

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

ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO SEGMENTO SETENTRIONAL DA
FAIXA DE DOBRAMENTOS PARAGUAI-ARAGUAIA

Tese Apresentada por

FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU

como requisito parcial à obtenção do grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

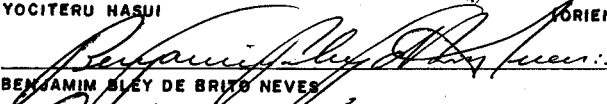
Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 13.06.79



YOCITERU NASUI

(ORIENTADOR)



BENJAMIM BLEY DE BRITO NEVES



GEORG ROBERT SADOWSKI

Comitê de Tese

À minha esposa Gilka

e

aos meus filhos Danilo e Marcelo

AGRADECIMENTOS

Desejamos expressar sinceramente nossa gratidão à várias pessoas e Instituições que colaboraram para que essa dissertação fosse realizada.

Ao Professor Doutor Yociteru Hasui, pelo incentivo e amizade com que nos distinguiu a orientação valiosa e dedicada.

Ao colega geólogo José Mauricio Rangel da Silva que em muito nos auxiliou na preparação do texto final, através de sugestões e críticas.

Ao Professor Doutor Georg Robert Sadowski devemos considerações oportunas quando da análise da minuta desse trabalho.

À UFPa-Universidade Federal do Pará, através do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, na pessoa de seu coordenador Professor Doutor José Seixas Lourenço, pelo suporte material e os meios para realização desse trabalho.

Ao Departamento de Geologia-UFPa que nos confiou a coordenação do Projeto de mapeamento geológico Xambioá-Vanderlândia, Convênio DNPM-UFPa., à equipe de professores e graduandos de geologia do referido projeto, agradecemos a ajuda nos trabalhos de campo na região de Xambioá, bem como, os dados geológicos ali apanhados.

Ao DNPM-Departamento Nacional da Produção Mineral, somos gratos por ter colocado à nossa disposição o seu acervo técnico.

De modo especial agradecemos ao CNPq-Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, que através do Projeto Faixa Orogênica forneceu o apoio financeiro indispensável à realização dessa pesquisa.

E por fim a tantos outros que em etapas diversas nos emprestaram a sua contribuição, nosso profundo agradecimento.

RESUMO

A porção setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia encerra uma vasta porção do Pré-cambriano da Plataforma Sul Americana. Aqui, estabeleceu-se uma cadeia montanhosa, edificada no Ciclo Geotectônico Brasileiro, a partir de regeneração e evolução sedimentar, metamórfica, magmática, estrutural e orogênica à margem oriental do Craton Amazônico.

As seqüências rochosas estão reunidas em uma única unidade estratigráfica, o Super Grupo Baixo Araguaia, dividido nos Grupos Estrondo (inferior) e Tocantins (superior). O Grupo Estrondo é composto pelas Formações Morro do Campo (inferior), litologicamente constituída por quartzitos e subordinadamente xistos e gnaisses, e Xambioá (superior), reunindo xistos diversos. O Grupo Tocantins é formado pelas Formações Couto Magalhães (inferior), representada por filitos e intercalações de quartzitos, e Pequizeiro (superior), constituída por orto e para-rochas magnesianas, formando uma seqüência vulcano-plutono-sedimentar. A esses dois Grupos associam-se rochas máfico-ultramáficas, rochas granitóides e intrusivas graníticas de eventos pré, tardi e pós-tectônico, respectivamente. Uma seqüência sedimentar denominada Rio das Barreras, representada por conglomerado polimítico com níveis de siltitos e arenitos finos e matriz carbonática, recobre discordantemente as seqüências anteriores podendo representar restos de uma seqüência final relacionada ao Ciclo Brasileiro.

As estruturas primárias reconhecíveis são representadas pelo acamamento, estratificações cruzada, gradacional e paralela nos metassedimentos e por estruturas reliquiais em rochas ígneas. As tectógenas são representadas por estruturas planares e lineares de diversas gerações.

A análise geométrica das estruturas tectógenas, mostrou padrões bem definidos dos vários tipos de feições.

