

Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOLOGIA ESTRUTURAL DO CINTURÃO ARAGUAIA E AO LONGO DA SEÇÃO
COMPREENDIDA ENTRE AS CIDADES DE MARABÁ E APINAGÉS.**

TESE APRESENTADA POR

JAIRO BEZERRA DE LIMA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA

Data de Aprovação 05 / 08 / 94

Comitê de Tese:


.....
JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)


.....
FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU


.....
PETER CHRISTIAN HACKSPACHER

BELÉM

UFPA - CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
BIBLIOTECA

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARA (UFPA).
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS.
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS.

Tese: "GEOLOGIA ESTRUTURAL DO CINTURÃO
ARAGUAIA AO LONGO DA SEÇÃO
COMPREENDIDA ENTRE AS CIDADES DE
MARABÁ E APINAGÉS"

Autor : JAIRO BEZERRA DE LIMA

Orientador: JOÃO BATISTA SENA COSTA

Belém
1994

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho. De modo especial agradeço as seguintes pessoas e entidades:

- Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo apoio humano, material e financeiro, garantindo a realização integral desta tese;

- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pela concessão de bolsa de estudo no período de realização deste trabalho;

- Ao Prof.Dr. João Batista Sena Costa pela amizade e orientação fornecida;

- A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), pelo apoio logístico na segunda etapa de campo;

- Ao Prof.Dr. Jean Michel Legrand da Universidade Federal do Rio Grande do Norte pelas proveitosas discussões durante o tratamento dos dados referentes ao metamorfismo;

- Aos colegas do Curso de Pós-Graduação pelo companheirismo e apoio dedicado durante a realização da tese;

- A minha família pelo afeto e apoio sempre dedicados.

SUMARIO

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO.....	01
ABSTRACT.....	03
1- INTRODUÇÃO	05
1.1- APRESENTAÇÃO E FINALIDADES	05
1.2- LOCALIZAÇÃO E ACESSO	06
1.3- METODOLOGIA	08
1.4- ATIVIDADES DESENVOLVIDAS	09
2- GEOLOGIA REGIONAL	11
2.1- INTRODUÇÃO	11
2.2- ESTRATIGRAFIA	15
2.2.1- Complexo Xingu	16
2.2.2- Complexo Goiano	16
2.2.3- Complexo Colméia	17
2.2.4- Grupo Natividade	17
2.2.5- Suíte Ipueiras	17
2.2.6- Formação Gorotire e o Grupo Tucuruí	18
2.2.7- Supergrupo Baixo Araguaia	18
2.2.7.1- Grupo Estrôndo	19
2.2.7.2- Grupo Tocantins	19
2.2.8- Formação Pedra de Fogo	20
2.3- ESTRUTURAS	20
2.4- METAMORFISMO	21
2.5- GEOCRONOLOGIA	22
2.6- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	24

2.6.1-	Arqueano	24
2.6.2-	Proterozóico Inferior	24
2.6.3-	Proterozóico Médio	25
2.6.4-	Proterozóico Superior-Eopaleozóico	25
3-	GEOLOGIA DA ÁREA	26
3.1-	INTRODUÇÃO	26
3.2-	GRUPO TOCANTINS	27
3.2.1-	Metagrauvas	28
3.2.1.1-	Metagrauva microbandada incipientemente	28
3.2.1.2-	Metagrauva microbandada	30
3.2.2-	Metamicroconglomerados	33
3.2.3-	Metapelitos	36
3.2.4-	Quartzitos	38
3.2.5-	Filitos	39
3.2.6-	Quartzo-sericita-clorita xistos	41
3.3-	FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	43
4-	GEOLOGIA ESTRUTURAL	51
4.1-	INTRODUÇÃO	51
4.2-	MACROESTRUTURAS	51
4.2.1-	" Pop-up "	51
4.2.2-	Megadobra em bafnha	52
4.2.3-	Zonas de cisalhamento	57
4.3-	MESOESTRUTURAS	59
4.3.1-	Estruturas planares	60
4.3.1.1-	Foliação	60
4.3.1.1.1-	Bandamento composicional/tectônico	60
4.3.1.1.2-	Xistosidade	61

4.3.1.1.3-	Clivagem de crenulação	62
4.3.2-	Estruturas lineares.	62
4.3.2.1-	Lineação de intersecção	63
4.3.2.2-	Lineação de estiramento	63
4.3.3-	Dobras	64
4.3.4-	Juntas e Falhas	65
4.4-	MICROESTRUTURAS.	66
4.4.1-	Clivagem de crenulação	66
4.4.1.1-	Clivagem de crenulação conjugada	66
4.4.1.2-	Clivagem de crenulação diferenciada.	68
4.4.1.3-	Clivagem de crenulação budinada.	68
4.4.2-	Microestruturas do quartzo associadas aos	
	cavalgamentos	73
4.4.2.1-	Descontinuidades intergranulares	73
4.4.2.2-	Microestruturas de porfiroclastos.	74
4.4.2.3-	Recristalização.	75
4.4.3-	Redução nos tamanhos dos grãos detríticos.	76
4.4.4-	Estruturas S-C	76
4.4.5-	Microfalhas.	76
4.4.6-	Microestruturas ligadas aos movimentos	
	transcorrentes	76
5-	QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO	82
5.1-	INTRODUÇÃO	82
5.2-	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	83
5.2.1-	Análise bidimensional	83
5.2.2-	Análise tridimensional	85

6- METAMORFISMO	87
6.1- INTRODUÇÃO	87
6.2- PARAGÊNESES MINERAIS	87
6.3- REAÇÕES METAMÓRFICAS	91
7- EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA	94
8- CONSIDERAÇÕES FINAIS	96
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	98
ANEXOS.....	107

1- INTRODUÇÃO

1.1- APRESENTAÇÃO E FINALIDADES.

O presente trabalho faz parte de um programa de pesquisa estabelecido dentro do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, através do projeto "Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia", financiado pela FINEP, que, nos últimos anos, recebeu o apoio da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-PA). Neste trabalho foram desenvolvidos estudos estruturais aos níveis macro, meso e micro no Cinturão Araguaia, na região compreendida entre as cidades de Marabá e Apinagés, situada na parte sudeste do Estado do Pará. Assim, o trabalho voltou-se para o entendimento das relações geométricas entre as unidades rochosas do Grupo Tocantins, do quadro geométrico das estruturas, da evolução cinemática e das transformações mineralógicas que acompanharam a deformação. Tais aspectos desmembram-se nos seguintes pontos:

- a- análise das estruturas planares e lineares aos níveis macro, meso e micro visando a caracterização dos diversos arranjos geométricos. Em outras palavras, buscou-se a definição geométrica das zonas de concentração de deformação e das demais estruturas associadas, a exemplo de dobras, crenulações, etc;
- b- análise cinemática das estruturas em busca da natureza da movimentação responsável pela instalação do Cinturão Araguaia. Os critérios cinemáticos foram estudados, em particular, a nível microscópico. Com esse enfoque, tornou-se possível avançar no entendimento da evolução tectônica da região e na compreensão dos processos deformacionais;

c- definição das relações geométricas entre os principais tipos litológicos na tentativa de restaurar a ordenação estratigráfica. Através dos trabalhos realizados nas outras regiões do Cinturão Araguaia, sabe-se que as unidades litológicas se relacionam através de zonas de cisalhamento, com fortes imbricações internas, mas esse arranjo ainda não havia sido demonstrado na parte norte dessa unidade geotectônica;

d- caracterização petrográfica dos tipos litológicos em busca de informações sobre a natureza das rochas, bem como sobre os processos de formação de texturas metamórficas. Simultaneamente, tentou-se desenvolver estudos voltados para o entendimento da formação das microestruturas e sua relação com o metamorfismo. As transformações mineralógicas que acompanharam a deformação também foram investigadas;

e - propor modelos geométricos e cinemáticos que expliquem as particularidades das estruturas existentes na área. Considerando o estado de conhecimento do Cinturão Araguaia, constata-se que sua evolução está ligada à atuação de uma componente de compressão oblíqua que gerou sistemas de cavalgamentos, transposição de isógradas, inversões estratigráficas e imbricação generalizada das unidades litológicas (HASUI & COSTA, 1991). Esta linha de argumentação foi testada ao longo do desenvolvimento do trabalho.

1.2- LOCALIZAÇÃO E ACESSO.

A área investigada situa-se na parte sudeste do Estado do Pará, no município de Marabá, e seus limites aproximados são os meridianos $48^{\circ} 43'$ e $49^{\circ} 11'$ Wgr, e os paralelos

0° 5' 14" e 0° 5' 25" S, definindo uma área retangular de aproximadamente 1.200 Km² (Figura 1).

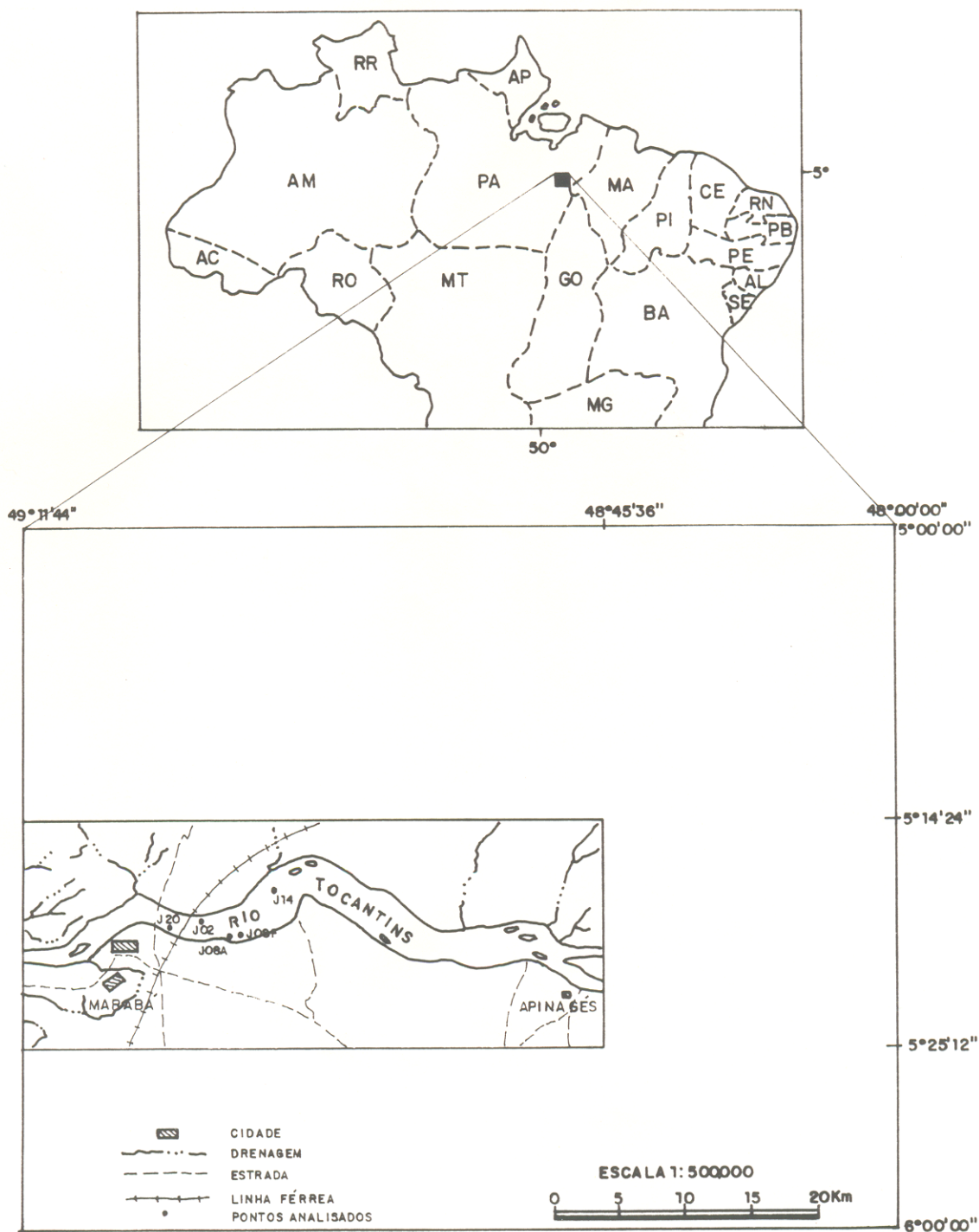


Figura 01 - Mapa de localização da área (SILVA et al., 1974).

O acesso à cidade de Marabá é feito através das rodovias PA-150 e Transamazônica. O deslocamento dentro da área é feito através dessas rodovias e das estradas secundárias, além dos rios Tocantins, Araguaia e Itacaiúnas.

1.3- METODOLOGIA.

A execução desse trabalho envolveu a aplicação dos seguintes métodos:

- a- mapeamento geológico das unidades litológicas e das estruturas através da realização de seções geológicas contínuas, em particular ao longo do Rio Tocantins onde há alta densidade de exposições de rochas, as quais foram estudadas de acordo com os procedimentos atuais da análise estrutural (RAMSAY & HUBER, 1983 e 1987; McCLAY, 1990, dentre outros). Com esse enfoque, enfatizou-se aspectos inerentes à identificação e caracterização tridimensional das estruturas, aplicação dos critérios cinemáticos, a exemplo de estruturas assimétricas que permitissem a definição da natureza dos movimentos, e representação dos elementos planares e lineares em perfis, blocos diagramas e mapas. Ao longo dos perfis foram coletadas sistematicamente amostras de rochas que receberam tratamentos petrográfico e microestrutural, possibilitando o entendimento dos processos formadores de texturas e de estruturas;
- b- aplicação do método desenvolvido por SOARES & FIORI (1976) que, através da análise visual dos elementos texturais da drenagem e do relevo em fotografias aéreas, permitiu individualizar unidades litológicas, definir a posição espacial de corpos rochosos e caracterizar o quadro geométrico a nível

macroscópico;

c- estudo de seções delgadas com base nos métodos estabelecidos por DEER et al. (1966), SPRY (1969), dentre outros, em busca da determinação dos minerais e das principais assembléias mineralógicas formadas durante a deformação. A análise das texturas envolveu principalmente os procedimentos discutidos por BELL & ETHERIDGE (1973), WHITE (1976 e 1982), SIBSON (1977), WISE et al. (1984), e SIMPSON (1986), que auxiliaram, também, na descrição das microestruturas. Dessa forma, foi possível entender a história cinemática a nível microscópico e a caracterização dos tipos petrográficos, além de fornecer subsídios para o entendimento da evolução metamórfica;

d- análise e quantificação da deformação na escala micro, através das curvas hiperbólicas de DE PAOR (1988), método Rf/θ , média geométrica, média harmônica e média aritmética, no caso bidimensional; a análise tridimensional foi apoiada no gráfico de Flinn;

e- representação das informações estruturais em mapas e perfis com base nos conceitos atuais da geologia estrutural.

1.4- ATIVIDADES DESENVOLVIDAS

Foram desenvolvidas as seguintes atividades durante a execução deste trabalho:

a- análise dos trabalhos realizados no Cinturão Araguaia a fim de elaborar uma síntese completa sobre o estado de conhecimento desse segmento crustal, bem como pesquisa bibliográfica sobre sistemas imbricados e tranposições associadas. Paralelamente, foram adquiridos os produtos de sensores remotos utilizados

durante a elaboração dos mapas;

b- confecção de mapas lito-estruturais preliminares a partir da interpretação de fotografias aéreas e de imagens do satélite Landsat. Esses mapas foram utilizados na fase de planejamento do trabalho de campo que serviram de suporte para a elaboração das cartas geológicas apresentadas nesta oportunidade;

c- trabalho de campo visando a aquisição de informações lito-estruturais e a coleta de amostras para fins de estudos petrográficos e microestruturais. A principal seção geológica executada corresponde ao trecho do rio Tocantins compreendido entre as cidades de Marabá e Apinagés;

d- trabalho de laboratório envolvendo confecção e análise de seções delgadas (XY, YX, XZ), procurando estabelecer as principais assembléias minerais e texturas, bem como o entendimento das microestruturas, das reações metamórficas e da quantificação da deformação.

e- trabalhos de escritório voltados para a confecção de mapas, perfis e diagramas diversos;

f- integração e interpretação das informações obtidas no campo, escritório e laboratório;

g- elaboração de textos e redação da dissertação;

2- GEOLOGIA REGIONAL

2.1- INTRODUÇÃO

O Cinturão Araguaia (HASUI et al. 1980), vinculado a Província Tocantins (ALMEIDA et al. 1980), corresponde a uma unidade tectônica alongada na direção N-S, limitada a oeste pelas unidades lito-estruturais do Cráton Amazônico, a leste pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e a sudeste pelos conjuntos rochosos do Maciço Mediano de Goiás. Sua constituição litológica inclui, genericamente, metassedimentos e metavulcânicas atribuídos aos grupos Estrondo e Tocantins, estruturados na direção submeridiana e com registros de transformações mineralógicas em facies xisto-verde e anfibolito. Em meio aos metassedimentos do Grupo Estrondo, no extremo leste do cinturão, aparecem gnaisses mais ou menos migmatizados do Complexo Colméia.

Os primeiros trabalhos sistemáticos desenvolvidos no Cinturão Araguaia, por diversos autores (BARBOSA et al. 1966; SILVA et al. 1974; HASUI et al. 1977; ABREU, 1978 a,b; COSTA, 1980 a e b; dentre outros.), proporcionaram a caracterização da natureza dos tipos litológicos, a definição da organização estratigráfica e o estabelecimento do quadro estrutural. Os tipos litológicos reconhecidos são essencialmente quartzitos puros e micáceos, micaxistos com ou sem granada e xistos quartzo-feldspáticos, bem como lentes e camadas de anfibolitos e de rochas ultramáficas. Tais tipos petrográficos foram inicialmente reunidos nos grupos Araxá e Tocantins (BARBOSA, et al. 1966), em seguida passaram a integrar o Grupo Baixo Araguaia,

compreendendo as formações Estrondo, Pequizeiro e Couto Magalhães (HASUI et al. 1977), e finalmente foram incluídos no Supergrupo Baixo Araguaia subdividido nos grupos Estrondo e Tocantins; o Grupo Estrondo engloba as formações Morro do Campo e Xambioá; e o Grupo Tocantins abarca as formações Couto Magalhães e Pequizeiro (ABREU, 1978a). As propostas estratigráficas apresentadas (Tabela 1) experimentaram pequenas modificações a partir dos trabalhos de detalhe desenvolvidos por COSTA (1980a,b), GORAYEB (1981), SOUZA (1984) e TEIXEIRA (1984), mas a organização geral foi mantida (Tabela 2). As mudanças dizem respeito à definição do Complexo Colméia, à inclusão da Formação Canto da Vazante no topo do Grupo Estrondo e à inversão estratigráfica entre as formações Pequizeiro e Couto Magalhães, além da caracterização do Gnaisse Cantão. HASUI & COSTA (1990) advogaram que as unidades litológicas do Cinturão Araguaia podem ser entendidas no contexto de dois pacotes rochosos principais, além das unidades vinculadas ao embasamento, e recuperaram, em parte, o modelo de organização estratigráfica proposto por HASUI et al. (1977); o quadro esboçado compreende um pacote inferior de psamitos que gradam para pelitos (Formação Estrondo) e outro superior com grauvacas e pelitos (Formação Pequizeiro), reunidos no Grupo Baixo Araguaia.

A estruturação do Cinturão Araguaia foi estabelecida em termos de três fases de deformação regional e uma fase local; as fases regionais envolvem a formação de uma foliação de plano axial associada a dobras recumbentes e intrafoliais, seguida por dobras com planos axiais empinados e por crenulação da foliação.

	MORAES REGO (1933)	BARBOSA et al. (1966)	ALMEIDA (1968)	AMARAL (1974)	SILVA et (1974)	HASUI et al. (1977)	ABREU (1978)	COSTA (1980)	HASUI et al. (1981)
Pré - Dev.		Formações Cubencran- quem Gorotire				Formação Rio das Barreiras		Formação Rio das Barreiras	Fm. Rio das Barreiras, Di- ques básicos granitos, seq. vulcanosedi- mentar da Bq- cia de Monte do Carmo
	Algonquiano	Série Tocantins	Série Tocantins	Grupo Tocantins	Fm. Gorotire	Granitos	Fm. Rio das Barreiras	Granitos	
superior									
		Fm. Estrondo	Ofiólitos	Fm. Couto Magalhães	Fm. Xambioá				
Tocantins Araxá	Grupo Baixo Araguaia					Supergrupo Baixo Araguaia	G. Estrondo	G. Tocantins	Fm. Morro do Campo
		Fm. Gorotire	Grupo Araxá	Complexo Xingú e coberturas pré-brasilianas	Complexo Xingú e coberturas pré-brasilianas				
Série Araxá	Grupo Tocantins					Complexo Xingú	Complexo Colméia	Grupo Natividade e supra- crustais de Porto Nacional	
		Arqueano	Pre-Cambri- ano indife- renciado	Inferior	Complexo basal Goiãno				Complexo cristalino
Arqueano	Complexo Colméia					Complexo Xingú, Col- méia e Basal Goiãno			

Tabela 1 - Colunas litoestratigráficas propostas para o Cinturão Araguaia. Fonte ALMEIDA & HASUI (1984).

		GORAYEB (1981)	TEIXEIRA (1984)		SOUZA (1984)			
Fanerozóico		Coberturas Fanerozóicas	Terc. Quater.	Coberturas Terciário Quaternário	Terc. Quater.	Coberturas Terciário Quaternário		
						Discordância (?) Conglomerado Cipó		
Proterozóico			Devoniano Inferior - médio	Formação Pimenteiras	Devoniano Médio-sup.	Discordância		
					Devoniano Inferior	Formação Pimenteiras		
Proterozóico	Superior ao Eo-pq leozóico	Rio das Barreiras	Pré-Cambriano	Corpos Ultrabásicos metamorfisados	Pré-Cambriano	Discordância Corpos Ultrabásicos metamorfisados		
	Intrusões máficas plutons ultramáficos	Supergrupo Baixo Araguaia		G. Estrôndo		Formação Xambioá	Supergrupo Baixo Araguaia	Formação Xambioá
						Formação Morro do Campo		Formação Morro do Campo
superior						Gnaiss Cantão		
Supergrupo Baixo Araguaia								
G. Tocantins								
Fm. Couto Magalhães								
Corpos serpentiniticos pré-tectônicos								
Formação Pequizeiro								
			Arqueano	Complexo Colméia	Arqueano	Complexo Colméia		

Tabela 2 - Colunas litoestratigráficas proposta para o Cinturão Araguaia. Fonte: GORAYEB (1981), TEIXEIRA (1984) e SOUZA (1984).

As estruturas braquianticlinais, no extremo leste do cinturão, constituem os produtos da fase local (ABREU, 1978 a e b; HASUI et al. 1981). Os trabalhos que se seguiram confirmaram esse arranjo estrutural (GORAYEB, 1981; MACAMBIRA, 1983; SANTOS, 1983; SOUZA, 1984; TEIXEIRA, 1984). As investigações mais recentes (COSTA et al. 1988 a e b; HASUI & COSTA, 1990) demonstraram que as estruturas estão relacionadas a um evento de cisalhamento dúctil não coaxial, envolvendo transporte de massas rochosas de SSE para NNW decorrente da instalação de zonas de cisalhamento em regime de colisão oblíqua.

O quadro geotectônico foi discutido em termos de um cinturão de dobramentos, com vergência para W, que evoluiu a partir da regeneração da borda W do Cráton Amazônico no Ciclo Brasileiro ou no Ciclo Uruguiano (ALMEIDA, 1967; HASUI et al. 1975; ABREU, 1978 a,b; HASUI et al. 1984; etc.). A interpretação atual sugere que o cinturão Araguaia evoluiu a partir da articulação dos blocos crustais Araguacema e Porangatu no final do Arqueano; tal articulação envolveu a formação de uma bacia assimétrica que acolheu o Supergrupo Baixo Araguaia e experimentou fortes taxas de inversão (COSTA et al. 1988 b; HASUI & COSTA, 1990).

2.2- ESTRATIGRAFIA

Nas Tabelas 1 e 2, acham-se indicadas as colunas estratigráficas propostas por diferentes autores. As principais unidades litoestratigráficas registradas são descritas resumidamente a seguir:

2.2.1- Complexo Xingu

Esta unidade foi designada por SILVA et al. (1974) para reunir as rochas do embasamento cristalino ocorrentes nas porções sudoeste e sudeste dos Estados do Pará e Amazonas, respectivamente.

Esse complexo cristalino se faz representar por rochas granitóides de composição tonalítica e granítica, gnaisses diversos, migmatitos, anfibolitos, metabasitos e enclaves de rochas metassedimentares. Também foram descritos quartzitos, mica xistos, intrusões de gabros, anortositos, leptinitos, granulitos e charnockitos, bem como sequências vulcano-sedimentares (ALMEIDA & HASUI 1984).

2.2.2- Complexo Goiano

Foi designado de Complexo Basal Goiano o conjunto de rochas pré-cambrianas mais antigas e, posteriormente, passou a ser denominado de Complexo Goiano (CUNHA et al., 1981). BERBERT (1980) subdividiu esta unidade em dois terrenos, denominados de granítico-gnaissico-"greenstones" e granulítico, os quais se diferenciam pela associação litológica, grau metamórfico e estilos estruturais e tectônica.

Ocorre amplamente distribuído nos Estados de Goiás e Tocantins, e compreende gnaisses quartzo-feldspáticos, biotíticos, muscovíticos ou com hornblenda, com estruturas principalmente bandadas, e mais ou menos migmatizados. Granitóides graníticos a tonalíticos se lhes associam, bem como restritas ocorrências de rochas cálcio-silicáticas, quartzitos, biotita xistos e anfibolitos (ALMEIDA & HASUI, 1984).

2.2.3-Complexo Colméia

Corresponde ao conjunto de rochas do embasamento pré-Grupo Estrondo, exposto nos núcleos de estruturas braquianticlinais. Essa unidade foi introduzida na literatura por COSTA (1980 a e b), englobando gnaisses bandados e migmatitos, com granitóides associados e pequenas intercalações de biotita xisto feldspatizados, quartzitos micáceos e anfibolitos.

2.2.4- Grupo Natividade

O termo Série Natividade foi proposto por MOORE (1963). Posteriormente, COSTA et al. (1976) consideraram como Grupo Natividade, os metassedimentos da fácies xisto-verde representados por metaconglomerados, quartzitos, ardósias, filitos, xistos e calcários, que compõem a faixa que se estende da cidade de Natividade para noroeste.

