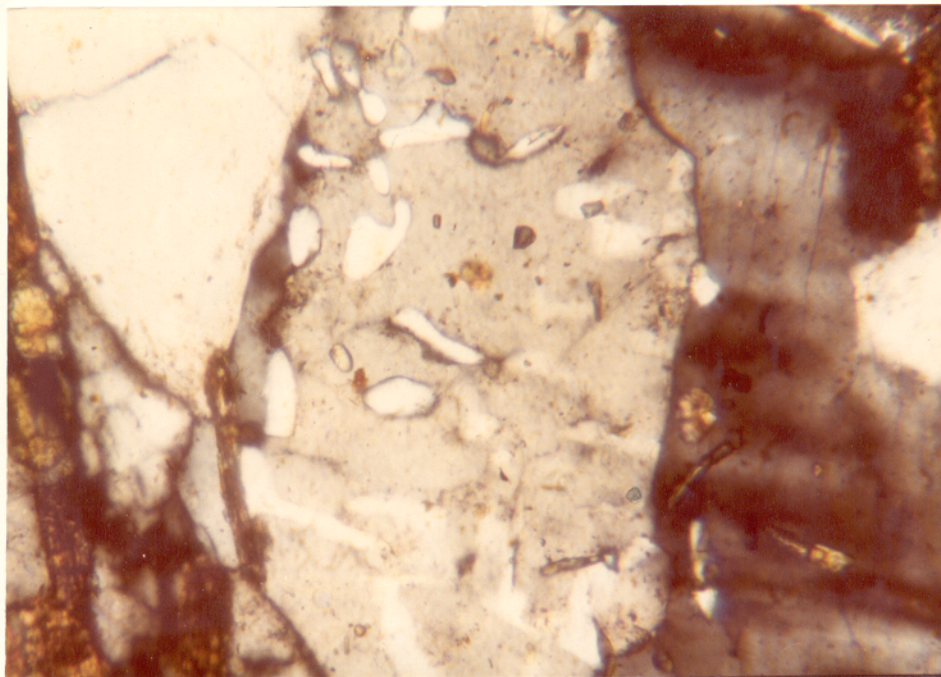


Figura 10 - Fotomicrografia. Intercrescimento gráfico em plagioclásio. Migmatito (neossoma) do Complexo Colméia (XB-171). Nicóis cruzados. Ampliação: 10 x.



Figura 11 - Veio de quartzo em gnaisses do Complexo Colméia.



Figura 12 - Anfibolito encaixado em gnaisses do
Complexo Colméia.



Figura 13 - Detalhe do anfibolito da figura 12.
Cristais de plagioclásios orientados
ressaltam a xistosidade.

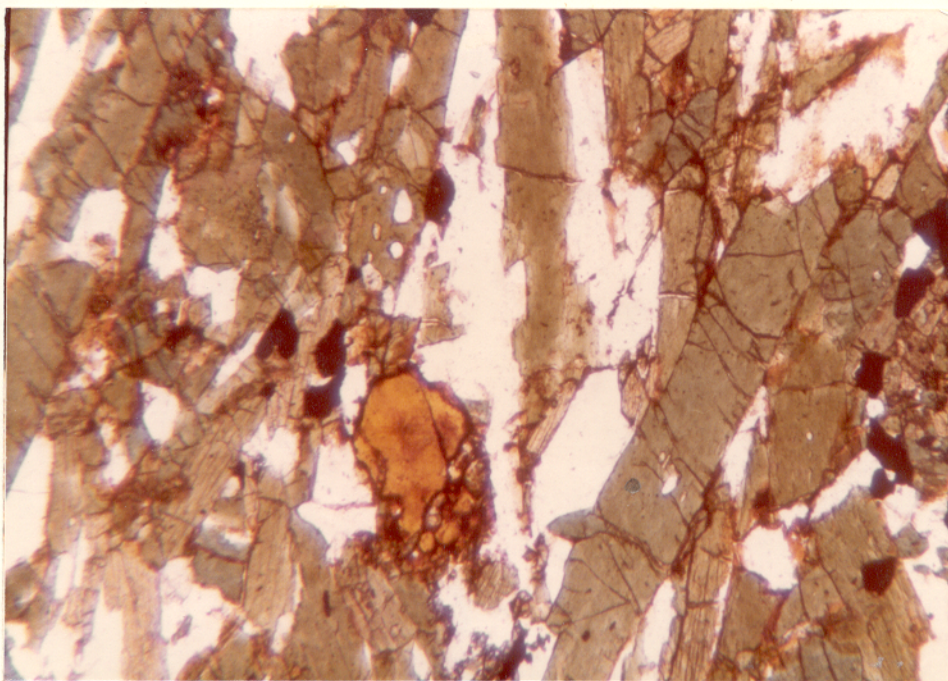


Figura 14 - Fotomicrografia. Cristais prismáticos de hornblenda, em anfibolitos do Complexo Colméia (XB-9). Nicóis paralelos. Ampliação: 2,5 x.

tostríplices entre grãos de quartzo como também de plagioclásio, indica ativa recristalização destes minerais enquanto que frequentes vênulas de quartzo demonstram intensa segregação de sílica.

3.3 Grupo Estrondo

3.3.1 Formação Morro do Campo

A Formação Morro do Campo foi definida por Abreu (1978a) como sendo a parte basal do Grupo Estrondo, constituída na base por gnaisses, sobrepostos por quartzitos. Esta de nominação foi utilizada aqui com a modificação proposta por Costa (1980) que incluiu os gnaisses no embasamento, restringindo esta formação ao conjunto quartzítico.

Esta unidade é constituída essencialmente de ortoquartzitos e moscovita quartzitos expostos nas Serras de Xambioá (Figs. 15 e 16), Chapada, Morro do Campo e Andorinhas-Martírios, variando em torno de 50 a 100 m de espessura. Na estrutura de Xambioá, os quartzitos assentam-se sobre os gnaisses em contato brusco, sendo este de difícil observação, pois é normalmente encoberto por depósitos de piemonte. Pequenas intercalações de anfibolitos, paralelas ao contato, ocorrem resritamente. Os quartzitos apresentam uma textura granoblástica e são constituídos essencialmente de quartzo e moscovita. Os cristais de quartzo são xenoblásticos e equidimensionais com extinção ondulante, enquanto que as palhetas de moscovita encontram-se orientadas, constituindo uma xistosidade incipiente. Nos quartzitos do flanco sul da estrutura de Xambioá, próximo ao contato com o embasamento, ocorrem níveis retilíneos e lenticulares de quartzo deformados, concordantes com a xistosidade, de espessura milimétrica e comprimento centimétrico a decimétrico (Fig. 17). Os níveis quartzosos podem ser pequenos veios de segregação metamórfica ou seixos de quartzo intensamente estirados e fragmentados provavelmente por processo de cisalhamento.



Figura 15 - Ortoquartzito da Formação Morro do Campo, na estrutura de Xambioá.



Figura 16 - Ortoquartzito da Formação Morro do Campo na estrutura de Xambioá.



Figura 17 - Níveis retilíneos e lenticulares de quartzo deformados concordantes com a xistosidade, em quartzito da Formação Morro do Campo, próximo ao contato com o Complexo Colméia.

Os moscovita quartzitos ocorrem associados aos ortoquartzitos e com o aumento da mica gradam para quartzo-moscovita xistos com xistosidade mais desenvolvida. Os ortoquartzitos formam as cristas salientes, enquanto que as rochas mais xistosas, com maior quantidade de mica, normalmente constituem as partes mais arrasadas das serras.

Outras variedades de menor expressão como sericita quartzitos, cianita quartzitos, quartzitos conglomeráticos e intercalações de anfibolitos são de ocorrência restrita e muito localizadas. Próximo a Chapada e no km 4 da estrada de Água Branca ocorre um cianita quartzito conglomerático em forma de lentes decacentimétricas a métricas, intercaladas no ortoquartzito da estrutura de Xambioá. A rocha apresenta seixos esparsos de quartzo em uma matriz quartzítica contendo cristais de cianita de tamanho variável, chegando a mais de 10 cm na Chapada (Fig. 18).

Estruturas primárias como estratificação gradacional e cruzada foram observadas em alguns afloramentos.

Veios de quartzo cortando os quartzitos são frequentes.

3.3.2 Formação Xambioá

É constituída essencialmente de micaxistos variados sobrepostos aos quartzitos, em contato normalmente gradacional. A xistosidade dos micaxistos, desenvolvida em F_1 , possui direção geral variando de NW a N-S e mergulhos não muito acentuados para leste (10-30°). A xistosidade foi afetada localmente por dobras de crenulação desenvolvidas em F_3 (Fig. 19). Nas proximidades da braquidobra de Xambioá a xistosidade é controlada por esta estrutura, ou seja, torna-se concordante aos quartzitos.

Predominam moscovita-biotita-quartzo xistos constituídos essencialmente, em ordem decrescente de abundância,



Figura 18 - Cristal de cianita de um cianita quartzito da Formação Morro do Campo.



Figura 19 - Xistosidade dobrada e crenulada,
em micaxisto da Formação Xam
bioá.

de quartzo, biotita, moscovita e plagioclásio, às vezes carbonato e/ou granada (Tabela 1). Em menor quantidade ocorrem epídoto, turmalina, microclínio, clorita, apatita, opacos e titanita. A textura é lepidoporfioblástica, apresentando leitões de quartzo alternados com níveis de palhetas de micas orientadas segundo a xistosidade e porfiroblastos de quartzo e granada deformando a xistosidade. Variações na direção das palhetas de micas, lembrando uma textura "decussate", são frequentes. Pontos triplíces e contatos poligonizados (Fig. 20), principalmente entre os cristais de quartzo, indicam ativa recristalização dos cristais, atingindo extremo equilíbrio. O quartzo ocorre em cristais xenoblásticos frequentemente poligonizados, às vezes em cristais bem desenvolvidos. O plagioclásio não é frequente e ocorre em pequenos grãos xenoblásticos, sem maclas, não sendo possível a determinação microscópica de sua composição. As granadas ocorrem em cristais bem desenvolvidos formando porfiroblastos, às vezes idioblásticos, com inclusões de quartzo, apatita e epídoto (Fig. 21). A maioria dos porfiroblastos de granada cristalizaram precocemente em relação ao metamorfismo, já que a xistosidade se amolda em torno deles. Inclusões de quartzo arqueadas em S em alguns destes porfiroblastos, indicam terem eles sido rotacionados provavelmente em F_2 , quando, com o dobramento da xistosidade, houve condições para rotação. A turmalina, epídoto e apatita geralmente ocorrem em pequenos grãos associados a biotita que frequentemente contém inclusões de epídoto e apatita, às vezes com halos de reação. As formas arredondadas dos grãos de turmalina e epídoto indicam que estes minerais devem ser relíquias de origem sedimentar. Cristais de clorita e biotita às vezes cortam a xistosidade, indicando serem tardios em relação ao metamorfismo e como frequentemente estão associados às clivagens de crenulação, cristalizaram provavelmente em F_3 .

Cortando os micaxistos, ocorrem frequentes veios de quartzo e corpos pegmatíticos na parte SW da área (Água Branca).

Xistos feldspáticos ocorrem em áreas restritas

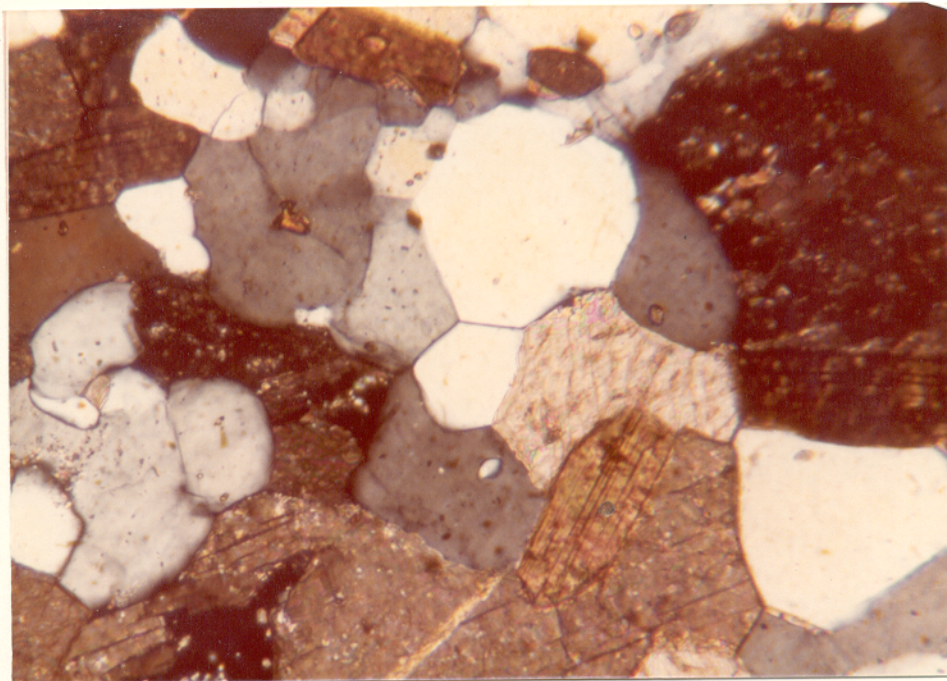


Figura 20 - Fotomicrografia. Ponto tríplice entre cristais de quartzo, em mica_xisto da Formação Xambioá (XB-68). Nicóis cruzados. Ampliação: 10 x.

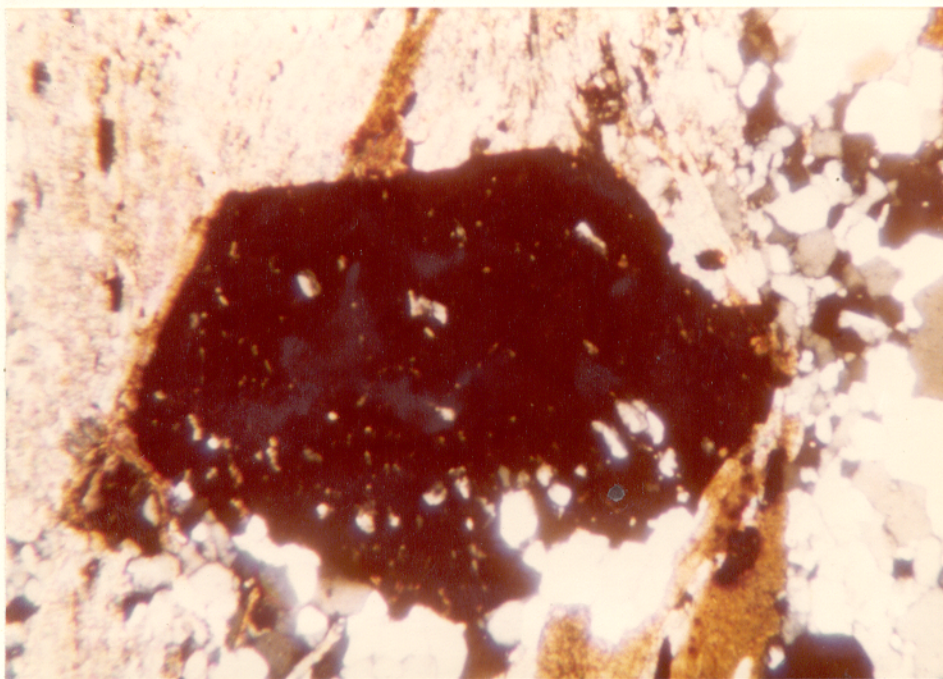


Figura 21 - Fotomicrografia. Porfiroblasto de granada idioblástica, com inclusões de quartzo, em micaxisto da Formação Xambioá (XB-122). Nicóis cruzados. Ampliação: 2,5 x.

a sul e norte da estrutura de Xambioá. Apresentam uma textu
 ra lepidoblástica com uma xistosidade normalmente mais desen
 volvida que a dos micaxistos (Fig. 22), podendo formar até
 bandamento, recebendo neste caso a denominação de xisto gnais
 sóide. São moscovita-biotita-plagioclásio-quartzo xistos de
 composição mineralógica praticamente igual a dos micaxistos,
 com a única diferença de conter maior quantidade de feldspa
 to. O plagioclásio é albita An_9 e o microclínio ocorre como
 acessório. Geralmente contem granada e às vezes carbonatos.
 A biotita frequentemente está cloritizada.

O teor de feldspato nos xistos da Formação Xam
 bioá é muito variável, contendo menor de 10 a 15% nos micaxis
 tos e 18 até 27% nos xistos feldspáticos (Tabela 1). A sepa
 ração dos xistos feldspáticos e xistos gnaissóides em uma For
 mação distinta, constituindo a parte superior do grupo Estron
 do (Formação Canto da Vazante), como propuseram Costa (1980)
 em Colméia e Hasui et alii (1981), não parece justificável em
 Xambioá, já que estas rochas são muito restritas e o teor de
 feldspato decresce gradativamente para os micaxistos, sem ha
 ver uma descontinuidade nítida, tornando impraticável qual
 quer separação. Estas rochas, na região de Xambioá, devem re
 apresentar apenas variações faciológicas do pacote sedimentar.

Na margem do Rio Araguaia, cerca de 5 km a oeste
 da estrutura de Xambioá, ocorre um xisto levemente feldspáti
 co (albita An_6) contendo seixos decimétricos deformados com ca
 racterísticas texturais e mineralógicas diferentes da matriz.
 Os seixos são bem mais feldspáticos, com plagioclásio diferente
 dos da matriz xistosa (oligoclásio An_{11}), e possuem menor quan
 tidade de mica e uma xistosidade menos evidente, assemelhando-
 se a um gnaisse. Esta rocha aflora em uma região afetada por
 falhamentos situados entre as estruturas de Xambioá e Lontra,
 o que levou Silva (1980) a considerá-la como cataclasito. Entre
 tanto as diferenças texturais e mineralógicas entre os sei
 xos e a matriz, a disposição esparsa e as formas arredondadas
 dos seixos, são mais compatíveis com o processo sedimentar.
 É provável portanto que a rocha seja um metaconglomerado ou
 até mesmo um metafanglomerado.



Figura 22 - Xisto feldspático da Formação Xambioá, com a xistosidade evoluindo para um bandamento.

Entre a estrutura de Xambioá e a Serra das Andorinhas-Martírios ocorrem micaxistos constituídos de quartzo, biotita, moscovita, plagioclásio, granada, cianita, estauro_lita e subordinadamente epídoto e turmalina. Apresentam uma textura lepidoporfioblástica (Fig. 23) contendo enormes porfioblastos de granada rotacional. A cianita e estauro_lita ocorrem em cristais frequentemente idioblásticos associados à moscovita, às vezes cortando a xistosidade, sugerindo um crescimento tardio em F₃.

Outras rochas como anfibolitos, anfibólio xistos, xistos magnetíticos e mármore ocorrem em zonas restritas e muito localizadas.

Anfibolitos e actinolita xistos ocorrem em pequenas intercalações concordantes aos micaxistos da Formação Xambioá a norte e SW da área. Estão intensamente alterados pelo intemperismo e são constituídos de hornblenda, actinolita e plagioclásio normalmente saussuritizado. A hornblenda é ausente nos actinolita xistos e predominante nos anfibolitos. O plagioclásio ocorre em pequenos grãos não maclados, não sendo possível a determinação microscópica de sua composição. Em menor abundância ocorrem quartzo, epídoto, clinozoisita, biotita, apatita, turmalina e opacos. A textura é nematoblástica com bandas alternadas de plagioclásio xenoblástico e cristais de anfibólio subidioblásticos prismáticos orientados segundo a xistosidade. Frequentemente ocorrem variações na direção da orientação dos cristais de anfibólio, chegando a assemelhar-se a uma textura "decussate". Ao norte da estrutura de Xambioá foi encontrada nos anfibolitos uma pequena intercalação de "chert" de espessura centimétrica.

A norte da Chapada aflora um pequeno corpo alongado de magnetita xisto bastante intemperizado, aparentemente de forma lenticular e concordante com os micaxistos da Formação Xambioá. O corpo possui mais de 500 m de comprimento com direção NNW. É constituído essencialmente de magnetita e talco em menor quantidade. A magnetita apresenta normalmente granulção média a fina, chegando a haver concentrações de magnetita maciça.