A xistosidade desenvolvida na área é plano-axial em relação a dobras intrafoliais e mostra regionalmente orientação sub

meridiana com mergulhos médios para este, traduzindo vergência para o Craton Amazônico. O bandejamento mostrado pelos gnaisses, coincide em postura com a xistosidade das rochas sobrejacentes nas megadobras. Das lineações destaca-se aquela dada por minerais e que estão presentes isorrientadamente nos gnaisses e nos demais metamorfitos.

Várias gerações de dobras estão presentes em escala centimétrica a decaquilométrica. São representadas por: a) dobras intrafoliais contemporâneas ao metamorfismo regional, anisópacas de ápices espessados, desenvolvidas no nível estrutural inferior; b) dobras desenhadas pela xistosidade, anisópacas com desenvolvimento também compatíveis com o nível estrutural inferior; c) dobras de crenulação resultado da incidência de fraturamento e desenvolvidas nas seqüências mais plásticas no topo do nível estrutural inferior; d) dobras isoladas, resultado de dobramento descontínuo e flexural, são representadas pela megadobras de Colméia, Xambioá, Lontra, etc., desenvolvidas no nível estrutural médio; e) dobras suaves e cruzadas de duas gerações associadas à zona do Lineamento Iriri-Martírios.

Fraturas e falhas se desenvolvem conforme sistemas N-S e NW-SE principalmente, seccionando todas as litologias presentes.

Algumas estruturas, devido ao porte que têm, destacam-se como feições marcantes dentro da faixa, a exemplo da Geossutura Tocantins-Araguaia, Lineamento Iriri-Martírios e Falha de Empurrão de Tucuruí.

O metamorfismo varia progressivamente de condições anquimetamórficas a oeste até facies anfibolito a este.

Para o magmatismo foram caracterizados três eventos a saber: a) magmatismo básico-ultrabásico anterior ao metamorfismo regional; b) intrusões granitóides tardi-tectônicas; c) intrusões graníticas pós-tectônicas.

Os resultados geocronológicos até agora conhecidos pelo método K-Ar para as rochas da faixa de dobramentos, indicam valores compatíveis com o Ciclo Brasileiro para a edificação desta entidade de geotectônica. Idades das rochas gnaissicas do núcleo da estrutu

ra de Colméia, indicaram valores compatíveis com o Ciclo Transamazônico.

A evolução geológica pode ser sumariada em três etapas:

- a) etapa inicial, envolvendo a sedimentação advinda em sequência da regeneração implantada na porção marginal do craton, possibilitando a acumulação de uma sedimentação psamo-pelítica do Grupo Estrondo e pelito-psamítica da Formação Couto Magalhães. A Formação Pequizeiro se constituiu em seguida, relacionada com o magmatismo máfico-ultramáfico pré-tectônico, que incidiu com maior potência na zona próxima ao Craton Amazônico.
- b) etapa intermediária, envolvendo as deformações superpostas agrupadas em fases distintas, bem como metamorfismo, magmatismo e ascensão orogênica. 1) Fase F_1 de deformação e Metamorfismo Regional envolvendo a formação de dobras desenhadas pela estratificação S_0 , intensa transposição e metamorfismo progressivo com zonas mineralógicas sucessivas de sericita à granada. 2) Fase F_2 de deformação desenvolvendo dobras desenhadas pela xistosidade e forte lineação mineral L_2 . 3) Fase F_3 , crenulação, com desenvolvimento de dobras de crenulação e transposição da xistosidade. 4) Fase F_4 , migmatização e intrusão de granitos, geração das megadobras e colocação de corpos graníticos tardi-tectônicos. 5) Fase F_5 , dobramentos suaves associados a deslocamentos ao longo do lineamento Iriri-Martírios.
- c) etapa final (estágio de transição) - desenvolve-se a Formação Rio das Barreiras, dão-se as deformações finais, com movimentos de falha e formação de juntas, e o magmatismo ácido pós-tectônico.

Em tempos fanerozóicos, com a estabilização da Plataforma Sul-Americana, processos tectônicos, magmáticos e sedimentares afetaram a área.

ABSTRACT

The northern part of the Paraguai-Araguaia orogenic belt comprises a significant portion of the South American Platform. Here, the Brazilian geotectonic cycle (550-900 m.y.), produced a mountain chain through a complex sequence of sedimentary metamorphic, magmatic, and structural events along the eastern margin of the Amazon craton.