A sua correlação com o Grupo Araf (COSTA et al., 1976) e com os grupos Santo Onofre e Chapada Diamantina (BRUNI et al., 1974) levou a posicioná-lo no Proterozóico Médio, o que tem sido adotado em todos os trabalhos dos últimos anos. Contudo, idades em torno de 2.000 M.a. foram obtidas em granitos da Suíte Ipueiras (CUNHA et al., 1981; COSTA et al. 1982), o que leva a vinculação do Grupo Natividade ao Proterozóico Inferior e os processos termotectônicos que o afetaram ao evento Transamazônico.

2.2.5- Suíte Ipueiras

É constituída por uma associação de alcali-granitos, granitos pórfiros e microgranitos como representantes intrusivos. As vulcânicas constituem derrames de ocorrência mais restritas

afetando o Grupo Natividade. Essa associação plutono-vulcânica foi definida por CUNHA et al. (1981). Idades preliminares de 2.000 M.a para os granitos e de 1.850 M.a para as vulcânicas (CUNHA et al., 1981), permitem vincular essa suíte ao evento Transamazônico.

2.2.6- Formação Gorotire e o Grupo Tucuruí

A Formação Gorotire está representada por arenitos diversos, de cores claras, grossos ou finos, duros ou friáveis, micáceos, cauliniticos e às vezes conglomeráticos. A Formação Cubencranquem seria mais jovem e estaria representada por arcóseos basais, arenitos muito finos jasperóides, silixitos e siltitos, de cores rosadas, cinza-azulado e lilás. Atribui-se a essas formações uma idade eopaleozóica (BARBOSA et al. 1966).

A Formação Tucuruí foi mapeada em detalhe durante os estudos para implantação da Barragem de Tucuruí, e os resultados foram divulgados por TROW et al. (1976), inclusive formalizando o nome Formação Tucuruí proposto por COUTINHO (1975). Essa formação é constituída de ardósias, grauvacas, metabasaltos com intercalações de brechas basálticas e metagrauvacas arenosas e argilosas, da base para o topo. Sua estruturação compreende ondulações, falhas de empurrão e normais, inversas e direcionais.

2.2.7- Supergrupo Baixo Araguaia

HASUI et al. (1977) designaram de Grupo Baixo Araguaia o conjunto de metassedimentos que compõe a Faixa de Dobramentos Araguaia. ABREU (1978 a,b) reviu e expandiu essa conceituação, chamando de Supergrupo Baixo Araguaia aos metassedimentos dos grupos Estrondo e Tocantins, os quais são descritos a seguir:

2.2.7.1- Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo compreende as formações Morro do Campo, Xambioá e Canto da Vazante, da base para o topo. A Formação Morro do Campo é constituída essencialmente de quartzitos e quartzitos muscovíticos. Também estão presentes metaconglomerados e intercalações de biotita xisto, quartzo-mica xisto e xistos grafitosos. A Formação Xambioá é constituída de muscovita-biotita xisto e cálcio xisto. Restritamente, ocorrem mármore, metagrauvas, xistos, corpos de anfibolio-xistos e anfibolitos. A Formação Canto da Vazante é constituída de xistos feldspáticos, com intercalações de quartzitos, biotita xisto e cálcio-xisto.

2.2.7.2- Grupo Tocantins

Compreende as formações Couto Magalhães e Pequizeiro, da base para o topo.

A Formação Couto Magalhães (HASUI et al. 1977) tem como característica principal, a variação do grau metamórfico, aumentando de leste para oeste. A parte oriental é constituída por filitos, metassiltitos, metarcósios, metagrauvas e quartzitos, com intercalações de calcário e quartzitos hematíticos e jasperóides. Na parte ocidental o metamorfismo foi incipiente ou nulo, e os principais tipos petrográficos são ardósias.

Associa-se ainda à Formação Couto Magalhães, numerosos corpos de rochas máficas e ultramáficas, introduzidos antes do metamorfismo regional que afetou o conjunto metassedimentar. Corpos de metabasitos e metaultrabasitos, associados aos

metassedimentos, ocorrem na região de Tucuruí, em parte afetados pela Falha Tucuruí (TROW et al. 1976).

A Formação Pequizeiro (HASUI et al. 1977) é representada por clorita xistos bandados, clorita xisto, quartzo-clorita xisto não bandados, sericita-clorita xistos e muscovita-clorita xistos. Também são reconhecidos corpos de metabasitos e metaultrabasitos, serpentinitos, talco xistos e talco-actinolita xistos.

2.2.8- Formação Pedra de Fogo

PLUMMER (1946) propôs a denominação de Formação Pedra de Fogo às camadas constituídas predominantemente por siltitos intercaladas com bancos dolomíticos, arenitos finos carbonáticos e folhelhos, encontrando-se em toda a sequência, nódulos e/ou concreções e camadas silicosas, pertencentes a Bacia do Parnaíba.

Segundo OJEDA & PERILLO (1967), o ambiente deposicional foi provavelmente misto (marinho e continental). A ocorrência de evaporitos e calcários testemunharia o ambiente marinho (estuário) e os depósitos de siltitos e folhelhos esverdeados e pretos, representariam produtos de ambiente continental (lacustre).

2.3- ESTRUTURAS

A estruturação do Cinturão Araguaia sempre foi entendida a partir de várias fases de dobramentos superpostos. A primeira fase, de caráter regional, teria dobrado o acamamento, com a formação de uma foliação de plano-axial. A segunda fase seria responsável pelo redobramento coaxial e transposição das estruturas antigas, todas elas com vergência para oeste. A

terceira fase teria desenvolvido crenulações e clivagens de crenulações, também de âmbito regional. As estruturas braquianticlinais, cujos núcleos são caracterizados por exposições do embasamento (Complexo Colméia), seriam correlatas a quarta fase. A última fase estaria representada pelas transcorrências regionais, responsáveis pelas ondulações (ABREU, 1978a; ABREU & HASUI, 1978; COSTA, 1980b e HASUI et al. 1980).

Segundo HASUI & COSTA (1990), a evolução estrutural do Cinturão Araguaia englobaria dois pulsos cinemáticos ligados a um evento de deformação progressiva não-coaxial. O primeiro pulso cinemático seria responsável pela formação de estruturas planares (foliação, bandamento e xistosidade) com mergulho suave para leste, dobras métricas e centimétricas do acamamento e estruturas lineares (lineação de estiramento), envolvendo transporte de massas rochosas em direção a NNW. Essa movimentação foi acompanhada por transformações mineralógicas em condições das fácies xisto-verde e anfibolito médio a alto. O segundo pulso cinemático envolveria a deformação das estruturas pré-existentes, com a formação de dobras de dimensões quilométricas e hectométricas e a formação de clivagens de crenulação. As ondulações nas estruturas planares, causadas pelas zonas transcorrentes (NW-SE) foram interpretadas como rampas laterais no contexto da evolução do Cinturão Araguaia.

2.4- METAMORFISMO

Variação regular do grau metamórfico, de leste para oeste, pode ser verificada nas formações rochosas que compõem o Cinturão Araguaia. Essa variação pode ser acompanhada através das

isógradas da sericita, clorita e biotita, traçadas subparalelamente ao trend regional, revelando aumento crescente no grau metamórfico em direção a parte leste do cinturão, indo desde anquimetamorfismo até a fácies anfibolito alto, definindo metamorfismo de pressão média de Miyashiro ou de pressão média a alta de Turner, intermediária entre os tipos barroviiano e New Hampshire (SILVA & HASUI, 1978). Somente a ocorrência de glaucofana-riebeckita na região de Tucuruí indicaria pressão mais elevada, ao que parece vinculada a falha de Tucuruí (ALMEIDA & HASUI, 1984).

ALMEIDA & HASUI (1984) correlaciona os diferentes tipos de recristalização metamórfica de minerais com os eventos deformacionais. A primeira etapa de deformação seria responsável pela xistosidade definida pela orientação de micas e agregados de quartzo ou quartzo-feldspáticos. A segunda fase estaria relacionado o desenvolvimento de porfiroblastos de granada, estauroлита e cianita com inclusões de quartzo, epidoto, minerais opacos e outros. A cristalização de microporfiroblastos de micas, segundo os planos de crenulação, se desenvolveria na terceira etapa de deformação, representando assim, um arrefecimento do grau metamórfico (ALMEIDA & HASUI, 1984).

2.5- GEOCRONOLOGIA

Os dados disponíveis sobre as idades das rochas do embasamento e do Supergrupo Baixo Araguaia, ainda são considerados insuficientes e pouco satisfatórios para o entendimento da evolução do Cinturão Araguaia (LAFON et al. 1990).

Datações Rb-Sr realizadas por SÁ et al. (1980) em rochas gnaíssicas migmatíticas, expostas no núcleo da estrutura de Colméia, revelaram valores da ordem de 2.600 Ma.. HASUI et al. (1980) obtiveram para essa mesma unidade rochosa dois conjuntos de idades. O primeiro, em torno de 2.700 Ma., foi atribuído ao Ciclo Jequié e o segundo, de 1.800 Ma., a um reaquecimento sem processos de deformação ou cristalização identificados.

Rejuvenescimento durante o Ciclo Transamazônico foi interpretado através de idades Rb/Sr em rocha total em rochas do embasamento e na braquianticlinal de Lontra por MACAMBIRA (1983), que propôs também para a Faixa de Dobramento Araguaia uma evolução durante o Ciclo Brasileiro. Para as rochas do Gnaisses Cantão, foi obtida idade de 1.774 ± 31 Ma a partir do método Rb/Sr por SOUZA (1984).

Recentemente, LAFON et al. (1990) obtiveram novos dados geocronológicos, os quais foram interpretados como insuficientes para elucidar a evolução do Cinturão Araguaia. Contudo, a idade de 2,8 Ga obtida pelo método Sm-Nd, comprovou a existência de material arqueano no contexto do embasamento. Datações pelo método Rb/Sr sugeriram a atuação de eventos tectono-termais no final do Arqueano e no Proterozóico Inferior (Ciclo Transamazônico), que lhes foram associadas idades de 2.530 ± 200 Ma. e 2.239 ± 47 Ma., respectivamente (LAFON et al. op cit.). O Ciclo Brasileiro estaria representado pela geração de granitóides, a exemplo do granito Ramal do Lontra (idade Rb/Sr de 497 ± 25 Ma.) e pelo rejuvenescimento dos minerais do Gnaisse Cantão entre 503 e 452 Ma. (LAFON, et al. op cit.).

Segundo ALMEIDA & HASUI (1984), datações K/Ar realizadas no Supergrupo Baixo Araguaia forneceram valores de 420 a 560 Ma., que têm sido vinculados ao final do evento Brasiliano. HASUI et al. (1980) obtiveram idades Rb/Sr mais antigas, de 780, 850 e 1050 Ma., correlacionados ao Ciclo Uruaçuano, o qual foi o principal responsável pela estruturação do Cinturão Araguaia.

2.6- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

O quadro evolutivo do Cinturão Araguaia, de acordo com HASUI et al. (1984), é abordado através dos seguintes passos:

2.6.1- Arqueano

Os registros do Arqueano no contexto do Cinturão Araguaia estão representados pelas rochas dos complexos Goiano e Colméia, cujas datações radiométricas indicam a atuação do evento Jequié. Esse evento seria responsável por transformações em condições da fácies anfíbolito a xisto-verde, migmatização, geração de granitos e deformação. Nas rochas do Complexo Colméia há evidências de duas fases de dobramentos E-W, acompanhados de transformações mineralógicas, que são atribuídas a esse evento antigo.

2.6.2- Proterozóico Inferior

Ao Proterozóico Inferior é atribuída a faixa metavulcanossedimentar da região de Natividade, a qual se associa a Suíte Ipueiras, representando o magmatismo ácido sin-a-pós-tectônico.

O evento Transamazônico seria responsável pelo

metamorfismo regional, deformação das rochas do Grupo Natividade, intensa atividade termotectônica afetando as rochas arqueanas do norte de Goiás e a formação da Suíte Ipueiras.

2.6.3- Proterozóico Médio

O Proterozóico Médio é marcado pela instalação das faixas de dobramento Araguaia e Uruaçu, e do Maciço Goiano.

Os processos termotectônicos do evento Uruaçuano impuseram dobras nas rochas do Supergrupo Baixo Araguaia, com vergência para oeste, e transformações mineralógicas em condições de metamorfismo do tipo pressão média ou média a alta, em fácies anfibolito alto a xisto-verde. Uma segunda etapa de deformação, afetando também o embasamento, seria caracterizada por blastese, geração de crenulações e reaquecimento regional. Alguns falhamentos de empurrão são relacionados a esse evento, a exemplo do que passa na região de Tucuruí. A Formação Monte do Carmo representa os últimos processos litogenéticos do evento Uruaçuano que incidiram no domínio do Maciço Goiano.

2.6.4- Proterozóico Superior-Eopaleozóico

Ao Proterozóico Superior é atribuída o desenvolvimento de estruturas braquianticlinais e reativação de falhas antigas, originando o Lineamento Transbrasiliano (ALMEIDA & HASUI, 1984).

Intrusões de diques dacíticos, granofíricos e de diabásio truncam as rochas do Complexo Goiano, do Grupo Natividade e da Formação Monte do Carmo. Idades em torno de 500 Ma obtidas em diques de diabásio intrusivos nos metassedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia, são relacionadas a atuação do Evento Brasileiro.

3- GEOLOGIA DA ÁREA.

3.1- INTRODUÇÃO.

A geologia da área investigada é representada principalmente por extensas faixas submeridianas de rochas metassedimentares do Grupo Tocantins e uma sequência de rochas sedimentares correlacionadas a Formação Pedra de Fogo.

A integração das investigações geológicas encontra-se no mapa apresentado na escala 1:100.000 (Anexo I). Tratam-se de informações derivadas de estudos fotointerpretativos (Anexos I, II e III) de campo e de laboratório.

Durante a elaboração da coluna lito-estratigráfica (Tabela 3), foram utilizados principalmente dados petrográficos, estruturais e sedimentológicos. Os mapas geológico (Anexo I) e de pontos (Anexo II) mostram respectivamente, a distribuição das unidades litoestratigráficas e a localização dos afloramentos visitados e investigados petrograficamente. A coluna elaborada para a parte norte do Cinturão Araguaia, referente as formações que compõem o Grupo Tocantins, difere daquelas apresentadas por ABREU (1978a), GORAYEB (1981) e HASUI & COSTA (1990). As informações aos níveis das escalas macro, meso e micro, sugerem a existência de uma sequência única de pelitos com intercalações restritas de clásticos, que poderiam representar variações faciológicas originais.

Nesse capítulo são abordados os aspectos mesoscópicos e microscópicos dos diversos conjuntos rochosos, bem como suas prováveis origens. A classificação utilizada para a caracterização dos litotipos foi baseada em WINKLER (1976) para

as rochas metamórficas e em FOLK (1974) para as rochas sedimentares.

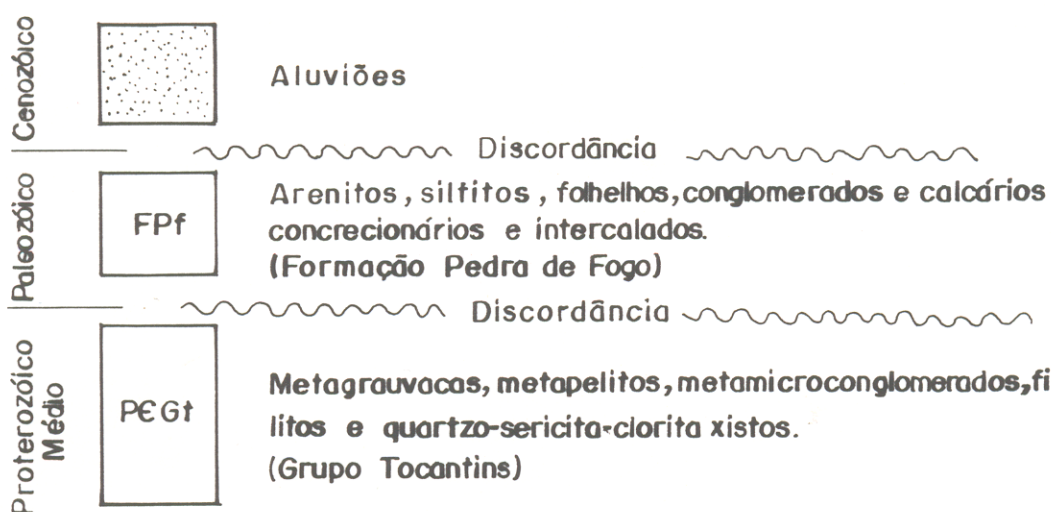


Tabela 3 - Coluna estratigráfica da área

3.2- GRUPO TOCANTINS.

O Grupo Tocantins compreende uma sequência de rochas metassedimentares representada por metagrauvas intercaladas com metapelitos, filitos, metamicroconglomerados e níveis quartzíticos, que gradam em direção a leste para quartzo-clorita-sericita xisto (Anexo I).

Essas unidades rochosas ocupam cerca de 80% do total da área estudada e suas melhores exposições ocorrem ao longo do leito do Rio Tocantins. São caracterizadas estruturalmente pelo microbandamento composicional/tectônico definido pela alternância de níveis milimétricos a centimétricos de cristais de quartzo e

de feldspato com níveis de clorita e sericita, e por uma xistosidade caracterizada principalmente pela orientação de clorita e sericita (Figura 2). Próximo as zonas de maior deformação ou zonas de cisalhamento, essas rochas apresentam aspecto gnaissóide, caracterizado pela alternância de leitos cinza esverdeados (clorita e sericita) e leitos esbranquiçados (quartzo e feldspato), e texturas milonítica e protomilonítica. Nesse caso, a foliação é anastomosada, com estruturas S-C associadas, e são frequentes mobilizados de quartzo e calcita, e quartzo e feldspato, às vezes dobrados isoclinalmente, boudinados e transpostos, bem como clivagens de crenulação e conjugadas.

3.2.1- Metagrauvacas.

Macroscopicamente é caracterizada por um bandamento composicional/tectônico milimétrico que se torna mais proeminente em direção a leste do perfil, tem granulação geralmente fina e mostra tonalidades cinza esverdeado e cinza. Em função da sua grande semelhança com as outras unidades rochosas que compõem o Grupo Tocantins, torna-se praticamente impossível individualizá-la nessa escala, sendo necessários estudos petrográficos mais detalhados em outras escalas de observação.

3.2.1.1- Metagrauvaca microbandada incipientemente

Este tipo petrográfico ao microscópio exhibe textura granolepdoblástica heterogranular e é caracterizado por um discreto microbandamento composicional/tectônico descontínuo e irregular, composto por grãos detriticos de quartzo (25%), sericita (25%), plagioclásio (8%), clorita (5%) e fragmentos de

rocha (3%), dispersos numa matriz composta de quartzo, sericita e clorita. Como acessórios ocorrem zircão, opacos, calcita, epidoto, titanita, turmalina e muscovita.

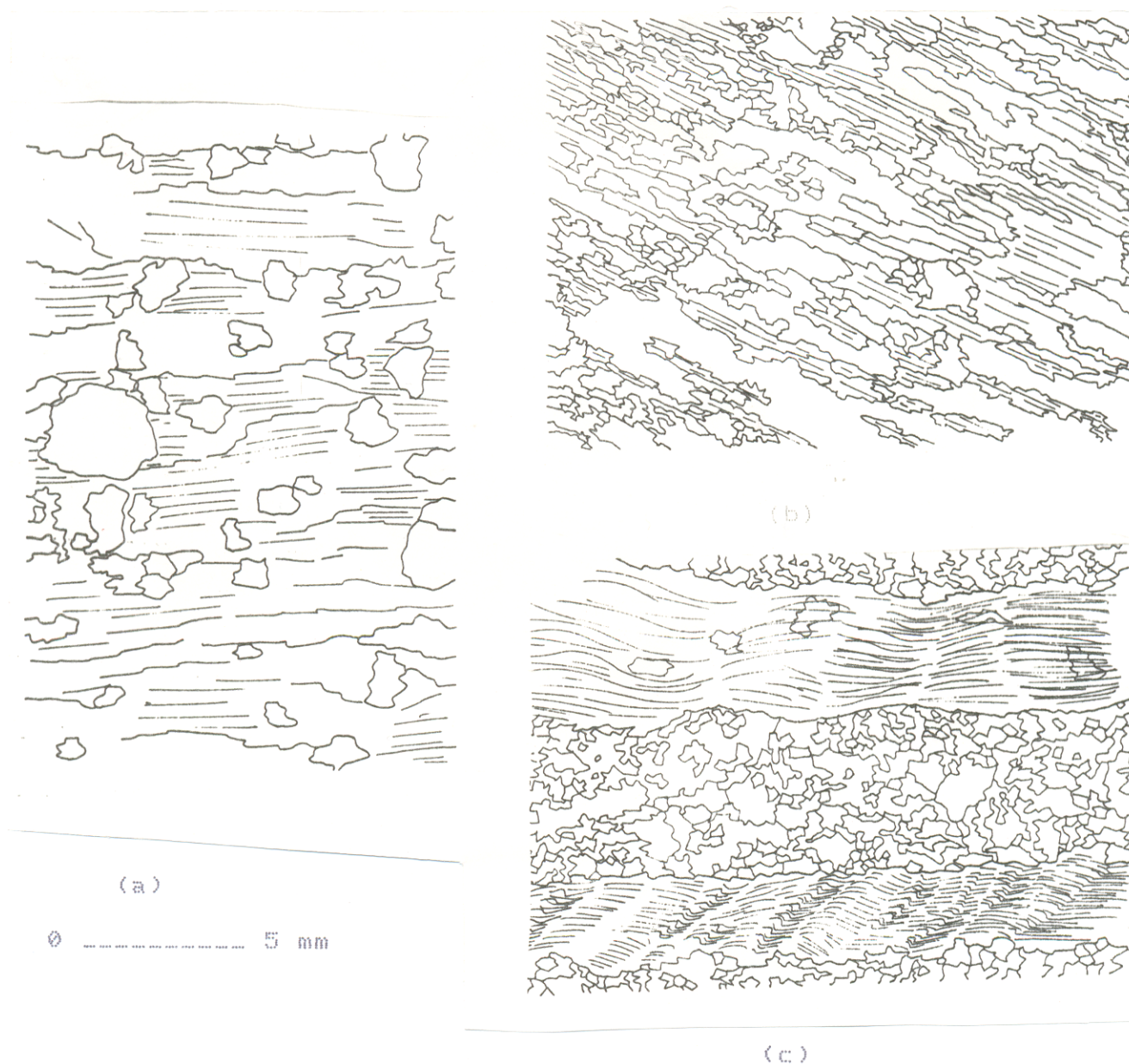


Figura 02 - Desenvolvimento progressivo do bandamento tectônico/composicional na escala micro de oeste para leste. (a) metagrauvaca com grãos de quartzo detrítico e fragmentos de rocha dispersos numa matriz orientada e levemente bandada (plano xz). (b) foliação/xistosidade mais desenvolvida e intensa diminuição de grãos (plano xz). (c) bandamento composicional, formado pela alternância de níveis de clorita, sericita, muscovita com níveis quartzo-feldspáticos (plano xz).

Os cristais de quartzo têm formas predominantemente

arredondadas e subarredondadas e menos frequentemente angulosas, apresentam diâmetros bastante variados (1 mm a 5 mm), encontram-se levemente orientados, mostram extinção ondulante e mais raramente reta e estão dispersos na matriz. Tais aspectos demonstram que esses cristais experimentaram strain relativamente baixo em relação as unidades rochosas que afloram na porção leste da área, conforme será discutido no capítulo V. Os cristais de sericita e clorita aparecem numa proporção de 5/1, apresentam formas xenomórfica e hipidiomórfica, ocorrendo também como cristais detríticos (cristais cujos diâmetros são superiores a 3 mm), bem como produtos de reações metamórficas (cristais menores que 3 mm). Os cristais de plagioclásio mostram formas angulosas e prismáticas, com diâmetros variando entre 1 mm a 6,5 mm e geminação do tipo polissintética. Verifica-se que as suas bordas normalmente encontram-se "corroidas", refletindo sua desestabilização para sericita (sericitização).

3.2.1.2- Metagrauvaca microbandada

Ao microscópio identifica-se um microbandamento composicional/tectônico marcado por faixas milimétricas de clorita e sericita e faixas quartzo-feldspáticas. Concordantes com o microbandamento, e mais raramente discordantes, ocorrem micro veios de quartzo e calcita não deformados ou parcialmente deformados (Figura 3).

Os n[veios quartzo-feldspáticos variam de 0.2 mm a 0.5 mm de espessura, apresentam uma textura granolepdoblástica heterogranular e são compostos por grãos de quartzo (20%), plagioclásio (10%) e clorita (8%) dispersos numa matriz (60%)

formada por quartzo, sericita, clorita, feldspato e opacos. Como acessórios ocorrem opacos, titanita, epidoto, zircão, microclina, calcita e muscovita. O quartzo tem forma xenomórfica alongada, apresenta extinção ondulante e diâmetro variando de 0.3 mm a 0.8 mm. O plagioclásio apresenta-se de forma xenomórfica e hipidiomórfica, normalmente com diâmetro menor que 0.6 mm, contém inclusões de quartzo e normalmente encontra-se sericitizado e saussuritizado. Os cristais de clorita e sericita apresentam formas xenomórfica, hipidiomórfica e mais raramente prismática, encontram-se orientados segundo o plano principal de foliação, os quais formam contatos irregulares e retos e seus diâmetros variam entre 0.1 mm e 0.3 mm, sendo que os cristais de clorita encontram-se normalmente oxidados. Os cristais de sericita e clorita ocorrem numa proporção de 3/2, e exibem grau de cristalização maior em relação a porção mais oeste da área.

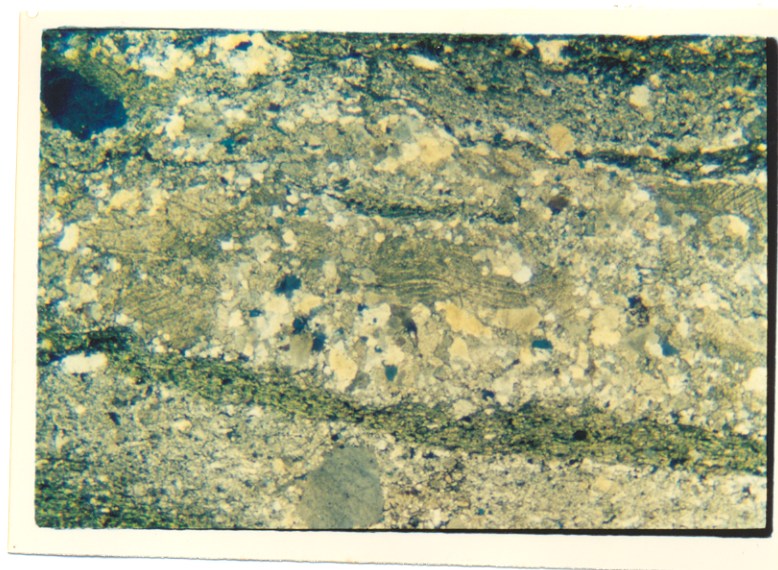


Figura 03 - Fotomicrografia de uma amostra de metagrauvaca microbandada com micro veios deformados de quartzo e calcita (NX, aumento 1X, ponto J-02).