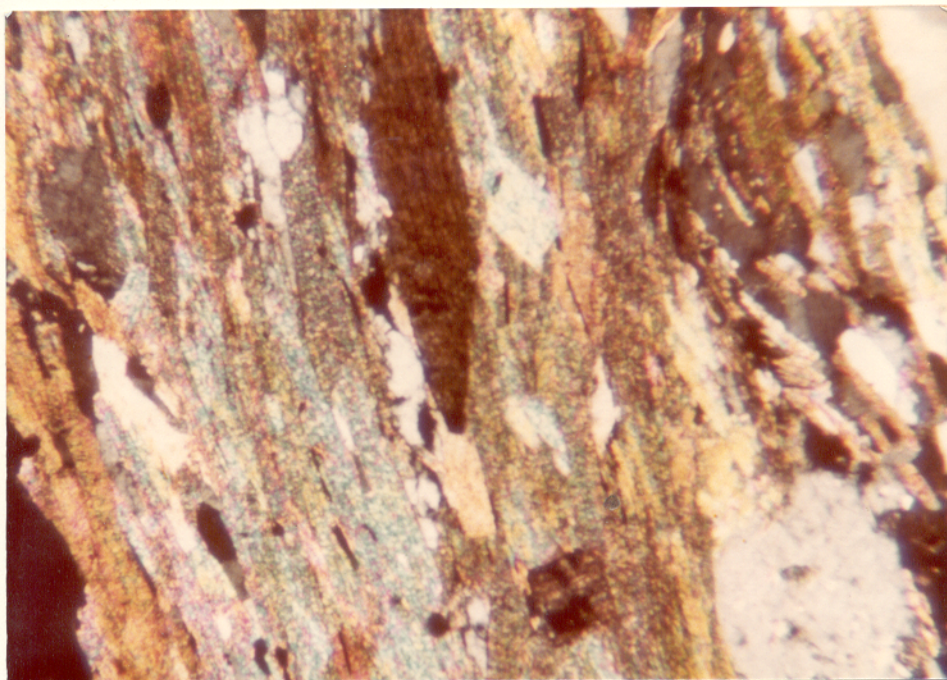


Figura 23 - Fotomicrografia. Cristais de cia
nita em micaxistos da Formação
Xambioá (XB-270). Observa-se o
cristal maior concordante com a
xistosidade, enquanto que o cris
tal menor é discordante. Nicóis
cruzados. Ampliação: 2,5 x.

Pequenos corpos alongados de mármore branco ocorrem a leste da Chapada, entre a estrutura de Xambioá e a Serra das Andorinhas-Martírios. Possuem forma lenticular, chegando a mais de 400 m de comprimento, com direção geral submeridiana, concordante com a foliação dos micaxistos da Formação Xambioá. Apresentam uma textura granoblástica grosseira e são constituídos essencialmente de calcita, com raros cristais de moscovita, quartzo e de opacos alinhados.

3.4 Rochas Básicas e Ultrabásicas

Diversos corpos básicos e ultrabásicos cortam tanto os micaxistos da Formação Xambioá como os gnaisses do embasamento. Os corpos básicos são anfibolitos maciços que foram evidenciados somente fora da estrutura de Xambioá e gabros que foram encontrados exclusivamente no seu núcleo. Os corpos ultrabásicos são serpentinitos e talco xistos que ocorrem principalmente dentro, mas também fora da estrutura.

Anfibolitos maciços ocorrem em pequenos corpos arredondados ou levemente alongados, principalmente na parte SW da área. São constituídos de hornblenda, plagioclásio e escapolita. Não foi possível a determinação microscópica do plagioclásio, pois ele ocorre em pequenos grãos não maclados. Em menor quantidade ocorrem quartzo, epídoto, clinozoisita, titanita, apatita, biotita e opacos. A rocha apresenta uma textura porfiroblástica grosseira, sem orientação perceptível (Fig. 24). Os porfiroblastos são de escapolita, com inclusões poiquilíticas de anfibólio. A titanita ocorre normalmente associada aos opacos, às vezes inclusa em cristais mais desenvolvidos destes minerais.

Pequenos corpos gabróicos cortam anfibolitos e gnaisses no centro da estrutura de Xambioá, sem produzir efeitos de contato perceptíveis. As rochas estão bastante alteradas pelo intemperismo e são constituídas de plagioclásio (andesina An_{47}), augita uralitizada, granada, biotita, opacos,

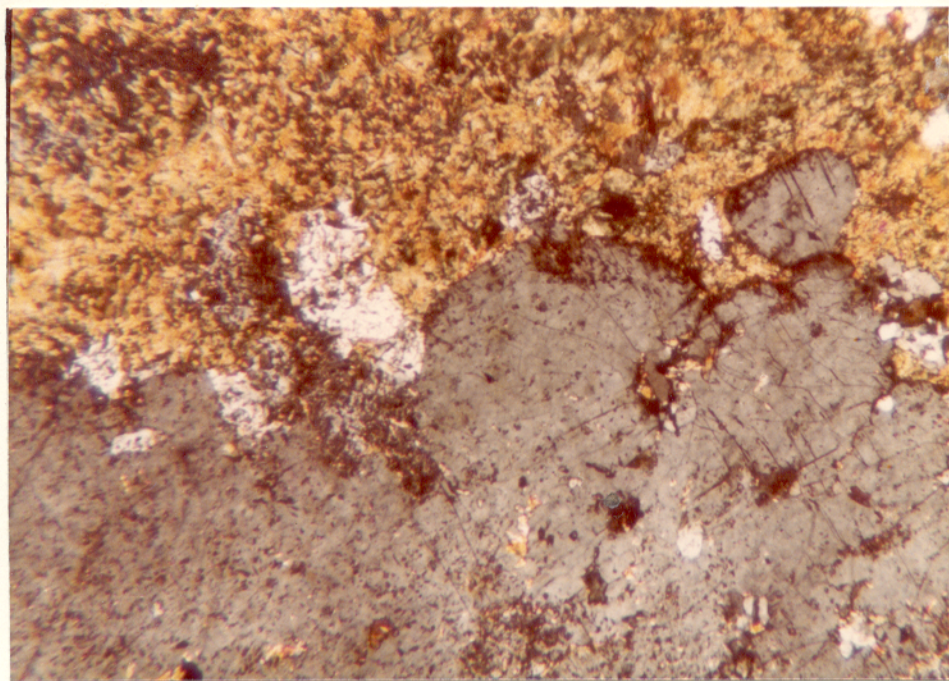


Figura 24 - Porfiroblasto de escapolita em anfibolito maciço da Formação Xambioá (XB-177). Nicóis cruzados. Ampliação: 2.5 x.

titanita e como acessório ocorrem quartzo e apatita. A rocha apresenta uma granulação grosseira, sem orientação dos cristais subédricos prismáticos de plagioclásio e cristais anédricos de augita (Fig. 25). Os plagioclásios normalmente estão saussuritizados e geminados, às vezes contendo inclusões de apatita. A augita apresenta um pleocroísmo incolor a róseo, exibindo uma alteração para anfibólio verde nas bordas (uralitização) (Fig. 26), sendo que esta alteração às vezes chega a ser total, com a substituição completa da augita por anfibólio. A biotita, pequenos cristais de granada e, às vezes, a titanita estão frequentemente associados a cristais de envólvidos e enédricos de opacos. Diminutos cristais de granada podem ocorrer nas bordas dos piroxênios.

Pequenos corpos zonados de serpentinitos e talco xistos associados cortam tanto os gnaisses do interior como os micaxistos do exterior da estrutura de Xambioá. Os serpentinitos são constituídos de serpentina (antigorita predominante), talco, carbonatos e magnetita. Os talco xistos são constituídos dos mesmos minerais com a predominância, porém, de talco sobre a serpentina. No interior da estrutura os corpos são alongados na direção do eixo maior da braquidobra, sendo constituídos de um núcleo de serpentinito, passando em direção a borda, para talco maciço (esteatito), talco lamelar e uma franja mais externa e zonada constituída de cristais centimétricos de clorita, flogopita e talco fibroso (Fig. 27). Nem sempre estão presentes todas as zonas, podendo faltar o talco maciço, o talco lamelar ou a franja externa. Na parte externa da estrutura de Xambioá foi encontrado apenas um corpo próximo a Serra da Andorinhas-Martírios, a leste da Chapada. O zoneamento deste corpo é semelhante ao das ocorrências da parte interna da estrutura, sendo que a franja marginal, em contato com os micaxistos, é bem mais desenvolvida e é constituída de clorita e flogopita bem desenvolvidas e de agregados de cristais de actinolita fibro-radiais de até quase 30 cm (Fig. 28).

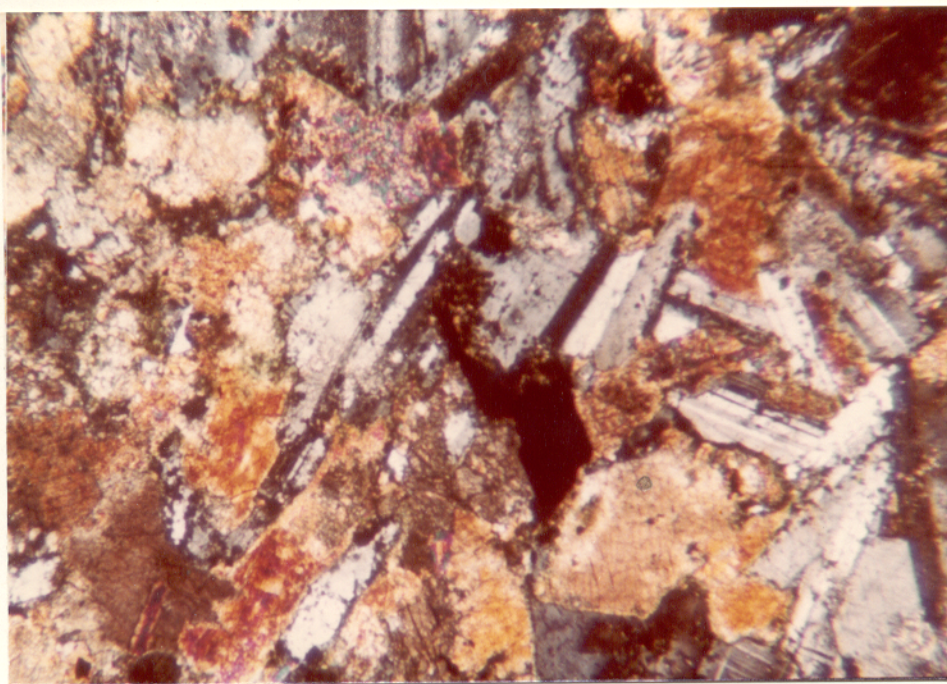


Figura 25 - Fotomicrografia. Textura gabrói-
ca de um gabro intrusivo em gnaisses do Complexo Colméia (XB-31). Nícois cruzados. Ampliação: 2,5 x.

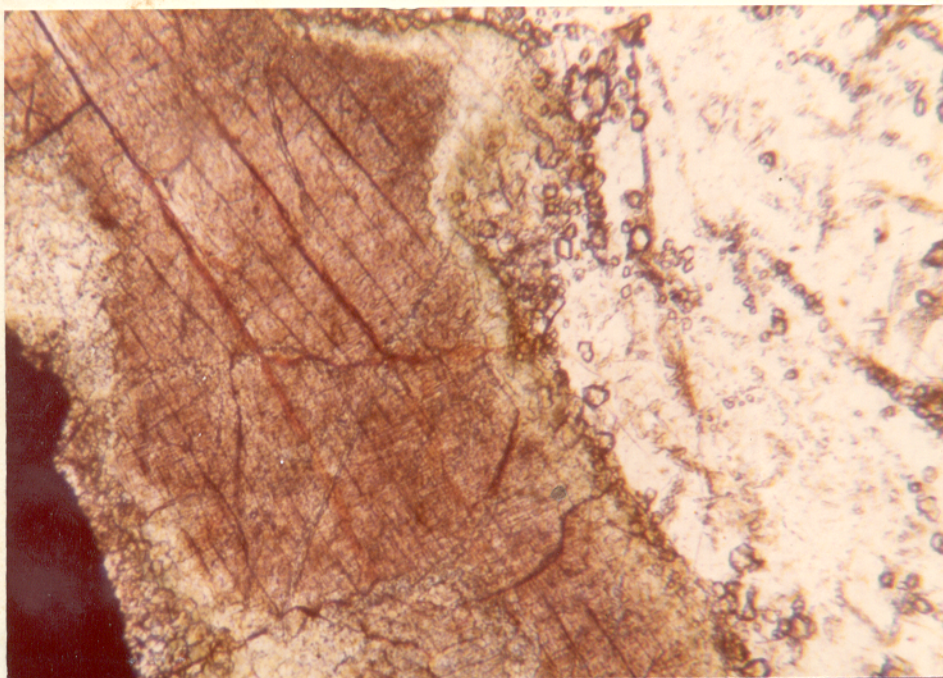


Figura 26 - Fotomicrografia. Uralitização nas bordas de um cristal de augita (XB-202). Pequenos grãos de granada são observados em volta da augita. Nicóis paralelos. Ampliação: 2,5 x.



Figura 27 - Borda zonada de um corpo ultramáfico da Formação Xambioá. Observa-se três zonas: talco maciço, clorita e talco fibroso.



Figura 28 - Cristais fibro-radiais de actinolita da borda dos corpos ultramáficos da Formação Xambioá.

4 QUIMISMO E PETROGÊNESE DAS ROCHAS

4.1 Introdução

Foram analisados os elementos maiores e quatro elementos traços (Rb, Sr, Ba e Zr) de três gnaisses, um paleossoma e três neossomas de migmatitos e dois anfibolitos do em basamento, quatro xistos e um anfibolito da Formação Xambioá e um gabro, totalizando quinze amostras, as quais foram sele cionadas como sendo as mais representativas e melhor preserva das (Tabelas 2 e 3). Os estudos químicos foram realizados es sencialmente para, juntamente com a petrografia, tentar carac terizar a natureza inicial destas rochas e os processos pe trogenéticos que lhes deram origem, dados importantes para re constituir a história geológica da área.

Para os xistos, gnaisses e anfibolitos, os dados analíticos foram utilizados para definir as rochas pré-metamór ficas, através de comparações diretas com a composição química de rochas selecionadas na bibliografia e também através de diagramas, tais como ACF e A'FK (para os três tipos de ro chas), An-Ab-Or, AFM, K-Na-Ca, $SiO_2 \times K_2O$ e Rb x Sr (para os gnaisses) e diagramas de elementos imóveis (Ti, P e Zr) para os anfibolitos.

Para os migmatitos foram utilizados os mesmos dia gramas que os usados para os gnaisses, a fim de definir a composição dos neossomas e paleossomas e compará-la com a dos gnaisses. O diagrama Q-Ab-Or foi utilizado para tentar caracte rizar o processo petrogenético que deu origem aos neossomas.

4.2 Complexo Colméia

4.2.1 Rochas Pré-metamórficas dos Gnaisses

Os gnaisses são constituídos essencialmente de

Tabela 2 - Análises químicas dos gnaisses, migmatitos e xistos de Xambioá.

	Gnaisses			Migmatitos				Xistos			
	200	250	269	27(R)	197(N)	191(N)	149(N)	122(Mx)	160(Xf)	138(Xf)	270(Mx)
SiO ₂	74,10	69,00	72,18	71,30	71,00	74,90	75,00	67,5	75,00	73,70	59,73
TiO ₂	0,25	0,40	0,19	0,38	0,05	0,03	0,02	0,74	0,60	0,41	1,00
Al ₂ O ₃	14,53	15,15	14,30	14,75	18,37	14,75	14,20	14,90	10,00	9,23	22,00
Fe ₂ O ₃	1,01	1,19	0,62	0,96	0,20	0,10	0,03	2,24	0,96	0,86	2,57
FeO	0,98	2,23	0,79	1,20	0,19	0,20	0,13	3,19	3,58	2,00	5,16
MgO	0,32	0,89	0,43	0,42	0,02	0,02	0,01	1,68	2,62	1,83	2,43
CaO	1,98	3,19	2,15	2,14	0,32	1,17	0,60	0,90	1,99	3,55	1,00
Na ₂ O	4,21	4,66	4,89	4,50	5,34	3,93	2,30	2,14	1,46	2,30	1,29
K ₂ O	3,35	1,68	1,75	1,83	5,53	5,11	7,68	3,66	2,36	1,91	4,78
P ₂ O ₅	0,12	0,40	0,19	0,15	0,02	0,02	0,02	0,17	0,12	0,17	0,12
H ₂ O	0,48	0,54	0,41	0,45	0,52	0,08	0,67	1,68	1,52	3,05	2,28
TOTAL	101,33	99,07	97,78	98,08	101,56	100,31	100,66	98,79	100,21	99,01	102,36
Rb	80	70	55	63	126	90	132	145	87	70	247
Sr	224	278	408	345	204	371	335	91	86	272	101
Ba	907	561	939	667	2028	1741	1716	720	631	390	1528
Zr	129	179	85	98	-	-	-	171	155	131	205

P - paleossoma
N - neossoma
Mx - micaxistos

Xf - xisto feldspático
Elementos traços (Rb, Sr, Ba e Zr) - em ppm

Tabela 3 - Análises químicas dos anfibolitos e gabros de Xambioá.

	Anfibolitos			Gabros	
	213	102	232	246	135
SiO ₂	51,70	49,41	51,70	51,73	48,90
TiO ₂	1,98	2,09	2,04	1,93	3,38
Al ₂ O ₃	13,14	15,00	12,10	12,55	13,37
Fe ₂ O ₃	4,19	3,28	1,72	1,23	4,00
FeO	9,19	9,20	12,02	11,51	10,26
MgO	7,03	6,53	7,33	6,96	4,52
CaO	9,62	11,08	10,45	10,40	9,64
Na ₂ O	3,36	2,47	2,30	2,52	4,21
K ₂ O	0,96	0,59	0,78	0,49	1,00
P ₂ O ₅	0,21	0,34	0,22	0,20	0,5
H ₂ O	0,59	1,31	0,52	0,50	1,43
Total	101,97	101,30	101,18	100,02	101,21
Rb	51	-	36	31	14
Sr	293	456	246	277	195
Ba	113	-	241	166	158
Zr	198	179	202	207	417

oligoclásio, quartzo, biotita, moscovita, microclínio e epidoto e seus dados analíticos encontram-se na Tabela 2. Os diagramas ACF e A'FK (Fig. 29) são pouco conclusivos para os gnaisses, cujas amostras incidem no campo das grauvas no diagrama ACF e fora deste campo no diagrama A'FK. Considerando que o campo das grauvas no diagrama ACF inclui também rochas graníticas (granitos e granodioritos) e a localização dos gnaisses próxima ao campo de incidência destas rochas no diagrama A'FK, pode-se admitir uma possível origem dos gnaisses a partir de rochas graníticas.

A Tabela 4 apresenta as composições dos três gnaisses de Xambioá (200, 250, 269), duas grauvas arqueanas, três ortognaisses e médias das composições das principais rochas graníticas (granito, adamelito, granodiorito e tonalito).

Comparando os gnaisses de Xambioá com as grauvas arqueanas de Minnesota (Arth e Hanson, 1975) e Wyoming (Condie, 1967) observa-se que os teores de SiO_2 e Na_2O são mais baixos nas grauvas que nos gnaisses e o ferro total ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), MgO e K_2O são mais altos nas grauvas que nos gnaisses. Portanto, a composição dos gnaisses não se assemelha à composição das grauvas arqueanas.

No entanto, comparando a composição dos gnaisses com as dos ortognaisses (McGregor, 1979 e Barker et alii, 1979) e das rochas graníticas (Wedepohl, 1969), observa-se uma semelhança muito nítida com as rochas de composição trondhjêmica. Os granitos, adamelitos e granodioritos possuem teores mais elevados de K_2O e teores mais baixos de Na_2O . Os tonalitos possuem teores mais baixos de SiO_2 e teores mais elevados de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO e CaO do que os gnaisses.

A Tabela 5 mostra uma perfeita concordância entre a composição química dos gnaisses de Xambioá e a definição química de trondhjemita segundo Barker (1979), com exceção do teor de K_2O da amostra 200 (3,3%) que assemelha-se mais com o teor dos granodioritos, embora estes possuam teores mais elevados de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO e CaO .