The lithologic sequence is designated stratigraphically as the Baixo Araguaia Supergroup which comprises the Estrondo Group and the overlying Tocantins Group. The basal formation in the Estrondo Group is the Morro do Campo Formation which consists of quartzites and subordinate schists and gneisses. The Xambioá overlies the Morro do Campo and includes several kinds of schists. The Tocantins Group is formed by Couto Magalhães Formation, represented by phyllites and intercalated quartzites and the overlying Pequizeiro Formation consists of pelitic sediments and Mg-rich igneous derivatives. The Estrondo and the Tocantins groups are intruded by ultramafic, mafic, and granitic rocks that are associated with late and post-tectonic igneous events. The Rio das Barreiras Formation, a sedimentary sequence represented by a polymictic conglomerate with carbonate matrix and sandy and silty interlayers, unconformably overlies the Pequizeiro Formation and may represent erosional remnants of a final phase of the Brazilian cycle.

Primary lithologic structures in Baixo Araguaia Supergroup are preserved as relict compositional stratification, inclined, parallel, and graded bedding in metasediments, and flow structures in the igneous rocks. Superposed penetrative planar and linear deformation structures are present in several generations.

The regional N-S striking schistosity is of axial-plane type and is related to the intrafolial folds, with an easterly dip getting vergence to Amazon craton. The regional dip is 30° and decreases to about 15° adjacent to the Amazon craton. Gneissic

banding parallels schistosity of overlying schists in the larger folds and they share a common mineral lineation.

Polyphase deformation is recorded by a fold sequence which varies in scale from 1 cm to 30 km and is related to the different structural levels within the crust. The lower structural level includes: a) similar-type intrafolial isoclinal folds which are contemporaneous with regional metamorphism; b) similar tight folds which involve the schistosity and transposed bedding; c) shear folds of crenulation developed near to the top of the level in the more plastic horizons. The intermediate level comprises; d) isolated regional flexures near the localities of Colméia, Xambioá, Lontra, Muricizal; e) two generations of open and cross folds associated with the Iriri-Martírios lineament zone.

N-S and NW-SE fracture and fault systems cut all stratigraphic units of the Baixo Araguaia Supergroup. The faults consist of: 1) NW trending transcurrent fault with strike lengths of several Kilometers; 2) thrust faults with N-S strike such as those near Andorinhas and Muricizal mountains; 3) N-S striking normal faults developed at the edge of the Parnaíba basin and elsewhere.

The mapped facies sequence ranges from incipient greenschist facies in the west to amphibolite facies in the east implying an eastward increase in metamorphic grade. Sericite to garnet isograds are discernible.

Three magmatic events are distinguished. They comprises: a) pre-tectonic basic and ultrabasic plutonic-volcanic magmatism; b) late-tectonic granitic intrusion; c) post-tectonic unfoliated granitic intrusions.

Eleven K-Ar mica dates from gneisses and schists of the orogenic belt yield values in the range of 516 ± 10 m.y. to 358 ± 19 m.y. (Brazilian Cycle). Five Rb/Sr determinations from the gneissic core of the Colméia fold gives values around 2,000 m.y. (Amazonic cycle).

The geologic evolution of the northern Paraguai-Araguaia orogenic belt consists of three sequential stages:

- I) deposition of psammitic and pelitic sediments comprising the Estrondo and lower Tocantins Groups. Basic and ultrabasic igneous activity in late Tocantins time result in the deposition of mixture of pelitic sediments and Mg-rich igneous material which comprise the Pequizeiro Formation.
- II) polyphase deformation, metamorphism, magmatism, and orogenic uplift followed. These events are subdivided as follows: 1) F_1 - deformation and regional metamorphism (M_1) in which S_0 (original bedding) was transposed by isoclinal folding to S_1 (regional schistosity) and progressive metamorphism produced sericite and garnet map zones; 2) F_2 - deformation produced tight folds in the schistosity (S_1) resulting an axial plane surface (S_2); well-marked mineral lineation (L_2); 3) F_3 deformation developed crenulation folds and a second phase of transposition (S_3); e) F_4 - deformation produced large folds accompanied by migmatization and late-tectonic granitic intrusions; 5) F_5 - deformation formed small-scale plastic folds in cataclastic zones along the Iriri-Martírios lineament.
- III) The post-metamorphic Rio das Barreiras Formation was then deposited unconformably over this structural sequence and the final deformation event produced fault movements (transcurrent, thrust and normal), established joints, and permitted the rise of post-tectonic granitic plutons. This stage marks a transition from an environment of compressional stress to one of tensional stress on the regional scale.