Os níveis ricos em clorita, sericita e quartzo mostram

textura lepidoblástica constituindo faixas contínuas e regulares com espessuras variadas (0.5 mm a 0.3 mm), em contatos bruscos e/ou gradacionais com os níveis quartzosos. A deformação é mais intensa nesses níveis, devido ao seu comportamento mais dúctil, do que os níveis quartzo-feldspáticos. Tais níveis provavelmente foram formados a partir de dissolução e migração do quartzo e outros minerais, concentrando como elementos residuais os cristais de mica (sericita e clorita). Os minerais que constituem esses níveis são principalmente sericita (45%), clorita (25%, sendo 3% detrítica), quartzo (10%), plagioclásio (4%), opacos (8%) e muscovita (3%); os acessórios são titanita, turmalina, epidoto e zircão. Os cristais de sericita e clorita ocorrem de forma xenomórfica e hipidiomórfica e encontram-se orientados segundo o plano principal de foliação ou estão rotacionados ao longo dos planos de crenulação. Os cristais de clorita ocorrem principalmente como produtos da desestabilização dos cristais de sericita (muscovitas) e feldspatos. Os cristais maiores de mica apresentam composição mais aluminosa e magnésiana, e normalmente mostram um intercrescimento de clorita com muscovita (tipo sanduiche). As cloritas detríticas são xenomórficas, normalmente encontram-se aleatoriamente dispersas na matriz e apresentam teor de Mg-Al mais elevado. Os cristais de quartzo são xenomórficos, estirados e orientados segundo os planos de foliação; formam também micro veios paralelos ao microbandamento ou estão budinados. Os cristais de plagioclásio apresentam-se de forma xenomórfica, têm diâmetros bastante variados (0.2 mm a 0.8 2mm), mostram geminação do tipo polissintética, e normalmente

encontram-se sericitizados e saussuritizados.

3.2.2- Metamicroconglomerados

Macroscopicamente os metamicroconglomerados caracterizam-se por uma textura granolepidoblástica e um bandamento centimétrico discreto. Sua granulação é fina a média (Figura 4) e apresentam tonalidades cinza e cinza esverdeado.

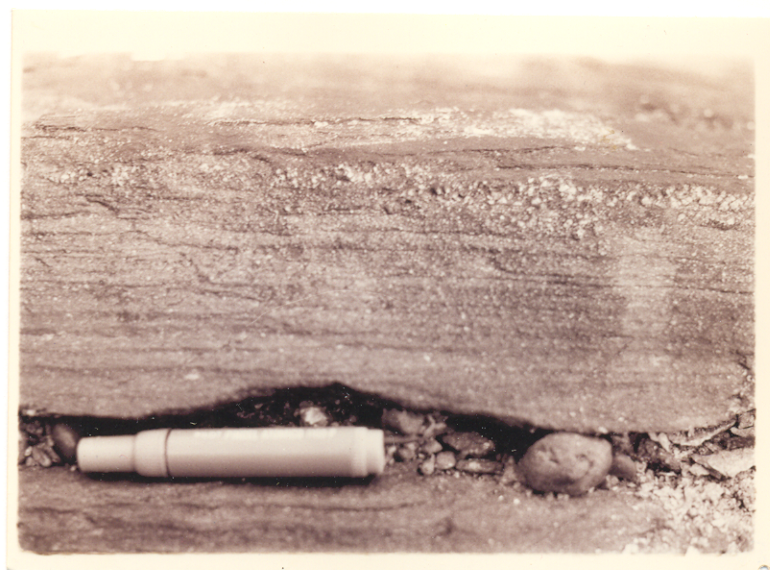


Figura 04 - Metamicroconglomerado bandado mostrando uma textura granolepidoblástica (plano yz, ponto J-14).

Ao microscópio revelam texturas granoblástica, lepidogranoblástica e granolepidoblástica e exibem uma foliação descontínua e irregular paralela ao bandamento incipiente (Figura 5). O desenvolvimento da foliação pode estar, em parte, ligado a processos de dissolução do quartzo, plagioclásio e micas. Nas porções mais deformadas, desenvolve-se uma foliação anastomosada realçada por fragmentos e grãos de quartzo (60%), microclineo (5%), fragmentos de rocha (4%) e plagioclásio (3%) orientados e envolvidos por uma matriz (23%) composta de quartzo,

sericita e clorita (Figura 6); como acessórios ocorrem opacos, epidoto, turmalina, titanita e calcita. Os fragmentos de quartzo mostram-se arredondados a subarredondados, com diâmetros variando entre 0,3 mm a 0,9 mm, apresentam extinção ondulante e podem formar subgrãos; alguns cristais de quartzo exibem crescimento de clorita, sericita e quartzo nas suas extremidades, os quais se mostram fortemente orientados e paralelizados ao plano da foliação principal (Figura 7).



Figura 05 - Fotomicrografia de um microconglomerado mostrando seixos de quartzo arredondados e subarredondados, truncados nas partes superior e inferior pela foliação. A matriz é levemente bandada e composta por clorita, sericita e quartzo (NX, aumento 1X, plano xz, ponto J-20).

Os grãos de microclineo apresentam forma xenomórfica e "augen", encontram-se sericitizados, contêm inclusões de quartzo e apresentam geminação do tipo "xadres". Os fragmentos de rocha

(plutônicas e metamórficas) são subarredondados (Figura 8) ou têm a forma de "augen", com diâmetros entre 0.7 mm a 0.2 mm.

Figura 06 - Fotomicrografia de um metamicroconglomerado mostrando uma foliação anastomosada. O espaçamento da foliação é determinado pelo tamanho dos grãos (N //, aumento 1X, plano XZ, ponto J-14 A).

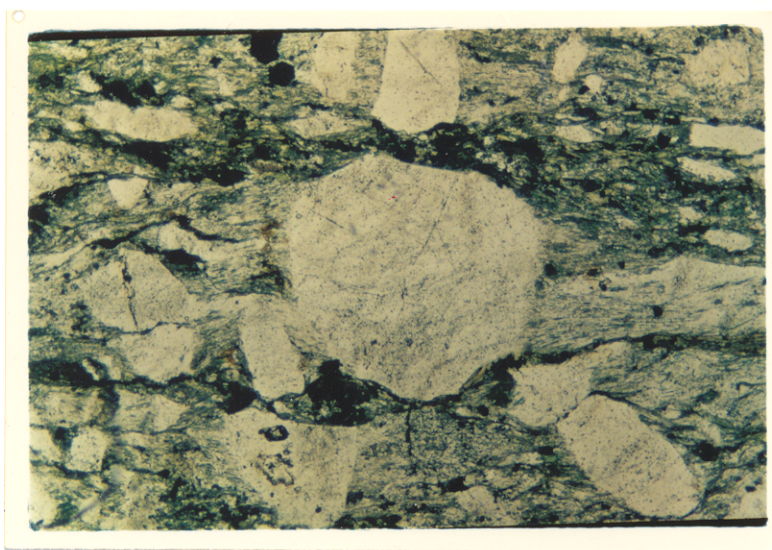
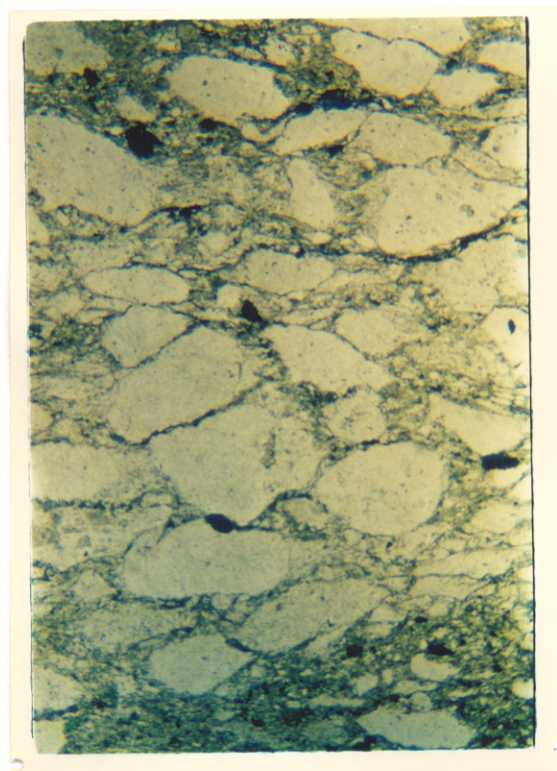


Figura 07 - Fotomicrografia mostrando grãos de quartzo parcialmente truncados pela foliação, sugerindo dissolução e redeposição junto com clorita e sericita nas suas bordas, produzindo uma textura do tipo "mica beards" (mica em barba) (NX, aumento 2,5X, plano XZ, ponto J-20).

Os cristais de plagioclásio apresentam-se de forma xenomórfica, mostram geminação do tipo polissintética e estão sericitizados e saussuritizados. A matriz é composta por grãos de quartzo, sericita, clorita e opacos, em contatos irregulares, suturados, denteados e mais raramente reto. A orientação se dá paralelamente ao plano principal de foliação.

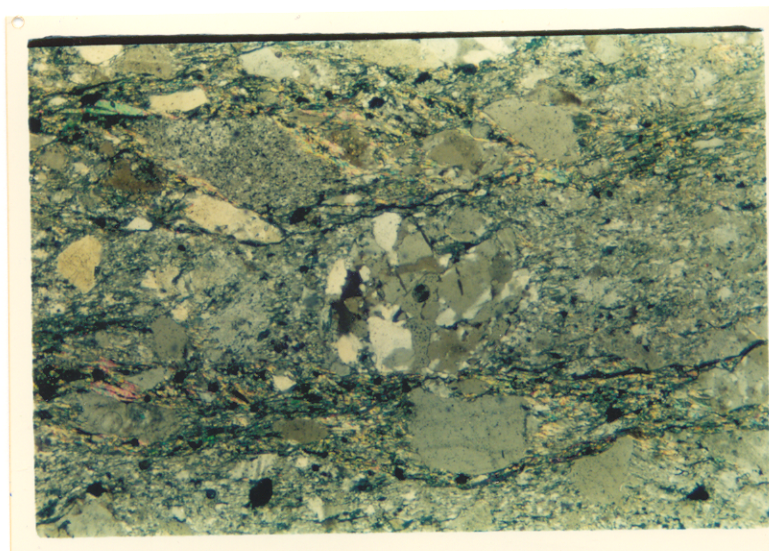


Figura 08 - Fotomicrografia mostrando microsseixos de rocha plutônica de forma arredondada dispersos em uma matriz orientada e levemente bandada composta por sericita, clorita e quartzo (NX, aumento 10X, plano XZ, ponto J-20).

3.2.3- Metapelitos

Este conjunto ocorre como faixas contínuas e espessuras variáveis (centimétrica a métrica), intercaladas e paralelizadas as demais unidades que compõem o Grupo Tocantins. Aflora principalmente na porção oeste da área, mas também ocorre como pequenas lentes nas porções central e leste. Apresenta coloração cinza e cinza claro, e acha-se fortemente foliada, com destaque para a orientação dos minerais micáceos. Devido ao seu comportamento dúctil, apresenta uma taxa de deformação mais

elevada do que os demais tipos litológicos.

Ao microscópio, os metapelitos revelam uma textura lepidoblástica e mais raramente lepidogranoblástica. Sua foliação é contínua e regular, realçada pela orientação preferencial de micas, quartzo e opacos. Há registro também de clivagem de crenulação assimétrica, formando ângulo alto com o plano de foliação (Figura 9).

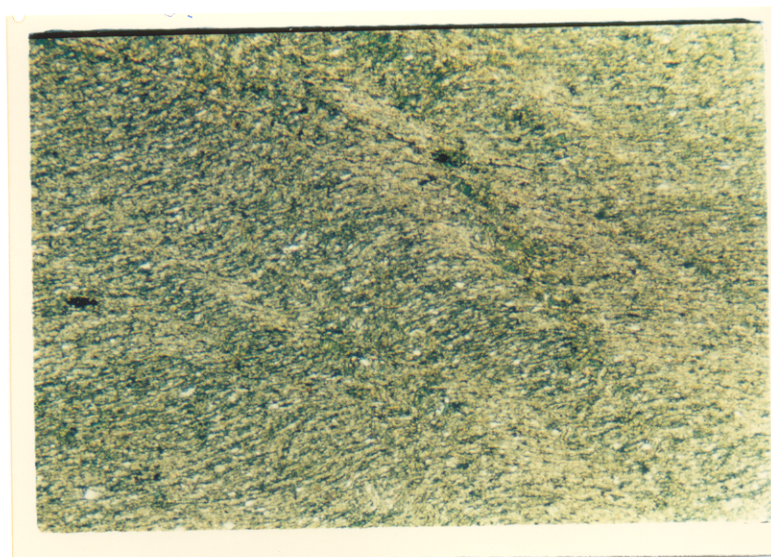


Figura 09 - Fotomicrografia de um metapelito com clivagem de crenulação em ângulo alto com a foliação principal (NX, aumento 2,5 X, plano XZ, ponto 19).

Na sua composição distinguem-se principalmente pequenos cristais de sericita e clorita (87%), quartzo (10%) e opacos (3%). Os cristais de sericita e clorita ocorrem numa proporção de 5/1, diminuindo no sentido leste do perfil, sendo acompanhado pelo aumento da granulação como consequência da recristalização. Os cristais de quartzo ocorrem principalmente de forma xenomórfica, com diâmetros menores que 0,1 mm ou como cristais estirados e paralelizados ao plano principal de foliação; alguns cristais encontram-se rotacionados e paralelos aos planos de crenulação.

Os opacos também ocorrem de forma xenomórfica e hipidiomórfica e com diâmetros menores que 0,2 mm, encontrando-se estirados e orientados definindo a foliação da rocha, ou ainda, paralelizados as clivagens de crenulação.

3.2.4- Quartzitos

Os quartzitos compõem faixas centimétricas a métricas na direção N-S e estão intercalados aos demais conjuntos rochosos que formam o Grupo Tocantins.

Ao microscópio apresentam textura granolepdoblástica heterogranular, possuem foliação levemente anastomótica e são compostos principalmente por cristais de quartzo (75%), plagioclásio (9%), epidoto (8%) e clorita (5%); como acessórios ocorrem opacos, muscovita, sericita e titanita. Os cristais de quartzo apresentam forma xenomórfica equidimensional, ou estirados e fortemente orientados. Seus contatos são irregulares, suturados e mais raramente retos; no geral os grãos são menores que 0,2 mm apresentando extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio exibem formas xenomórfica e hidiomórfica, apresentam contatos irregulares ou retos com diâmetros variando entre 0,3 mm a 0,02 mm; observam-se ainda, inclusões de quartzo, geminação do tipo polissintética e textura gráfica. Os cristais de epidoto ocorrem sob a forma de grânulos com dimensões menores que 0,1 mm ou como cristais maiores (diâmetros entre 0,1mm a 0,3mm) xenomórficos ou hipidiomórficos, que resultaram de reações metamórficas e/ou recristalização. Os cristais de clorita encontram-se principalmente sob a forma de pequenas palhetas orientadas. Os minerais opacos apresentam-se de forma xenomórfica

ou estirados, com diâmetros inferiores a 0,1 mm, estando normalmente associados aos cristais de epidoto, clorita e muscovita, formando lentes milimétricas, descontínuas e paralelas ao plano de foliação. Os cristais de titanita apresentam formas xenomórfica, hidiomórfica e hipidiomórfica, com diâmetros que variam de 0,1 mm a 0,01 mm, e estão normalmente associados aos cristais de epidoto.

3.2.5- Filitos

Os filitos afloram principalmente na porção centro-oriental da área, estão posicionados entre as metagrauvacas e os xistos, compõem extensas faixas submeridianas e caracterizam-se estruturalmente por uma foliação penetrativa e paralela ao microbandamento.

Ao microscópio revelam texturas granolepdoblástica, lepdogranoblástica e lepdoblástica, e paralelos aos planos de foliação ocorrem microveios de quartzo e calcita. São formados principalmente por cristais de quartzo (40%), clorita e sericita (40%), plagioclásio (8%), muscovita (5%), epidoto (4%), titanita (2%) e microclineo (1%), além de turmalina, opacos e zircão como acessórios. Os cristais de quartzo ocorrem sob a forma de grãos equidimensionais estirados, e mais raramente como porfiroclastos hipidiomórficos dispersos na matriz (Figura 10). Sua granulação é bastante variada (0,01 mm a 0,3 mm), seus contatos são irregulares e suturados, apresentam inclusões de clorita, e mostram extinção ondulante com formação de grãos e subgrãos. Os cristais de sericita e clorita encontram-se mais recristalizados, ocorrem numa proporção de 1/1, apresentam

formas hipidiomórfica, hidiomórfica e mais raramente xenomórfica, e orientam-se segundo o plano de foliação ou concentram-se ao longo de níveis lepidoblásticos, definindo assim, em algumas porções da rocha, o microbandamento tectônico/composicional. Os cristais de plagioclásio ocorrem sob as formas xenomórfica e hipidiomórfica, encontram-se normalmente geminados (do tipo polissintética e carls bad), formam contatos irregulares e seus diâmetros variam de 0,2 mm a 0,1 mm. Estão intimamente associados aos cristais de epidoto, sericita e calcita, devido aos processos de sericitização e saussuritização.

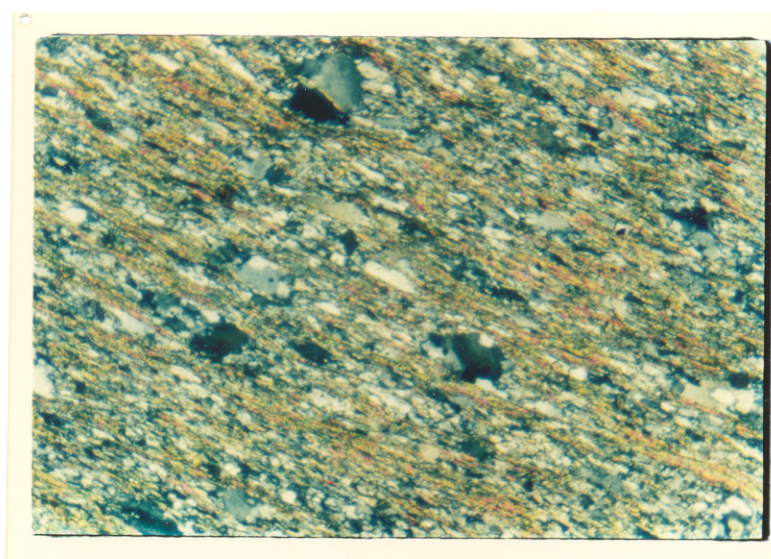


Figura 10 - Fotomicrografia de um filito mostrando a foliação formada pela orientação de clorita, sericita, muscovita e quartzo estirados e cominuidos (NX, aumento 2,5X, plano YZ, ponto J-34).

Os cristais de muscovita formam prismas alongados ou ripas orientadas segundo o plano de foliação, seus contatos são retos ao longo dos eixos maiores e irregulares nas extremidades, e apresentam diâmetros que variam de 0,1 mm a aproximadamente 0,01 mm. Os cristais de epidoto ocorrem sob a forma xenomórfica,

hidiomórfica e hipidiomórfica ou como grânulos de diâmetros variados de origem detritica que sofreram recristalização; quando são interpretados como produtos de reações metamórficas, encontram-se normalmente associados aos cristais de plagioclásio e clorita. Os cristais de titanita apresentam formas hidiomórfica, hipidiomórfica e xenomórfica com diâmetros variando entre 0,3 mm a 0,1 mm, formando contatos retos e irregulares.

3.2.6- Quartzo-sericita-clorita xistos.

Esse conjunto rochoso representa a porção mais deformada e metamorfisada do perfil estudado. Aflora principalmente na porção leste, ou ocorrem intercalados com filitos e grauvacas na porção centro oriental da área. Sua xistosidade é definida principalmente por cristais de clorita e sericita orientados, bem desenvolvidos e envolvendo cristais de quartzo. Nas zonas de maior deformação (zonas de cisalhamento), apresenta estrutura gnáissica caracterizada pela alternância de faixas ricas em clorita e sericita com faixas quartzo-feldspáticas, xistosidade anastomosada e mobilizados quartzo-feldspáticos, muitas vezes dobrados isoclinalmente ou budinados. Tratam-se de rochas com proporções variáveis de clorita, sericita, quartzo e muscovita, de granulação geralmente fina, penetrativamente foliadas e com tonalidades cinza esverdeado e cinza.

Ao microscópio revelam microbandamentos composicional/tectônico marcado pela alternância de níveis ricos em clorita, sericita e muscovita com níveis quartzo-feldspáticos

(Figura 11); os níveis filossilicáticos são contínuos e regulares, e suas espessuras variam entre 0,6 mm a 0,2 mm. Apresentam textura lepidoblástica e são compostos por clorita (45%), sericita (30%), muscovita (14%), epidoto (5%), quartzo (4%) e plagioclásio (2%), além de opacos, titanita, apatita e turmalina, como acessórios. Os cristais de clorita, sericita e muscovita ocorrem sob as formas hipidiomórfica e hidiomórfica, estão sempre orientados, apresentam contatos retos ao longo de seu maior comprimento e irregulares nas extremidades e possuem diâmetros variando de 0,3 mm a 0,1 mm. Os cristais de epidoto ocorrem como granulos menores que 0,1 mm e mais raramente como cristais maiores xenomórficos e hidiomórficos, e são produtos de recristalização ou de reações minerais.

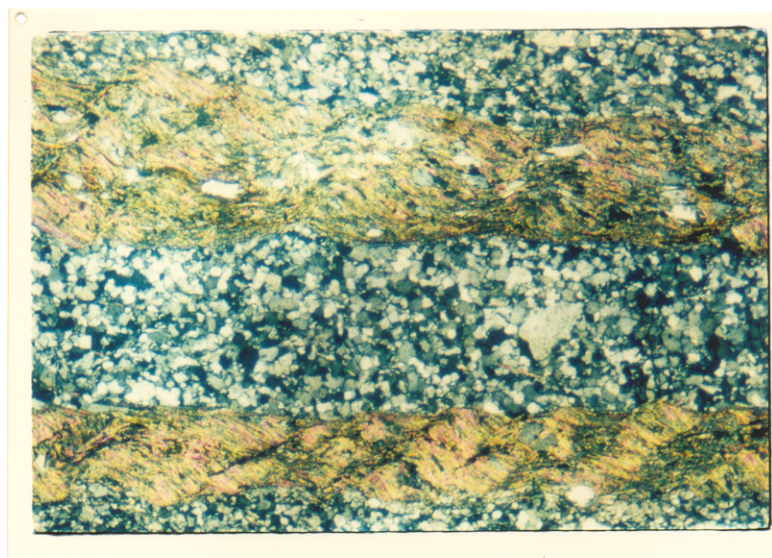


Figura 11 - Fotomicrografia de uma amostra de quartzo-sericita-clorita xisto bandado. Observa-se também clivagem de crenulação diferenciada entre os microbandamentos composicionais (NX, aumento 2,5X, plano XZ, ponto J-35).

As faixas quartzo-feldspáticas apresentam espessura média de 0,5 mm, têm texturas granoblástica e granolepdoblástica equigranular e mostram descontinuidades intergranulares (Figura 12). São compostas principalmente por quartzo (88%), plagioclásio (5%), clorita (5%) e microclineo (1%), além de epidoto, titanita e zircão como acessórios. Os cristais de quartzo são hipidiomórficos, hidiomórficos e xenomórficos, apresentam contatos retos, embaçados, unilateral e suturados que, em algumas porções, podem formar agregados com ponto tríplice. Alguns cristais estão parcialmente e/ou totalmente recristalizados, sendo que os cristais hidiomórficos apresentam extinção reta e os cristais xenomórficos mostram extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio e de microclineo apresentam forma xenomórfica, encontram-se normalmente sericitizados e geminados (polissintética e xadrez), têm diâmetros variando de 0,4 mm a 0,1 mm e exibem contatos irregulares. Alguns cristais de plagioclásio apresentam inclusões de alanita. Os cristais de clorita e muscovita ocorrem sempre orientados e formam pequenas faixas descontínuas (Figura 12), ou estão disseminados entre os grãos de quartzo. Os cristais de epidoto ocorrem também sob a forma de granulos menores que 0,01 mm, encontram-se normalmente associados aos cristais de clorita e titanita, e mais raramente ocorrem de forma prismática, com diâmetros que variam de 0,1 mm a 0,2 mm, ou podem também estar inclusos nos cristais de quartzo.

3.3- FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

Essa unidade ocupa cerca de 15% do total da área mapeada e suas melhores exposições ocorrem na extremidade oeste

do perfil (ver anexo I). Como esta unidade não compõe o objetivo principal deste trabalho, apresenta-se nessa oportunidade apenas uma rápida descrição dos principais tipos litológicos.

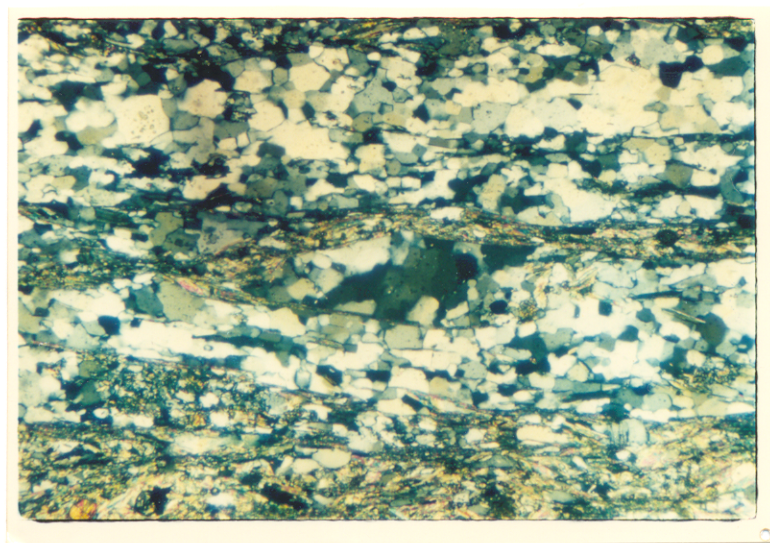


Figura 12 - Fotomicrografia de um exemplar de quartzo-sericita-clorita-xisto composto por grãos de quartzo recristalizados, formando textura em "mosaico" e descontinuidades intergranulares. Há também concentrações de epidoto granulado em pequenos níveis de clorita e muscovita (NX, aumento 2,5X, plano XZ, ponto J-53).