Para confirmar a composição trondhjêmica dos

Tabela 4 - Comparação Química entre os Gnaisses de Xambioá, Grauvacas arqueanas, Ortognaisses e Rochas Graníticas

	Gnaisses - Xamb.		Grauvacas Arq.		Gnaisses Trondhjemíticos				Rochas Graníticas			
	200	250	269	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	74,10	69,00	72,18	63,2	64,43	71,00	71,00	69,90	72,08	69,15	66,88	66,15
TiO ₂	0,25	0,40	0,19	0,50	0,62	0,29	0,22	0,20	0,37	0,56	0,57	0,62
Al ₂ O ₃	14,53	15,15	14,30	15,30	15,48	15,30	15,60	16,20	13,86	14,63	15,66	15,56
Fe ₂ O ₃	1,01	1,19	0,62	0,99	6,54(T)				0,66	1,22	1,33	1,36
FeO	0,96	2,23	0,78	4,26	-	2,1(T)	1,5(T)	1,40	1,67	2,27	2,59	3,42
MnO				0,07	0,07	0,04	0,02	0,02	0,06	0,06	0,07	0,08
MgO	0,32	0,89	0,43	3,42	3,12	0,80	0,70	0,88	0,52	0,99	1,57	1,49
CaO	1,98	3,19	2,15	2,76	2,22	2,90	3,00	2,70	1,33	2,45	3,56	4,65
Na ₂ O	4,21	4,66	4,89	3,51	3,74	4,90	5,3	5,12	3,08	3,35	3,84	3,90
K ₂ O	3,35	1,68	1,75	2,09	2,44	1,50	1,50	1,60	5,46	4,58	3,07	1,42
P ₂ O ₅	0,12	0,40	0,19	0,11	-	0,09	0,08	0,07	0,18	0,20	0,21	0,22
H ₂ O	0,48	0,54	0,41	2,37	-	-	-	-	0,53	0,54	0,65	0,69
TOTAL	101,33	99,07	97,78	98,10	98,66	98,92	99,12	98,39	100,00	100,00	100,00	100,00
Rb	80	70	55	58,4	88	69	32	20				
Sr	224	278	408	457	424	380	562	744				
Ba	907	561	939	566	-	232	818	530				
Zr	129	179	85	-	196	120	124	110				

1. grauvaca arqueana de Minnesota/EUA (Arth, 1975)
2. grauvaca arqueana de Wyoming/EUA (Condie, 1967)
3. trondhjemito gnaiss de Amitsoq-Groenlândia (McGregor, 1979)
4. trondhjemito gnaiss de Nuk-Groenlândia (McGregor, 1979)
5. trondhjemito gnaiss de Wilson Creek-Wyoming/EUA (Barker et alii, 1979) (T) Ferro total como FeO ou Fe₂O₃
6. média dos granitos (Wedepohl, 1969)
7. média dos adamelitos (Wedepohl, 1969)
8. média dos granodioritos (Wedepohl, 1969)
9. média dos tonalitos (Wedepohl, 1969)

Tabela 5 - Comparação entre a composição química dos gnaisses de Xambioá e a definição química de trondhjemito, segundo Barker (1979).

	Definição de Trondhjemito (Barker, 1979)	Gnaisses de Xambioá
SiO_2	68 - 75%	69,0 - 74,1%
Al_2O_3	> 15% com \approx 70% SiO_2	15,1 com 69% SiO_2
	< 14% com \approx 75% SiO_2	14,3 com 72% SiO_2 14,5 com 74% SiO_2
$\text{FeO} + \text{MgO}$	< 3,4%	1,2 - 3,0%
FeO/MgO	2,0 - 3,0	1,8 - 3,0
CaO	1,5 - 3,0%	2,0 - 3,2%
Na_2O	4,0 - 5,5%	4,0 - 4,9%
K_2O	\sim 2,0%	1,7% , exceto a amostra 200(3,3%)

gnaisse; estes foram plotados em diagramas que apresentam campos ou "trends" trondhjêmíticos.

No diagrama An-Ab-Or (Fig. 30), valores normativos (Tabela 6), as amostras 269 e 200 incidem no campo dos trondhjêmitos, porém a amostra 200 se posiciona no limite com o campo dos granitos e próxima do limite com os granodioritos, em consequência do seu teor elevado de K_2O . A amostra 250 se situa no campo dos tonalitos no limite com o campo dos trondhjêmitos, devido o seu teor um pouco elevado de CaO (3,2%).

No diagrama $SiO_2 \times K_2O$ (Fig. 31), as amostras 269 e 250 incidem no campo dos trondhjêmitos e a amostra 200 se posiciona entre o campo dos trondhjêmitos e dos granófiros.

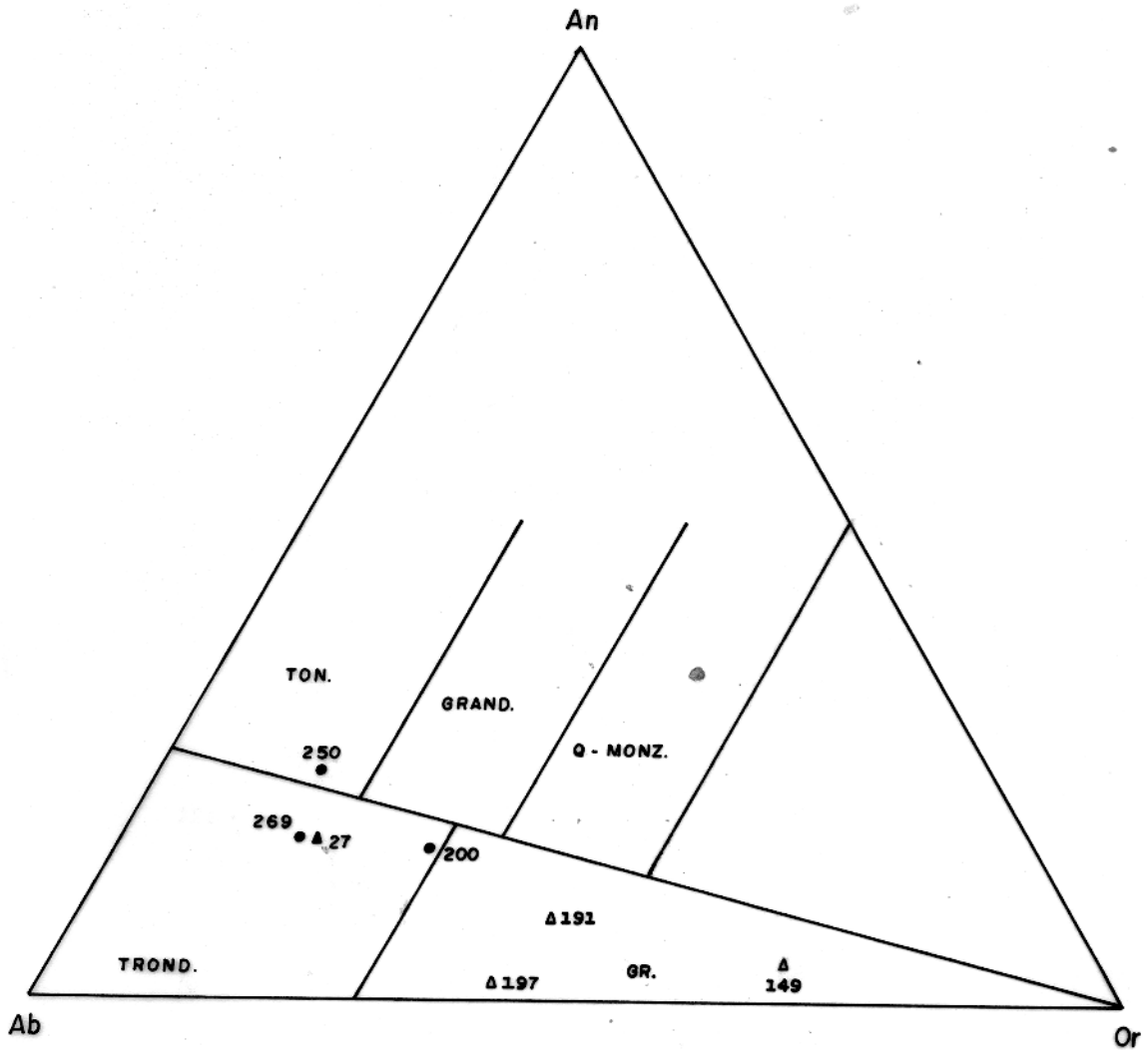
No diagrama K-Na-Ca (Fig. 32), as amostras 269 e 250 se situam próximo ao "trend" trondhjêmítico e a amostra 200 próximo ao "trend" calco-alcalino.

No diagrama AFM (Fig. 33), as três amostras se localizam no campo calco-alcalino, com as amostras 269 e 250 próximas ao "trend" trondhjêmítico.

As comparações diretas dos elementos traços dos gnaisse com os das grauvacas e rochas ígneas não são conclusivas, pois os teores e as razões são muito variáveis. Entretanto pode-se observar que estes dados pelo menos não são diferentes dos encontrados em trondhjêmitos (Tabela 4). No diagrama $Sr \times Rb$ (Fig. 34), as amostras 269 e 250 incidem no campo dos trondhjêmitos sendo que a amostra 250 se posiciona no limite deste campo e a amostra 200 se situa no campo dos granófiros. Estes resultados concordam plenamente com os dados dos elementos maiores.

Portanto, de acordo com o que foi exposto, pode-se concluir que os gnaisse de Xambioá são ortognaisse originados de trondhjêmitos e possivelmente também em parte de tonalitos.

4.2.2 Origem dos Migmatitos



● GNAISSE

▲ PALEOSSOMA

▲ NEOSSOMA

GR-CAMPO DOS GRNITOS

Q-MONZ. — CAMPO DOS QUARTZO MONZONITOS

GRAN. — CAMPO DOS GRANODIORITOS

TON. — CAMPO DOS TONALITOS

TROND. — CAMPO DOS TRONDJHEMITOS

FIG. 30 — Representação dos gnaisses e migmatitos de Xambioá no diagrama An-Ab-Or. Campos segundo Barker(1979).

Tabela 6 - Composição normativa dos gnaisses e migmatitos de Xambioá

	Gnaisses			Migmatitos			
	200	250	269	197(N)	191(N)	149(N)	27(P)
Q	31,89	26,98	32,56	17,88	29,82	30,91	33,78 ⁷
C	0,66	0,20	0,64	3,03	0,67	1,06	1,88
OR	19,63	10,07	10,62	32,34	30,12	45,39	11,08
AB	35,32	40,01 ²	42,49	44,71	33,17	19,46	39,00
AN	8,96	15,13	10,49	1,44	5,66	2,85	9,87
EN	0,79	2,25	1,10	0,07	0,06	0,02	1,07
FS	0,55	2,49	0,64	0,10	0,23 ⁴	0,18	0,80
M	1,45	1,75	0,92	0,29	0,14	0,04	1,43
IL	0,47	0,77	0,37	0,09	0,06	0,04	0,74
AP	0,28	0,34	0,17	0,05	0,05	0,05	0,36
HY	1,34	4,74	1,74	0,17	0,30	0,21	1,87

Q - quartzo

EN - enstatita

HY - hiperstênio

C - corindon

FS - ferrossilita

(N) - neossoma

OR - ortoclásio

M - magnetita

(P) - paleossoma

AB - albita

IL - ilmenita

AN - anortita

AP - apatita

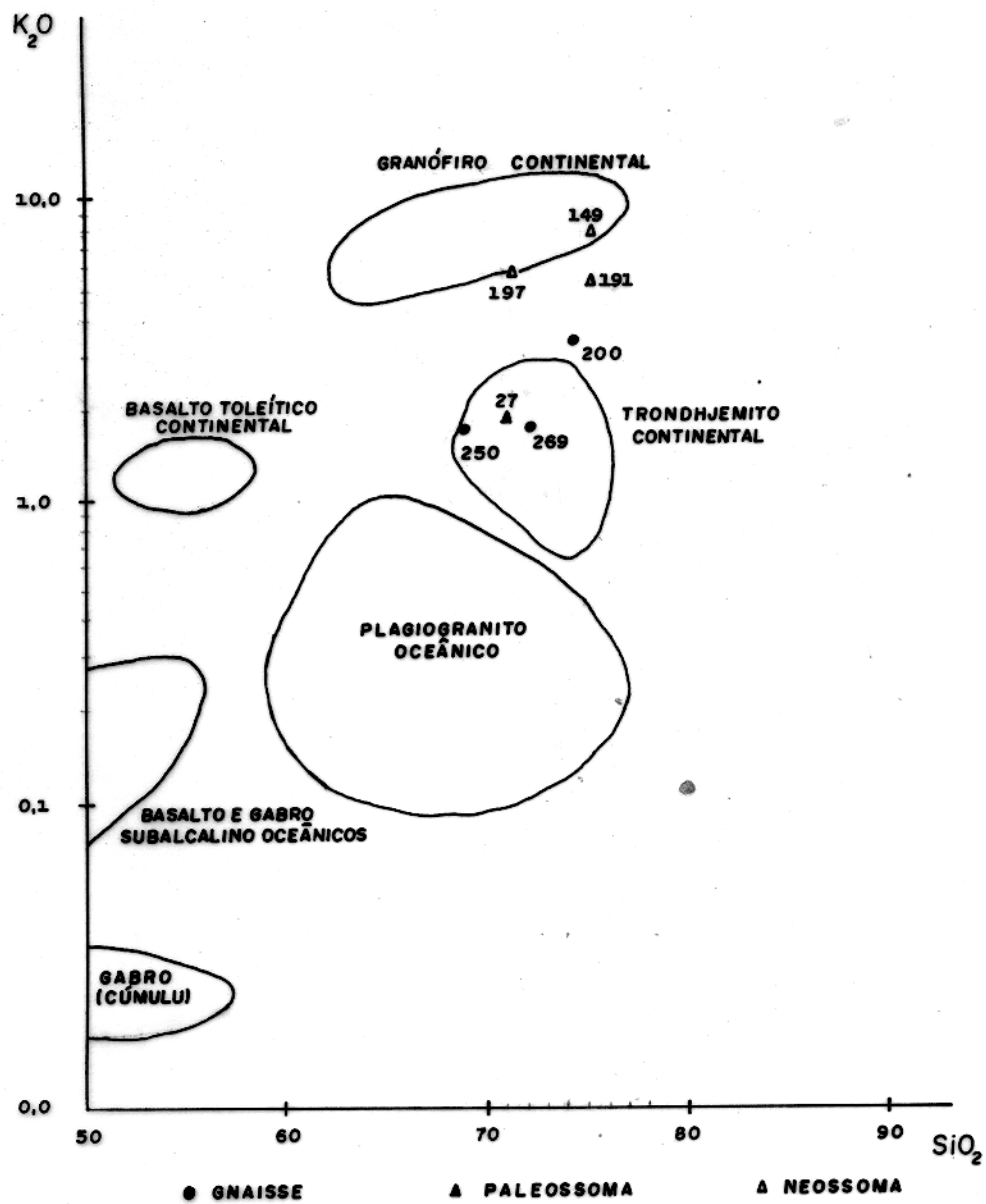


FIG.31 - Representação dos gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia no diagrama $SiO_2 \times K_2O$. Campos segundo Malpas(1979).

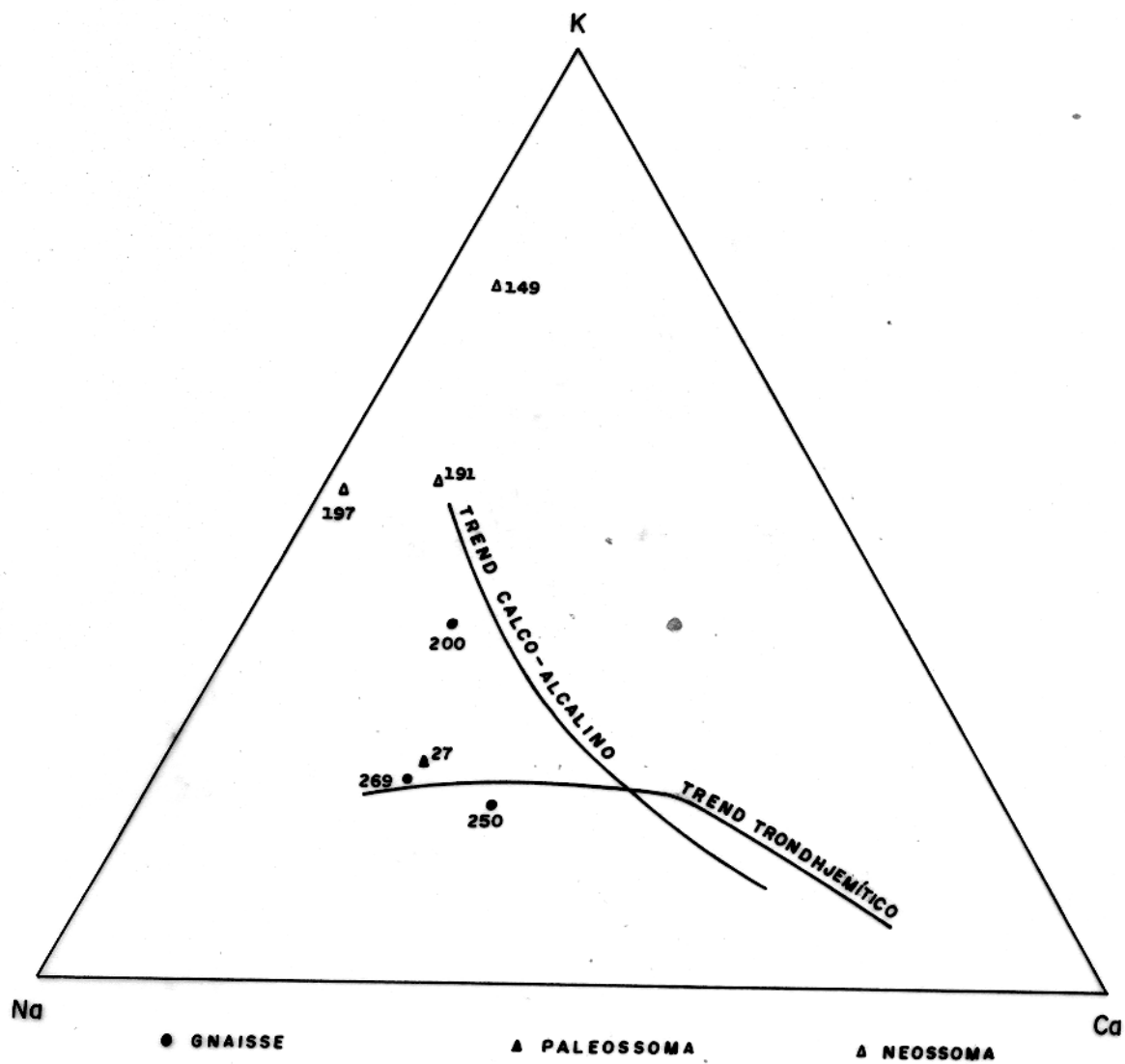


FIG. 32 - Representação dos gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia no diagrama K-Na-Ca. Trends segundo Collerson e Bridwater (1979).