Subsequent to stage III, consolidation of the South American platform occurred. Related erosional, sedimentary, magmatic, and tectonic processes affected this area at numerous times throughout post-Brazilian cycle time.

S U M Á R I O

Pag

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

1. INTRODUÇÃO

1.1. Objetivos do Trabalho	1
1.2. A Área Estudada	2
1.3. Metodologia	4

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. Trabalhos Anteriores	7
2.2. Desenvolvimento Litoestratigráfico	10
2.3. Descrição das Unidades	12
2.3.1. Complexo Xingu e Coberturas Pré-Brasilianas.	12
2.3.2. Grupo Estrondo	14
2.3.2.1. Formação Morro do Campo	14
2.3.2.2. Formação Xambioá	16
2.3.3. Grupo Tocantins	21
2.3.3.1. Formação Couto Magalhães	22
2.3.3.2. Formação Pequizeiro	23
2.3.4. Rochas Máficas-Ultramáficas	25
2.3.5. Rochas Granitóides	26
2.3.6. Formação Rio das Barreiras	27
2.3.7. Rochas Máficas Pós-Brasilianas	28
2.3.8. Coberturas Fanerozóicas	28

3. ESTRUTURAS

3.1. Introdução	30
3.2. Estruturas Primárias	31
3.3. Estruturas Tectógenas	31

3.3.1. Terminologia	31
3.4. Geometria das Estruturas Tectógenas	35
3.4.1. Xistosidade	35
3.4.2. Bandeamento	46
3.4.3. Lineação Mineral	47
3.4.4. Lineação de Interseção Estratificação Xisto sidade	53
3.4.5. Lineação B	55
3.4.6. Dobras	55
3.4.6.1. Dobras Intrafoliaais	55
3.4.6.2. Dobras Desenhadas pela Xistosidade.	57
3.4.6.3. Dobras de Crenulação	62
3.4.7. Juntas	63
3.4.8. Falhas	65
3.5. Estruturas de Escala Regional	66
3.5.1. O Edifício Orogênico	66
3.5.2. Geossultura Tocantins-Araguaia	67
3.5.3. Lineamento Iriri-Martírio	68
3.5.4. Falha de Empurrão de Tucuruí	69
4. <u>HISTÓRIA DA DEFORMAÇÃO</u>	
4.1. Considerações Gerais sobre o Metamorfismo.....	75
4.2. Considerações Gerais sobre o Magmatismo	75
5. <u>APANhado GEOLÓGICO</u>	77
6. <u>EVOLUÇÃO GEOLÓGICA - CONCLUSÕES</u>	81
7. <u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	87

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

1. Mapa de localização do Projeto Faixa Orogênica.
2. Fotografia-Rocha bandada da parte central da megadobra de Colméia com estrutura planar S₁ bem desenvolvida.
3. Fotografia-Conglomerado oligomítico da Formação Morro do Campo, afloramento situado na aba oeste da estrutura de Colméia.
4. Radargrafia - Terminação periclinal da mega-dobra de Colméia.
5. Radargrafia - Braquianticlinal do Lontra.
6. Radargrafia - Braquianticlinal de Xambioá e dobra-falha cavalgante da Serra das Andorinhas.
7. Fotografia - Afloramento de metamorfito Pequizeiro intensamente crenulado.
8. Fotografia - Dobras anisópacas em quartzitos da Formação Morro do Campo - Serra das Andorinhas.
9. Fotografia - Dobras anisópacas em quartzitos da Formação Morro do Campo próximo ao Km 750 da BR-010-Belém-Brasília.
10. Fotografia - Dobras abertas em quartzitos da Formação Morro do Campo. Riacho do Poção; estrada Xambioá Chapada Km-7.
11. Fotografia - Outra feição de dobras abertas em quartzitos da Formação Morro do Campo, Riacho do Poção.
12. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Tocantins, proximidades de Conceição do Araguaia.
13. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Tocantins, Folha Xambioá.
14. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Tocantins, Folha Marabá.

15. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Estrondo, Folha Xambioá.
16. Mapa com a divisão em domínios homogêneos da área de Colméia.
17. Mapa com a divisão em domínios homogêneos da Folha Xambioá.
18. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Estrondo. Folha Xambioá, Andorinhas Meridional.
19. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Estrondo. Folha Xambioá. Domínios I e II.
20. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Estrondo. Folha Xambioá. Domínios III e IV.
21. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Estrondo. Área de Colméia.
22. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Estrondo. Parte ocidental do braquianticlinal de Xambioá.
23. Diagrama - Polos de xistosidade do Grupo Estrondo. Parte oriental do braquianticlinal de Xambioá.
24. Diagrama - Polos de bandeamento de rochas do núcleo da estrutura de Xambioá.
25. Diagrama - Lineações minerais do Grupo Estrondo. Folha Xambioá. Domínio VII. Padrão Regional.
26. Diagrama - Lineações minerais do Grupo Estrondo. Folha Xambioá. Andorinhas Meridional.
27. Diagrama - Lineações minerais do Grupo Estrondo. Folha Xambioá, norte da Serra das Andorinhas.
28. Diagrama - Lineações minerais do Grupo Estrondo. Estrutura de Colméia.
29. Diagrama - Lineações minerais do Grupo Estrondo, parte norte do braquianticlinal de Xambioá-Morro do Campo. Folha Xambioá.

30. Diagrama - Lineações minerais do Grupo Estrondo, parte sul e oriental do braquianticlinal de Xambioá. Folha Xambioá.
31. Diagrama - Lineações minerais do Grupo Estrondo, parte ocidental do braquianticlinal de Xambioá.
32. Diagrama - Lineações minerais das rochas do núcleo do braquianticlinal de Xambioá.
33. Fotografia - Dobras intrafoliaais com lineações L_1 em quartzitos do Grupo Estrondo.
34. Fotografia - Dobras desenvolvidas em quartzitos da Formação Morro do Campo com ápices levemente espessados. Estrada Xambioá-Vanderlândia, próximo à entrada do Ramal do Lontra.
35. Diagrama - Eixos de dobras de xistosidade, Grupo Estrondo, Estrutura de Colméia.
36. Diagrama - Eixos de dobras de xistosidade. Grupo Estrondo. Folha Xambioá-Domínio VII.
37. Diagrama - Eixos de dobras de xistosidade, Grupo Estrondo. Folha Xambioá - Domínios III e IV.
38. Diagrama - Eixos de dobras de xistosidade, Grupo Estrondo. Folha Xambioá - Sudeste de Xambioá.
39. Diagrama - Eixos de dobras de xistosidade, Grupo Estrondo, Folha Xambioá, parte sul e oriental do braquianticlinal de Xambioá.
40. Diagrama - Eixos de dobras de xistosidade, Grupo Estrondo. Folha Xambioá, parte norte do braquianticlinal de Xambioá.
41. Diagrama - Eixos de dobras de xistosidade, Grupo Estrondo. Folha Xambioá-Andorinhas Meridional.
42. Diagrama. Síntese dos eixos de dobras de xistosidade, Grupo Estrondo. Folha Xambioá.
43. Fotografia - Crenulação desenvolvida em clorita xisto da Formação Pequizeiro.

44. Diagrama - Rosácea de planos de crenulação.
45. Diagrama - Rosácea dos planos de fraturas da região Lontra-Xambioá.
46. Fotografia-Cataclasito da zona de falha do Lineamento Iriri-Martírios.
47. Fotografia - Laminação dos quartzitos da Formação Morro do Campo-Serra das Andorinhas.
48. Esquema explicativo do desenvolvimento de dobras durante o evento F₅.