Trata-se de uma sequência de rochas sedimentares representadas por arenitos, calcários, folhelhos avermelhados e esverdeados, siltitos, camadas com nódulos e concreções silicosas, com espessuras variadas (métrica a centimétrica), compondo um bandamento sedimentar sub-horizontal ou inclinados em torno de 6° para SW (Figura 13).

As camadas que compõem essa formação serão descritas, da base para o topo (Figura 14).



este

oeste

Figura 13 - Sequência superior (Figura 14) da Formação Pedra de Fogo (região de Marabá) formada pelas intercalações de folhelhos, siltitos, arenitos, calcário e níveis de sílica, tendo como principal característica, o desenvolvimento de nódulos e concreções durante a diagênese. O acamamento é subhorizontalizado com um ligeiro caimento para SW (6°) e apresenta-se levemente ondulado.

Na base ocorrem arenitos maciços de coloração branca amarelada e granulometria fina a média, seguidos por calcários esbranquiçados, os quais apresentam estruturas maciça e acamadada. Os arenitos estratificados apresentam granulometria média a grossa e contêm intercalações de níveis conglomeráticos de espessuras centimétricas. Os conglomerados apresentam um arcabouço aberto, formado por seixos bem arredondados, arredondados e subarredondados de quartzo (75%), calcedônia (4%) e arenitos (1%), com diâmetros que variam de 10 a 6 cm, sua matriz (20%) apresenta granulometria média, têm estrutura maciça e é formada principalmente por grãos de quartzo e minerais ferrosos.

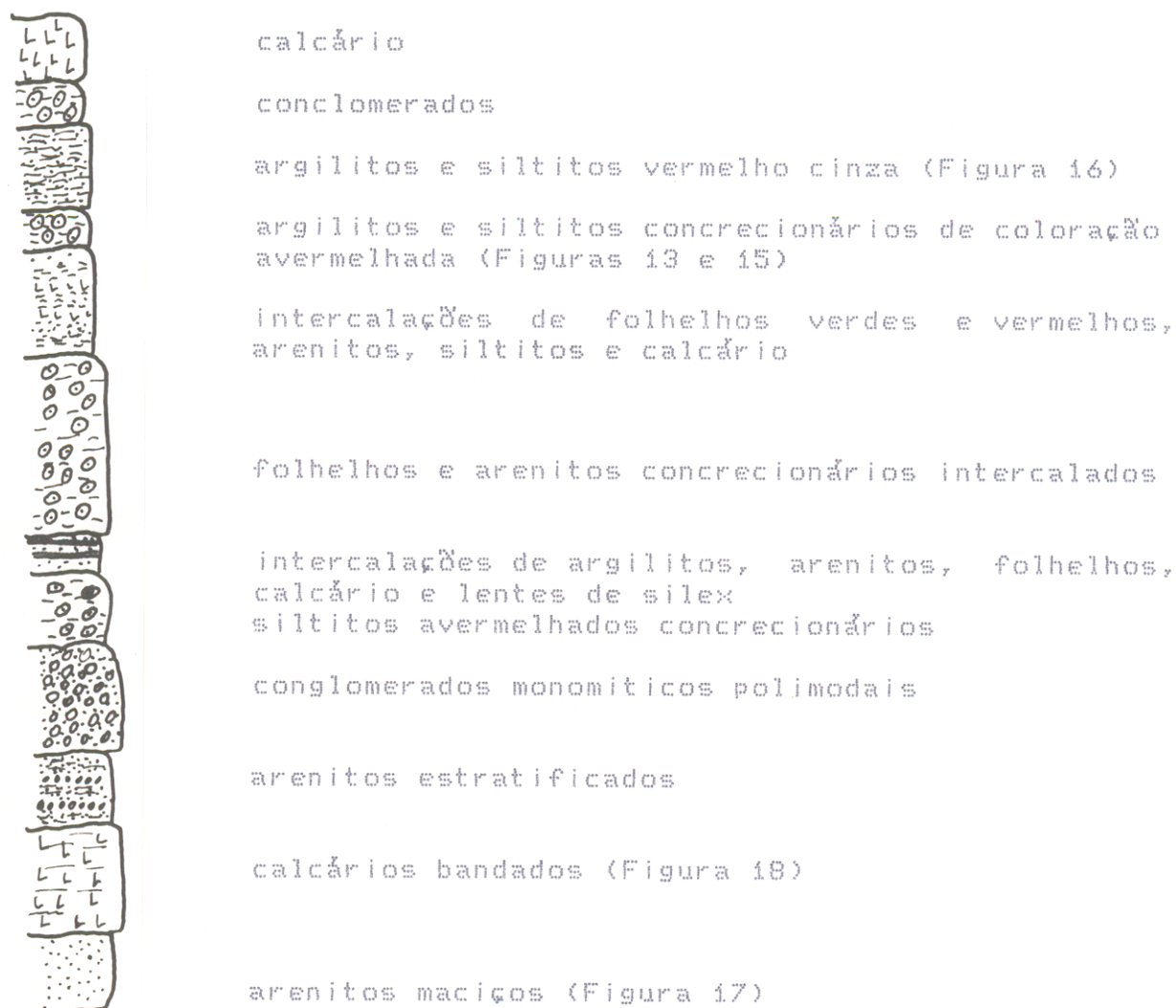


Figura 14 - Seção colunar da Formação Pedra de Fogo na região de Marabá.

No topo dessa sequência encontra-se um pacote concrecionário (Figura 13) composto por argilitos e siltitos de coloração avermelhada e finamente laminados, constituídos por 60% de concreções argilosas, com diâmetro variando de 4 a 3 cm (Figura 15), seguido por uma sequência de argilitos, siltitos, arenitos, folhelhos e calcários intercalados. Sobre essas camadas ocorrem folhelhos avermelhados compostos por 40% de concreções silicosas de 10 a 5 cm de diâmetro. Existem ainda intercalações

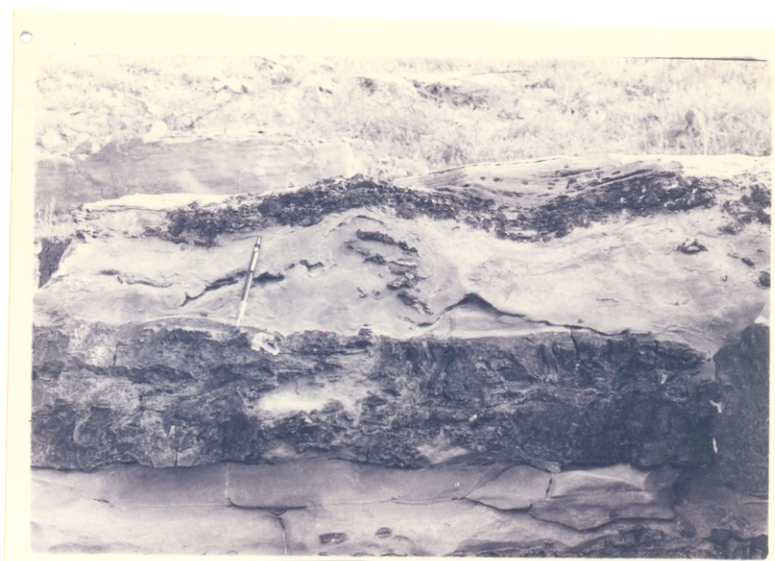
centimétricas de folhelhos verdes e vermelho, quebradiços, arenitos, siltitos e calcários (Figura 16) seguidos por uma camada de calcário de coloração esbranquiçada de espessura métrica.



leste

oeste

Figura 15 - Detalhe de concreções centimétricas contidas em camadas de siltitos, folhelhos e arenitos.



leste

oeste

Figura 16 - Intercalações de arenitos escuros e argilitos, formando estruturas de sobrecarga.

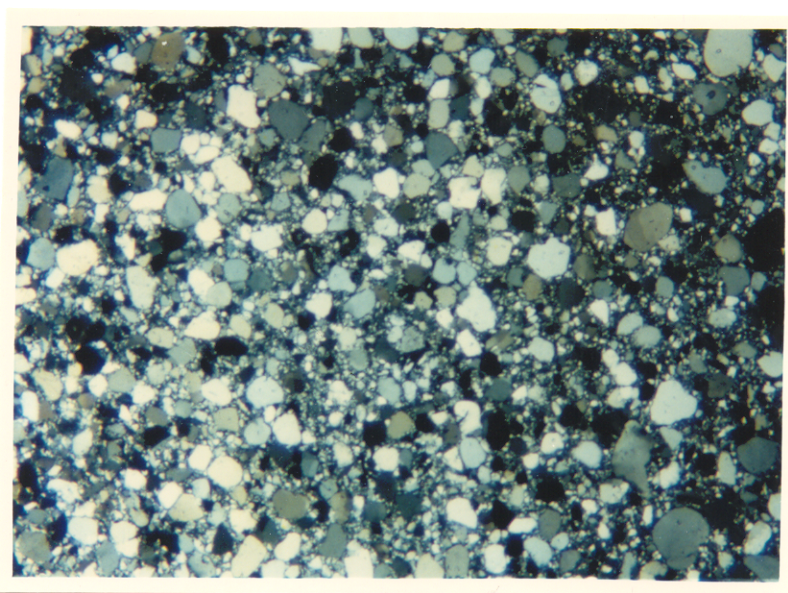
Os aspectos microscópicos de 5 seções delgadas de arenitos e calcários são mostrados a seguir.

- Quartzo arenito -

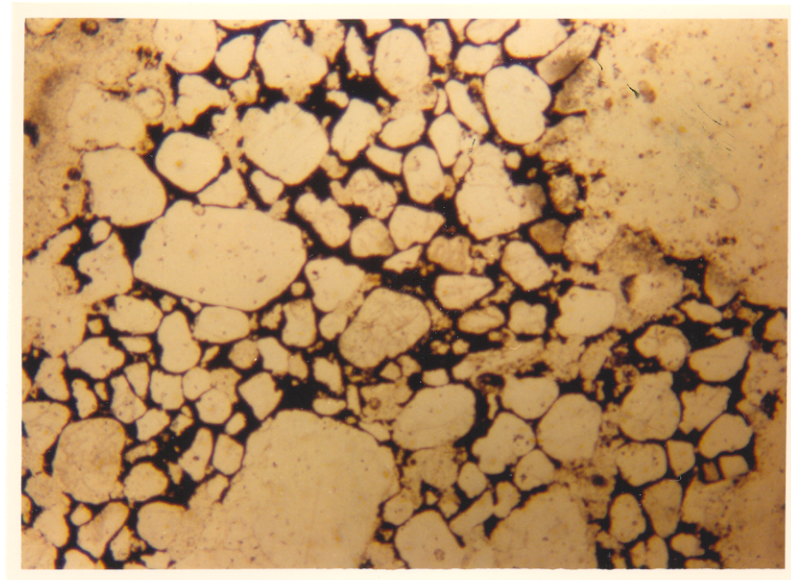
Ao microscópio (análise de 3 seções delgadas) apresenta uma textura bimodal num arcabouço aberto (75%) formada por grãos de quartzo bem arredondados, arredondados e mais raramente subarredondados, com diâmetros que variam de 0,8 mm a 0,3 mm, não orientados e com extinção ondulante na maioria deles e imersos numa matriz (25%) quartzosa (Figura 17).

- Calcário -

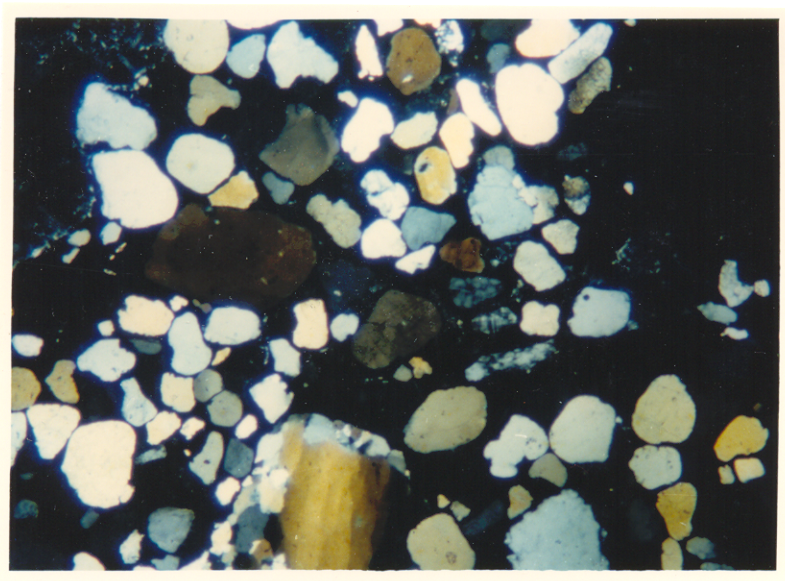
Ao microscópio (análise de 2 seções delgadas) revela uma estrutura maciça ou finamente laminada, composta basicamente por calcita (90%) e cristais de quartzo (10%) subarredondados a angulosos, com diâmetros que variam de 0,1 mm a 0,2 mm (Figura 18).



(a)



(b)



(c)

Figura 17 - Fotomicrografia mostrando arenitos da Formação Pedra de Fogo; (a) arenito formado por grãos de quartzo arredondados a angulosos, dispersos num arcabouço aberto (NX, J-22-A, aumento 1X); (b) arenito constituído por grãos de quartzo com cimento ferruginoso (N //, J-22-b, aumento 1X) e (c) grãos de quartzo arredondados, subarredondados e angulosos mostrando extinção ondulante (NX, J-22-c, aumento 1X)

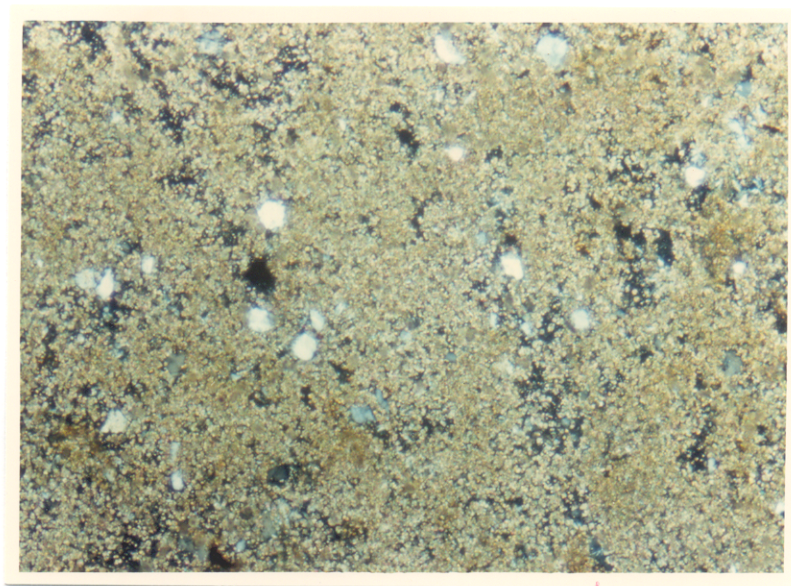


Figura 18- Fotomicrografia de um exemplar de calcário, revelando estrutura maciça constituída por grãos de quartzo angulosos dispersos em matriz micrítica (NX,J-22-b-2, aumento 2.5X).

4- GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1- INTRODUÇÃO.

Neste trabalho, as estruturas geradas na porção norte do Cinturão Araguaia são interpretadas a partir de um evento de deformação progressiva não-coaxial-ductil, de acordo, portanto, com o modelo proposto por HASUI & COSTA (1990).

As feições estruturais geradas nesse evento de deformação foram denominadas de S para a foliação principal, S' e S'' para os planos de clivagens conjugadas, Lx para a lineação de estiramento e Li para lineação de intersecção.

4.2- MACROESTRUTURAS

As estruturas maiores da área são interpretadas como do tipo "pop-up" e megadobra em bainha (?), localizadas nas porções central e SE da área, respectivamente. Tais estruturas são descritas a seguir:

4.2.1- "Pop-up"

Essa estrutura ocupa a parte central da área, estende-se para fora dos limites da área, apresenta forma alongada na direção N-S, estreita-se à medida que se avança em direção ao norte, e pode ser descrita em perfis ao longo do Rio Tocantins, e rodovias Transamazônica e PA-70.

COSTA et al. (1988a,b) descreveram uma seção crustal esquemática, cortando a parte sul do Cinturão Araguaia (entre as cidades de Guaraí e Redenção), na qual foi identificada uma estrutura sinformal quilométrica, denominada de Sinforma de Pequiizeiro, apresentando plano axial vertical e direção N-S. Tal estrutura estendendo-se para norte e coincide com a estruturação

"pop-up" descrita na área, podendo tratar-se de estruturas cogenéticas.

A Figura 19 mostra que o "pop-up" é formado por um sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis suavemente inclinados para leste, a partir do qual se projetam retrocavalgamentos em direção a oeste. Entre os planos principais de movimentação os conjuntos rochosos estão dobrados ou fortemente basculados.

A porção central desta estrutura é caracterizada por dobras que variam de isoclinais a suaves com planos axiais mergulhando ora para leste, ora para oeste (Figuras 20, 21 e 22).

Zonas transcorrentes orientadas na direção NW-SE, interpretadas como possíveis rampas laterais, seccionam e deslocam a estruturação principal. Outras zonas transcorrentes NE-SW também estão presentes na área, mas ainda não foram devidamente investigadas (Figura 19).

4.2.2- Megadobra em bafnha (?)

A falta de afloramentos na porção centro-sul da área não permitiu um melhor monitoriamento desta estrutura. Contudo, são encontradas nesta região estruturas do tipo "domo e bacia" na escala meso, na margem direita do Rio Tocantins, localizadas entre duas zonas de cavalgamentos orientadas na direção NW-SE e com mergulhos para NE (Figura 23). Admite-se que tais estruturas estariam atreladas a uma provável megadobra em bafnha evoluída a partir da articulação das zonas de cavalgamento com movimentação sinistral. Segundo RAMSAY (1980), uma dobra em bafnha poderia progressivamente evoluir a partir de dobras assimétricas (Figura 24), a exemplo do que se verifica na região investigada.

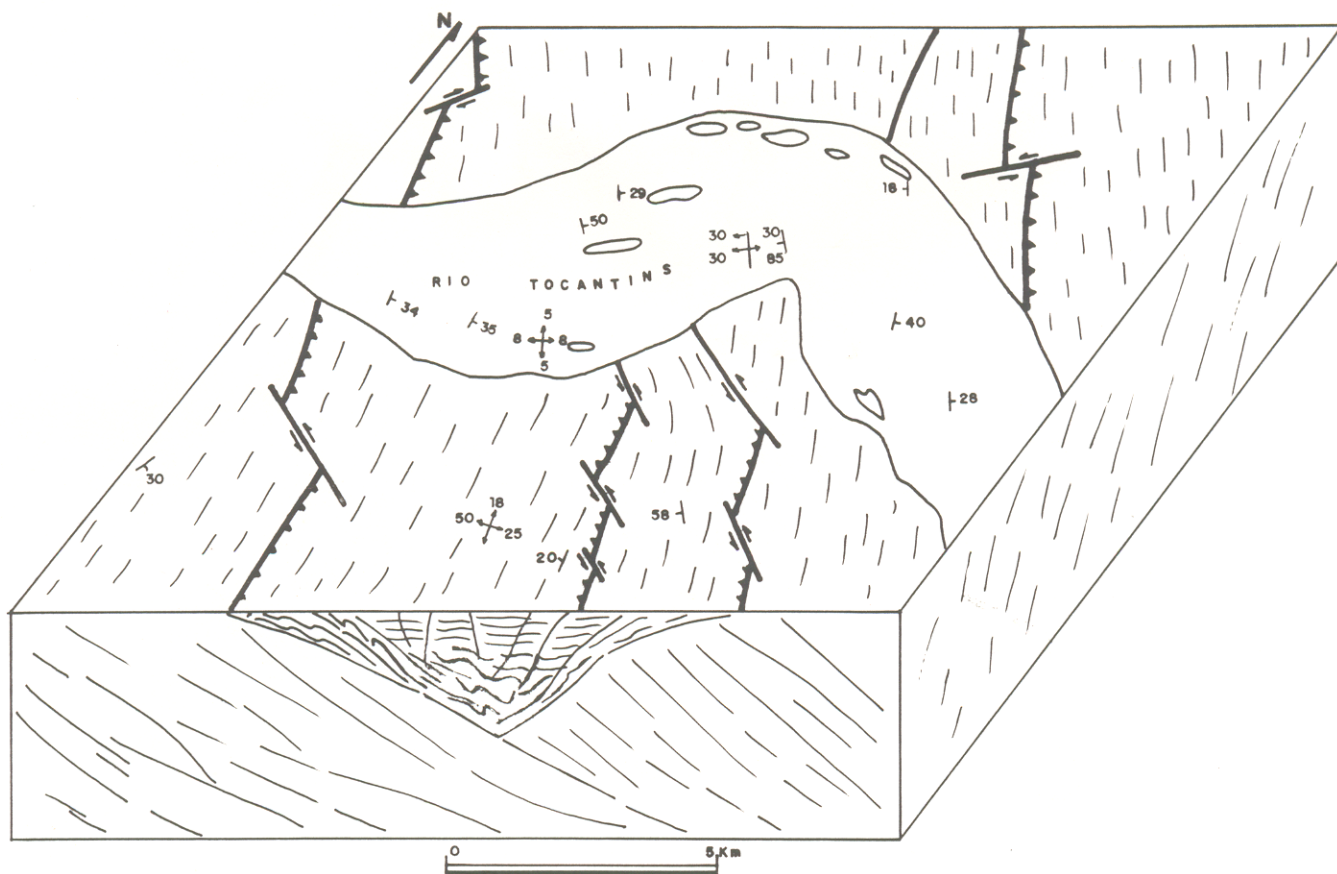


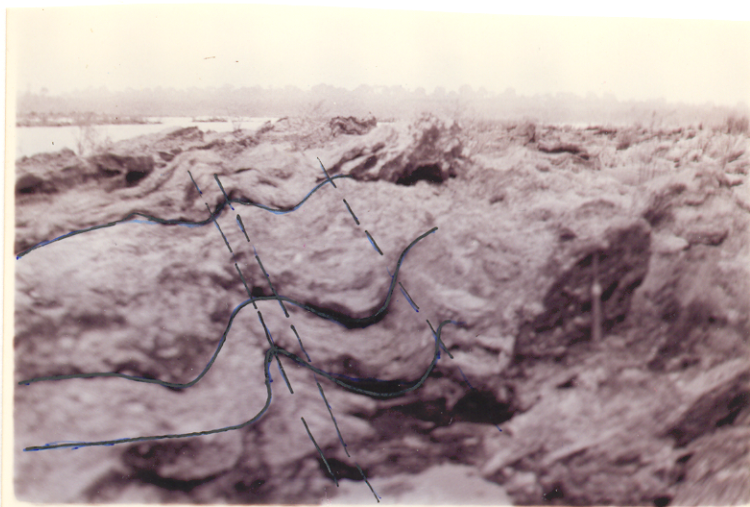
Figura 19- Bloco diagrama mostrando a estruturação central da área, interpretada como um "pop-up", formada a partir de uma compressão lateral (NW-SE). Posteriormente as zonas de cavalgamento e retrocavalgamento foram seccionadas por zonas transcorrentes mais novas.



leste

(a)

oeste



leste

(b)

oeste

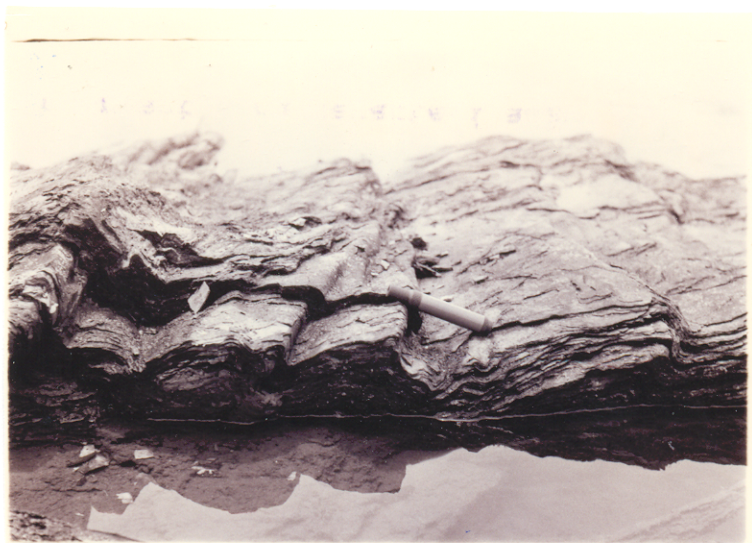


leste

(c)

oeste

Figura 20 - Estruturas que dominam no núcleo do "pop-up": (a) dobras fechadas com planos axiais subverticalizados (leste), geradas nas proximidades das zonas de concentração de deformação; (b) e (c) dobras suaves com planos axiais subverticais em metagrauvascas do Grupo Tocantins.



oeste

leste

(a)



leste

oeste

(b)

Figura 21 - dobras associadas ao desenvolvimento do "pop-up" (a) dobras em kinks em rochas metapelíticas com eixos sub-horizontalizados e vergência para leste; (b) zona de charneira de uma dobra maior, apresentando vergência para leste.