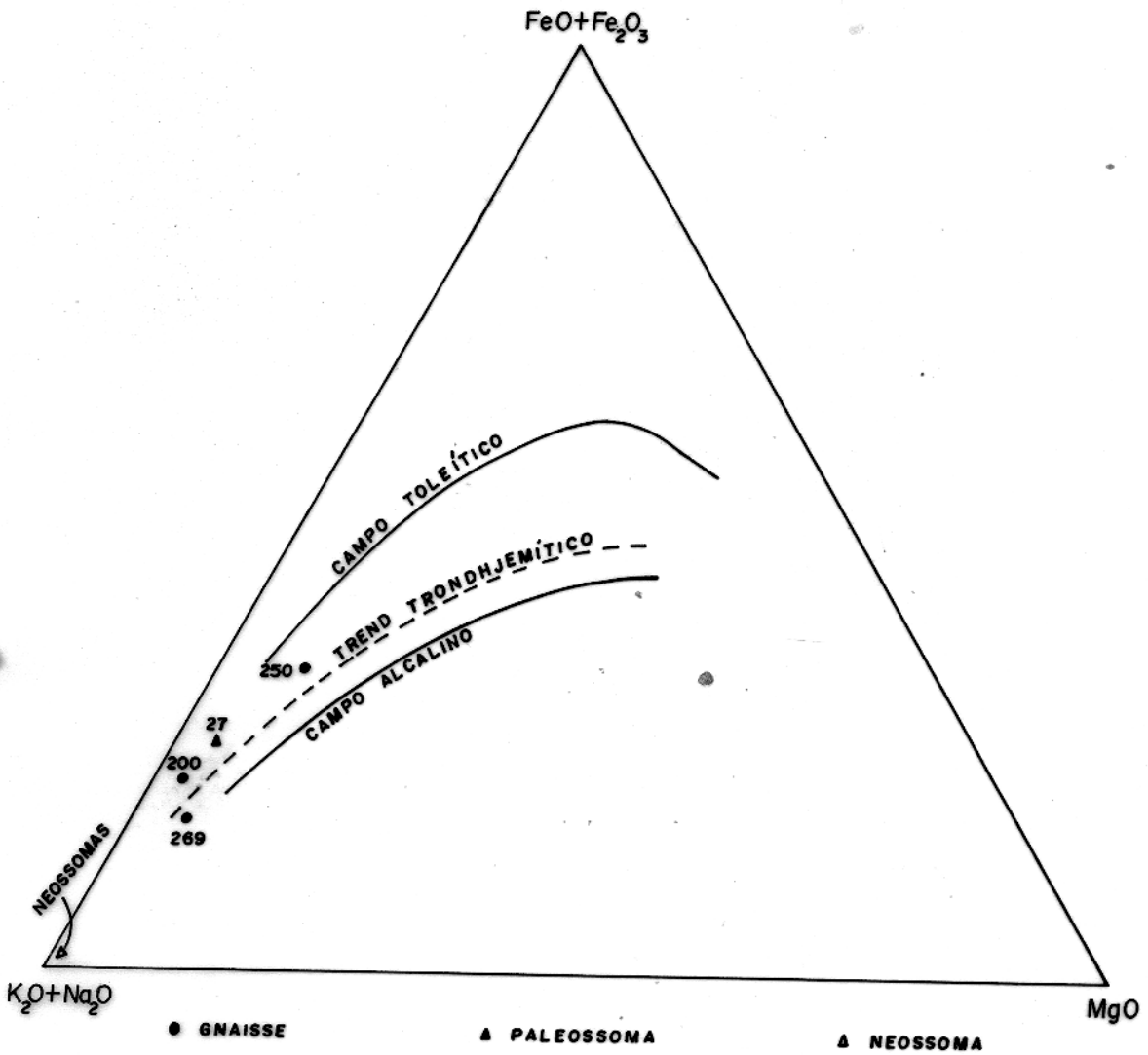


FIG. 33 - Representação dos gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia no diagrama AFM. Campos e trends segundo Coleman e Donato (1979).

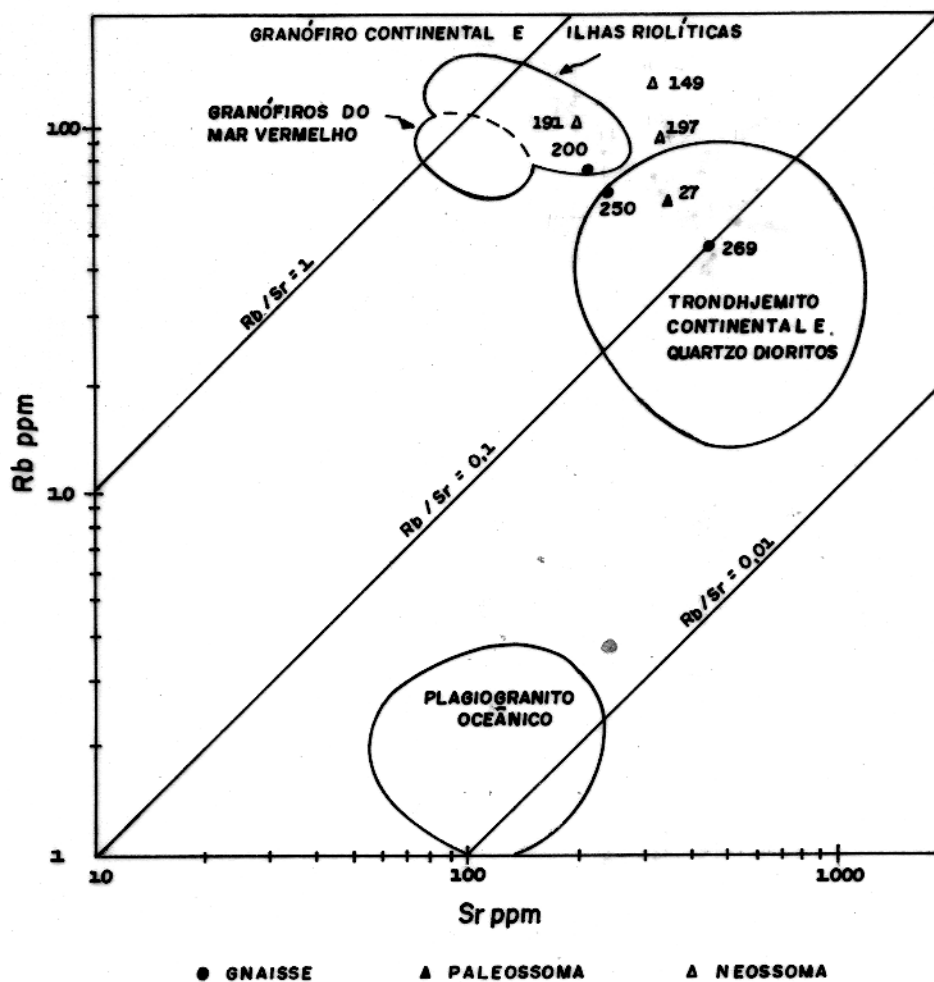


FIG. 34 - Representação dos gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia no diagrama Rb x Sr. Campos segundo Coleman e Donato (1979).

Foi apresentado no capítulo 3 que os paleossomas dos migmatitos possuem a mesma textura e mineralogia que os gnaisses e que os neossomas são mais feldspáticos, apresentando uma textura tipicamente ígnea. As composições destas rochas foram comparadas através dos diagramas utilizados para o estudo dos gnaisses no item anterior. No diagrama An-Ab-Or (Fig. 30), os neossomas incidem no campo dos granitos e o paleossoma no campo dos trondhjemitos, junto com os gnaisses. No diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 31), o paleossoma se posiciona no campo dos trondhjemitos junto com os gnaisses e os neossomas no campo dos granófitos, exceto a amostra 191 que se localiza entre o campo dos granófiros e o dos trondhjemitos. No diagrama K-Na-Ca (Fig. 32), a incidência dos neossomas é mais compatível com o "trend" calco-alcalino e o paleossoma se situa próximo ao "trend" trondhjemítico, junto com os gnaisses. No diagrama AFM (Fig. 33), o paleossoma incide no campo calco-alcalino, próximo ao "trend" trondhjemítico junto com os gnaisses, enquanto que os neossomas não puderam ser bem representados em consequência de seus teores elevados de K_2O e Na_2O .

No diagrama Sr x Rb (Fig. 34), o paleossoma se localiza no campo dos trondhjemitos junto com os gnaisses. O neossoma 191 incide no campo dos granófiros e os outros dois se posicionam entre o campo dos granófiros e o dos trondhjemitos, Estes resultados concordam com os dados dos elementos maiores, com exceção dos dois neossomas (149 e 197) que incidem fora, porém perto do campo dos granófiros.

Em resumo, as análises e os diagramas mostram que os paleossomas possuem a mesma composição trondhjemítica que os gnaisses, enquanto que os neossomas são de composição granítica. Para tentar caracterizar o processo de formação dos migmatitos, as amostras destas rochas e as dos gnaisses foram representadas no diagrama Q-Ab-Or (Fig. 35), valores normativos (Tabela 6). A distribuição das amostras no diagrama e as composições dos gnaisses, paleossomas e neossomas, são compatíveis com uma fusão parcial dos gnaisses formando neossomas de composição granítica, com teores mais elevados de alcalis, sobretudo de K_2O . O paleossoma corresponde a parte não afetada

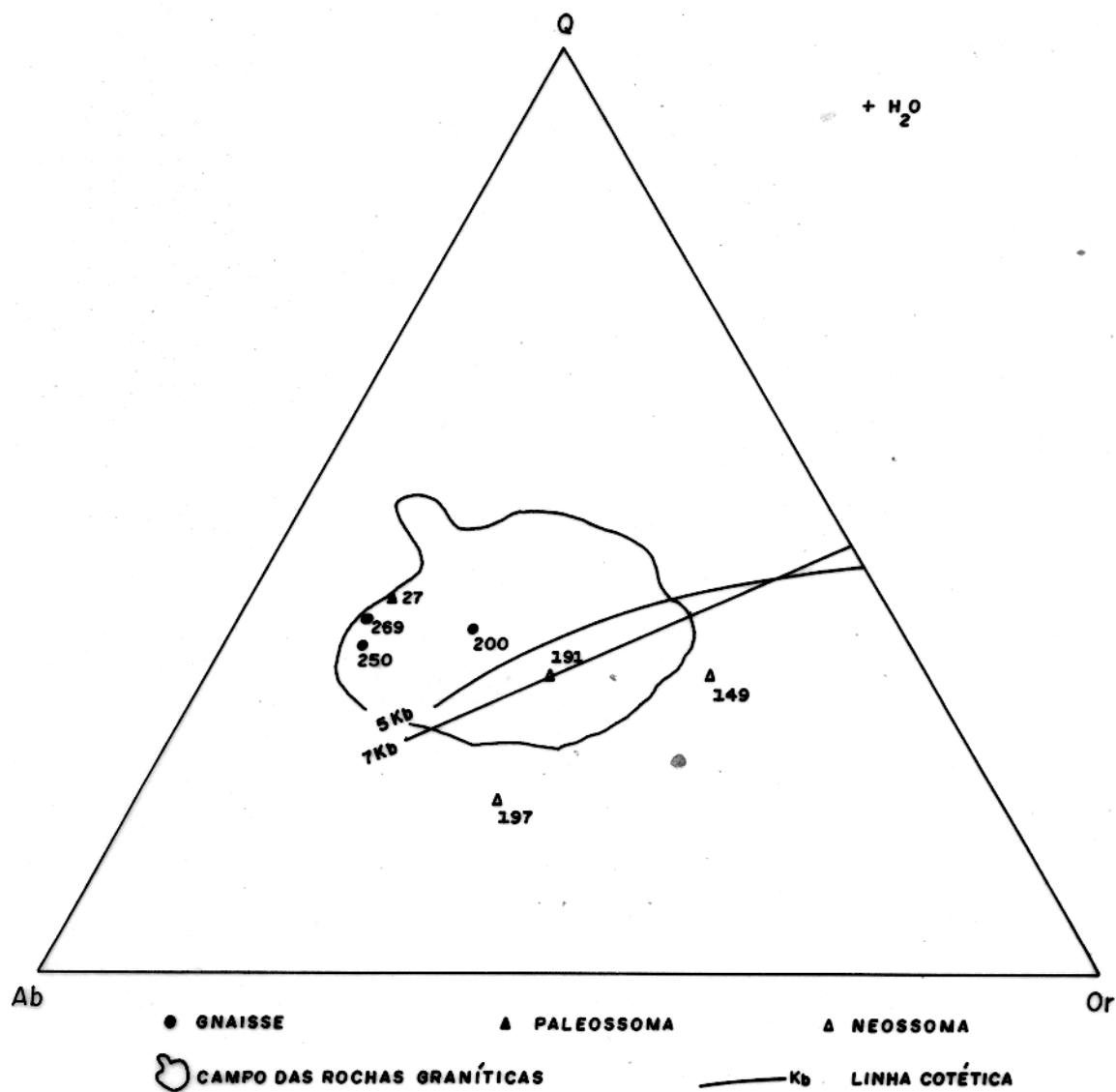


FIG. 35 - Representação dos gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia no diagrama Q-Ab-Or. Campos e linhas cotéticas segundo Winkler (1976).

dos gnaisses que permaneceu com a composição trondhjemítica. A origem dos migmatitos, assim proposta, é plenamente concorde com o processo de anatexia, no qual as fusões iniciais são mais alcalinas que o material original (Winkler, 1977).

O neossoma 191 incide sobre a linha cotética de 7 kb e sua composição representa a fusão mínima da anatexia dos gnaisses, isto é, a composição da fusão inicial que estava em equilíbrio com o quartzo, plagioclásio, alcali-feldspato e fase gasosa. De acordo com a posição desta amostra no diagrama e os valores experimentais conhecidos (Winkler, 1977), a fusão deve ter ocorrido com pressão de quase 7 kb e temperatura em torno de 650°C.

Pouca informação pode ser obtida dos outros dois neossomas, em consequência do deslocamento sofrido por eles, em relação as linhas cotéticas. A amostra 149 foi deslocada em direção ao vértice Or, provavelmente por influência dos componentes voláteis que são relativamente significativos nos veios pegmatíticos associados aos neossomas, onde foram observados cristais milimétricos de fluorapatita. A amostra 197 sofreu deslocamento em direção ao lado Ab-Or, possivelmente por influência da pressão e dos componentes voláteis juntos.

É difícil saber se o magma formado sofreu deslocamento ou não, ou seja, se o migmatito é de injeção ou "in situ". Porém a ausência de melanossoma (resíduo da fusão parcial, constituído por minerais máficos, principalmente biotita), a presença de neossomas bem desenvolvidos, às vezes chegando a formar pequenos corpos graníticos e a provável relação do processo de migmatização com a formação da braquidobra, levam a crer que o magma tenha sido deslocado, formando migmatitos de injeção e deixando o resíduo no seu local original, a maior profundidade.

4.3 Rochas Pré-metamórficas dos Xistos da Formação Xambioá

Os dados analíticos dos xistos (elementos maiores e traços) encontram-se na Tabela 2. As quatro amostras a

presentam o seguinte comportamento nos diagramas ACF e A'FK (Fig. 29): as amostras 122 e 270 incidem no campo dos pelitos no diagrama ACF e no campo das grauvas no diagrama A'FK, enquanto que a amostra 160 se posiciona no campo das grauvas nos dois diagramas, e a amostra 138 entre o campo das grauvas e o campo das rochas básicas no diagrama ACF. No diagrama A'FK essa última amostra não pode ser representada. As amostras 122 e 270 são moscovita-biotita-quartzo xistos (a amostra 270 contém granada, estauroлита e cianita) que devem ter sido originados a partir de sedimentos pelíticos, como indicam suas representações no diagrama ACF, embora a amostra 122 apresente teores mais elevados de SiO_2 e um pouco mais baixo de MgO e CaO e a amostra 270 teores pouco mais elevados de Al_2O_3 , FeO e K_2O e mais baixo de CaO , em relação a média dos pelitos segundo Miyashiro (1975) (Tabela 7). A incidência destas amostras no campo das grauvas no diagrama A'FK não tem muito significado, pois as rochas pelíticas neste diagrama apresentam um espalhamento muito grande, abrangendo inclusive o campo das grauvas. As amostras 160 e 138 são xistos feldspáticos que de acordo com suas representações nos diagramas, devem ter sido formados a partir de sedimentos do tipo grauvas, embora a amostra 160 apresente teores mais elevados de SiO_2 e pouco mais baixos de Al_2O_3 e Na_2O e a amostra 138 teores mais elevados de SiO_2 e CaO e mais baixos de Al_2O_3 e FeO , em relação a média das grauvas segundo Wedepohl (1969) (Tabela 7). Os teores mais baixos de Al_2O_3 e FeO e mais elevado de CaO , em relação a média das grauvas segundo Miyashiro (1975) (Tabela 7), deslocaram a amostra 138 em direção ao campo das rochas básicas no diagrama ACF.

4.4 Anfibolitos e Gabros

Estas amostra incidem no campo das rochas básicas no diagrama ACF (Fig. 29) mas não puderam ser representadas no diagrama A'FK. A ocorrência no campo dos anfibolitos xistosos, concordantes e intercalados com os micaxistos da Formação Xambioá (amostra 102) e com os gnaisses do embasamento (amostra 213 e 132), sugere a existência inicial de

Tabela 7 - Comparação química entre os xistos de Xambioá, Pelitos e grauvacas.

	MX		XF			
	122	270	160	138	1	2
SiO ₂	67,51	59,73	75,00	73,70	59,93	66,70
TiO ₂	0,74	1,00	0,60	0,41	0,85	0,60
Al ₂ O ₃	14,90	22,00	10,00	9,23	16,62	13,50
Fe ₂ O ₃	2,24	2,57	0,96	0,86	3,03	1,60
FeO	3,19	5,16	3,58	2,00	3,18	3,50
MnO	-	-	-	-	-	0,10
MgO	1,68	2,43	2,62	1,83	2,63	2,10
CaO	0,90	1,00	1,99	3,55	2,18	2,50
Na ₂ O	2,14	1,29	1,46	2,30	1,73	2,90
K ₂ O	3,66	4,78	2,36	1,91	3,54	2,00
P ₂ O ₅	0,17	0,12	0,12	0,17	-	0,20
H ₂ O	1,66	2,28	1,52	3,05	-	2,40
Total	98,79	102,36	100,21	99,01		

Mx - micaxistos de Xambioá

Xf - xistos feldspáticos de Xambioá

1 - Média de rochas pelíticas (85 análises)
(Miyashiro, 1975)

2 - Média de grauvacas (61 análises)
(Wedepohl, 1969)

sills de diabásio ou derrames basálticos, transformados mais tarde em anfibolitos, enquanto que os anfibolitos maciços e grosseiros exibindo feições intrusivas, devem ter sido originados pelo metamorfismo de gabros.

Os prováveis basaltos ou diabásios que deram origem aos anfibolitos são melhor caracterizados utilizando diagramas com elementos imóveis (Ti, P e Zr). A distribuição das amostras no diagrama $Zr \times TiO_2$ (Fig. 36) é pouco conclusiva pois os campos são em grande parte superpostos. Nos diagramas $Zr \times P_2O_5$ e $Zr/P_2O_5 \times TiO_2$ (Fig. 36), as amostras incidem no campo dos basaltos toleíticos. Duas amostras (232 e 213) se posicionam no campo dos basaltos toleíticos oceânicos, porém esta conclusão deve ser considerada com certa reserva, pois as diferenças químicas entre os tipos oceânico e continental são pouco sensíveis. Em relação a outra amostra de anfibolito (192), não se pode concluir se é oceânico ou continental.

4.5 Caracterização do Metamorfismo

O Grupo Estrondo é constituído essencialmente por uma sequência meta-pelítico-psamítica, cuja parte pelítica é adequada para determinação do seu grau de metamorfismo. Os xistos são constituídos pelos seguintes minerais: quartzo + biotita + moscovita + plagioclásio-Na + epidoto + (granada) + (estauroлита) + (cianita) + (clorita) + (carbonatos) (os minerais entre parênteses podem ou não ocorrer). Estas associações podem ser visualizadas através dos diagramas ACF e A1FK (Fig. 37).