TABELA

1. Datações Potássio-Argônio em rochas da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia.

QUADRO

- I. Coluna Estratigráfica do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramento Paraguai-Araguaia.
- II. Seções - tipo do Grupo Estrondo incluindo as Formações Morro do Campo e Xambioá.
- III. História da Deformação - Resumo

ANEXO

Mapa Geológico

Este mapa, na escala 1:1.000.000, mostra a distribuição das unidades estratigráficas ocorrentes na área de tra

balho, as estruturas de escala regional e algumas feições particulares importantes. Inclui três seções geológicas esquemáticas, mostrando as relações entre as unidades estudadas e aspectos estruturais principais.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Objetivos do Trabalho

O Projeto Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins, do qual faz parte este trabalho, visa o estudo da evolução geológica de extensa área pré-cambriana do Sul do Pará e Norte de Goiás, situada nas bacias hidrográficas dos Rios Araguaia e Tocantins. É um Projeto de Pesquisa apoiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), e Universidade Federal do Pará através do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas.

O estudo das faixas de dobramento não deve se limitar à cartografia das litologias e estruturas, se deseja-se conhecer sua evolução geológica. Hasui (1973), Sadowski (1974) e Carneiro (1977), no Pré-cambriano de São Paulo, consideram que é necessário analisar:

- as litologias quanto a sua natureza, posição e relações
- as estruturas quanto ao seu estilo, geometria e superposição,
- os processos metamórficos superpostos nas rochas,
- o magmatismo incidente na área,
- as inter-relações entre as feições e fenômenos para se ter os elementos fundamentais ao estabelecimento da evolução geológica da faixa.

Neste estudo, são focalizados em nível de semi- detalhe a litologia, que permite estabelecer uma coluna estratigráfica, e as estruturas, que conduzem ao conhecimento da evolução estrutural. O metamorfismo e o magmatismo são enfocados ao nível de reconhecimento de campo, fazendo-se necessários ainda investigações laboratoriais.

O conjunto de informações colhidas permite já esboçar a evolução geológica da faixa, pelo menos nos seus traços gerais, constituindo-se num modelo, exercício inerente à ciência, a ser aprimorado com estudos de detalhe. Desnecessário é enfatizar a utilização

lidade dessa primeira aproximação de caráter regional, pois como se costuma dizer "é preferível ter um modelo do que nada".

Constitui, pois, objeto desta dissertação, a apresentação e discussão dos dados litológicos e estruturais colhidos, procurando, com a adição das informações gerais sobre metamorfismo e magmatismo, esboçar a evolução geológica da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia na região centro-norte do Brasil.

1.2. A Área Estudada

Situada na Região Central do Brasil, recobre porções norte-noroeste de Goiás e sudeste do Pará. É delimitada pelas coordenadas geográficas:

05°00' e 09°15'S de latitude

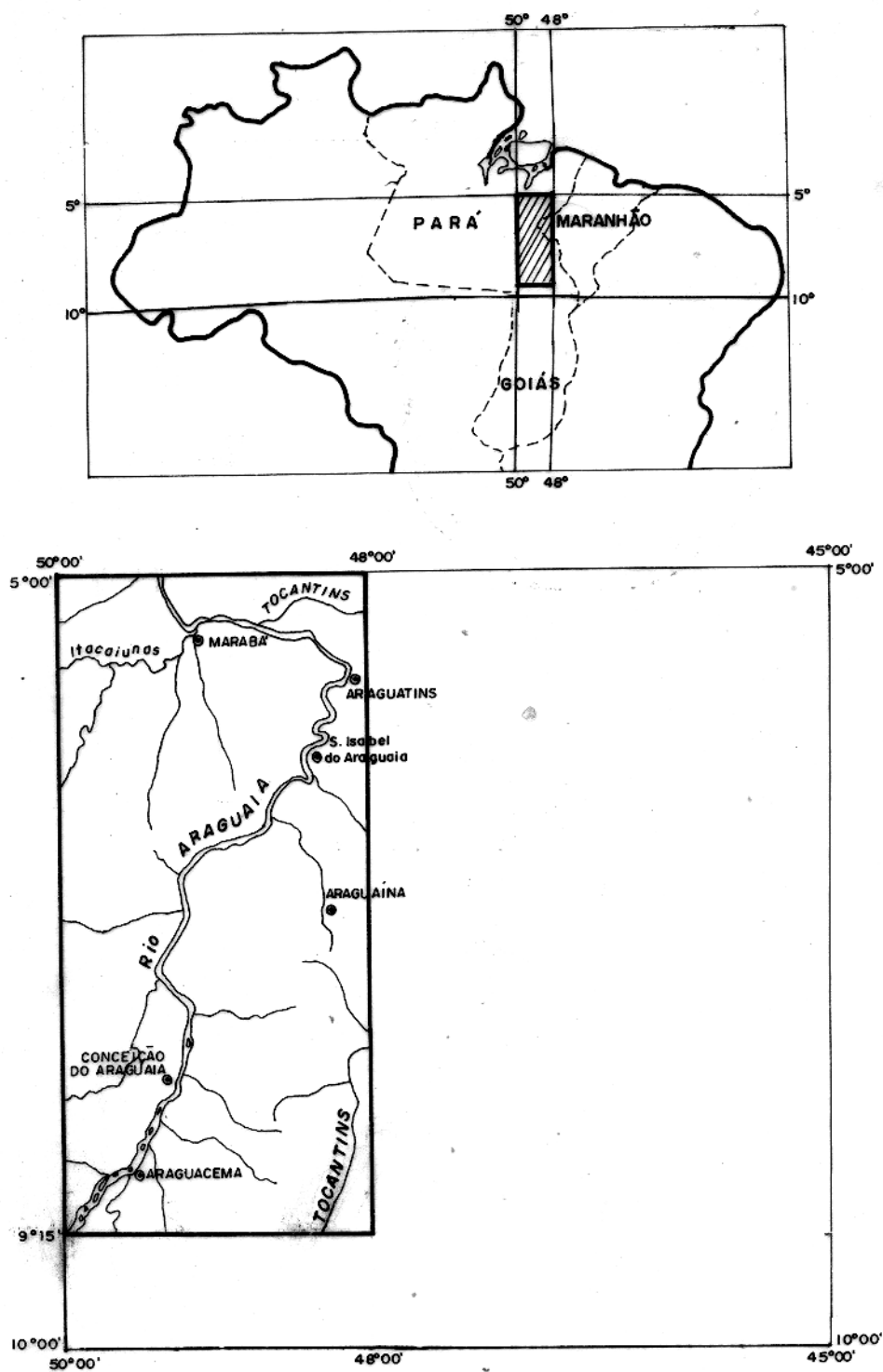
48°00' e 50°00'W de Greenwich de longitude

abrangendo uma superfície de 112.850 Km². Essa área faz parte das Folhas SB-22 Araguaia e SC-22 Tocantins, do corte cartográfico internacional (fig. 1).

Duas rodovias principais, BR-010, Belém-Brasília, e PA-70, Marabá-Redenção, com orientações sub-meridianas, servem como ponto de partida a outras estradas que transversalmente demandam os Rios Araguaia e Tocantins, a exemplo da Transamazônica, BR-230, constituindo o sistema viário fundamental da região.

Cidades importantes dentro desta faixa, a exemplo de Marabá, Conceição do Araguaia, São João do Araguaia, no Pará e Araguaína, Colinas, Couto Magalhães, Guaraí, Araguacema, Xambioá no Estado de Goiás, constituem-se polos importantes de ocupação desta extensa área, situando-se na maioria dos casos em nós do sistema viário regional.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



ESC. 1: 5.000.000

FIG. 1

1.3. Metodologia

Para a execução dos trabalhos foram usadas as bases planimétricas em 1:250.000 e imagens de radar em 1:250.000 e 1:100.000 do Projeto Radam, bem como foto-mosaicos em 1:100.000 e fotografias aéreas verticais em 1:45.000 do Projeto Araguaia, executado pela PROSPEC S.A e tomadas em 1958-1962.

No campo, adotou-se como metodologia, a execução de seções geológicas detalhadas, preferencialmente transversais à faixa de dobramentos, através das estradas que cortam a região. A utilização da técnica de perfis contínuos, ao invés das observações pontuais, traz como vantagem a compreensão já no campo do arranjo geológico das unidades litológicas e estruturais em tratamento. Foram aproveitados ainda os mapeamentos geológicos de detalhe em escala 1:45.000, executados em áreas especiais. Foram realizadas observações adicionais, visando densificar o grau de informação acerca do comportamento espacial das unidades, os tipos litológicos, seus limites e as interrelações entre os vários elementos planares e lineares estudados como subsídios básicos. Procedeu-se ainda a coleta de amostras para estudos posteriores. Exposições de rochas inalteradas ou levemente intemperizadas não são muito comuns por toda a região. Normalmente elas têm uma maior incidência nos domínios das rochas de mais alto grau de metamorfismo na parte oriental da faixa. Desta forma, muitas das observações foram efetuadas em solos estruturados, não tendo sido possível a coleta de amostras.