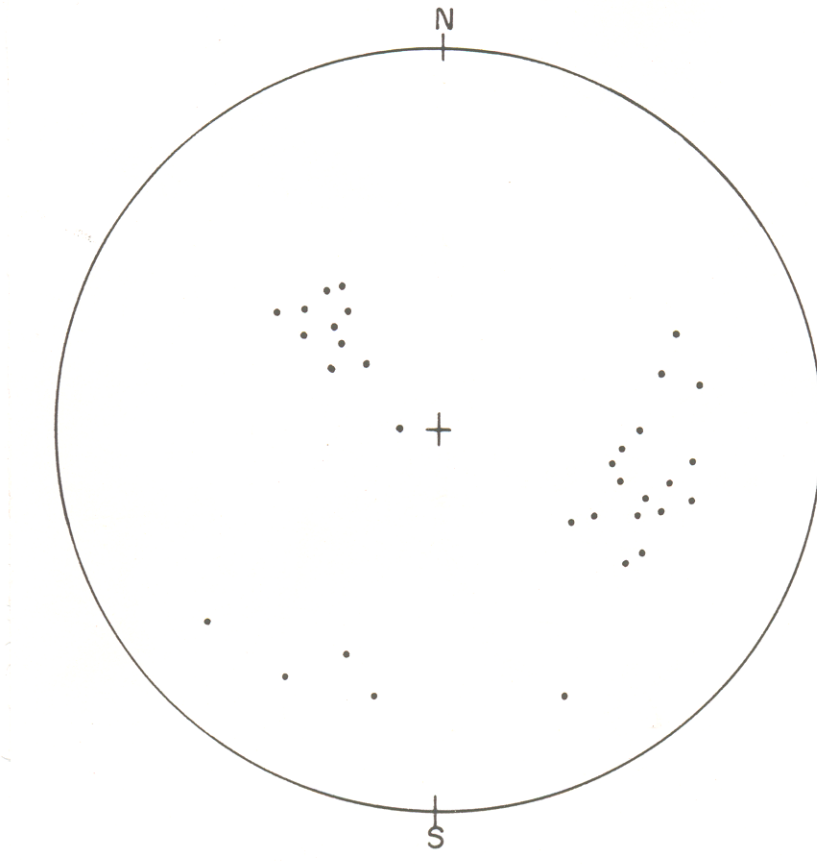


Figura 22- Diagrama mostrando a distribuição espacial dos polos dos planos (S), para a estruturação central "Pop-up". Rede equiária de Schimidt (calota inferior).

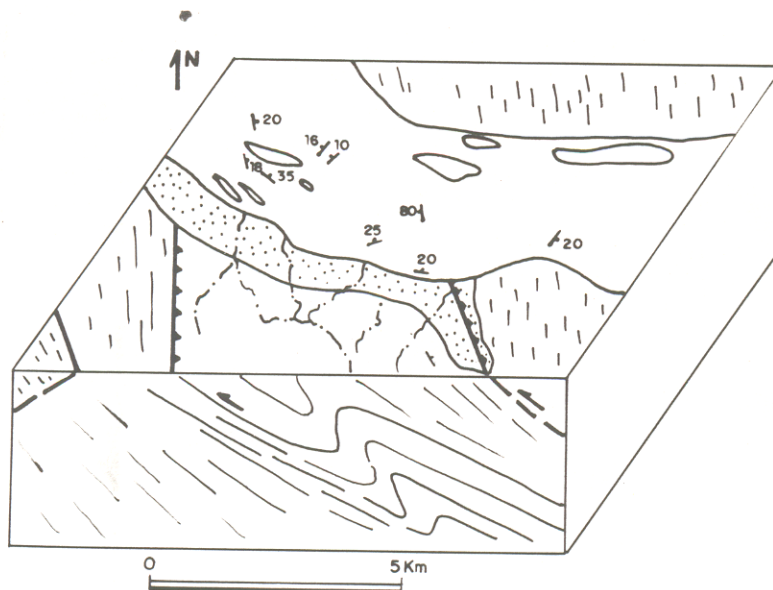


Figura 23 - Bloco diagrama mostrando uma provável dobra em bafnha quilométrica formada a partir de duas zonas principais de cavalgamento.

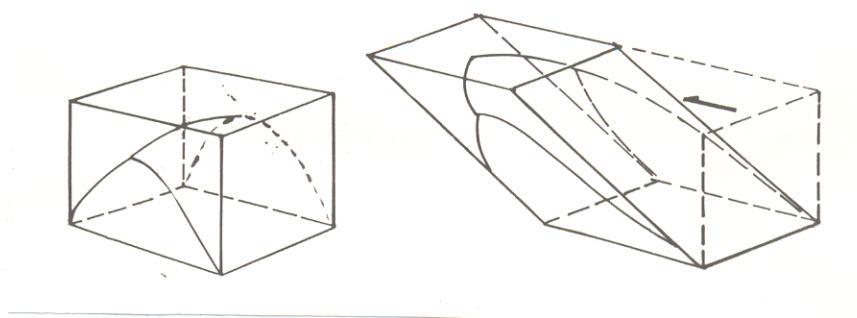


Figura 24 - Bloco diagrama mostrando a evolução de uma dobra em bacia a partir de uma dobra assimétrica (RAMSAY, 1980).

4.2.3- Zonas de cisalhamento

Várias e importantes zonas de cisalhamento são encontradas na área. Elas possuem direção NW-SE e NE-SW, estendem-se para fora dos limites da área (ver anexo I), e são feições muito importantes na caracterização do quadro geométrico. As principais feições que caracterizam as zonas de cisalhamento na escala mesoscópica são as estruturas planares e lineares; destaca-se nesse contexto a foliação milonítica, paralelizada à direção do cisalhamento, que, em algumas porções, assemelha-se a uma foliação sigmoidal e planos C, que materializam a direção do plano de cisalhamento associado (Figura 25). Dentro das zonas de cisalhamento ocorre um bandamento composicional, paralelo ao plano XZ e ligado a processos de dissolução por pressão e/ou cominuição em faixas paralelas; durante esse processo é comum a remoção de elementos móveis de faixas de maior deformação e a conseqüente concentração residual de minerais insolúveis. A lineação de estiramento é definida pelo alinhamento de cristais de quartzo, clorita e outros, além de frações de veios de quartzo

alongadas. As dobras associadas têm seus eixos encurvados e paralelos a direção de Y (Figura 26), mas há também dobras em kink e estruturas S-C (Figura 27). As principais feições microscópicas são grãos fortemente cominuídos, mosaicos de cristais recristalizados e grãos rotacionados. Tais feições indicam que as zonas de cisalhamento são dúcteis e não-coaxiais e que devem ter funcionado principalmente como zonas de cavalgamento durante a deformação progressiva. O ângulo baixo formado entre a direção da foliação e a lineação sugere uma movimentação oblíqua dos planos de cavalgamento.

Em síntese, a macroestruturação da área é definida por um sistema imbricado de cavalgamentos oblíquos que se propagam nos diferentes conjuntos rochosos e impedem dobras nas estruturas planares geradas nos estágios iniciais de deformação.

Figura 25 - Destaque para a foliação de planos XY, subverticalizada e ligada a zona de cisalhamento (J-39)



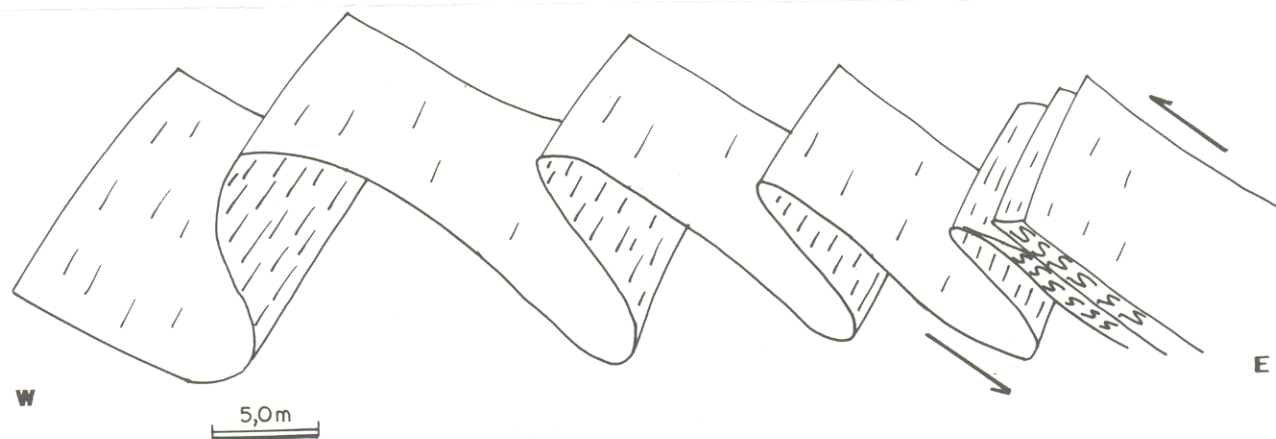


Figura 26 - Bloco diagrama mostrando a evolução das dobras próximo as zonas de cisalhamento.

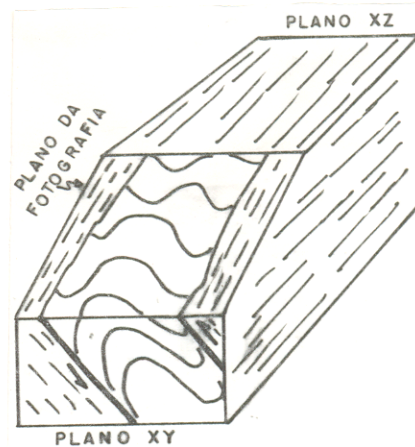
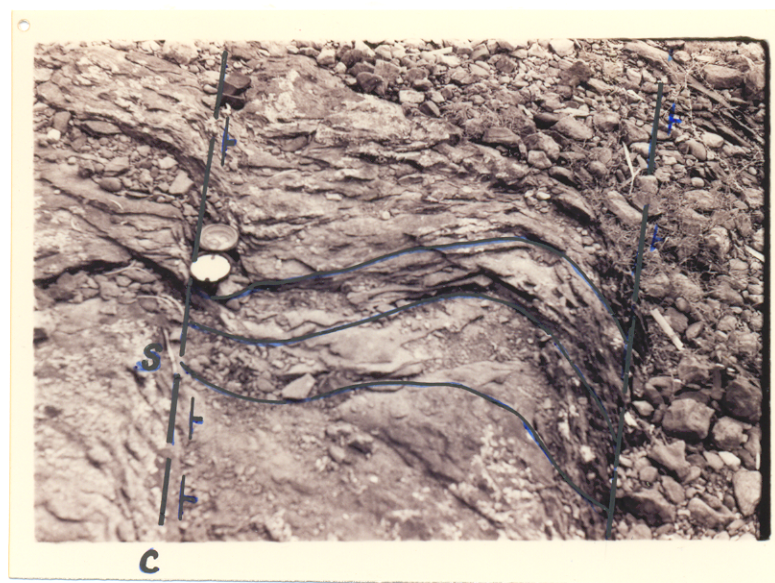


Figura 27 - estruturas do tipo S-C indicando movimentação sinistral associada aos planos de cavalgamento (J-43).

4.3- MESOESTRUTURAS

A nível de afloramento as estruturas são caracterizadas por feições planares e lineares geradas em um evento de deformação progressiva.

4.3.1- Estruturas Planares

4.3.1.1- Foliação

A foliação (S) apresenta direção geral N-S, exibe mergulho suave (25°) predominantemente para leste (Figura 28) e na parte central da área encontra-se dobrada entre zonas mais deformadas subverticais (Figuras 19, 20); os polos dos planos da foliação acham-se representados no diagrama da figura 29.

A foliação pode ser descrita como bandamento composicional/tectônico, ou xistosidade; as clivagens desenvolvidas são do tipo crenulação e conjugadas (S' e S'') contemporâneas a S.



Figura 28 - Afloramento de quartzo-clorita-sericita xisto apresentando uma xistosidade com mergulhos suaves para leste (J-45).

4.3.1.1.1- Bandamento composicional/tectônico

O bandamento composicional pode ser visto principalmente em metagrauvacas e micaxistos, sendo definido pela alternância de bandas centimétricas e milimétricas compostas por

sericita, clorita e opacos, com bandas quartzo-feldspáticas. Em vários locais, onde dominam frações quartzo-feldspáticas lenticularizadas e envolvidas por faixas micáceas, o bandamento composicional torna-se irregular e assemelha-se a uma foliação de transposição (figuras 02 e 11).

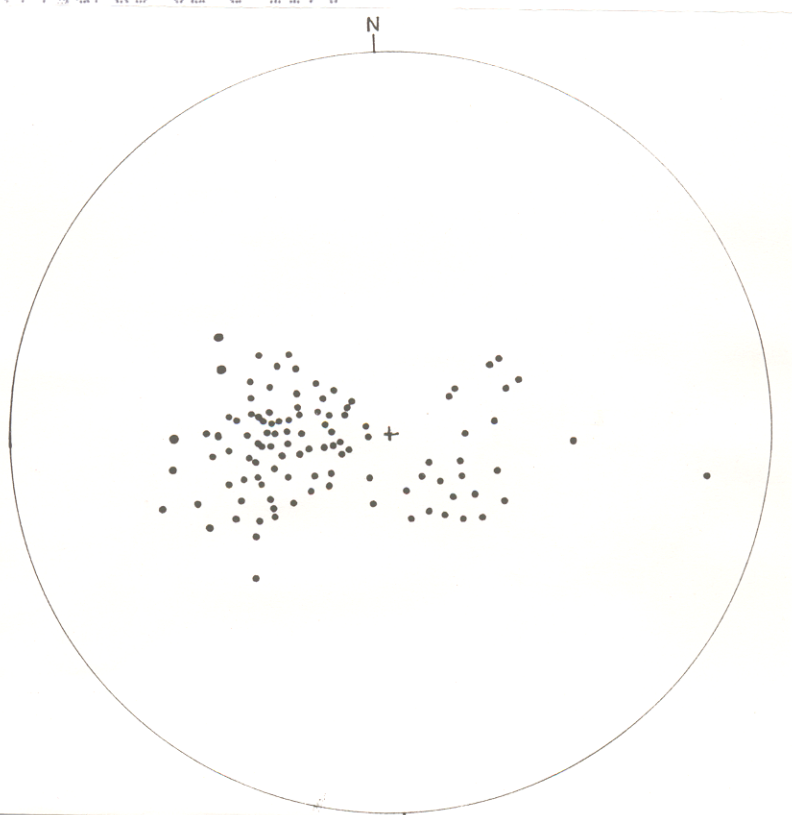


Figura 29 - Diagrama mostrando a distribuição espacial dos polos dos planos (S), para toda a área. Rede equiária de SCHIMIDT (calota inferior).

4.3.1.1.2- Xistosidade

Essa superfície encontra-se impressa principalmente nos micaxistos e filitos. São estruturas planares regulares e contínuas e as vezes apresentam-se anastomosadas, devido à presença de porções quartzosas e/ou quartzo-feldspáticas. É definida pela orientação de minerais micáceos (clorita, muscovita e sericita) e cristais alongados de quartzo. Em alguns afloramentos, observa-se uma certa gradação da xistosidade para o microbandamento composicional.

4.3.1.1.3- Clivagem de crenulação

Tratam-se de estruturas planares intimamente associadas a superfícies axiais de dobras centimétricas e milimétricas impressas em rochas de composição pelítica. Tais estruturas mostram uma disposição submeridiana ao trend regional com mergulhos para leste ou para oeste. No contexto da estrutura "pop-up", a clivagem de crenulação é penetrativa, podendo existir também as clivagens de crenulação conjugadas (S' e S'').

4.3.2- Estruturas lineares

As estruturas lineares reúnem eixos de microdobras e mesodobras, lineação de intersecção com caimento de 8° (Figura 30) para NNE e SSW e lineação de estiramento (L_x) orientada preferencialmente na direção NNW-SSE com caimento médio de 12° para SSE. Destaca-se que a lineação de estiramento encontra-se principalmente nas rochas da porção leste da área.



Figura 30 - Fotografia mostrando ao longo do plano XY lineações de intersecção com caimento de 12° para sul. Esta lineação é paralela ao eixo Y do elipsoide de deformação (J-08).

4.3.2.1- Lineação de intersecção

Trata-se de uma estrutura penetrativa, que pode ser observada principalmente nas porções oeste e central da área. É representada pela intersecção de planos de foliação ou xistosidades com os planos de clivagens de crenulação (Figura 30). Essa estrutura é paralela ao eixo Y do elipsóide de deformação. Paralelamente, são observados também, os traços dos planos das clivagens de crenulação conjugadas, contidas nos planos de foliação, formando ângulos médios de 56° e 118° (Figura 31).



Figura 31 - Fotografia mostrando a intersecção dos planos de clivagens conjugadas (S_1 e S_2) com a foliação principal da rocha (S) em metapelitos (J-19).

4.3.2.2- Lineação de estiramento

A lineação de estiramento é definida principalmente pela orientação de cristais de quartzo alongados, minerais micáceos e frações de veios de quartzo na direção do eixo X do elipsóide de deformação (Figura 32). Essa lineação desenvolve-se

ao longo do plano XY, orienta-se preferencialmente na direção NNW-SSE com caimento médio de 12° para SSE. Contudo, observa-se através do estereograma da Figura 33, uma enorme dispersão dos polos da lineação, a qual é atribuída, em parte, a mudanças locais na direção do transporte de massa.

Devido à granulação muito fina dessas rochas não foi possível caracterizar melhor a lineação de estiramento na escala mesoscópica. Contudo, seu registro é penetrativo na extremidade leste da área.

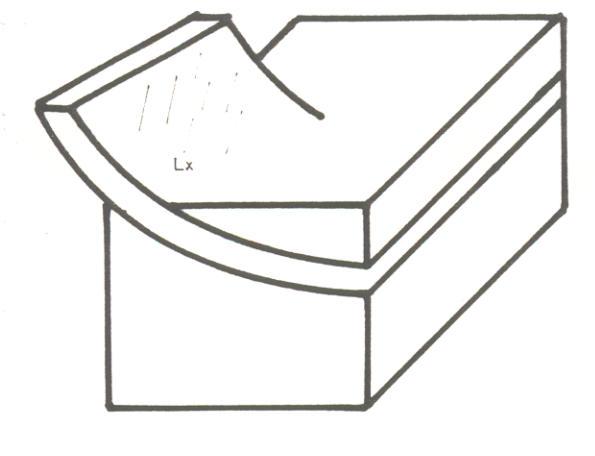


Figura 32 - Bloco diagrama mostrando a lineação de estiramento ao longo dos planos XY (plano de foliação), sugerindo uma movimentação oblíqua sinistral.

4.3.3 - Dobras

As dobras têm dimensões variadas, indo desde milimétricas a métricas. Todavia, são raras as exposições mesoscópicas, razão pela qual não pôde ser feita uma melhor descrição das mesmas. Contudo, verificam-se dobras fechadas,

normais e recumbentes, com vergência para oeste, passando para dobras fechadas a isoclinais nas zonas de maior concentração de deformação. Na parte central da área, as dobras são abertas a suaves, seus planos axiais são subverticais, passando para dobras fechadas a isoclinais, kinks e recumbentes, com vergência para leste (Figuras 20 e 21).

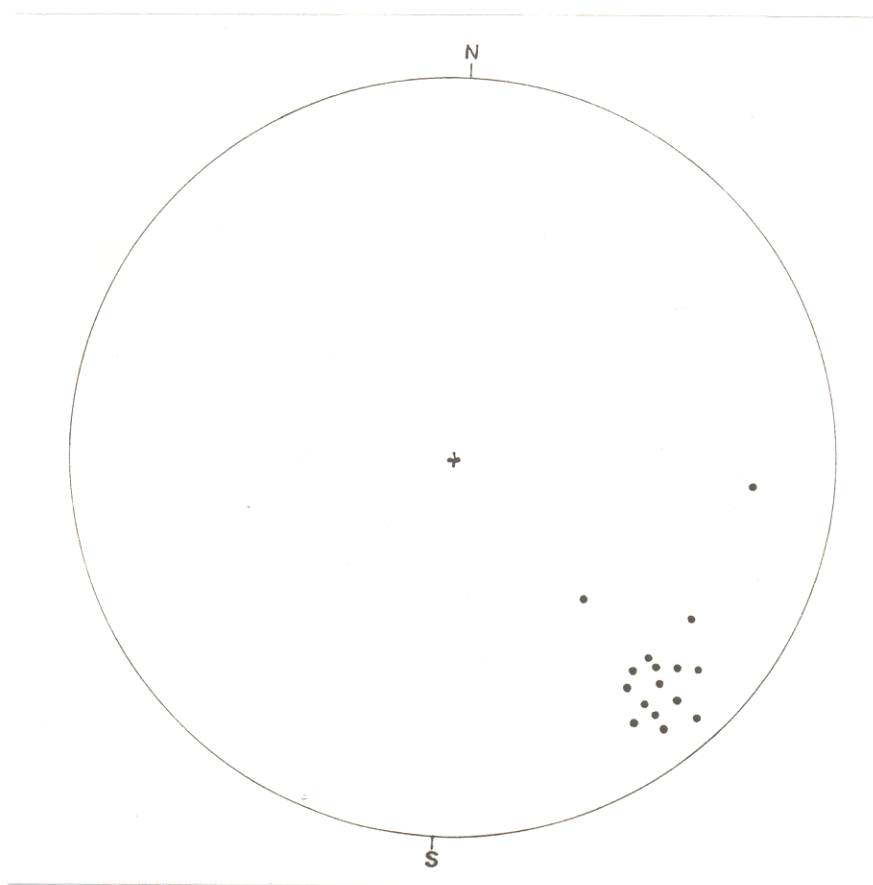


Figura 33 - Diagrama mostrando a disposição das lineações Lx, para a parte leste da área. Rede equiária de SCHMIDT (calota inferior).

4.3.4- Juntas e falhas.

Um conjunto de falhas e fraturas encontra-se bem caracterizado tanto nos afloramentos como em fotografias aéreas. No geral dominam as direções NE-SW, NW-SE e E-W.

A rede de drenagem atual está nitidamente controlada pelo sistema de fraturas observado. A norte do rio Tocantins a direção predominante é NE-SW, enquanto no quadrante a sul do rio domina o sistema NW-SE. A direção E-W do rio Tocantins provavelmente é controlada pelo sistema de falhas com a mesma direção que passa nessa parte da área, o qual faz parte do quadro neotectônico.

4.4- MICROESTRUTURAS

4.4.1- Clivagem de crenulação

4.4.1.1- Clivagens de crenulação conjugadas

Várias microestruturas estão associadas ao desenvolvimento de clivagens de crenulação conjugadas, as quais revelam claramente uma evolução cogenética entre os planos S , S' e S'' , no contexto de um binário sinistral. A foliação S é representada pelos planos de xistosidade paralelos ao acamamento, que, em alguns casos, traduz-se em um microbandamento tectônico/composicional marcado pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos com níveis ricos em clorita, sericita e muscovita. Os planos S' são penetrativos, principalmente na porção central da área, os quais representam clivagens de crenulação definida pela orientação de cristais de clorita, muscovita e opacos. As feições cinemáticas ligadas aos planos S' sugerem movimentação sinistral associada.

Os planos de crenulação (S') foram inicialmente interpretados por vários autores (ABREU, 1978a; GORAYEB, 1981; COSTA, 1985 e outros) como sendo gerados dentro de um contexto

polifásico, resultantes da transposição de planos S1, na fase D3.

No âmbito da interpretação monocíclica, as feições microestruturais sugerem uma movimentação sinistral antitética em relação aos planos S. Paralelamente, também foram formados planos S'' nas porções central e oeste da área, os quais são definidos pela orientação de quartzo, clorita, sericita, feldspato e muscovita, podendo, em alguns locais, evoluírem para uma clivagem de crenulação com sentido de movimentação predominantemente dextral.

As principais microestruturas ligadas as clivagens conjugadas são representadas pelo crescimento radial de quartzo e clorita em torno de grãos de quartzo subarredondados, o qual é observado claramente ao longo dos planos XY (Figura 34), enquanto que nos planos XZ tal crescimento gera estruturas do tipo "mica beards" (mica em barba, Figura 7).

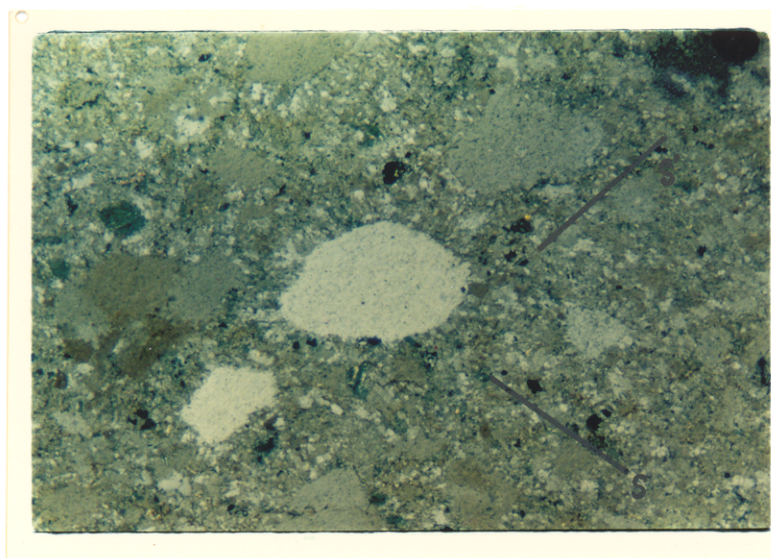


Figura 34 - Fotomicrografia mostrando crescimento radial de quartzo e clorita em torno de grãos de quartzo, ligado a formação dos planos conjugados (NX, aumento 2,5X, J-08-a).

As movimentações sinistral e dextral para os planos S' e S'' respectivamente, são definidas sobretudo por estruturas do tipo S-C, rotação de cristais e microfalhas (Figuras 11 e 35). Os traços dos planos S , S' e S'' são mostrados nos planos XZ de deformação (Figura 36). A partir de tais observações pode-se deduzir que o modelo mostrado na figura 37 explica satisfatoriamente o desenvolvimento destes planos, no contexto de evolução progressiva (Figura 37).

4.4.1.2- Clivagem de crenulação diferenciada

As clivagens de crenulação diferenciadas ocorrem em rochas microbandadas, caracterizadas pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos e níveis ricos em clorita, sericita e muscovita. Essa variação composicional faz com que os mecanismos de deformação sejam diferenciados (Figura 11). Dependendo da taxa da deformação e do grau de recristalização dos cristais de quartzo, os planos de crenulação podem ser refratados ou ainda apresentarem orientações opostas aos planos de clivagem (Figura 38).