A isógrada da granada e a da cianita, mais internamente, contornam a estrutura de Xambioá, demonstrando serem controladas pela mesma (Fig. 38). O grau metamórfico cresce em direção à estrutura, da facies xisto verde, incluindo a zona da biotita e da granada, até a facies anfibolito, caracterizada pelo aparecimento da estauroлита e cianita, na zona da cianita. A presença de cianita caracteriza o metamorfismo da área como sendo do tipo barroviano (pressão média

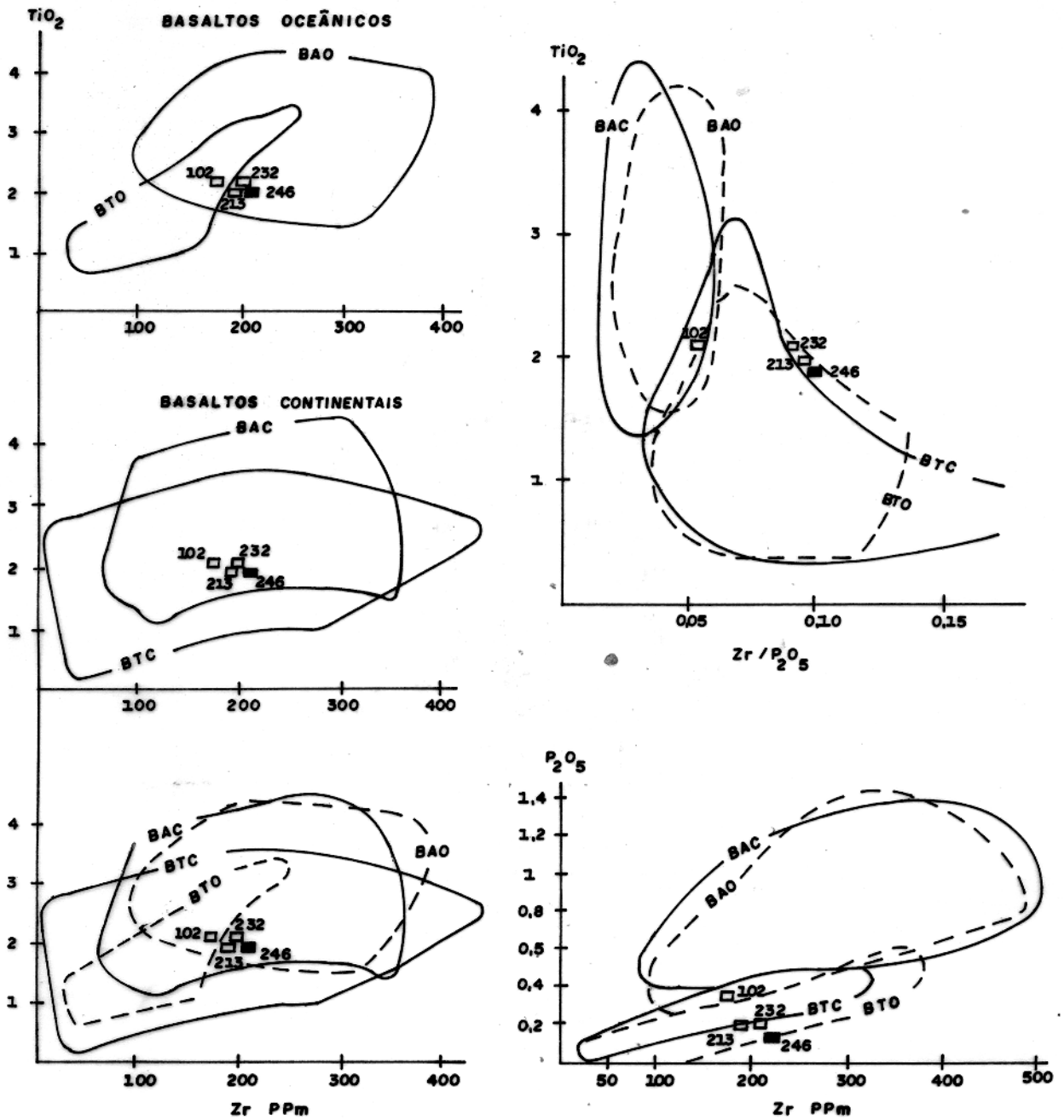


FIG. 36 - Representação dos Anfibolitos e Gabros de Xambioá em diagramas com elementos imóveis (Ti, P e Zr). Campos segundo Floyd e Winchester (1975).

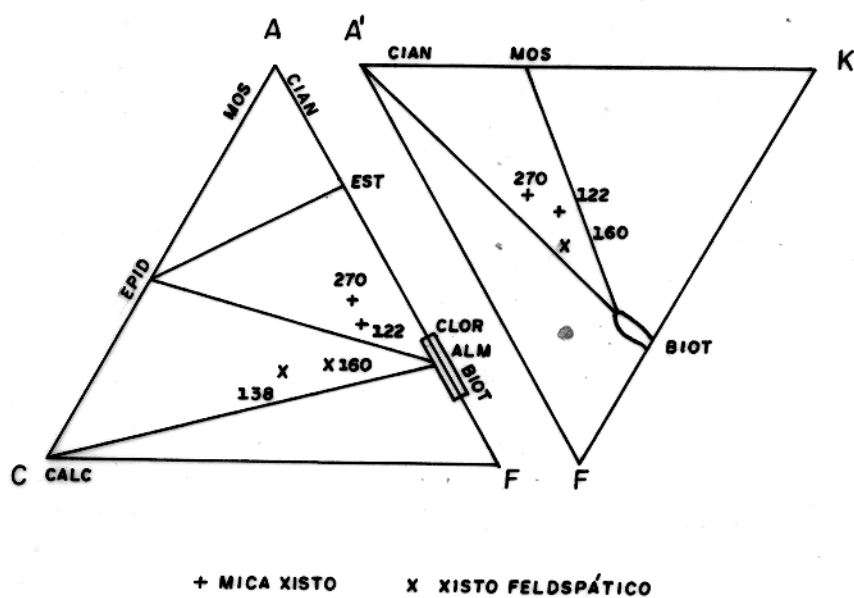


FIG. 37 - Associação mineralógica dos xistos da Formação Xambodá nos diagramas ACF e A'FK.

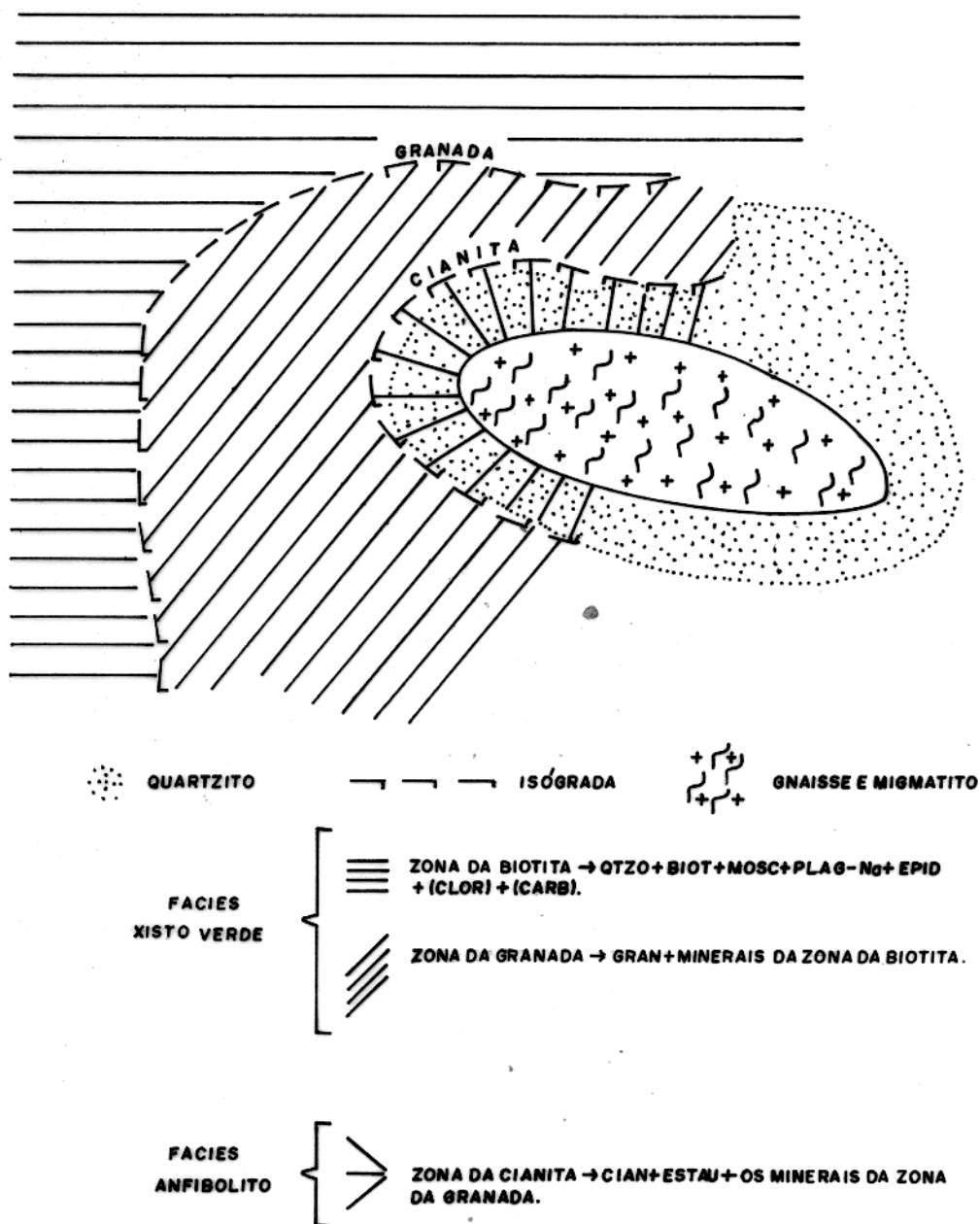


FIG. 38 - Distribuição concêntrica das isógradas da granada e cianita em volta da estrutura de Xambodá.

a alta).

Embora a situação geológica em que se insere a braquianticlinal de Xambioá (núcleo gnáissico-migmatítico envolvido por micaxistos da facies anfibolito) seja indicativa de um domo termal nesta região, a distribuição das zonas metamórficas concêntricas à estrutura não deve ser consequência da anomalia térmica, pois se as braquidobras são tardias (Abreu, 1978), as rochas da cobertura já estavam metamorfisadas na época da sua formação, sendo nesta fase pouco prováveis profundas modificações pelo calor. Por outro lado os quartzitos podem ter amenizado o efeito termal nos xistos pelíticos externos. É mais provável, portanto, que o zoneamento das isógradas, observado em superfície, seja consequência da deformação e posterior erosão sofrida pela cobertura, expondo em volta do domo rochas de maior profundidade e maior grau metamórfico.

Silva (1980) interpretou a ocorrência de clorita controlada pela clivagem de crenulação em F_3 e associada a moscovita e biotita, como produto de um segundo evento metamórfico mais restrito e com características de retromorfismo. Gindotti (1974) e de Froese e Gasparrine (1975) (in Winkler, 1977) determinaram que em pelitos com a razão $MgO/MgO + FeO$ próxima de 0.50, uma clorita rica em Mg pode permanecer estável no início da fácies anfibolito e associar-se à estauroлита + moscovita + biotita + quartzo. Esta possibilidade não pode ser desprezada para os xistos da região de Xambioá, pois nestas rochas a razão $MgO/MgO + FeO$ varia de 0,35 a 0.48. Portanto, a menos que haja evidências mais concretas de retromorfismo, as cloritas relacionadas a F_3 podem perfeitamente representar uma segunda geração deste mineral (a primeira sendo relacionada a formação da xistosidade em F_1), formada pelo mesmo e único evento metamórfico.

Os gnaisses fazem parte do embasamento, porém foram afetados pelo metamorfismo mais recente da Faixa Araguaia. Estes gnaisses são constituídos pela seguinte associação mineralógica: oligoclásio + quartzo + biotita + moscovita + microclínio + epidoto, o que pode ser visualizado nos diagramas ACF

e A'FK (Fig. 39).

Esta associação mineral não é muito adequada para caracterizar o grau do metamorfismo, pois nenhum mineral índice está presente. Entretanto, considerando-se a recristalização do embasamento, pelo menos parcialmente, pelo metamorfismo da Faixa Araguaia, em condições de alta pressão, a associação de oligoclásio + moscovita corresponde à fácies anfíbolito baixa.

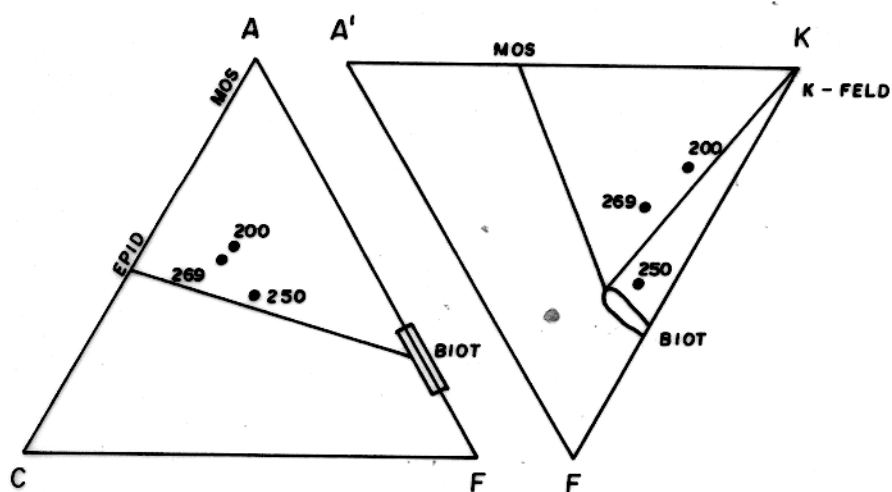


FIG. 39 - Associação mineralógica dos gnaisses do Complexo Colméia nos diagramas ACF e A'FK.

5 OCORRÊNCIAS MINERAIS

5.1 Introdução

Ocorrências de cristal de rocha em veios são conhecidas há mais de três décadas na região de Xambioá, e foram intensamente garimpadas nos anos 50 e 60. Mais recentemente outras ocorrências foram descobertas e esporadicamente exploradas, como as de ametista, monazita e turmalina. O garimpo, hoje desativado, representou uma fonte de divisas considerável para a região, além de provocar a penetração do homem em regiões até então desconhecidas, favorecendo o surgimento de povoados como Chapada e Garimpo e a própria cidade de Xambioá.

Foram focalizadas neste trabalho as principais ocorrências minerais da região de Xambioá, com maior destaque, entretanto, para aquelas relacionadas a veios, bolsões ou geodos, cujos processos genéticos ainda não tinham sido satisfatoriamente definidos, embora alguns autores já tenham feito proposições a respeito (Barbosa et alii, 1966; Puty et alii, 1972 e Silva et alii, 1974). Neste contexto, pretende-se aqui esclarecer melhor a natureza e a gênese das mineralizações filonares de Xambioá, que embora pelo que se conhece, não representam interesse econômico de grande porte, são importantes para o estudo mais aprofundado dos processos petrogenéticos e dos ambientes metalogenéticos da Faixa Araguaia.

Para definir os processos de formação dos veios mineralizados, além de levantamentos de campo, foram realizados em laboratório estudos mineralógicos e petrológicos das ocorrências minerais e rochas encaixantes. A determinação da textura, estrutura e composição mineralógica dos veios mineralizados foi fundamental para definir os seus aspectos genéticos.

Foram reconhecidos na área cinco tipos de veios: 1 - Pegmatitos com monazita. 2 - Pegmatitos com cristal de rocha, ametista, hematita e fluorapatita. 3 - Veios hidrotermais zonados com cristal de rocha e ametista. 4 - Veios de

quartzo hidrotermais com cristal de rocha, turmalina, pirita e rutilo. 5 - Veios zonados com titanita e epidoto.

5.2 Descrição dos Veios

5.2.1 Pegmatitos com Monazita (Fig. 40).

Na localidade de Água Branca, situada a 3 km SW da estrutura de Xambioá, ocorre um corpo pegmatítico mineralizado à monazita. A forma deste corpo não foi bem definida devido a intensa caulinição que transformou profundamente tanto o pegmatito como os micaxistos encaixantes. Observa-se entretanto, um certo zoneamento, destacando-se um núcleo de quartzo alongado e estéril de 50 cm a 1 m de espessura, envolvido por uma zona decimétrica a métrica de caulim maciço, sem estrutura visível. O conjunto está encaixado em xistos totalmente argilizados e esbranquiçados, exibindo porém relíquias de sua antiga foliação. A composição destes xistos argilizados é fundamentalmente a mesma que a do caulim maciço, com pequena quantidade de quartzo a mais.

A zona intermediária de caulim maciço, possivelmente a antiga zona feldspática do pegmatito, contém no contato com o núcleo quartzoso, cristais muitas vezes centimétricos e de formas perfeitas de monazita marrom avermelhada (Fig. 41). Difração de raios X desta argila caulínica mostrou todos os picos do filossilicato presentes e exibindo um padrão agudo, indicando assim um alto grau de cristalinidade. A análise dos minerais pesados desta mesma argila revelou predominância (mais de 90%) de pequenos cristais euédricos de rutilo, frequentemente geminados e raros cristais diminutos de zircão, turmalina e monazita. Foram encontrados também, cristais mais desenvolvidos de rutilo geminados em cotovelo (chegando a alguns centímetros de comprimento), em cascalho de origem coluvial, situado a proximidade (Fig. 42).

Junto ao corpo pegmatítico, porções lenticulares

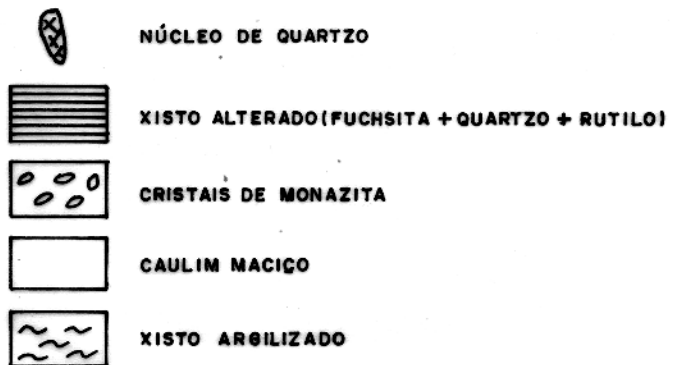
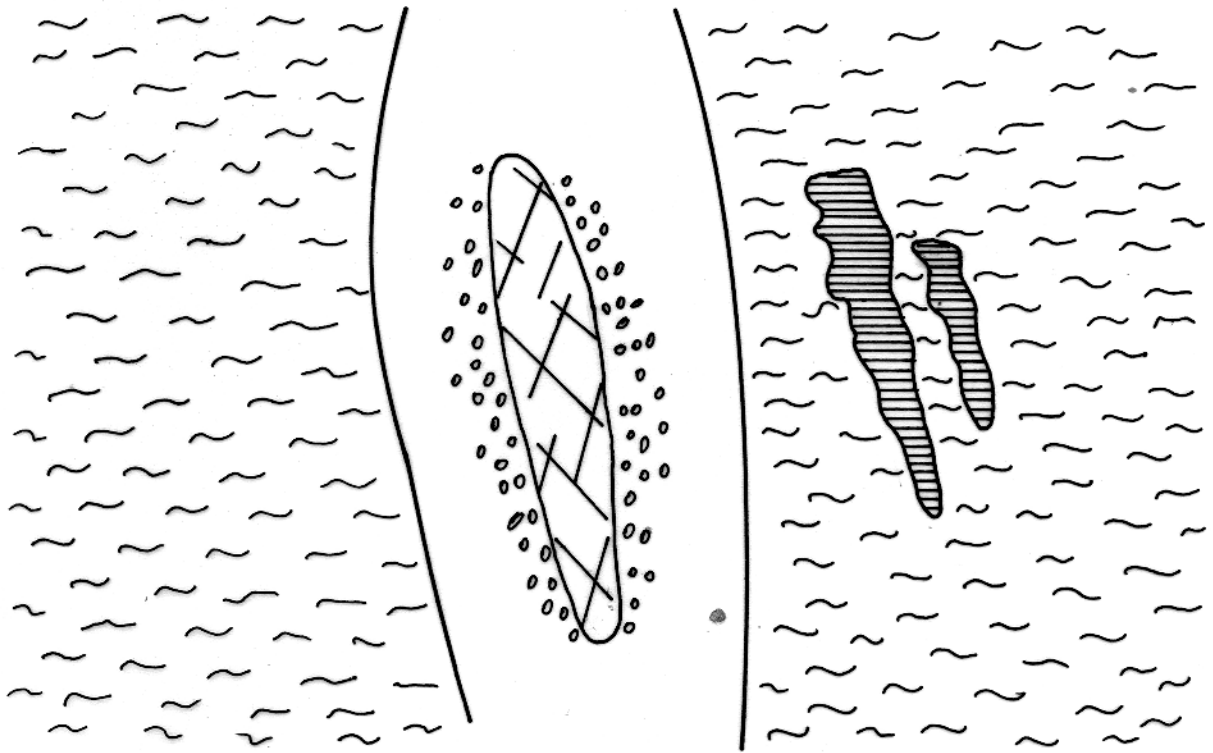


FIG. 40 - PEGMATITO COM MONAZITA - Água Branca (Representação Esquemática).



Figura 41 - Cristal de monazita do pegmatito da Água Branca

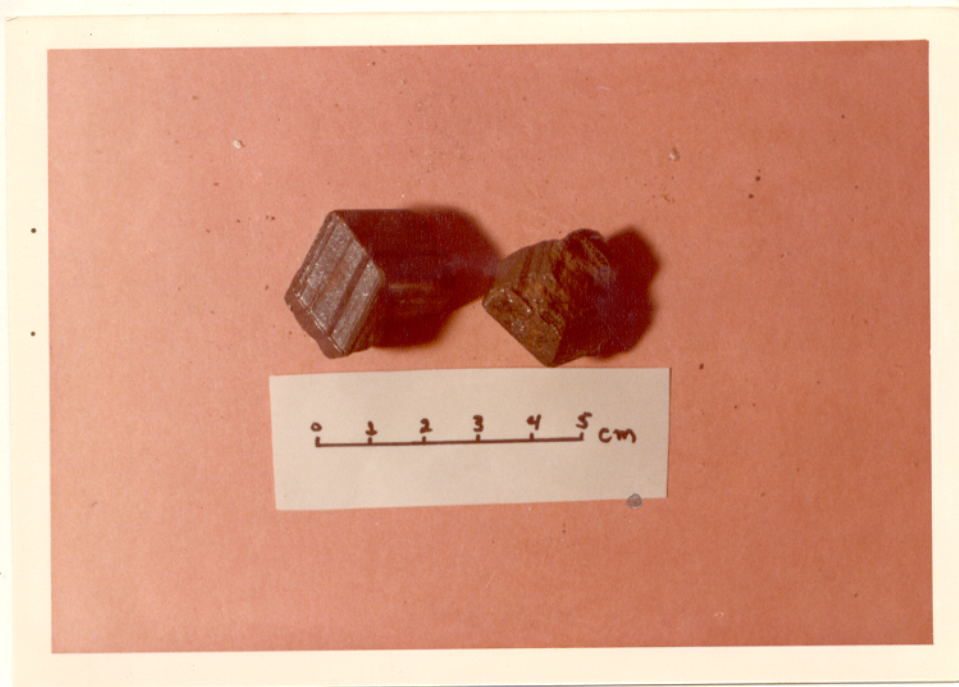


Figura 42 - Cristais de rutilo geminados de colúvios, próximos ao pegmatito de Água Branca

da rocha encaixante, exibindo perfeitamente a foliação original, apresentam uma associação mineralógica específica. Predominam a fuchsita, caracterizada pela sua cor verde e o quartzo, com menor quantidade de pequenos cristais alongados de rutilo, rosetas de caulim e possíveis traços de plagioclásio sódico.

A cristalização perfeita da caulinita da zona intermediária sugere uma origem hidrotermal para a mesma, já que as caulinitas provenientes do intemperismo possuem geralmente um grau de cristalinidade mais baixo, com picos menos desenvolvidos e incompletamente representados. É provável portanto que na área de Água Branca tanto os pegmatitos como os micaxistos da Formação Xambioá, tenham sido afetados por soluções hidrotermais tardias que alteraram os feldspatos e as micas, formando a caulinita e a fuchsita. A caulinita corresponderia a "advanced argillic zone" do zoneamento das alterações hidrotermais (Meyer e Hemley, 1967, e Stanton, 1972). O cromo da fuchsita pode ter tido como origem rochas ultrabásicas conhecidas na região e que teriam sofrido lixiviação pelas soluções ascendentes. A monazita e o quartzo, sobretudo o do núcleo do corpo pegmatítico, resistiram a essa alteração. Supõe-se que os pequenos cristais de rutilo associados ao caulim maciço se formaram através da liberação do Ti da biotita, durante a alteração dos micaxistos. Quanto aos cristais mais desenvolvidos de rutilo, é possível que tenham se formado precocemente junto com os veios pegmatíticos.

5.2.2 Pegmatitos com Cristal de Rocha e Ametista (Fig. 43)

Na Fazenda Paraibanos foram observados veios pegmatíticos, às vezes sob a forma de bolsões, encaixados em gnaisses e sobretudo migmatitos do embasamento. São veios de espessura decimétrica, apresentando certo zoneamento. A parte interna, de granulação grosseira, é constituída por cristais centimétricos de quartzo, microclínio e moscovita, com ametista, cristal de rocha, hematita e fluorepatita associadas. En

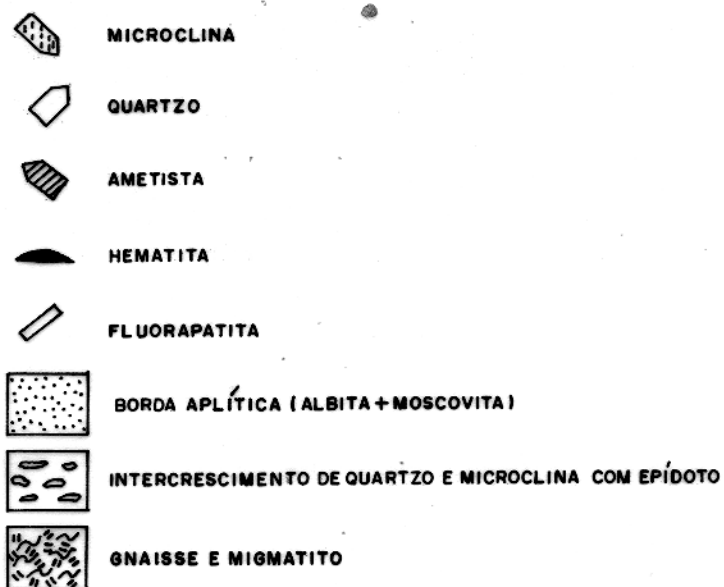
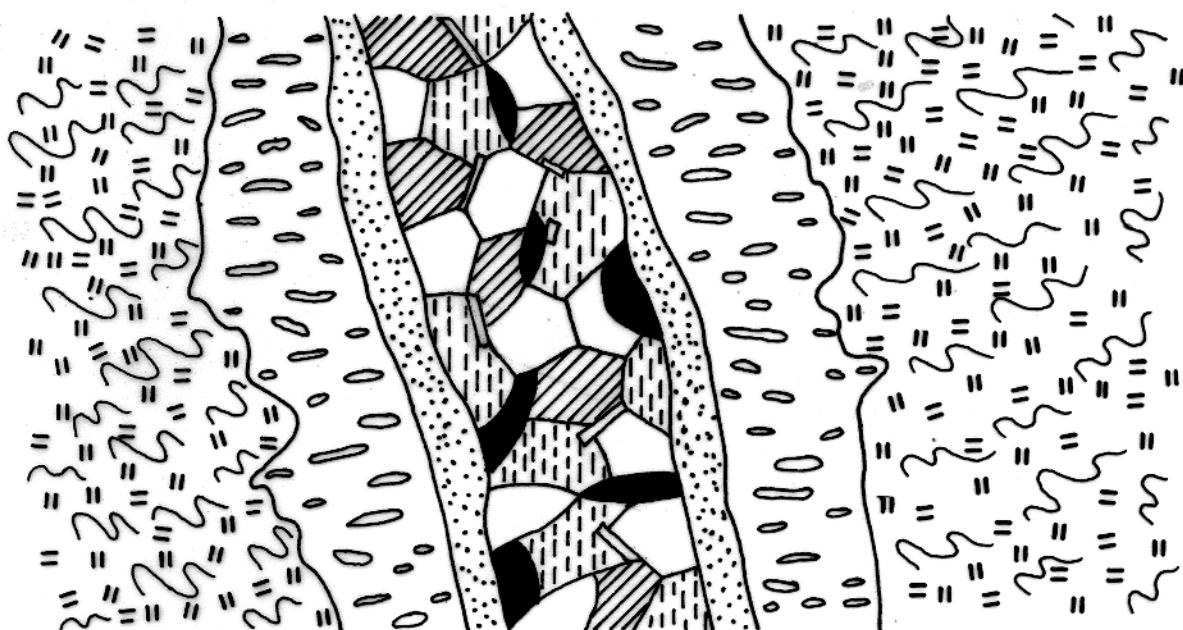


FIG. 43 - PEGMATITO COM AMETISTA, HEMATITA E FLUORAPATITA - Fazenda dos Paraibanos (representação esquemática).

tre a parte interna e a rocha encaixante, ocorre uma borda delgada de rocha com textura aplítica, composta essencialmente de albita e moscovita, com quartzo e clorita muito subordinados. Em volta dos veios a rocha encaixante é geralmente bastante feldspática chegando a conter cerca de 70% de feldspato e pode apresentar concentrações localizadas de epidoto que também forma as bordas de pequenos veios de quartzo associados. Acredita-se que a rocha encaixante tenha sido alterada por soluções hidrotermais que causaram fenômenos de feldspatização e epidotização. Na localidade chamada Garimpo, no km 4 da estrada Xambioá-Vanderlândia, ocorrem veios com ametista, semelhantes aos da Fazenda Paraibanos.

5.2.3 Veios Hidrotermais com Cristal de Rochas e Ametista (Fig. 44)

No km 6 da estrada Xambioá-Vanderlândia ocorrem veios hidrotermais e geodos encaixados em gnaisses e migmatitos do embasamento. São veios zonados de espessura decimétrica, onde a parte central é constituída de ametista e cristal de rocha bem formados e envolvidos em uma argila caulinitica plástica cinza, contendo pequenos cristais euédricos de quartzo, moscovita e diminutas partículas de clorita verde em menor quantidade. Os cristais se desenvolveram em direção ao interior dos veios, a partir de uma zona delgada de quartzo maciço que constitui as paredes internas dos veios. A parte interna é envolvida por uma zona formada exclusivamente de placas centimétricas de moscovita (Fig. 45) passando para uma zona externa exibindo um intercrescimento de albita e quartzo, às vezes com textura gráfica e concentrações locais de epidoto. Esta parte externa provavelmente é resultante da alteração hidrotermal da rocha encaixante que foi feldspatizada e epidotizada. Acredita-se que as soluções hidrotermais tardias afetaram o próprio veio provocando argilização da sua parte mais interna.

5.2.4 Veios de Quartzo Hidrotermais com Cristal de Rocha

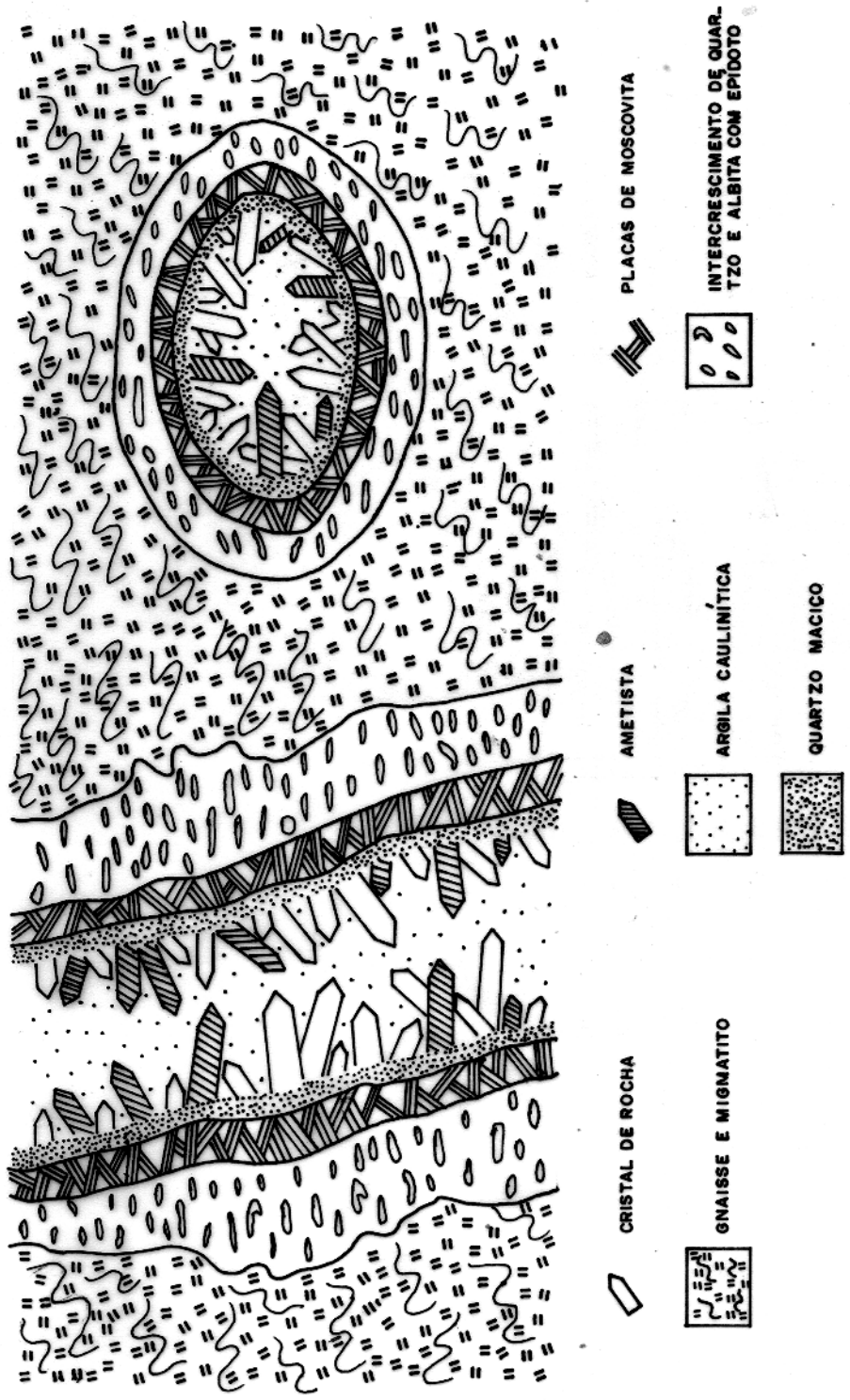


FIG. 44 - VEIO HIDROTHERMAL COM CRISTAL DE ROCHA E AMETISTA - Km 6 do estrada Xambio Vanderlândia (representação esquemática).



Figura 45 - Placas de moscovita da borda dos veios hidrotermais com ametista, no km 6 da estrada Xambioá - Vanderlândia (núcleo da estrutura de Xambioá)

Na região de Xambioá ocorrem veios de quartzo amplamente distribuídos, cortando todas as unidades litológicas, tanto dentro como fora da estrutura de Xambioá.

O cristal de rocha, em bolsões ou geodos nestes veios, foi intensamente explorado por garimpeiros, principalmente na Chapada, Água Branca e Pedra Branca, além de um grande número de garimpos menores, a maioria situando-se no exterior da braquianticlinal, encaixados em micaxistos e quartzitos do Grupo Estrondo. Destes veios já foram retirados cristais de quase 1 m de comprimento. Em veios cortando quartzitos da Formação Morro do Campo, ocorre turmalina preta em cristais centimétricos a decimétricos, incrustados no quartzo (Fig. 46). Pirita em pequenos cubos e rosetas e cristais prismáticos de rutilo ocorrem em veios encaixados em micaxistos da Formação Xambioá.

5.2.5 Veios com Titanita e Epídoto (Fig. 47)

Próximo ao povoado Chapada, 4 km a norte da estrutura de Xambioá, ocorrem veios com titanita, encaixados em anfibolitos constituídos de hornblenda, plagioclásio, biotita, titanita, epídoto e quartzo. São veios zonados de espessura decimétrica, cuja parte central é composta de quartzo com frequentes cristais aciculares de turmalina negra, podendo também se apresentar sob a forma de um intercrescimento de quartzo com cristais centimétricos e perfeitamente euédricos de albita, conferindo a rocha uma textura pegmatítica ou gráfica. O núcleo está envolvido por uma zona intermediária constituída por cristais milimétricos a centimétricos de albita, epídoto e titanita (Fig. 48). A zona de borda exibe uma granulação média a fina e apresenta nitidamente a foliação do anfibólito encaixante, sendo composta pelos mesmos minerais que a zona intermediária e localmente clorita marrom em pequenos cristais tabulares, observando-se uma distribuição alternada destes minerais segundo os planos de foliação.

Veios semelhantes, encaixados em anfibolitos, com

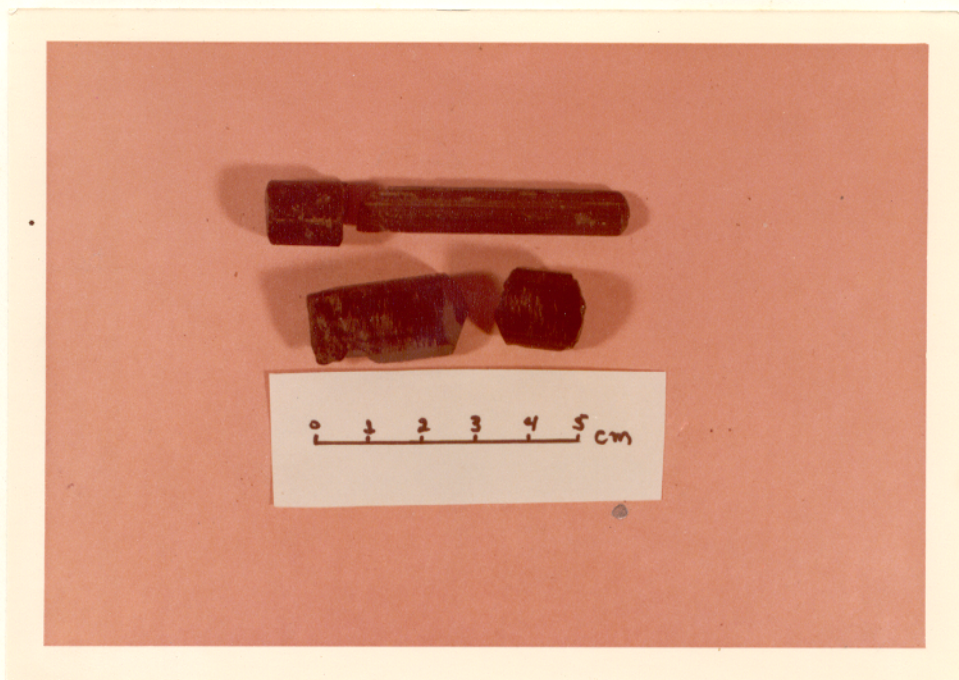
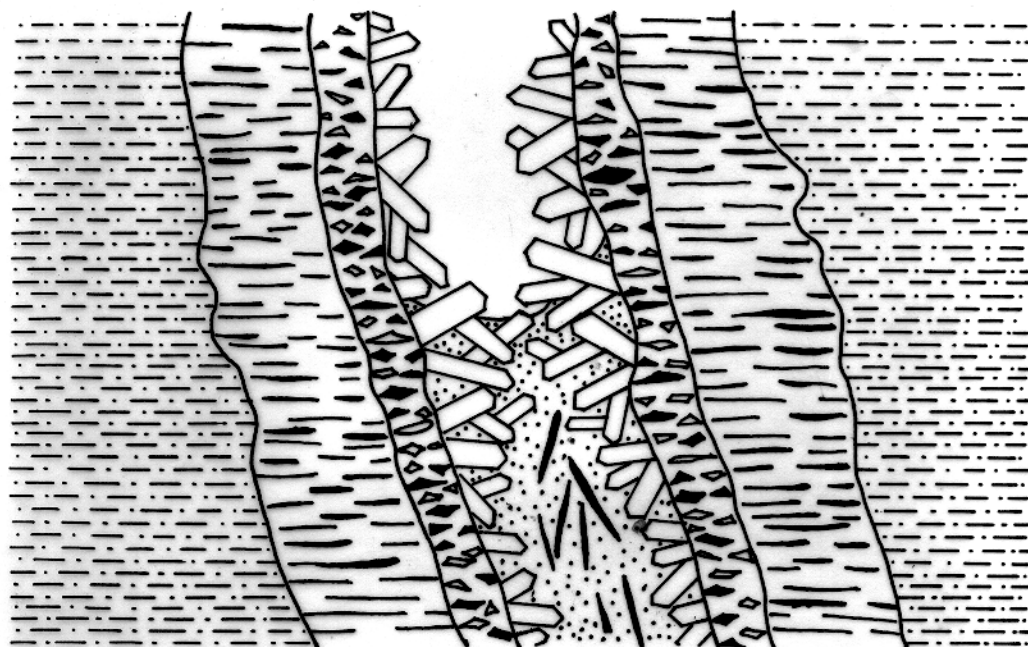


Figura 46 - Cristais prismáticos de turmalina preta dos veios de quartzo hidrotermais, que ocorrem nos quartzitos da estrutura de Xambioá (Formação Morro do Campo).



CRISTAIS EUÉDRICOS DE ALBITA



QUARTZO INTERSTICIAL, COM AGULHAS DE TURMALINA



ANFIBOLITO



INTERCRESCIMENTO DE ALBITA E CRISTAIS EUÉDRICOS DE TITANITA E EPÍDOTO



NÍVEIS DE EPÍDOTO E TITANITA E DE ALBITA INTERCRESCIDOS

FIG. 47 - VEIO COM TITANITA - Norte da Chapada (representação esquemática).