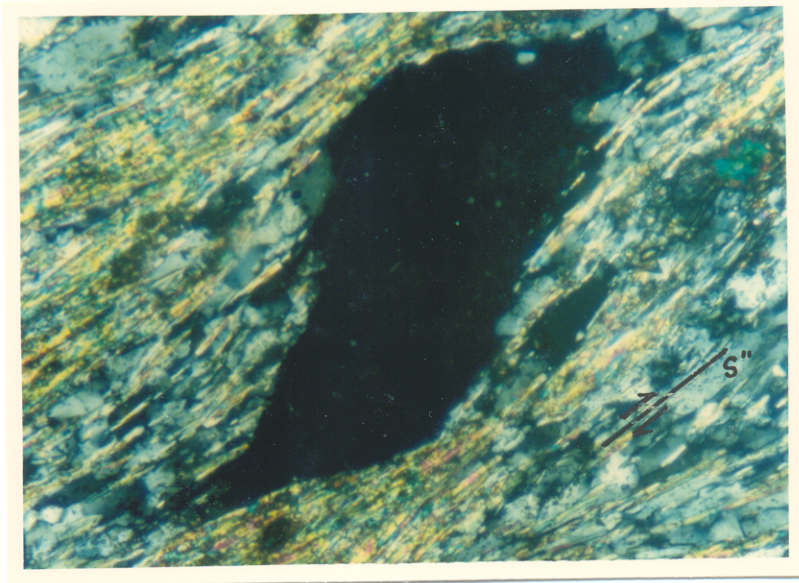
Os planos das clivagens podem estar enriquecidos por clorita e opacos e mais raramente por grãos de quartzo. Esses planos truncam os cristais maiores de quartzo e impõem forte ondulação na foliação principal.

4.4.1.3- Clivagem de crenulação budinada

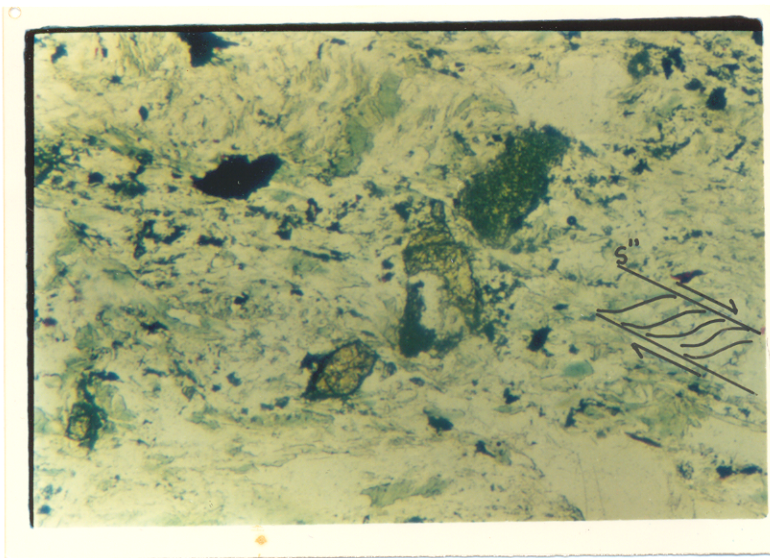
Esta microestrutura mostra uma contemporaneidade entre os planos S e S' ; verifica-se na figura 39 uma metagrauvaca microbandada, contendo planos S e S' em ângulos altos entre si.

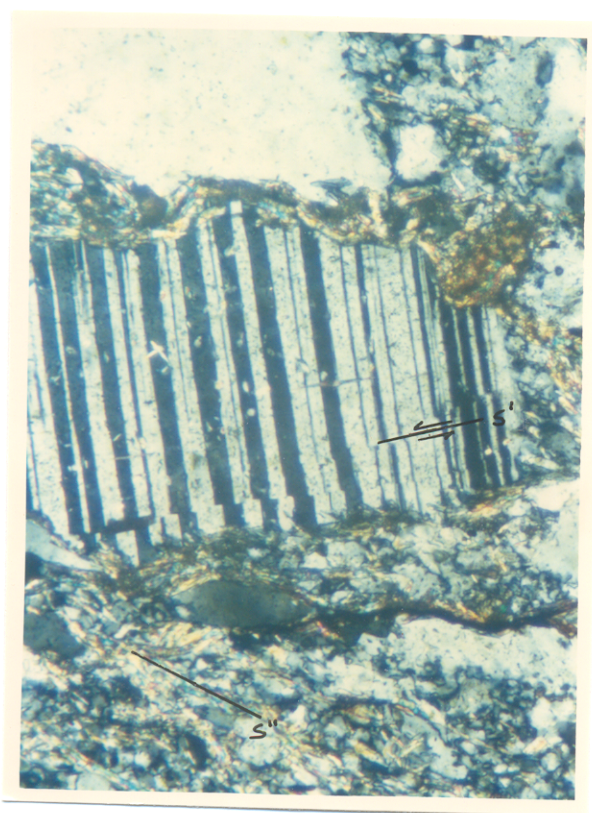
Estiramento ao longo dos planos S e conseqüente budinagem da crenulação demonstra claramente, que tais feições estão ligadas a uma evolução progressiva.

a)



b)

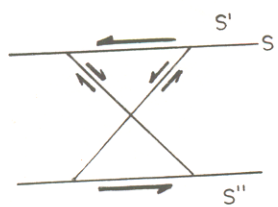
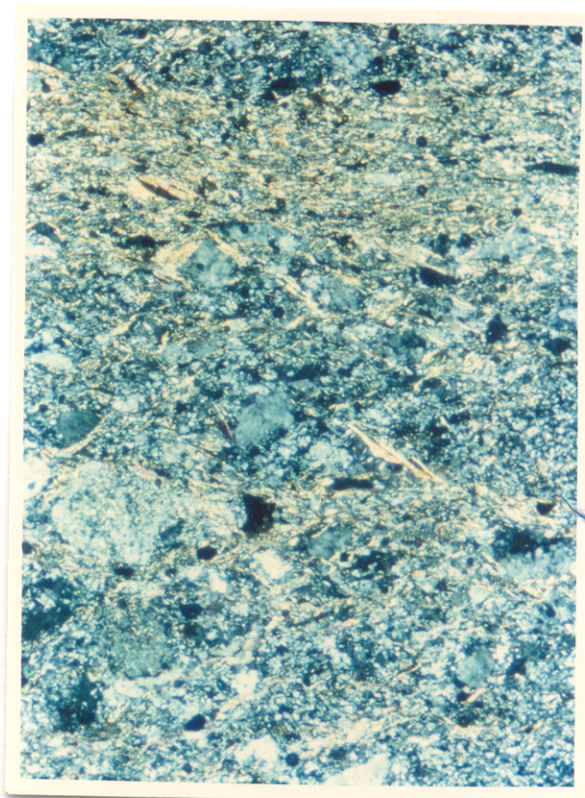




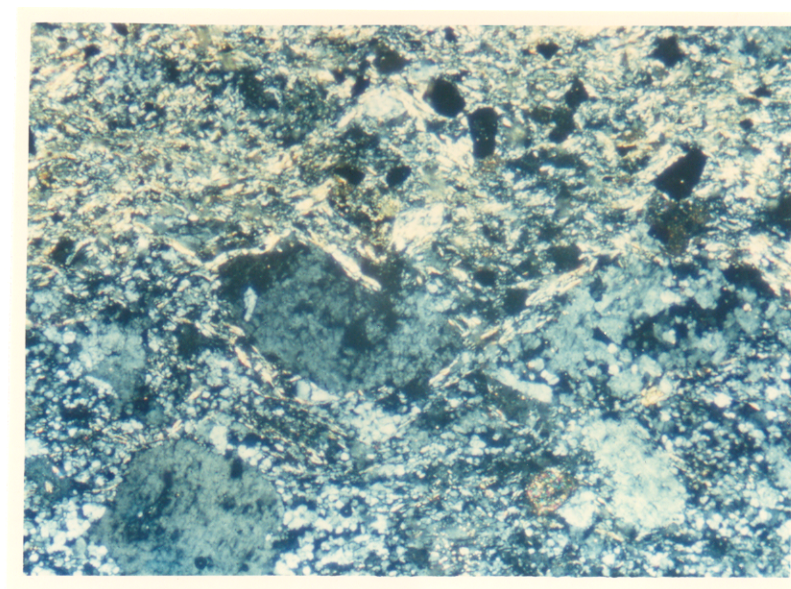
(c)

Figura 35 - Fotomicrografia de microestruturas ligadas a movimentos relacionadas aos planos S' e S'' : (a) porfiroclasto de quartzo sigmoidal orientado segundo o plano S'' , indicando movimentação dextral (NX, J-34, plano XZ, 2,5X); (b) estruturas S-C ligadas aos planos S'' , indicando também movimentações dextrais (N //, J-08, plano XZ, 2,5X) e (c) mostra um cristal de plagioclásio orientado segundo a direção dos planos S' , microfraturados e revelando uma movimentação sinistral (NX, J-08, plano xz, 10X).

Figura 36 - (a) Fotomicrografia mostrando os traços dos planos de clivagens conjugadas ao longo do plano XZ de deformação (1x); (b) detalhe de (a), no qual os grãos de quartzo são seccionados por S' e S'' desenvolvendo faces paralelas aos planos conjugados, formando microlitons (NX, J-08f, plano XZ, 10X).



(b)



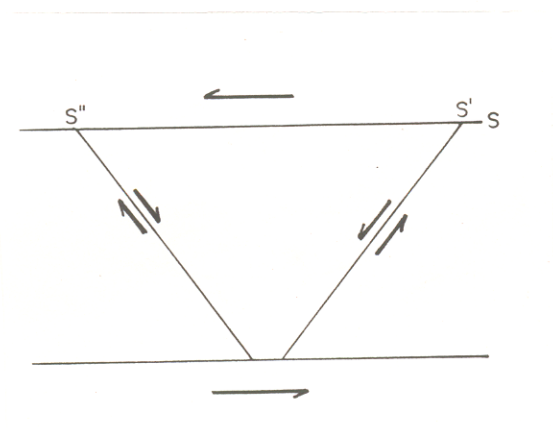


Figura 37 - Modelo para a formação dos planos S , S' e S'' a partir da atuação de um binário sinistral em um único evento de deformação progressiva.

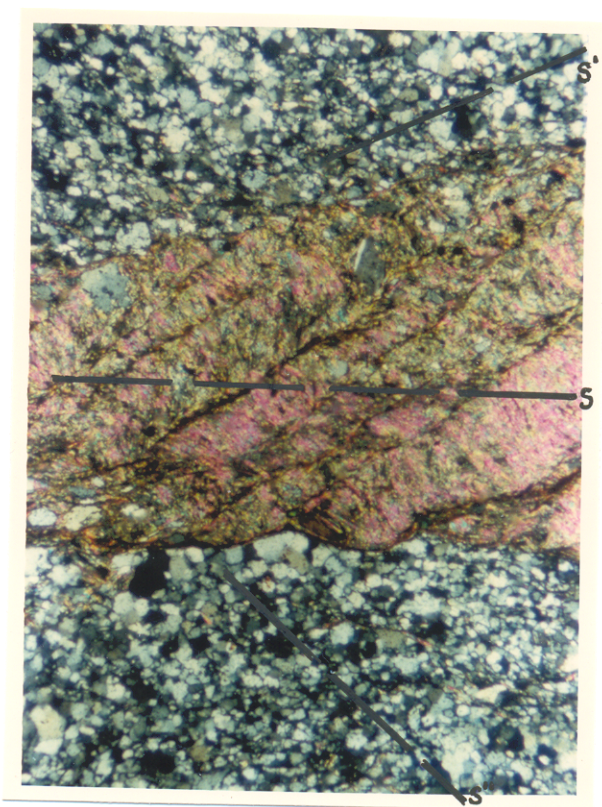


Figura 38 - Fotomicrografia de um exemplar de quartzo-clorita xisto microbandado, mostrando que os níveis quartzo-feldspáticos ressaltam melhor os planos S'' , enquanto que os níveis ricos em filossilicatos ressaltam os planos S' (NX, J-35, plano XZ, 2,5 X).

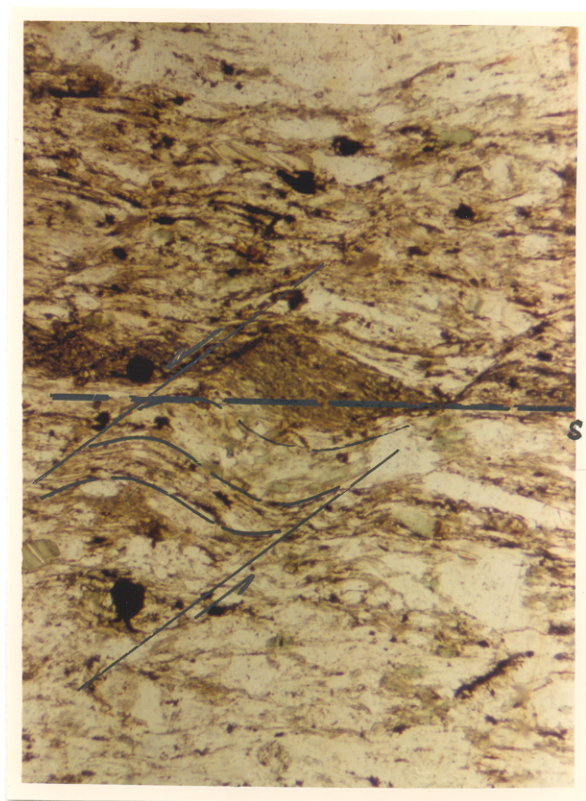


Figura 39 - Fotomicrografia de um exemplar de metagrauvaca mostrando crenulaçãõ e budinagem de S, revelando uma movimentaçãõ sinistral (NX, 2,5X, plano XZ, J-08c).

4.4.2- Microestruturas do quartzo associadas aos cavalgamentos

4.4.2.1- Descontinuidades intergranulares.

Estas descontinuidades intergranulares são bem definidas nas porções mais recristalizadas e com forte deformação cisalhante. Destacam-se principalmente nas rochas quartzíticas, em bandas quartzosas e xistos de granulação média. Os microplanos desenvolvidos são paralelos à foliação principal (S), seccionam os grãos de quartzo e estão ligados diretamente ao grau de deformação. Tais descontinuidades podem ser contínuas e regulares, e originam planos novos de foliação (Figuras 12 e 40).

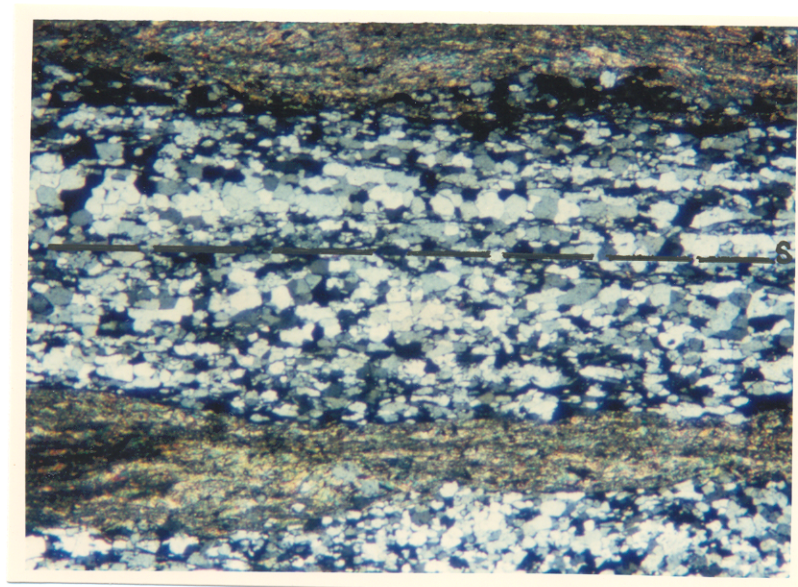


Figura 40 - Fotomicrografia de um exemplar de quartzo-clorita-xisto microbandado, formado pela intercalação de níveis quartzo-feldspáticos com níveis ricos em clorita e sericita. Observa-se nos níveis quartzo-feldspáticos uma textura em mosaico alongada, que com o aumento da deformação originam-se as descontinuidades intergranulares (NX, J-45, plano XZ, 1X).

4.4.2.2- Microestrutura de porfiroclasto

Essa microestrutura desenvolve-se nas proximidades das zonas de maior concentração de deformação, em que porfiroclastos de quartzo sofrem processos de recristalização e forte estiramento ao longo do eixo X (Figura 41). São encontrados principalmente nos clorita xistos e metagrauvacas nas porções oeste e central da área, onde a deformação não foi suficiente para modificá-los totalmente. Os porfiroclastos de quartzo podem assumir forma alongada, subarredondada ou angulosa, e estão normalmente seccionados pela foliação.

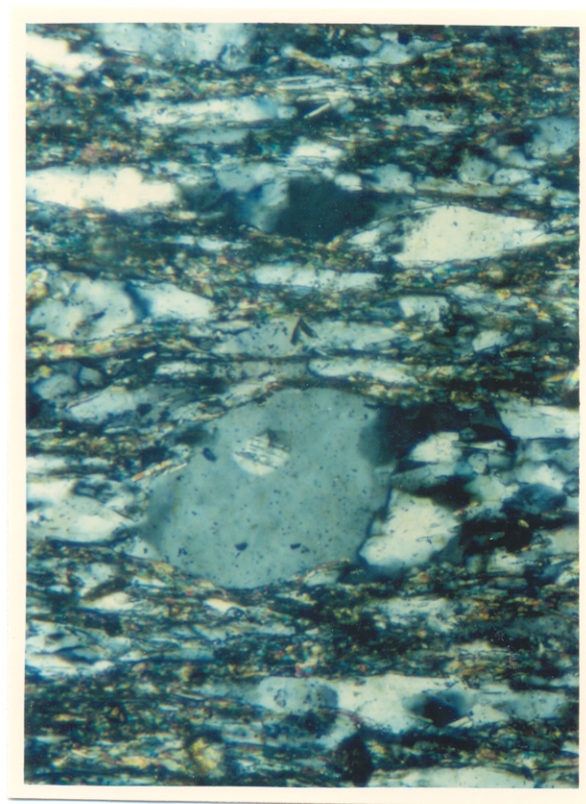


Figura 41 - Fotomicrografia mostrando porfiroclastos de quartzo parcialmente preservado em zonas de alta deformação (NX, 10X, plano XZ, J-34).

4.4.2.3- Recristalização

Os estudos petrográficos realizados ao longo do rio Tocantins nas rochas que compõem a Faixa Araguaia, revelaram claramente um aumento no grau de recristalização dos cristais de quartzo, muscovita e clorita à medida que se avança em direção a leste, estando relacionada, portanto, ao aumento da deformação e cristalização.

As feições microestruturais causadas pela recristalização induzida possibilitaram restauração da história da deformação que afetou as rochas da parte norte do Cinturão Araguaia, com destaque para: aumento na granulação dos cristais

de quartzo, clorita e muscovita; formação de lamelas de deformação e extinção ondulante nos cristais de quartzo; orientação preferencial de eixos C de quartzo (Figuras 40 e 42); clastos rotacionados (Figuras 35a e 37); intercrescimento de clorita e muscovita (Figura 43).

4.4.3- Redução no tamanho dos grãos detríticos

Esta redução ocorreu de forma gradativa em direção a parte leste da área. Na porção oeste, a foliação é pouco desenvolvida, formada pela orientação de clorita e sericita, truncando as partes superiores e inferiores dos porfiroclastos. A orientação do eixo C desses porfiroclastos é normalmente perpendicular ao plano de foliação (Figura 44).

4.4.4- Estruturas S-C

As estruturas S-C geradas pela deformação estão ligadas ao modelo proposto na Figura 37. A Figura 45 mostra os critérios cinemáticos entre os planos S e S', gerados durante o evento de deformação progressiva, associando aos planos S e S' uma movimentação sinistral e os planos S'' uma movimentação dextral.

4.4.5- Microfalhas

Essas microestruturas ocorrem seccionando grãos clásticos com crescimento intragranular de quartzo ao longo destes planos (Figura 46) ou seccionam a geminação de cristais de plagioclásio (Figura 35c).

4.4.6- Microestruturas ligadas a movimentos transcorrentes

As microestruturas desenvolvem-se ao longo de zonas

transcorrentes reativadas, gerando microdobras na foliação S (Figura 47) e microbandamentos paralelos ao plano XZ de cisalhamento (Figura 48).

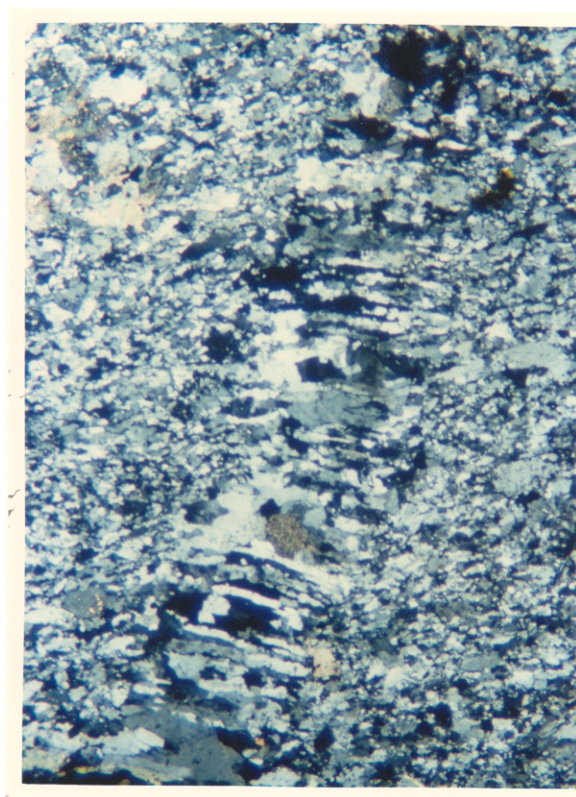


Figura 42 - Fotomicrografia de uma rocha milonítica revelando uma forte orientação dos grãos de quartzo ao longo do eixo X (NX, J-46, plano XZ, 1X).

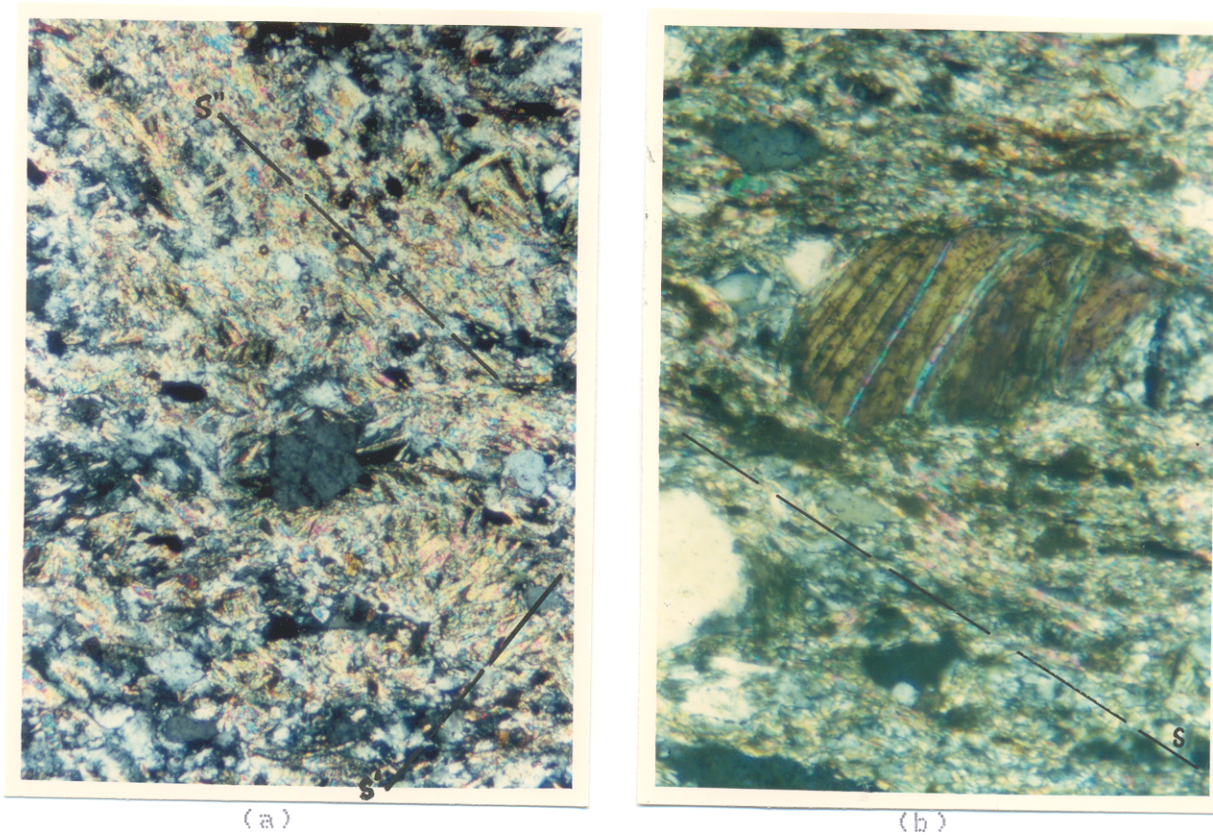


Figura 43 - Fotomicrografia mostrando a recristalização dos cristais de clorita e muscovita: em (a) o corte da lâmina é paralelo aos níveis ricos em clorita e muscovita em uma rocha microbandada mostrando crescimento desses cristais em angulo de até 90° , possivelmente ligado aos planos conjugados (NX, J-45, plano XY, 2,5x); (b) mostra um porfiroblasto de mica (tipo sanduiche) orientado segundo o plano principal de foliação (S) revelando um intercrescimento de clorita e muscovita perpendicularmente ao plano S (NX, 10X, J-02, plano XZ).