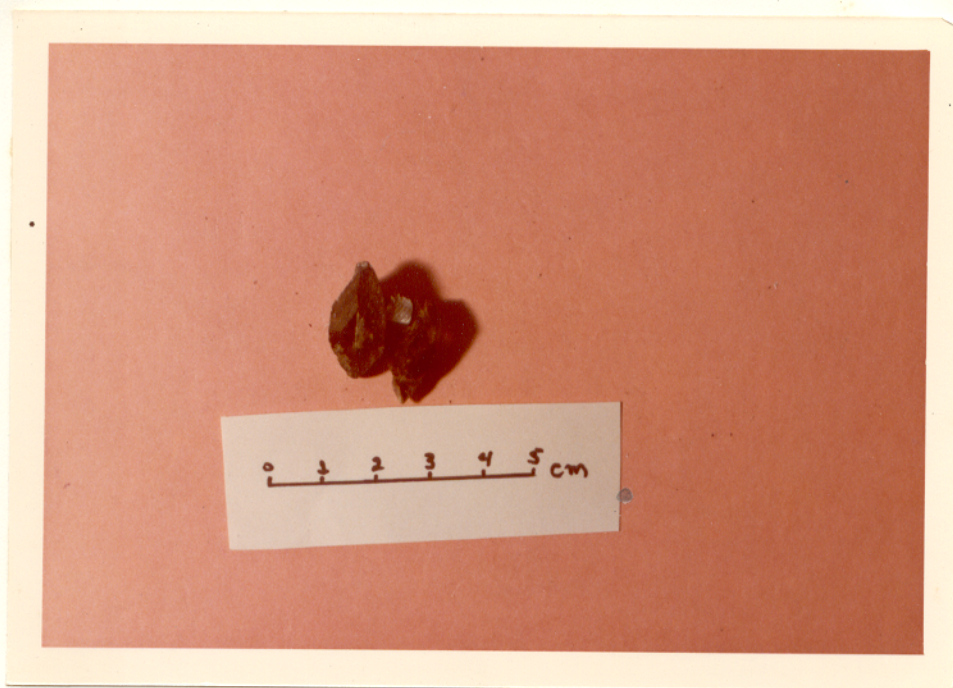


Figura 48 - Cristais de titanita da zona intermediária dos veios encaixados em anfibolitos da Formação Xambioá, à norte da Chapada.

cristais centimétricos de turmalina preta e epídoto e mais raramente titanita em cristais menores, ocorrem na borda norte da estrutura, a menos de 3 km de Xambioá.

Estes veios devem ter-se formado pela atuação de soluções hidrotermais que, alterando os anfibolitos, permitem a mobilização dos elementos presentes com uma recristalização posterior da albita, epídoto, titanita e turmalina em cristais maiores.

5.3 Aspectos Gerais dos Veios

Considerando as descrições anteriores, podem ser distinguidas as principais características seguintes para os diferentes veios presentes na região de Xambioá.

Distribuição Espacial

Um fato notável quanto a ocorrência dos veios mineralizados é a sua concentração de maneira grosseiramente zonada em torno das braquianticlinais de Xambioá e Lontra, ficando estes veios menos frequentes a medida que se afastam destas estruturas, até desaparecerem. Veios pegmatíticos e hidrotermais com ametista ocorrem no núcleo da estrutura de Xambioá; nos quartzitos desta estrutura existem somente veios de quartzo hidrotermais de alta temperatura, contendo turmalina; enfim, veios de quartzo hidrotermais de temperatura mais baixa, com pirita, ocorrem nos micaxistos da Formação Xambioá, mais afastados do centro da braquidobra. O pegmatito com monazita da Água Branca, na parte externa da estrutura desta distribuição, concêntrica. O magma residual pegmatítico pode ter escapado para a parte externa da braquidobra, formando esta ocorrência fora do esquema geral. Ela pode também ser o reflexo de um foco local, relacionado a um eventual corpo granítico não aflorante. A concentração e o zoneamento em torno da braquidobra, indicam um provável controle desta zona por uma anomalia térmica.

As dificuldades de observação detalhada dos afloramentos dos veios mineralizados em consequência do alto grau de alteração intempérica e a destruição parcial dos registros geológicos pelos garimpeiros, prejudicaram o estudo estrutural destes veios. Entretanto a existência de falhas e fraturas radiais observadas nos quartzitos da braquidobra de Xambioá, sugere um provável controle dos veios por estas estruturas. Parece haver nos veios, porém, uma certa preferência pela direção NW-SE, também reconhecível nos falhamentos que afetaram a braquidobra.

Particularidades Mineralógicas

Entre os minerais componentes dos veios destacam-se:

- aqueles de temperatura de formação nitidamente acima da temperatura das rochas metamórficas, como a monazita e a turmalina negra que segundo Fersmann (1931) se formam respectivamente entre 700-800°C e 600-700°C.

- Minerais ricos em elementos voláteis como o boro (turmalina) e o fluor (fluorapatita) que são indicativos de fluidos gasosos de temperatura relativamente alta.

- ocorrências restritas de pirita indicam a presença do S.

É notável também o enriquecimento nos veios de outros elementos químicos como o Ti na titanita e rutilo e o P na monazita e fluorapatita.

A coloração lilás da ametista, segundo Vedeneeva (1940), Bappu (1952) e Cohen (1956) (in Deer et alii, 1971), é determinada pela presença de ferro férrico como elemento traço no quartzo. A associação de hematita e ametista nos pegmatitos do núcleo da estrutura de Xambioá, indica que as soluções que formaram os veios com ametista continham certa quantidade de ferro. Este elemento teve provavelmente como origem, rochas enriquecidas em ferro presentes na área, como anfibolitos e magnetita xistos. O ferro destas rochas, após mobilização

pelas soluções, ter-se-ia depositado nos veios na forma de óxidos (hematita) e em traços junto com o quartzo, gerando a metista.

Textura dos Veios

É caracterizada de modo geral pelo zoneamento in terno e por cristais bem desenvolvidos e bem formados, na maioria dos veios. O zoneamento ocorre tanto nos veios pegmatíticos como nos hidrotermais. Ele é representado por zonas geralmente bem distintas, quer pela mineralogia quer pela tex tura. Os casos mais notáveis de crescimento de minerais são os geodos, com cristais euédricos decacentimétricos de ametista e cristal de rocha, indicando um ambiente favorável ao de senvolvimento dos cristais.

Alterações Hidrotermais Associadas

As soluções hidrotermais tardias não só formaram veios, como também provocaram processos de alteração nas ro chas encaixantes e nos veios pegmatíticos formados anteriormente. Os processos atuantes foram a caulinização (tanto to tal como parcial), a feldspatização (albitização) e a epidotização, este último com menor intensidade. A caulinização no pegmatito com monazita da Água Branca atingiu tanto o veio co mo a rocha encaixante, chegando a formar uma zona de caulim maciço de mais de um metro de largura ("advanced argillic zo ne"). A quantidade de feldspato, chegando em torno de 70-80% nos gnaisses e migmatitos encaixantes dos veios com ametista do núcleo da estrutura de Xambioá, indica intensa feldspatização sofrida por estas rochas.

5.4 Origem dos Veios

Os veios e geodos mineralizados da região de Xambioá se formaram indubitavelmente a partir de fluidos (líquidos e/ou gasosos). Entretanto a geração destes fluidos pelo

metamorfismo, como propuseram Barbosa et alii (1966) é pouco provável. As características gerais dos veios, como a composição mineralógica, textura, alterações hidrotermais associadas e até mesmo a distribuição espacial zonada, são mais compatíveis com uma origem magmática.

As soluções aquosas aquecidas liberadas pelo metamorfismo, lixivia a sílica e outros elementos móveis que por precipitação acabam formando veios de quartzo. Provavelmente alguns veios de quartzo com cristal de rocha da região de Xambioá são de origem metamórfica. No entanto, dificilmente veios zonados com cristais tão desenvolvidos e bem formados como os que ocorrem em Xambioá, seriam gerados pelo metamorfismo (Smirnov, 1976). Além disso a presença de elementos voláteis como o boro e fluor, e de minerais de alta temperatura como a monazita e turmalina, em cristais desenvolvidos, permite interpretar seguramente estes veios como de origem magmática. A presença de pirita também é compatível com processos magmáticos, embora não seja seguramente indicativa deste ambiente.

A associação física entre os veios e os migmatitos e o caráter provavelmente tardio de ambos em relação ao metamorfismo, sugere uma origem comum para eles. É bastante lógico supor que a fusão parcial dos gnaisses que formou os neossomas e pequenos corpos graníticos, deve ter sido mais intensa em profundidade, produzindo magma residual que formou verdadeiros pegmatitos e soluções residuais mais tardias que formaram veios hidrotermais e alteraram as rochas encaixantes e os próprios pegmatitos.

Portanto, propõe-se aqui que as mineralizações filonares são produtos residuais do magmatismo ácido tectônico reconhecido na região de Xambioá. Este magmatismo, cujos indícios no nível de erosão atual da região de Xambioá, são restritos, faz parte de um processo mais extenso, evidenciado de maneira mais conspícua nos plutons graníticos do Ramal do Lontra (Macambira e Kotschoubey, 1981), Rio Muricizal e Igarapé Jacaré Grande (Puty et alii, 1972) e da estrutura de Colméia (Costa, 1980).

5.5 Outras Ocorrências

Outras ocorrências minerais, não relacionadas a veios, foram encontradas na região de Xambioá. Foram distin guidos:

1. Ocorrências de Origem Metamórfica:

- Grafita: cristais tabulares, constituindo níveis milimétricos e centimétricos, acompanham a foliação de xistos grafitosos, nas bordas norte e sul da estrutura de Xambioá. São in ter cala ções locais na zona de transição entre os quartzitos da Formação Morro do Campo e os micaxistos da Formação Xambioá que devem provir de pelitos betuminosos.

- Talco: ocorre na forma de talco maciço, lamelar, às vezes fibroso, associado a clorita e actinolita, em talco xistos constituindo a borda dos pequenos corpos serpentiniticos, si tu ados no núcleo da estrutura de Xambioá e próximo à Serra das Andorinha-Martírios. Quantidade expressiva de talco xisto de pureza notável, forma uma pequena jazida no km 6 da estrada Xambioá-Vanderlândia.

2. Possível Ambiente Vulcano-Sedimentar:

No norte da estrutura de Xambioá foram registra das algumas ocorrências de anfibolitos intercalados nos mica xistos da Formação Xambioá. Em um destes corpos ocorrem pequenas lentes de "chert". Um pequeno corpo lenticular de magnetita xisto concordante com os micaxistos, também ocorre nesta re gi ão, próximo a Chapada. A magnetita ocorre associada ao talco, formando níveis milimétricos a centimétricos, paralelos a foliação. Os cristais de magnetita são granulares milimétricos, chegando a formar concentrações de magnetita praticamen te pura. A associação de magnetita xistos, anfibolito e "chert" sugere uma possível origem vulcano-sedimentar para o ferro e as lentes silicosas.

6 BRAQUIANTICLINAIS DA REGIÃO DE XAMBIOÁ

6.1 Origem das Estruturas

As estruturas de Xambioá, Chapada e Morro do Campo, na área em questão (Fig. 49), fazem parte de um conjunto de braquidobras reconhecidas na parte oriental da Faixa Araguaia, alinhadas segundo a direção geral N-S. Estruturas dômicas podem ser formadas basicamente de três maneiras: pela presença de alto do embasamento, por dobramentos cruzados e por diapirismo.

De acordo com os trabalhos de análise estrutural realizados na Faixa Araguaia (Abreu, 1978a e Costa, 1980), a caracterização das braquidobras como tardias, formadas na quarta fase de deformação (F_4), assim como a inexistência de dobramentos cruzados, desfavorecem as duas primeiras hipóteses. Estes dois autores sugerem o diapirismo granítico como fenômeno responsável pela formação das braquidobras, pelas seguintes razões:

1. maiores deformações na borda do núcleo gnáissico da estrutura de Colméia ao contato com os quartzitos (Costa, 1980).
2. falhamentos e fraturamentos radiais nos quartzitos da estrutura de Colméia (Costa, 1980).
3. ocorrências de pequenos corpos graníticos intrusivos na parte interna da braquidobra do Ramal do Lontra (Abreu, 1978a e Macambira e Kotschoubey, 1981) e na parte externa da estrutura de Colméia (Costa, 1980).

Segundo estes autores as braquidobras foram formadas por intrusões diapíricas de plutons graníticos que arquearam as camadas superiores (gnaisses, quartzitos e xistos), formando as braquianticlinais.

O diapirismo é um tipo de intrusão que provoca arqueamento de sua cobertura, originando estruturas dômicas (braquidobras). Para tal fenômeno ocorrer, o corpo intrusivo normalmente deve se encontrar no estado sólido ou semi-sólido.

Os processos diapíricos foram originalmente identificados nos domos salinos e posteriormente em intrusões ígneas como também em terrenos metamórficos em consequência de deformações plásticas.

Existem duas possibilidades para o diapirismo ígneo: intrusões no estado sólido de corpos graníticos mais antigos e intrusões magmáticas arqueando a cobertura.

Intrusões no estado sólido já foram reconhecidas e estudadas em algumas regiões no mundo, em particular na Suécia (Stephansson, 1975 e Lindh, 1977) e na Austrália (Stephansson e Johnson, 1976). São corpos graníticos do embasamento que subiram essencialmente por diferença de densidade e esforços tectônicos. Estudos experimentais de Ramberg (1970) e Barner et alii (1972) demonstraram a viabilidade física do diapirismo de corpos ígneos intrusivos no estado sólido.

Segundo Pitcher e Berger (1972) e Pitcher (1979), uma intrusão magmática arqueia a cobertura, formando estrutura dômica, somente em condições físicas muito particulares. Isto acontece no caso das intrusões forçadas ("forceful intrusion"), em que um magma muito viscoso e quase totalmente cristalizado ("crystal mush") intrude rochas de baixa rigidez, próximo à superfície. De acordo com trabalhos experimentais de Soula e Borrel (1980), os maciços plutônicos em forma de domo ou cogumelo são originados pela intrusão de um magma com mais de 70% de cristais, apresentando com a encaixante um baixo contraste de viscosidade. Intrusões de magma granítico com baixa porcentagem de sólidos e alto contraste de viscosidade com a rocha encaixante, normalmente não provocam intensas deformações nas rochas encaixantes, sendo geralmente do tipo permissivo ("permissive intrusion") em que o magma penetra espaços abertos ou regiões de fraqueza.

Estruturas dômicas situadas em terrenos metamórficos pré-cambrianos no nordeste da Groenlândia, foram explicadas por Wegman (1935) e Haller (1955) (in Loczy e Ladeira, 1976) como resultantes da subida diapírica da infra-estrutura migmatítica. Em consequência das condições elevadas de tempe

ratura e pressão, as rochas dos níveis inferiores tornam-se mais plásticas e móveis, penetrando na superestrutura mais rígida e de grau metamórfico mais baixo que se deforma originando dobras ou domos. Segundo Verhoogen et alii (1970), o embasamento cristalino pode ser parcialmente remobilizado pela deformação da infra-estrutura e subir juntamente com ela, penetrando na superestrutura.

O magmatismo ácido na Faixa Araguaia, a julgar pelas ocorrências de rochas graníticas conhecidas, foi bastante restrito. Considerando que o núcleo das braquianticlinais da Faixa Araguaia é predominantemente gnáissico-migmatítico, o diapirismo como processo formador destas estruturas torna-se uma hipótese muito especulativa, pois parte de uma premissa não demonstrada que é a existência de grandes plutons graníticos não aflorantes sob as estruturas. Além disso, considerar os corpos graníticos da Faixa Araguaia como diapíricos, significa enquadrá-los em um dos dois casos de diapirismo ígneo conhecidos. As idades em torno de 500-600 m.a. obtidas para estes granitos (Hassui et alii, 1980b e Macambira et alii, 1982), permitem seguramente descartar a hipótese de corpos graníticos mais antigos intrudidos no estado sólido. Por outro lado, a intrusão forçada, mecanismo de "emplacement" típico das intrusões magmáticas diapíricas, ainda não foi caracterizada nos corpos graníticos conhecidos da Faixa Araguaia.

As dobras da Faixa Araguaia apresentam indubitavelmente evidências favoráveis ao diapirismo. Na estrutura de Xambioá também foram observadas as fraturas radiais e a maior deformação na borda do núcleo gnáissico, inclusive com efeitos de cisalhamento, e tudo indica que a situação das outras estruturas é semelhante. Entretanto, o diapirismo granítico proposto por Abreu (1978a) e Costa (1980), carece de evidências concretas no estado atual de conhecimento da Faixa Araguaia.

Parece mais seguro considerar as estruturas como domos gnáissicos representando individualmente anomalias térmicas (domos termais) e conjuntamente um eixo térmico de

direção geral N-S, situado na borda oriental da Faixa Ara-
guaia.

Em consequência da provável anomalia térmica, os gnaisses do núcleo da estrutura de Xambioá, embora pertencentes ao embasamento, foram remobilizados pela tectogênese da Faixa Araguaia, chegando a fundir parcialmente. As feições geológicas observadas parecem mais compatíveis com a hipótese da origem da estrutura a partir do diapirismo gnáissico, causado por deformações metamórficas. Sugere-se aqui portanto, que em consequência da remobilização do embasamento, ele tornou-se plástico, móvel e menos denso, penetrando diapiricamente nas rochas superiores, gerando, assim, as braquidobras. Embora o magma resultante da fusão parcial dos gnaisses tenha sido restrito, formando apenas migmatitos de injeção e pequenos corpos graníticos, ele teve provavelmente uma participação importante no processo diapírico, como lubrificante na subida do gnaisse.

Domos gnáissicos diapíricos já foram caracterizados em algumas regiões, como por exemplo no gnaisse pré-cambriano de Baltimore, em Maryland/EUA (Olsen, 1977) e no gnaisse cretáceo de Okanogan, em Washington/EUA (Fox et alii, 1976). Estes dois domos gnáissicos são muito semelhantes às braquidobras da Faixa Araguaia. No entanto, a cobertura destas duas estruturas é constituída somente por metassedimentos pelíticos, faltando o pacote de quartzitos existente nos domos da Faixa Araguaia, entre os gnaisses e os metapelitos.

6.2 Relações entre as Braquidobras e a Tectogênese

Um aspecto importante relacionado às braquidobras é o relacionamento entre o diapirismo e a tectogênese. Hasui et alii (1980b), Costa (1980) e Hasui et alii (1981) consideraram dois eventos termo-tectônicos na Faixa Araguaia. O primeiro teria sido responsável pelo metamorfismo durante o Ciclo Uraquano e o segundo pela formação das braquidobras e das intrusões graníticas, durante o Ciclo Brasileiro.

A idade do metamorfismo da Faixa Araguaia ainda é duvidosa, existindo datações indicando o Ciclo Uraquano (Hau sui et alii, 1980b) e outras o Ciclo Brasileiro (Sá et alii, 1980 e Macambira et alii, 1982). No entanto qualquer que seja a idade do metamorfismo, propõe-se aqui apenas um ciclo termo-tectônico na Faixa Araguaia. Parece mais provável que o metamorfismo, as braquidobras, os neossomas não metamorfisados dos migmatitos e os pequenos corpos graníticos, estejam relacionados ao mesmo ciclo termo-tectônico.

A fusão parcial ocorreu no clímax do metamorfismo e o alojamento e a cristalização do magma, formando os migmatitos e os pequenos corpos graníticos, se deu em seguida, no final ou logo após o metamorfismo, juntamente com o diapirismo do embasamento e a formação da braquianticlinal. Granitos tardi-tectônicos e pós-tectônicos gerados desta maneira são muito comuns em faixas orogênicas (Turner, 1968 e Carmichael et alii, 1974).

Se realmente tivessem ocorrido dois ciclos termo-tectônicos na Faixa Araguaia e os granitos e as braquidobras fossem produtos de um ciclo tardio e independente, este deveria ter sido mais intenso que o primeiro responsável pelo metamorfismo, pois a energia foi suficiente para formar braquidobras e magma granítico. Se houve fusão para formar os granitos, a temperatura deve ter atingido pelo menos 600-700°, condições extremas que parecem não ter ocorrido no primeiro ciclo, já que este ter-se-ia restringido ao metamorfismo. Nestas condições seriam esperados outros registros deste segundo evento, como por exemplo deformações intensas e um segundo metamorfismo superimposto, a menos que este evento tenha se manifestado como uma reativação não vinculada a tectogênese. Neste caso, os granitos seriam anarogênicos, o que evidentemente não é o caso, já que são foliados, tipicamente tardi-tectônicos. Admitindo-se uma segunda tectogênese, seria difícil registrar geocronologicamente o primeiro ciclo, por causa do forte rejuvenescimento imposto pelo segundo, tendo sido a faixa de temperatura atingida pelo último suficiente para abrir o sistema Rb-Sr.