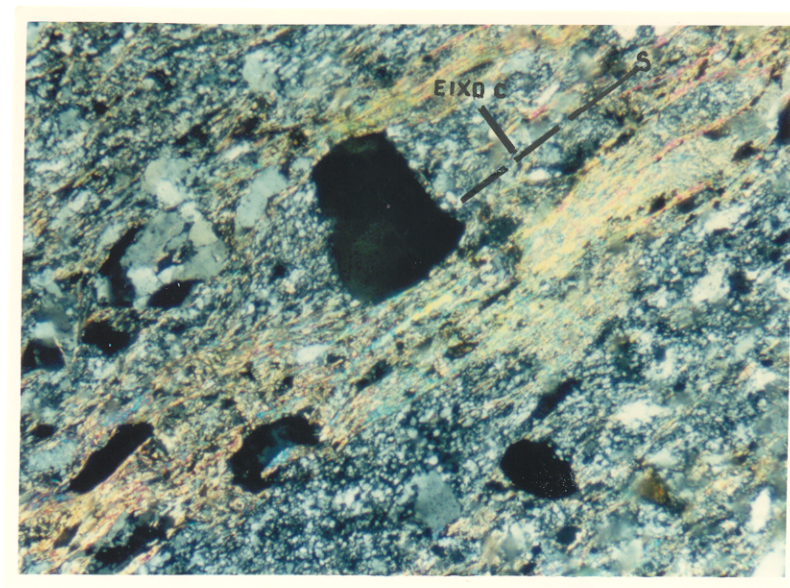
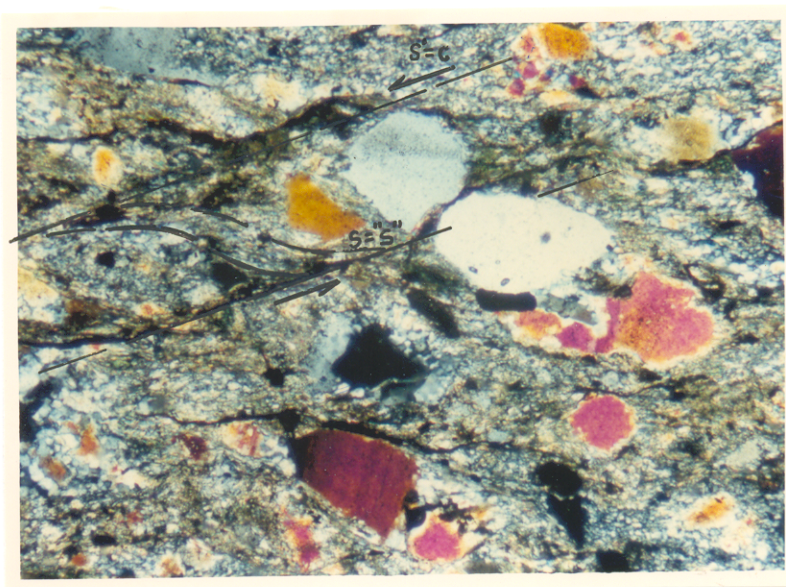


Figura 44 - Fotomicrografia de uma metagrauvaca foliada mostrando redução de porfiroclastos de quartzo.

(a)



(b)

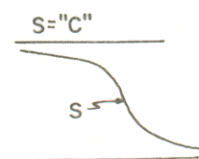
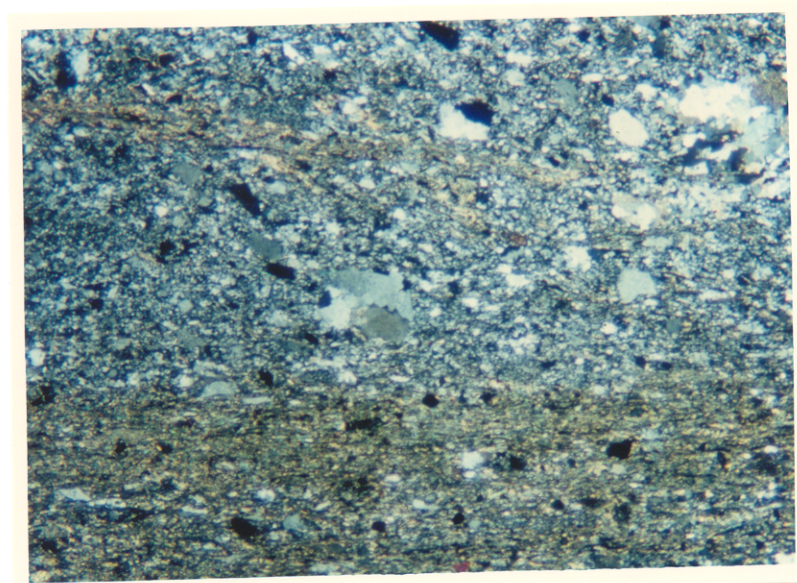


Figura 45 - Fotomicrografia de um exemplar de metagrauvaca : (a) estruturas S-C ligadas aos planos S' , revelando uma movimentação sinistral (NX, plano XZ, J-20, 2,5X); em (b) também estruturas do tipo S-C ligadas ao plano S de cavalgamento (NX, J-02, plano XZ, 1X).

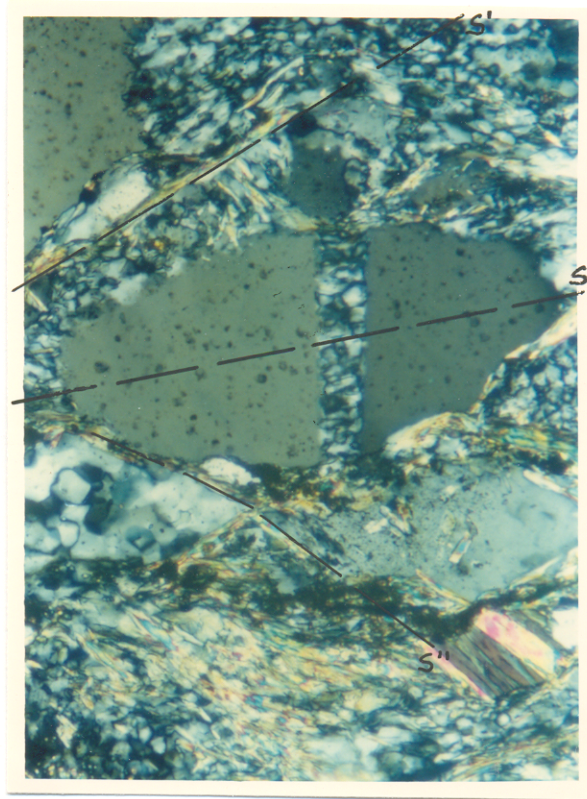


Figura 46 - Fotomicrografia de um porfiroclasto de quartzo fraturado mostrando intercrescimento de quartzo ao longo destes planos e o traço dos planos S' e S'' (NX, J-20, plano XZ, 10X).

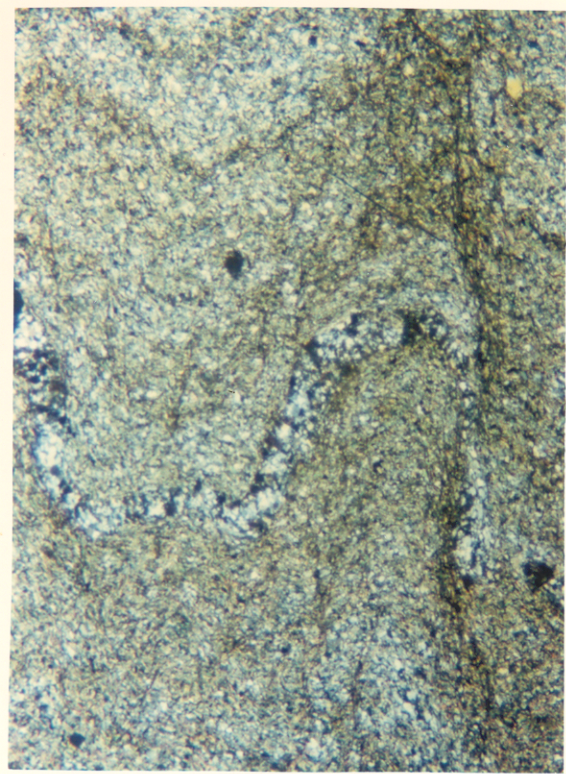
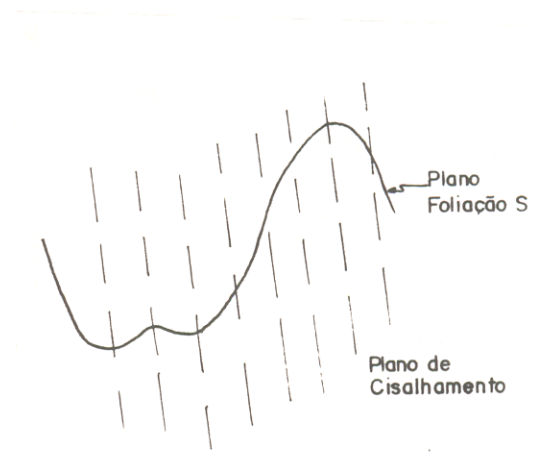


Figura 47 - Fotomicrografia mostrando uma microdobra da foliação S ligada aos movimentos transcorrentes, cristalizando ao longo dos planos axiais clorita e sericita (NX, J-39, plano XZ, 10X).



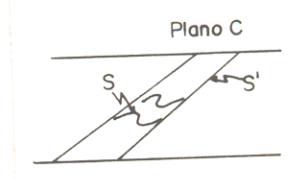
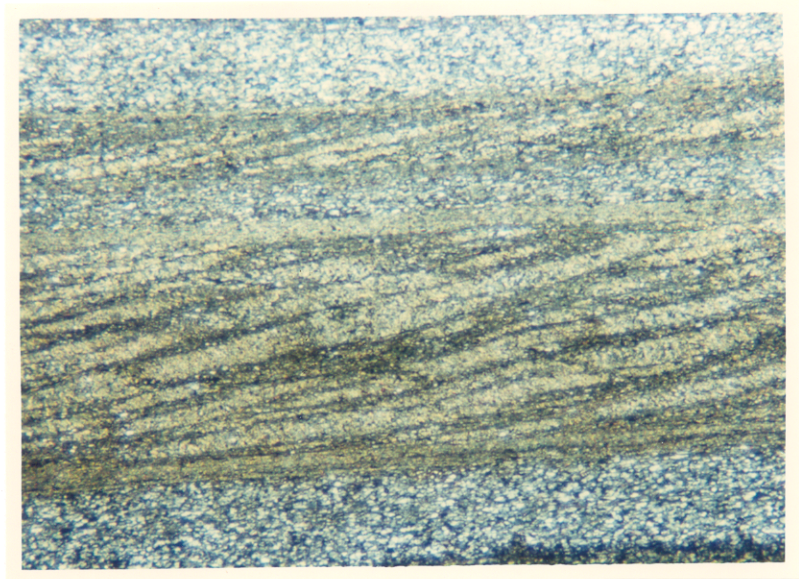


Figura 48 - Fotomicrografia mostrando a formação de um novo microbandamento tectônico/composicional localizado, ligada aos movimentos trascorrentes mais novos. Nota-se uma relação temporal entre os planos S, S' e os planos C das transcorrências (NX, J-37, plano XY, 10X).

5- QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO.

5.1- INTRODUÇÃO

Foram coletadas amostras sistematicamente orientadas ao longo do rio Tocantins e posteriormente laminadas, de forma a obter os planos mais próximos possíveis dos planos XY, XZ e YZ.

Os eixos maiores, menores e intermediários dos grãos e microeixos foram respectivamente correlacionados aos eixos X, Y e Z, do elipsóide de deformação (X>Y>Z). Esses grãos foram medidos em microscópio petrográfico, obtendo-se em cada plano cerca de 24 a 84 grãos, nos quais foram medidos os eixos maiores e menores e sua razão axial foi calculada. Foi tomada como linha de referência o próprio microbandamento ou foliação. Foram feitas cerca de 44 medidas em 5 amostras (J-20, J-02, J-08a, J-08f e J-14) de 4 pontos diferentes, obtendo-se uma média de 55 medidas por plano; esse valor é considerado razoável para obtenção dos valores de R_s da deformação, (DUNNET, 1969).

A quantificação da deformação mediante as médias aritmética, geométrica e harmônica fornece apenas uma estimativa do valor da relação axial do elipsóide de deformação (R_s). A média harmônica das razões axiais tem sido preferida pela maioria dos autores como a melhor estimativa da intensidade da deformação (LISLE, 1977), em relação a geometria e aritmética.

Uma adaptação do método R_f/θ , desenvolvido por DE PAOR (1988), MARSHAK & MITRA (1988), denominado de Rede Hiperbólica, o qual combina todas as curvas de θ para todos os valores de R_s , consiste num método mais simples e mais rápido do que as técnicas R_f/θ tradicionais. Fornece a relação axial do elipsóide de deformação (R_s) e testa a assimetria dos marcadores na rocha não

deformada.

Na análise tridimensional foi utilizado o diagrama de FLINN. Esta técnica é bastante rápida, largamente utilizada para qualquer análise de deformação, parte do princípio que as partículas originais são esféricas.

5.2- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.2.1- Análise bidimensional

Apesar das limitações dos métodos utilizados na quantificação da deformação, os resultados foram bastante coerentes com as observações de campo. Os dados foram obtidos a partir de grãos detríticos e microsseixos, e os resultados dos cálculos encontram-se na tabela 4.

	LÂMINA Pto.20			LÂMINA Pto.02			LÂMINA Pto.08A			LÂMINA Pto.08F			LÂMINA Pto.14		
	XZ	XY	YZ	XZ	XY	YZ	XZ	XY	YZ	XZ	XY	YZ	XZ	XY	YZ
Média Aritimética $\bar{R} = \sum Rf/n$	1,65	1,52	1,76	1,80			1,60	1,80	1,70	1,50	1,40	1,90	2,10	1,59	1,86
Média Geométrica $G = \sqrt[n]{Rf_1 Rf_2 \dots Rf_n}$	1,57	1,48	1,64	1,70			1,57	1,73	1,66	1,44	1,34	1,70	1,57	1,55	1,80
Média Harmônica $H = n / \sum 1/Rf$	1,51	1,44	1,58	1,64			1,52	1,67	1,62	1,39	1,29	1,62	1,86	1,50	1,75
Curvas Hiperbólicas (DE PAOR, 1988)	1,2		1,4	1,3			1,3		1,3	1,3			1,9		1,6
K pela média aritmética	K=0.68						K=1.14			K=0.50			K=0.68		
K pela média geométrica	K=0.75						K=1.10			K=0.49			K=0.69		
K pela média harmônica	K=0.76						K=1.08			K=0.47			K=0.67		

Tabela 4 - Valores da magnitude da deformação (R_s) obtido da razão axial final (R_f), e os valores médios de K (a localização dos pontos é mostrado na Figura 1).

Os valores obtidos nas três primeiras técnicas adotadas para a obtenção da razão axial, mostra uma relação tal que a média aritmética > geométrica > harmônica, para todas as rochas estudadas. Os valores de Rs indicam que, no geral, a taxa de deformação aumenta de oeste para leste da área, indo desde 1.2 até 1.8.

Os valores obtidos a partir da Rede Hiperbólica de DE PAOR são apresentados na Figura 49; mostram uma distribuição assimétrica e indicam uma orientação preferencial dos elipsóides originais e os valores encontrados para cada amostra.

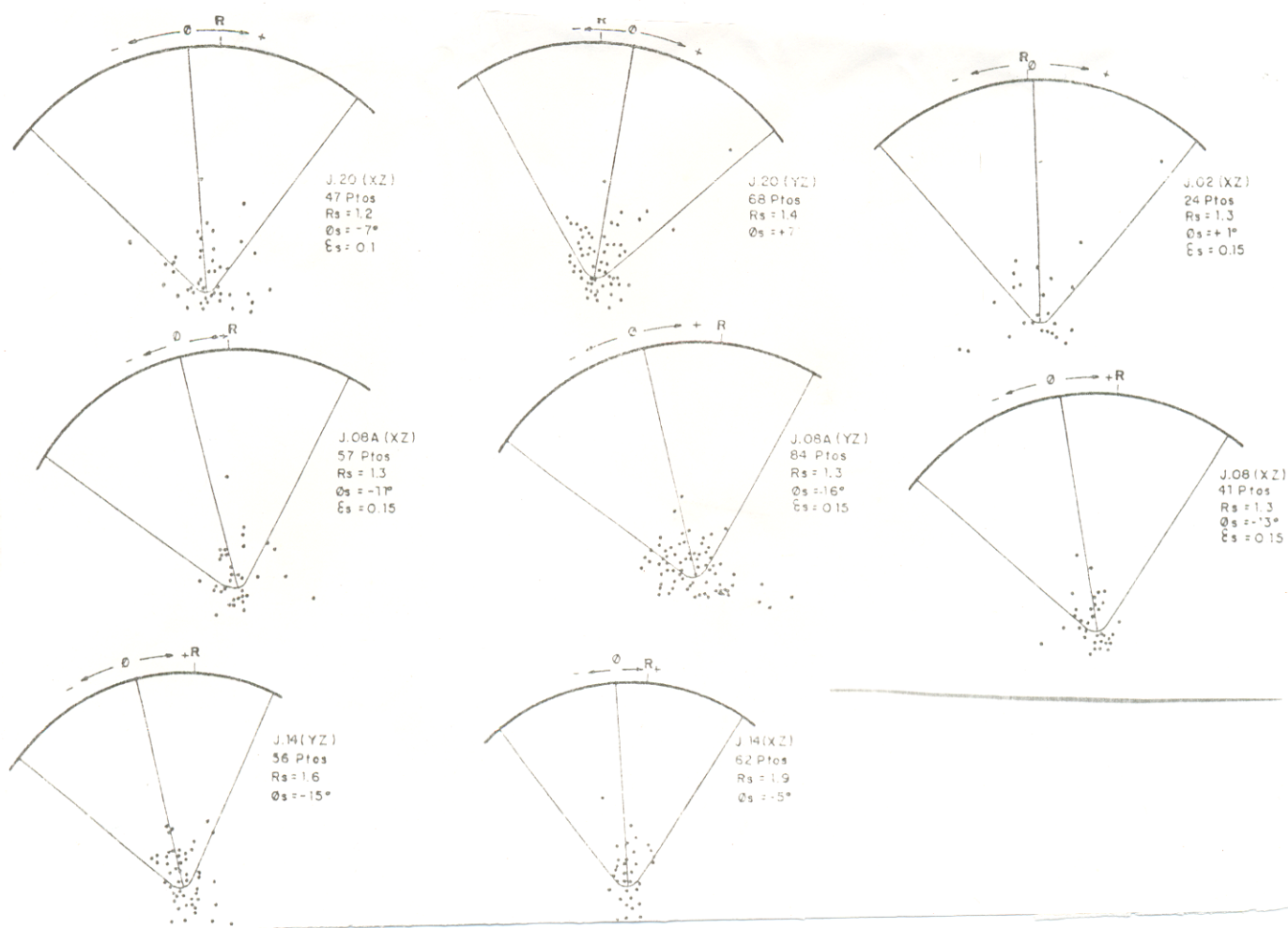


Figura 49 - Distribuição R_f/θ na rede Hiperbólica de DE PAQR, (1988), das médias efetuadas mostrando em geral uma distribuição assimétrica.

5.2.2- Análise tridimensional

Finalmente, os valores médios de K (FLINN, 1962), onde $K = (X/Y) - 1 / (Y/Z) - 1$ (Tabela 4). Os valores das três primeiras médias utilizadas foram lançados no diagrama de Flinn (Figura 50) indicando uma provável deformação do tipo achatamento, com

exceção da amostra J-08-A, onde os valores estão próximos da reta em que $K=1$ (deformação plana). Na parte leste da área, por falta de marcadores, não foi possível caracterizar o tipo de deformação, contudo as feições microestruturais (lineação de estiramento, etc) sugerem um regime do tipo constricção.

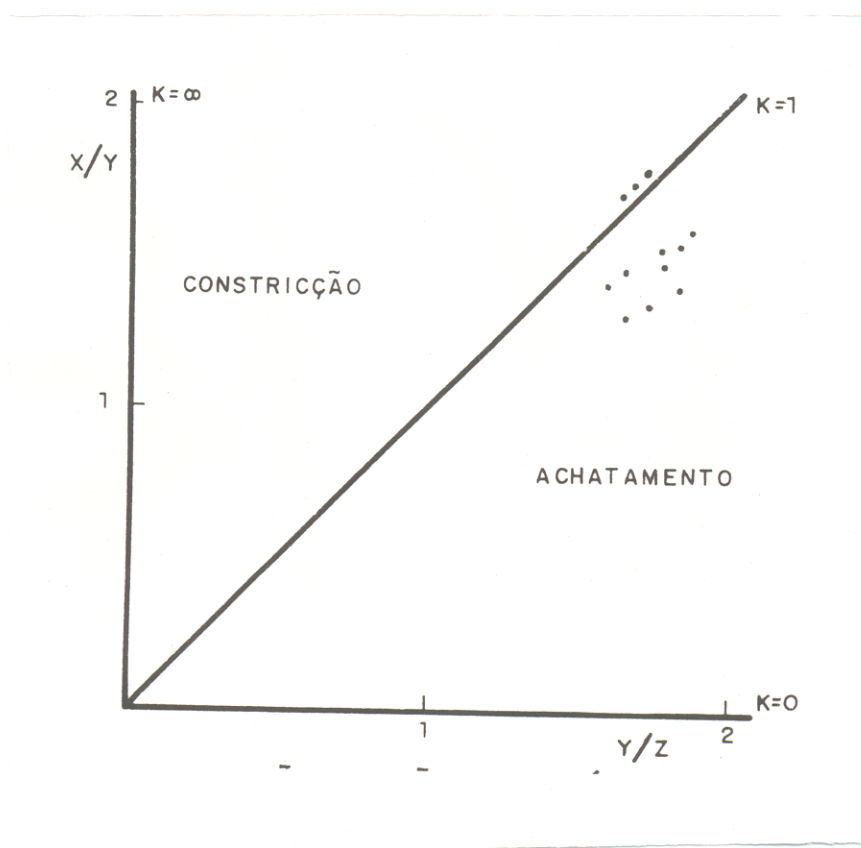


Figura 50 - Distribuição das razões axiais médias dos microsseixos em quatro amostras (Gráfico de FLINN).

6- METAMORFISMO

6.1- INTRODUÇÃO

Os resultados obtidos para a determinação do evento metamórfico e suas condições reinantes, estão embasados nas observações petrográficas (vide capítulo 3), dentro dos quais faz-se uso de texturas metamórficas (SPRY, 1969; VERNON, 1978; MACKENZIE & GUILFORD, 1980), orientação, desestabilização/neoformação mineral e relações de inclusão entre os grãos minerais.

A classificação/nomenclatura aqui utilizada para as fácies metamórficas é baseada naquela proposta por MIYASHIRO (1975) e eventualmente, nos graus metamórficos de WINKLER (1976).

6.2- PARAGÊNESES MINERAIS

Os litotipos como metagrauvacas, metamicroconglomerados e metapelitos, congregam associações minerais originais (sedimentar), submetidos a processos de desestabilização, neoformação e recristalização (Figuras 03, 05, 06 07 e 09). A foliação existente é marcada principalmente por cristais de sericita, clorita e quartzo orientados, podendo evoluir em algumas porções para um microbandamento tectônico/composicional. Nas rochas como filitos e micaxistos, os minerais associados ao evento metamórfico, constituem uma proeminete foliação ou microbandamento, bem como um grau mais elevado na cristalização, recristalização e neoformação dos minerais (Figuras 51, 52, 53 e 54).

Foram reconhecidas associações minerais correlatas a

fase de deformação, constituindo estruturas planares como foliação, xistosidade e microbandamento. Os principais minerais envolvidos correspondem aqueles reconhecidos nessa área como também em áreas vizinhas.

O evento metamórfico atuante nas unidades rochosas que compõem o Grupo Tocantins, é caracterizada por associações minerais, desestabilização, neoformação e recristalização. As paragéneses abaixo são as mais frequentes:

- a) Clorita + Sericita + quartzo
- b) Calcita + Plagioclásio + Quartzo
- c) Plagioclásio + Sericita + Clorita
- d) Plagioclásio + Epidoto
- e) Plagioclásio + Sericita + Clorita + Epidoto + Opacos
- f) Plagioclásio + Epidoto + Clorita + Quartzo
- g) Clorita + Sericita + Opacos
- h) Clorita + opacos + Titanita
- i) Muscovita + Plagioclásio + Quartzo

As associações metamórficas descritas acima, contribuem bastante para a determinação das condições P/T do regime metamórfico atuante. A clorita, muscovita e epidoto foram considerados como minerais índice para o evento metamórfico, bem como o aparecimento dos cristais de titanita.

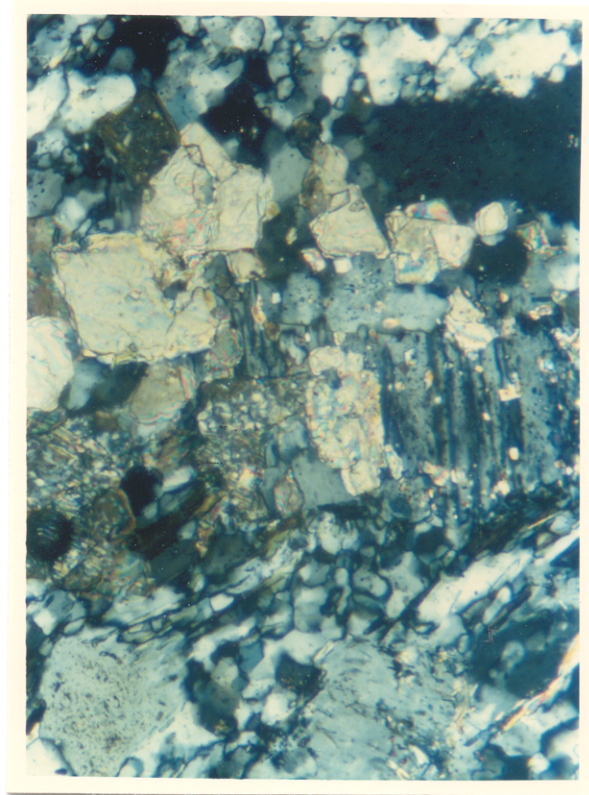


Figura 51 - Fotomicrografia mostrando o processo de saussuritização dos cristais de plagioclásio (NX, J-8c, plano XZ, aumento 10X).

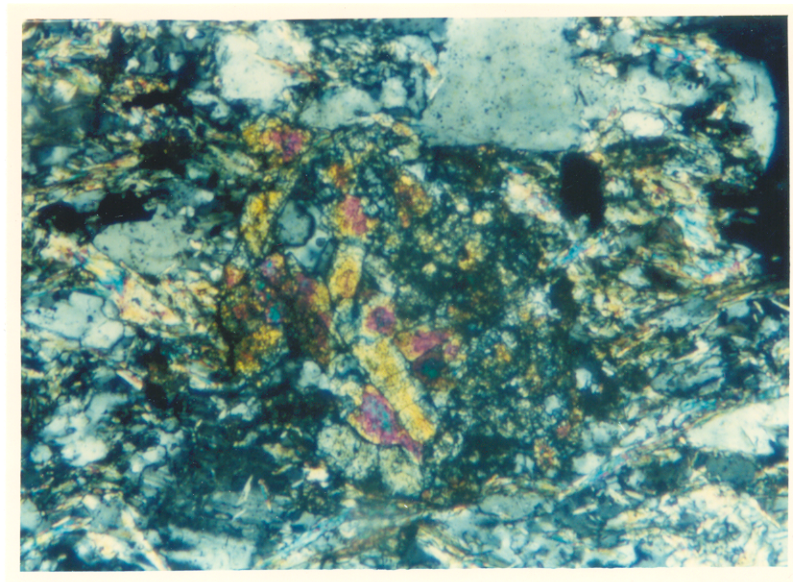


Figura 52 - Fotomicrografia mostrando a destabilização do plagioclásio para formar epidoto (NX, J-8a, plano YZ, aumento 10X).

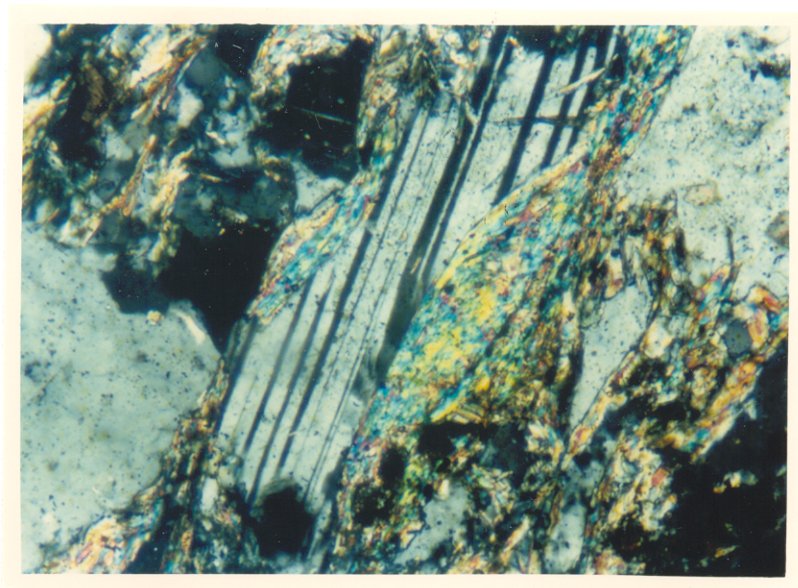


Figura 53 - Fotomicrografia mostrando o aparecimento da muscovita a partir da paragénese quartzo+plagioclásio+muscovita (NX, J-8a, plano YZ, aumento 10X).

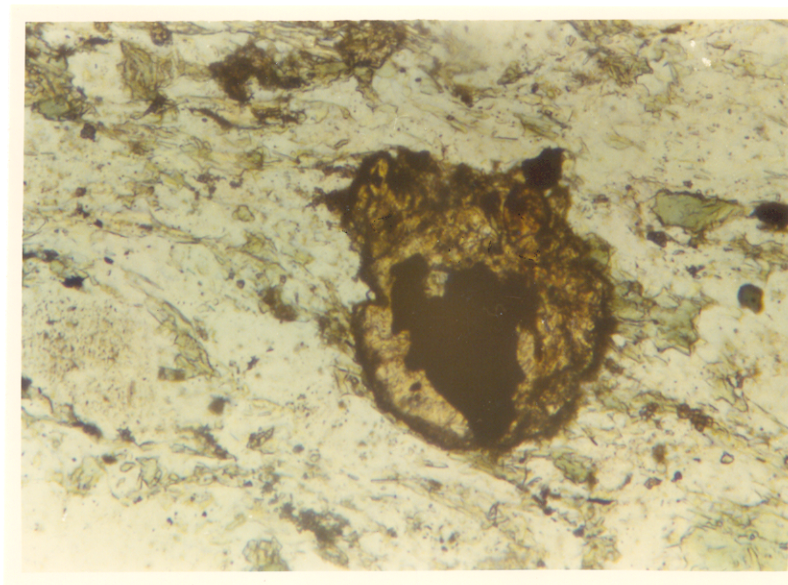


Figura 54 - Fotomicrografia mostrando o aparecimento de um porfiroblasto de titanita resultante das reações entre opacos, quartzo e clorita (N //, J-8a, aumento 10X plano XZ).

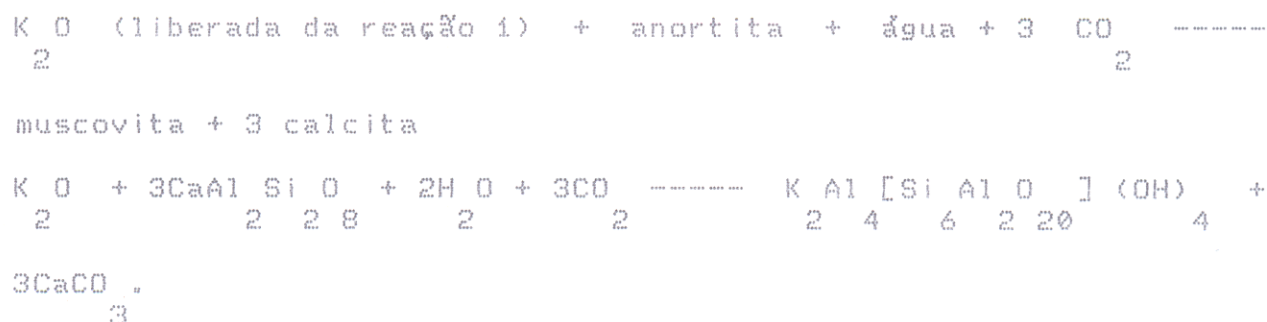
6.3- REAÇÕES METAMORFICAS

As associações minerais descritas anteriormente são tipicamente produtos de dessestabilização dos minerais formados/recristalizados e que cristalizam como produtos das seguintes reações:

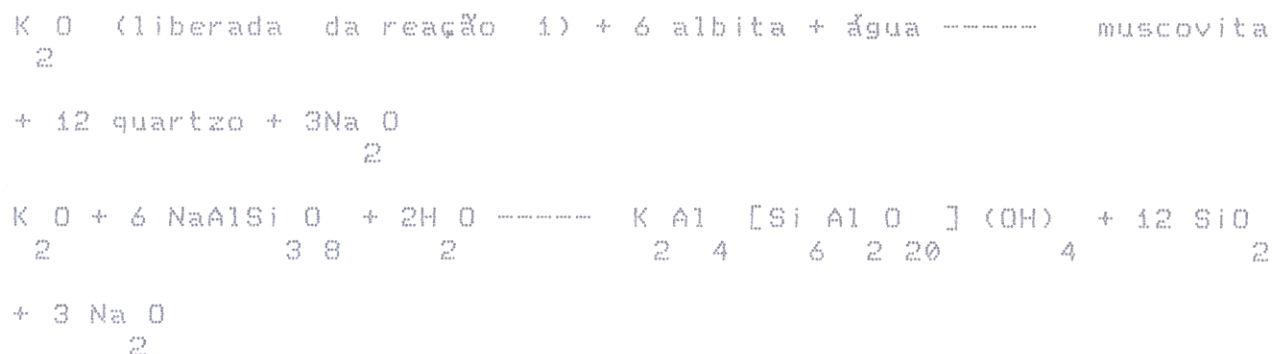
reação (1)



reação (2)



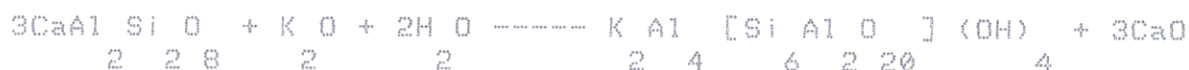
reação (3)



reação (4)



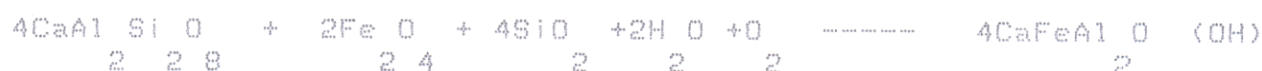
muscovita + 3 CaO



reação (5)



epidoto



reação (6)



----- 3 titanita + magnetita



As reações (1), (2), (3) e (4) descritas acima, são bastante prováveis para a formação dos cristais de muscovita e calcita, tendo em vista que os reagentes envolvidos foram observados, estando condicionados à existência de água no sistema e à liberação de $\frac{\text{K}_2\text{O}}{2}$ da reação (1).

O aparecimento dos cristais de epidoto e titanita é proposto a partir das reações (5) e (6), levando em considerações a presença de água e CaO liberados de reações anteriores.

Portanto, a saussuritização e sericitização dos plagioclásios, a associação muscovita + clorita, o aparecimento do epidoto, titanita e calcita, e a ausência de biotita, nos leva à postular um metamorfismo situado na fácies xisto-verde inferior, abaixo da isógrada da biotita, do tipo baixa pressão/baixa temperatura (Figura 55).

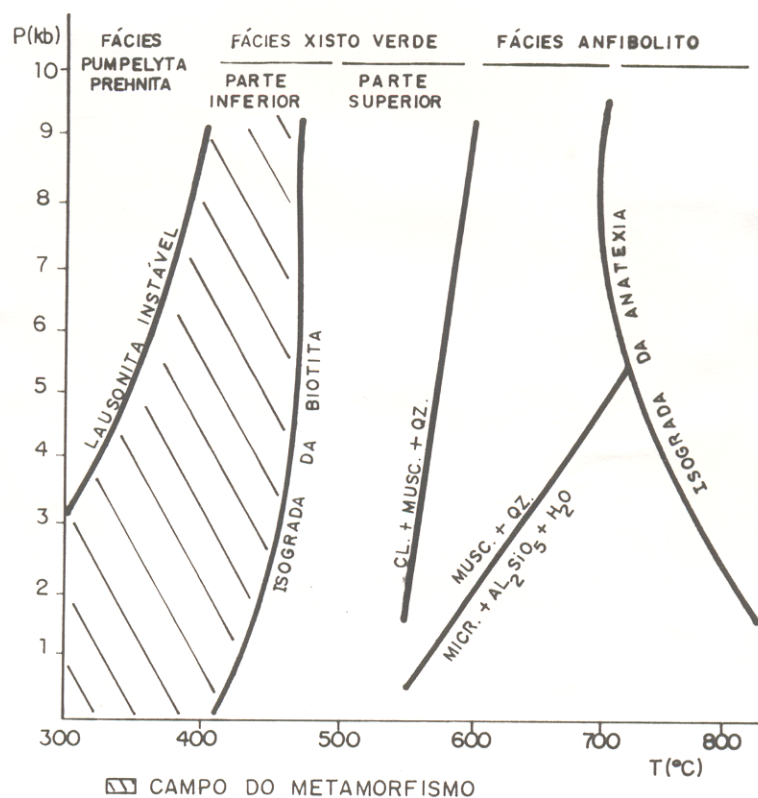


Figura 55 - Diagrama P/T demonstrando a disposição do metamorfismo, atuante nas rochas que compõem o Grupo Tocantins.

Qz = quartzo
 Cl = clorita
 Musc. = muscovita
 Micr. = microclina
 Al SiO₅ = aluminio-silicatos

fonte: WINKLER (1976)

7- EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA

A evolução tectônica da área investigada é entendida através de um evento que envolve dois pulsos cinemáticos principais:

O primeiro pulso cinemático é caracterizado pelo desenvolvimento da foliação milonítica suavemente inclinada para leste. A foliação impressa está bem desenvolvida, apresenta um trend geral N-S com mergulhos suaves na direção leste, definido por uma xistosidade, uma foliação milonítica e um bandamento composicional tectono-metamórfico, composto por intercalações centimétricas e milimétricas de níveis quartzo-feldspáticos e níveis ricos em clorita e sericita. As regiões de contato entre os principais tipos litológicos são marcadas por zonas de concentração de movimentação caracterizadas por uma foliação de transposição. Paralelamente foram desenvolvidas microdobras de grande penetratividade, as quais se acham representadas principalmente por clivagens de crenulação e estruturas do tipo S-C. A partir da análise dos critérios cinemáticos, sugerindo sistematicamente movimentação sinistral, e da posição espacial da lineação de estiramento, suavemente inclinada para SSE, foi possível deduzir que o transporte de massas rochosas associado ao desenvolvimento do sistema imbricado foi predominantemente oblíquo, de SE para NW. Durante esta movimentação individualizaram-se as zonas de cisalhamento transcorrentes orientadas preferencialmente na direção NW-SE e interpretadas como rampas laterais. Destaca-se também que as principais transformações mineralógicas processaram-se nesse pulso de movimentação, caracterizando um metamorfismo do tipo baixa pressão/baixa temperatura, situado na

fácies xisto-verde inferior, evidenciado pelo aparecimento de clorita, muscovita, titanita, calcita e opacos.

O segundo pulso cinemático se refere a propagação de zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento em direção a leste, sob a forma de retrocavalgamentos e impondo dobras e deslocamentos nos diversos pacotes de rochas metassedimentares. O arranjo geotectônico geral, definido por sistemas imbricados sintéticos e antitéticos e por amplas dobras, corresponde a uma estrutura tipo "pop-up", que se estreita em direção a norte, fora dos limites da área investigada. As clivagens de crenulação S' e S'' e as demais estruturas devem estar relacionado a essa movimentação.

As zonas de cisalhamento maiores são paralelas ao trend regional, podendo ser contemporâneas ou subsequentes a deformação, ou ainda serem interpretadas como rampas laterais, frontais ou obliquas com uma movimentação predominantemente sinistral.

Um grande numero de falhas longitudinais de rejeito direcional com movimentação ora sinistral ora dextral, seccionam os planos maiores de cavalgamento, os quais podem ser interpretados como reativações de antigas zonas de cisalhamento ou mesmo representar um estágio final da evolução dessas zonas.

8- CONSIDERAÇÕES FINAIS.

Através do estudo realizado, foi possível compor o quadro estratigráfico para a área, bem como estabelecer um modelo estrutural que explica os diversos arranjos geométricos existentes.

A área encontra-se representada principalmente por uma sequência de rochas metassedimentares (Grupo Tocantins) expressas por metagrauvascas, metapelitos, metamicroconglomerados e xistos. Destacam-se também na porção oeste da área, rochas paleozóicas representadas por arenitos, siltitos, folhelhos, conglomerados e calcário concrecionários, correlatos a Formação Pedra de Fogo.

A evolução tectono-metamórfica é entendida a partir de um evento de deformação que envolve dois pulsos cinemáticos principais: o primeiro seria responsável pela formação da foliação inclinada suavemente para leste. As zonas de movimentação principal mostram sistemas imbricado de cavalgamento responsáveis pela deformação da mega-estruturação, com planos de cavalgamentos e retrocavalgamentos. Os principais critérios cinemáticos encontrados, demonstraram claramente uma movimentação oblíqua sinistral, envolvendo transporte de massa rochosa ao longo das principais zonas de cavalgamento, segundo a direção NNW. O segundo pulso cinemático foi responsável pela propagação dos retrocavalgamentos, desenvolvendo dobras abertas, normais inclinadas e isoclinais, com vergência para leste e planos axiais que variam desde subverticais até sub-horizontais, com sentido de mergulho para oeste. Essa fase de deformação é acompanhada de um metamorfismo do tipo baixa pressão/baixa temperatura, situado na

fácies xisto-verde inferior.

Os métodos utilizados na quantificação da deformação, forneceram resultados bastante coerentes com as observações de campo e laboratório, os quais revelaram um aumento na deformação de oeste para leste, sugerindo uma deformação do tipo achatamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. de . 1978a . **Estratigrafia e evolução estrutural do segmento Setentrional da Faixa de Dobramento Paraguai-Araguaia.** Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo Ciências Geofísicas e Geológicas.75p. tese(Mestrado em Geologia)- Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas. UFPA.1978.
- ABREU, F.A.M. de . 1978b . O Supergrupo Baixo Araguaia.In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais...**Recife, SBG. V.2, p. 539-545.il.
- ABREU,F.A.M.de & HASUI,Y.1978.Evolução estrutural do Super-Grupo Baixo Araguaia. In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,30., Recife,1978. **Anais...**Recife,SBG.V.1,p.257-269.il.
- AGUIAR, G.A. . 1971 . Revisão geológica da Bacia paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,25., São Paulo, 1971.**Anais...**São Paulo,SBG.V.3, p.113-122.
- ALMEIDA, F.F.M. de . 1967 . **Origem e Evolução da Plataforma Brasileira.** Bol. 241, Div. Geol. Min., Dep. Nac. Prod. Min. Rio de Janeiro.
- ALMEIDA,F.F.M.de & HASUI,Y.1984.**O Pré-Cambriano do Brasil.**São Paulo, Edgard Blucher,,378p.il.
- ALMEIDA,F.F.M.de;HASUI,Y.;DAVINO,A.;HARALYI,N.I.E.1980.Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado tectônica. An.Acad.bras.cien.52(91):49-60.Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. ; NEVES,B.B.B.; FUCK, R.A. . 1977. Províncias estruturais brasileiras, In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE 8, Campina Grande, 1977.**Atas.**Campina Grande, SBG. p.363-391.(Boletim do Núcleo do Nordeste da SBG,6).

- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.; GOMES, F.A. ; HELMBOLD, R. . 1966 .
Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do
 " Projeto Araguaia, Rio de Janeiro, DNPM, Divisão de Geologia e
 Mineração. 94p. il.
- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. . 1973. **Microestruure of**
mylonites and their descriptive terminology. V.6:337-348.
- BERBERT, C.O. 1980. Complexo basal goiano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE
 GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais...** Camboriú, SBG. v.5, p.2837-
 2849.
- BRUNI, M.A.L.; ALMEIDA, J.T.de; BRUNI, E.C. 1974. Texto explicativo:
 Folha Rio São Francisco (SC.23). Carta ecológica do Brasil ao
 Milon., Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM,
 Brasília.
- COSTA, J.B.S. 1980b. Estratigrafia da Região de Colméia, GO.
 In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais...**
 Camboriú, SBG. V.2, p.720-728. il.
- COSTA, J.B.S. 1980a. **Evolução Geológica da região de Colméia,**
Goiás. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo Ciências
 Geofísicas e Geológicas. 78p. tese (Mestrado em Geologia) - Curso
 de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo
 de Ciências geofísicas e geológicas, UFPA. 1980.
- COSTA, J.B.S. 1985. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da**
região centro-norte de Goiás. Belém, Universidade Federal do
 Pará. Centro de Geociências. 209p. tese (doutorado em Geologia) -
 Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas,
 Centro de geociências, UFPA, 1985.
- COSTA, J.B.S. (Coord.) et al. 1982. projeto Porto Nacional. Relatório
 final. Convênio DNPM/UFPA, Belém (inedito).

- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. GORAYEB, P.S.S. 1988a. *Reações estruturais entre a faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraiso do Norte-Gurupi, (GO).* In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG.V.5, p.2187-2196. Belém.
- COSTA, J.B.S. ; HASUI, Y.; HERALYI, N.L.E. 1988b. A Zona de articulação dos blocos Brasília e Araguacema no Centro-Norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG.V.5, p.2197-2207.
- COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N. P.; PINHEIRO, R.V.L.; BEMERGURY, R.I. 1990. Os sistemas estruturas transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais...** Natal, SBG-Núcleo Nordeste. V.5, p.2345-2357.
- COSTA, L.M.A. (Coord.) et al. 1976. Projeto leste Tocantins-Oeste de São Francisco. Relatório final, convênio DNPM/CPRM. Petrópolis. Inedito.
- COUTINHO, J.M.V. 1975. **Evolução geológica da região de Colmeia, Goiás.** tese de Mestrado. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas-Universidade Federal do Pará, UFPA, Belém. 78p.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JÚNIOR, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G. de; SOUSA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC. 22 Tocantins;** Geologia, Geomorfologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia. 523p. il. (Levantamento de recursos minerais, 22).

- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. **Minerais Constituintes das Rochas; uma introdução**. Trad. Luis E. Nabais Conde. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 559p.
- DE PAOR, D.G. 1988. Strain determination from three known stretches - an exact solution. **Journ. Struct. Geol.**, 10(6):639-642.
- DHALSTRON, C.D.A. 1970. Structural Geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. **Bull Can. Petrol. Geol.**, 18:332-404.
- DUNNET, D. 1969. A Technique of finite strain analysis using elliptical particles - **Tectonophysics** 7:117-136.
- ELLIOTT, D.; JOHNSON, M.R.W. 1980. Structural evolution in the northern part of the Moine Thrust belt, NW Scotland. **Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh: Earth Science**, 71:69-96.
- FARIA JUNIOR, L.E.C. 1979. **Estudo Sedimentológico da Formação Pedra de Fogo-Permiano. Bacia do Maranhão**. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 57p. il. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Centro de geociências, UFPA, 1979.
- FLINN, D. 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. **Geol. Soc. London, Quart. J.**, 118, p. 385-433.
- FOLK, R.L. 1974. **Petrology of sedimentary rocks**: Austin, Hemphill. 182p. il.
- GOMES, C.J.S. & DEL'RIO, C. M. 1990. O cálculo da deformação nos metaconglomerados do Grupo Itacolomi, no sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Ouro Preto-MG. In. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais...** Natal, SBG, Núcleo Nordeste. V. 5, p. 2196-2207.

- GORAYEB, P.S.S. 1981. **Evolução geológica da região de Araguacema - Pequiizeiro, Goiás-Brasil.** Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 100p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. UFPA, 1982.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais...** Natal, SBG-Núcleo Nordeste. V.6, p.2535-2549.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1991. **Zonas e cinturões de cisalhamento.** Belém, Ed. Universitária. 144p. il.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; COSTA, J.B.S. SILVA, J.M.R. 1981. A Faixa de dobramentos Araguaia - estado de conhecimento. **Simp. Geol. Centro-oeste, .1., Goiânia, 1981. Geologia do Pré-cambriano.** Goiânia, SBG-Núcleo Centro-Oeste/Brasília. p.177-195.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M. de; SILVA, J.M.R. da . 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. **Bol. IG-Instituto de Geociências da USP, 8:107-118.**
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. ABREU, F.A.M. de . 1980. Evolução Estrutural da Região de Colméia, GO. In. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Resumos** Camboriú, SBG-Núcleo RS/SC. p.281. (Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo RS/SC, 2)

- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M., de . 1984. Província Tocantins; setor setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y., (coord.). O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blucher. 378p. il.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T. IWANUCH, W. 1975. **Idades potássio-argônio do Pré-cambriano da região centro-norte do Brasil. Bol. IG-instituto de Geociências da USP, 6:77-83.**
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, M. SOUZA, A.C.C. 1990. A faixa de dobramentos Araguaia (TO), novos dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **anais...** Natal, SBG-Núcleo Nordeste. V.6, p.2550-2563.
- LISLE, R.J. 1977. Geological Strain Analysis. a normal for the Rz/0 method. Pergamon Press.
- MACAMBIRA, J.B. 1983. **Geologia e ocorrências minerais do Braquianticlinal do Lontra-GO.** Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 108p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. UFPA, 1983.
- MACCLAY, K.R. 1990. **the mapping of geological structures.** Butler & Tanner, London. 161p.
- MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. 1980. **Atlas of rocks forming minerals in thin section.** Longman Scientific & Technical, New York. 97p.
- MARSHAK, S. & MITRA, G. 1988. **Basic methods of structural geology.** New Jersey, Prentice-Hall. 446p.
- MIYASHIRO, A. 1975. Metamorphism and metamorphic belts. George Allen, 2nd. London. 429p.

- MOORE, B. 1963. Geologicaal reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Relatório 1854 Petrobrás/DEPEX Rio de Janeiro (Inedito).
- OJEDA, H.A. & PERILO, I.A. 1967. **Geologia do sudoeste de Carolina.** Direx/Renor, Petrobrás, Belém (PA). Rel. 270 M, 53 p. ilustr.
- PLUMMER, F.B. 1946. **Report on Maranhão-Piauí geosycline** Renor/Direx, Petrobrás, Belém (PA). Rel. 1m, 83p.
- PUTY, C.O.F.; MARTINS, R.C., MONTALVÃO, R.M.G., JOÃO, X.S.J., CARREIRA, J.M., SILVA, G.H., NEVES, A.P., GIFFONI, L.E., LOURENÇO, R.S., FRIZZO, S.J. 1972. **Projeto Marabá, Folha Xambioá;** Relatório. Belém, DNPM/CPRM. 92p. 2 mapas.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. **Jour. Struc. Geol.**, 2(1/2):83-99.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1983. **The techniques of modern structural geology.** London, Academic Press, 307p. il. (Strain analysis, 1)
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. **The Techniques of modern structural geology.** London, Academic Press. 700p. il. (Folds And Fractures, 2).
- SÁ, J.H.S.; CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K. 1980. Datações geocronológicas do norte da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Resumos.** Camboriú, SBG-Núcleo RS/SC. p.401. (Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo RS/SC, 3).

- SANTOS, M.D. 1983. **Geologia e ocorrências minerais do Braquianticlinal de Xambioá - Goiás** - Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 124p. il. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. UFPA, 1983.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault Mechanisms. **Bull. Geol. Soc. London**, 133:191-213.
- SILVA, G.C. da; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB. 22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins**; Geologia, Geomorfologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM. s.p. il. (Levantamento de recursos minerais, 4).
- SILVA, J.M.R. & HASUI, Y. 1978. Evolução metamórfica do Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978, **Anais...** Recife, SBG. V.1, p.435-443.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. **J. Geol. Education**, 34(4):246-261.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**. 16(32):71-104.
- SOUZA, A.C.C. 1984. **Geologia e Petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo (GO)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 188p. il. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. UFPA, 1984.

- SPRY, A. 1969. **Metamorphic Textures**. Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- TEIXEIRA, N.P. 1984. **Geologia e Petrologia da região central da Serra das Cordilheiras-Goiás**. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 208p. il. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. UFPA, 1984.
- TROW, R.A.J.; VAZ, L.F.; SLONG, T.T.; NAKASATO, N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. **Anais...** Ouro Preto, SBG. V. 2, p. 137-148.
- VERNON, R.H. 1978. **metamorphic processes: reactions and micro-structure development**. George Allen & Unwin, London. 247p.
- WHITE, S.H. 1976. The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. **Philosophical Transactions Royal Society of London**, 283:69-86.
- WHITE, S.H. 1982. Fault rocks of the Moine Thrust Zones a guide to their nomenclature. **Text. and Microstr.**, 4:211-221.
- WHITE, S.H. 1984. Brittle deformation in ductile fault zones. In: **Intern. Geol. Congr., 27 Moscou, 1984. Proceedings Science Press**, 7:327-350.
- WINKLER, H.G.F. 1976. **Petrogênese das rocas metamórficas**. Rosário, H. Blume. 348p.
- WISE, D. V., DUNN, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ODOM, A.L.; SCHAMEL, S. 1984. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. **Geology**, 12(7):391-394.