Embora haja dúvida quanto à idade do metamorfismo da faixa Araguaia, a idade brasileira dos granitos parece indiscutível (Hasui et alii, 1980; Sá et alii, 1980 e Macambira et alii, 1982). Considerando o modelo unicíclico aqui proposto, incluindo granitos tardi-tectônicos, prefere-se optar, no momento, por uma idade também brasileira para o metamorfismo, até que surjam dados mais definitivos. As idades em torno de 560-590 m.a. para o metamorfismo, obtidas respectivamente por Sá et alii (1980) e Macambira et alii (1982), combinam muito bem, de acordo com o modelo apresentado, com as idades em torno de 500 m.a. para o granito tardi-tectônico do Ramal do Lontra, obtida por Macambira et alii (1982).

6.3 Falhamentos Pós-tectônicos e a Direção da Estrutura de Xambioá

Logo após a tectogênese da Faixa Araguaia ocorreram falhamentos causados por relaxamento dos esforços. O Lineamento Iriti-Martírios e o sistema de falhamentos transcorrentes situado entre as estruturas de Xambioá e Lontra são falhamentos pós-tectônicos na área em questão (Fig. 49).

As observações geológicas indicam que a direção aproximadamente E-W do eixo maior da braquidobra de Xambioá, distoando com a direção N-S dos eixos das outras estruturas da Faixa Araguaia, pôde ter sido consequência de um jogo de blocos dos dois sistemas de falhas citadas, acompanhado por rotação de alguns deles. A forte inflexão para NW apresentada pela Serra das Andorinhas-Martírios ao norte do Rio Araguaia, teria sido causada por uma rotação relacionada ao Lineamento Iriti-Martírios, afetando o bloco Xambioá que também parece ter girado para oeste, mergulhando sob o bloco do Lontra.

7 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA E CONCLUSÕES

Com base nos dados e resultados apresentados, propõe-se a seguinte evolução geológica em quatro etapas, para a região de Xambioá (Fig. 50).

1. Subsidência, sedimentação e magmatismo básico-ultra básico pré-tectônico:

Em consequência da regeneração ocorrida possivelmente no início do Proterozóico Superior (?), a margem oriental do Cráton Amazônico, representada pelo Complexo Colméia (ortognaisses trondhjêmíticos), sofreu subsidência, com individualização progressiva de uma calha tectônica e deposição de uma sequência pelítica-psamítica. Inicialmente o mar era raso, possivelmente com terras emersas, onde depositaram-se sedimentos psamíticos (arenitos e conglomerados) de continuidade irregular e espessura variável, com intercalações de pelitos. Com o aumento da profundidade da calha, seguiu-se a deposição de uma sequência pelítica (argilitos e siltitos), concordante à primeira, com intercalações localizadas de carbonatos. Finalmente depositaram-se grauvascas, possivelmente originadas por correntes de turbidez, relacionadas a um período de aceleração da subsidência. Atividades magmáticas básicas e ultrabásicas restritas, contemporâneas à sedimentação, originaram pequenos derrames de basalto e/ou diques de composição toleítica, assim como diminutos corpos gabróticos e ultramáficos intrusivos que se instalaram na sequência sedimentar e no embasamento.

2. Tectogênese:

Em seguida, ainda no Proterozóico Superior (?) toda a sequência foi deformada e metamorfisada. Na primeira fase de deformação (F_1) ocorreram dobramentos intrafoliais da estratificação (S_0) das camadas sedimentares e a formação da xistosidade plano-axial (S_1), representada pela orientação das micas e leitos quartzo-feldspáticos. O metamorfismo começou nesta fase com a cristalização do quartzo, biotita, mosco

ERA	CICLO		
PROTEROZOICO SUPERIOR	BRASILIANO (?)	<p>QUARTA ETAPA</p> <p>EROSÃO MAGMATISMO BÁSICO PÓS-TECTÔNICO (INTRUSÕES GABRÓICAS).</p> <p>F₅-FALHAMENTOS PÓS-TECTÔNICOS. RELAXAMENTO DOS ESFORÇOS</p>	
		<p>TERCEIRA ETAPA</p> <p>VEIOS MINERALIZADOS { VEIOS HIDROTÉRMICOS PEGMATITOS</p> <p>F₄-FORMAÇÃO DAS BRAQUIANTICLINAS. DIAPIRISMO E MIGMATIZAÇÃO DO EMBASAMENTO.</p>	
		<p>SEGUNDA ETAPA - Tectogênese</p> <p>FORMAÇÃO DO GRUPO ESTRONDO. RESFRIAMENTO DO PACOTE METASSEDIMENTAR.</p> <p>F₃-CRENULAÇÃO DA XISTOSIDADE. FUSÃO PARCIAL. CLIMAX DO METAMORFISMO.</p> <p>F₂-DOBRAMENTOS DA XISTOSIDADE.</p> <p>F₁-XISTOSIDADE (S₁). INÍCIO DO METAMORFISMO.</p>	
		<p>PRIMEIRA ETAPA</p> <p>SUBSIDÊNCIA, SEDIMENTAÇÃO PELÍTICA - PSAMÍTICA E MAGMATISMO BÁSICO - ULTRABÁSICO PRÉ-TECTÔNICO.</p>	
PROT. INF.	TRAN-SAM.	<p>EMBASAMENTO - ORTOGNAISSES TRONDHJEMÍTICOS DO NÚCLEO DA ESTRUTURA DE XAMBIOÁ (COMPLEXO COLMEIA).</p>	

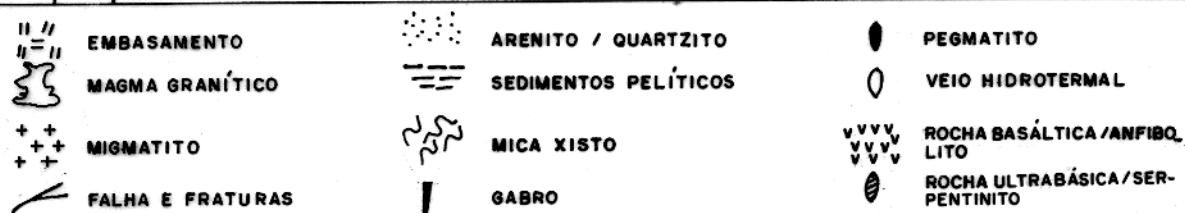


FIG. 50 - Quadro da evolução geológica da região de Xambioá.

vita, clorita, plagioclásio e porfiroblastos precoces de grnada.

Posteriormente (F_2) a xistosidade foi dobrada, segundo um padrão holomórfico, com vergência para oeste. Nesta fase o metamorfismo atingiu o clímax, com a cristalização da estauroлита e cianita. Continuou a cristalizar a granada, enquanto que os cristais precoces deste mineral foram rotacionados. Falhamentos de empurrão resultantes de esforços compressivos de leste para oeste, ocorreram nesta fase, como por exemplo as falhas da Serra das Andorinhas Martírios. Nos niveis inferiores o embasamento foi afetado pelo metamorfismo e pelas deformações, chegando a fundir parcialmente na região das braquidobras, em consequência da temperatura mais elevada nestas zonas (domos termais).

Em seguida (F_3), a xistosidade foi crenulada nas sequências plásticas, chegando a transpor, formando clivagem de crenulação (S_3). Nesta fase cristalizou uma segunda geração de moscovita, biotita e clorita associadas às clivagens de crenulação, juntamente com o plagioclásio e o quartzo que continuaram a cristalizar, já durante o processo de resfriamento do pacote metassedimentar.

O metamorfismo que atuou na área foi do tipo barroviiano (pressão média a alta) e de intensidade variável no tempo e no espaço. O grau metamórfico varia da facies xisto verde até a facies anfíbolito observável em torno da braquidobra de Xambioá.

A formação do Grupo Estrondo se completou com o metamorfismo de toda a sequência.

3. Diapirismo, magmatismo ácido tardi-tectônico e veios mineralizados;

A remobilização e deformação dos gnaisses, ocorrida no clímax do metamorfismo, causaram a subida diapírica do embasamento, no final ou logo após o metamorfismo. O diapirismo provocou arqueamento da cobertura assim como falhamentos e fraturamentos radiais nos quartzitos, formando as braquidobras de Xambioá, Chapada e Morro do Campo. Concomitan

temente o magma granítico, formado pela fusão parcial dos gnaisses, penetrou nas rochas dos níveis superiores do embasamento, cristalizando como neossomas de migmatitos de injeção e diminutos corpos graníticos no núcleo da braquianticlinial de Xambioá.

A diferenciação do magma granítico originou magmas e soluções residuais que se alojaram a partir do núcleo da estrutura de Xambioá, de maneira grosseiramente zonada, controlada pela termicidade da região e provavelmente também pelas falhas e fraturas radiais. Formaram-se inicialmente pegmatitos com monazita e ametista. Os pegmatitos com ametista se restringiram ao núcleo da estrutura de Xambioá, foco do magmatismo, enquanto que o pegmatito com monazita de Água Branca escapou para a parte externa da estrutura e se alojou nos micaxistos da Formação Xambioá. Em seguida, soluções hidrotermais originaram veios e provocaram alterações nas rochas encaixantes e nos pegmatitos, como a caulínização, feldspatização e epidotização. No núcleo da estrutura, juntamente com os pegmatitos, formaram-se veios hidrotermais com ametista. Nos quartzitos da estrutura de Xambioá se instalaram somente veios hidrotermais de alta temperatura, com turmalina e cristal de rocha. Os veios hidrotermais de temperatura mais baixa, contendo pirita, rutilo e cristal de rocha se alojaram nos micaxistos da Formação Xambioá, mais afastados da braquidobra.

4. Falhamentos finais e magmatismo básicos pós-tectônico:

Após a formação das braquidobras, ocorreram diversos falhamentos causados pelo relaxamento dos esforços. São falhamentos de grande porte, como o Lineamento Iriti-Martírios e o sistema de falhamentos transcorrentes entre as estruturas de Xambioá e Lontra, que provavelmente deslocaram a posição original da estrutura de Xambioá, com um giro de quase 90° para oeste.

Pequenas intrusões gabróides pós-tectônicas do

final do Proterozóico Superior ou do Paleozóico (?) cortam as rochas do núcleo da estrutura de Rambioá.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. - 1978a - Estratigrafia e Evolução Estrutural do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. Tese de Mestrado, NCGG/UFPa, Belém. 90 p.
- ABREU, F.A.M. - 1978b - O Super Grupo Baixo Araguaia. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Recife. v. 2 p. 539-545.
- ABREU, F.A.M.; HASUI, Y. - 1978 - Evolução Estrutural do Super Grupo Baixo Araguaia. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Recife. v. 1, p. 257-269.
- ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R.; FARIA, JR, L.E.C. - 1978 - Projeto Xambioá-Vanderlândia. Belém. DNPM/UFPa, 83 p.
- ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R.; HASUI, Y. - 1980 - Evolução do Grupo Estrondo na Região de Xambioá-GO. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú-SC, v. 5. p. 2533-2556.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. DNPM/Divisão de Geologia e Mineralogia. Bol. 241. 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1974 - Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In: XXVIII Congresso Brasileira de Geologia. Simpósio de Geologia Regional. Porto Alegre. v. 4. p. 09-17.
- AMARAL, G. - 1974 - Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência. Instituto de Geologia/USP. São Paulo, 212 p.
- ARTH, G.H. and HANSON, G.N. - 1975 - Geochemistry and origin of the early precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 39: 325-362.
- BARBOSA, O.; RAMOS, L.R.A.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R. - 1966 - Geologia Estratigráfica Estrutural e Econômica da Área do Projeto Araguaia. DNPM/Divisão de Geologia e Mineralogia, 95 p. (Monogr. 19).
- BARKER, F. - 1979 - Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin, In: Barker, F. - Trondhjemites, Dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier. p. 1-12. Developments in

Petrology, 6.

- BARKER, F.; MILLARD JR, H.T.; LIPMAN, P.W. - 1979 - Four low-k siliceous rocks of the western USA. In: Barker, F. - Trondhjemites, Dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier, p. 415-433. Developments in Petrology, 6.
- BERNER, H.; HAMBERG, H and STEPHANSSON, O - 1972 - Diapirism in theory and Experiment. Tectonophysics, 15: 197-212.
- BOAVENTURA, R.S. - 1974 - Geomorfologia das Folhas SB-22, Araguaia e parte da SC-22, Tocantins. In: Projeto Radam. Rio de Janeiro, DNPM, v. 4.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1974 - Igneous Petrology. New York, Mc Graw-Hill, 739 p.
- COLEMAN, R.G. and DONATO, M.M. - 1979 - Oceanic Plagiogranite Revisited. In: Barker, F. - Trondhjemites, Dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier, p. 149-168. Developments in Petrology, 6.
- COLLERSON, K.D. and BRIDGWATER, D. - 1979 - Metamorphic Development of early Archean Tonalitic and Trondhjemitic gnaisses: Saglek Area, Labrador. In: Barker, F. - Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam, Elsevier p. 205-273. Developments in Petrology, 6.
- CONDIE, K.C. - 1967 - Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. Geochimica et Cosmochimica Acta. 31: 2135-2149.
- COSTA, J.B.S. - 1980 - Evolução Geológica da Região de Colméia-Goiás. Tese de Mestrado. NCGG/UFPa, Belém. 78 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J. - 1971 - Rock-Forming Minerals, Framework silicates. London, Longman Group. v. 4
- FERSMANN, A.E. - 1931 - Les Pegmatites, leur importance Scientifique et pratique. trad. Univ. Lonvain [Bruxelas]. Univ. Lonvain. Tome 3. Original Russo.
- FLODY, P.A. and WINCHESTER, J.A. - 1975 - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters. 27: 211-218.

- FOX, JR., K.R.; RINEHART, C.D.; ENGELS, J.C. and STERN, T.W. - 1976 - Age of emplacement of the Okanogan gneiss dome, north-central Washington. Geological Society of American Bulletin. 87: 1217-1224.
- GORAYEB, P.S.S. - 1981 - Evolução Geológica da Região de Araguaçema-Pequizeiro. Goiás-Brasil. Tese de Mestrado. NCGG/UFPa. Belém. 100 p.
- GUERREIRO, M.G.S & SILVA, J.M.R. - 1976 - Projeto Guarai-Conceição. Belém, DNPM/UFPa. 50 p.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. - 1975 - Idades Potássio-Argônio do Pré-cambriano da Região Centro-Norte do Brasil. Bol. IG 6:77-83.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. - 1977 - Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro-Norte do Brasil. Bol. IG. 8:107-118.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. e ABREU, F.A.M. - 1980a - Evolução Estrutural da Região de Colméia-GO. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú-SC. v. 5, p. 2648-2658.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F. e KAWASHITA, K. - 1980b - Idades Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú-SC. v. 5, p. 2659-2676.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; COSTA, J.B.S. e SILVA, J.M.R. - 1981 - A Faixa de Dobramentos Araguaia - Estado de Conhecimento. In: 1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. p. 177-194.
- KEGEL, W. - 1965 - A Estrutura Geológica do Nordeste do Brasil. DNPM/Divisão de Geologia e Mineralogia. Bol. 227. 47 p.
- LINDH, A. - 1977 - The Blomskog granite - A possible Diapiric Structure. Precambrian Research. 5: 261-262.
- LOCZY, L. e LADEIRA, E.A. - 1976 - Geologia Estrutural e Introdução a Geotectônica. São Paulo. Edgard Blucher, 528 p.
- MACAMBIRA, J.B. & KOTSCHOUBEY, B. - 1981 - O Magmatismo Ácido na Região da Braquianticlinal do Lontra-GO. In: 1º Simpósio de

Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. p. 555-564.

MACAMBIRA, J.B.; SOUZA, A.C.; KAWASHITA, K. - 1982 - Geocronologia na Braquianticlinal de Lontra-Goiás. In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador. Resumos e Breves Comunicações. Bol. nº 2, p. 12.

MALPAS, J. - 1979 - The contrasting trondhjemite association from transported ophiolites in Western Newfoundland: Initial Report. In: Barker, F.-Trondhjemites, Dacites and Related rocks. Amsterdam. Elsevier. p. 415-433. Developments in Petrology. 6

McGREGOR, V.R. - 1979 - Archean gray gnaisses and the origin of continental crust; Evidence the godthab Region, west Greenland. In: Barker, F.-Trondhjemites, Dacites and related rocks. Amsterdam. Elsevier. p. 169-204. Developments in Petrology. 6.

MEYER, C.; HEMLEY, J.J. - 1967 - Wall rock Alteration. In: Barnes, H.L. - Geochemistry of Hydrothermal Deposits. New York, Rinehart & Winston. p. 166-235.

MIYASHIRO, A. - 1975 - Metamorphism and Metamorphic Belts. London, George Allen & Unwin. 492 p.

MONTALVÃO, R.M.G. - 1978 - Litoestratigrafia do Grupo Araxá (Grupo Estrondo) e Grupo Tocantins. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Recife. v. 2 p. 649-660.

MORAES REGO, L.F. - 1933 - Notas geográficas e geológicas sobre o Rio Tocantins. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi. 9: 272-288.

OLSEN, N.S. - 1977 - Origin of the Baltimore gneiss Migmatites at Piney Creek, Maryland. Geological Society of America Bulletin. 88: 1089-1101.

PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. Journal of geological Society of London, 136: 627-662.

PITCHER, W.S. and BERGER, A.R. - 1972 - The geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing. Regional geology Series. New York, John Wiley & sons. 435 p.

PUTY, C.O.F.; MARTINS, R.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; CARREIRA, J.M.; SILVA, G.H.; NEVES, A.P.; GIFFONI, L.E.; LOURENÇO, R.S.; FRIZZO,

- S.J. - 1972 - Projeto Marabá. Folha Xambioá. Belém, DNPM/CPRM. v. III.
- RAMBERG, H. - 1970 - Model Studies in relation to intrusion of Plutonic Bodies. In: Newall, G, and Rast, N. - Mechanism of Igneous Intrusion. Liverpool, Gallery Press. p. 261-286.
- SÁ, J.H.S.; CORDANI, V.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Geocronológicas do Norte da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú-SC. Resumos. Bol. nº 2. p. 401.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.L.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia das Folhas SB-22, Araguaia e parte da SC-22, Tocantins. In: Projeto Radam, Rio de Janeiro, DNPM. v. 4.
- SILVA, J.M.R. - 1980 - Metamorfismo das Rochas Pelíticas do Segmento Setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia. Tese de Mestrado. NCGG/UFPa. Belém. 48 p.
- SILVA, J.M.R.; HASUI, Y. - 1978 - Evolução Metamórfica do Super Grupo Baixo Araguaia. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Recife v. 1. p. 435-443.
- SMIRNOV, V.I. - 1976 - Geology of mineral Deposits. Moscou. Mir. Publisher. 520 p.
- SOULA, J.C. et BORREL, A. - 1980 - Controle de la densité et de la viscosité sur la mise en place des intrusions plutoniques: signification de forme et de la structure des massifs granitoides. 8e RAST. Marseille. Résumé, p. 328.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic textures. Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- STANTON, R.L. - 1972 - Ore Petrology. New York, McGraw-Hill. 713 p. International Series in the Earth and Planetary Sciences.
- STEPHANSSON, O. - 1975 - Polydiapirism of granitic rocks in the Svecofennian of Central Sweden. Precambrian Research. 2; 189-214.
- STEPHANSSON, O. and JOHNSON, K. - 1976 - Granite Diapirism in the Rum Jungle Area, Northern Australia. Precambrian Research

3: 159-185.

- TROW, R.A.J.; VAZ, L.F.; SLONGO, T.T.; NAKASATO, N. - 1976 - Geologia da Região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: XXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte. Resumos p. 18.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic Petrology; mineral and Field aspects. New York, McGraw-Hill. 403 p.
- VERHOOGEN, J.; TURNER, F.J.; WEISS, L.E.; WAHRHAFIG, C. and FYFE W.S. - 1970 - The Earth, an Introduction to physical geology. New York, Rinehart & Winston. 748 p.
- WEDEPOHL, K.H. - 1969a - Composition and abundance of common Igneous rocks. In: Wedepohl, K.H - Handbook of geochemistry. Berlin, Springer-Verlag. v. 1 p. 227-249.
- WEDEPOHL, K.H. - 1969b - Composition and abundance of common se dimentary rocks, In: Wedepohl, R.H. - Handbook of geochemistry. Berlin, Springer-Verlag. v.1 p. 250-271.
- WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 4 ed. New York, Springer-Verlag. 334 p.