A foto-interpretação, acompanhando as fases de campo, foi desenvolvida fundamentalmente na zona de influência dos perfis, buscando precisar melhor a continuidade e limites entre as várias formações.

Para confecção do mapa geológico anexo foram utilizados os mapas disponíveis de trabalhos já realizados, com as modificações necessárias, além dos dados obtidos.

Representa ele uma síntese da geologia da área, figurando em nível de reconhecimento as unidades já existentes e as aqui propostas.

Os contatos das litologias diferentes foram qualificados no mapa geológico anexo como "provável" quando sua existência é certa, mas sua localização precisa envolve dificuldades; "inferido" quando sua colocação foi feita por extrapolação aproximada, ou quando foram necessárias simplificações.

As atitudes dos elementos estruturais que figuram no mapa geológico visam apenas uma indicação geral do ponto em referência e vizinhanças. Os alinhamentos extraídos das imagens de radar e foto aéreas, configuram algumas estruturas importantes e referem-se genericamente a juntas, xistosidade, bandeamento, estratificação, eixos de dobras, etc.

Para a simbologia foi usada a proposta constante do Manual Técnico do Departamento Nacional da Produção Mineral (1971).

Os estudos das amostras foram feitos em bases macroscópicas, tendo sido aproveitados os resultados obtidos pelo colega José Maurício Rangel da Silva, que as trata em detalhe em sua dissertação de mestrado, ora em fase final de elaboração.

A análise estrutural seguiu princípios constantes em Turner e Weiss (1963), Whitten (1966), Ramsay (1967) e Vialon et alii (1976). Grande parte dos dados foi tratada quantitativa e qualitativamente em diagramas de Schmidt, por projeção dos polos de planos e retas. Usando-se o hemisfério inferior da esfera de referência para o tratamento foram estabelecidas sub-áreas estatísticamente homogêneas (domínios), a partir do mapa geológico e do exame das imagens e fotomosaicos. Com base no tratamento de 2.600 - 2.800 medidas de campo, foi possível determinar-se a freqüência dos elementos planares e lineares segundo orientações preferenciais, que permitiram a confecção de cerca de 30 diagramas de síntese para as várias classes de elementos planares e lineares. Alguns dados foram extraídos das fichas de descrição de afloramentos do Projeto Marabá (Puty et alii 1972). Usou-se também as medidas efetuadas pelos alunos participantes do Projeto Xambioá-Vanderlândia e também do Projeto Guaraí-Conceição do Araguaia (Convênio DNPM-UFPA, 1977 e 1975, respectivamente).

Grande parte destas medidas foi tomada em litologias

do Grupo Estrondo, uma vez que as demais unidades nos cortes dispo-
níveis são em grande parte recobertas por espesso manto regolíti-
co, não estruturado.

No que diz respeito à nomenclatura, serão apresentados
oportunamente no texto os termos utilizados, principalmente a
queles de definição controversa.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. Trabalhos Anteriores

Um apanhado histórico dos principais trabalhos pertinentes à área encontra-se bem elaborado em Barbosa et alii (1966), Puty et alii (1972), Silva et alii (1974), Amaral (1974) e Hasui et alii (1977). Aqui trataremos somente aqueles mais expressivos e os mais diretamente ligados a este trabalho.

Moraes Rego (1933) em estudos na região da confluência dos Rios Araguaia e Tocantins, verificou a existência de um conjunto de metamorfitos, aos quais denominou "Série do Tocantins". Reconheceu duas seqüências correlacionando a mais velha à Série Minas.

Pflug (1962) chama a atenção para a existência de um lineamento que partindo do Quadrilátero Ferrífero, estende-se por cerca de 3.000 Km até além do Território Federal do Amapá. Denominou o Lineamento Rio das Velhas. Kegel (1965), através da interpretação de fotos aéreas, reconhece uma estrutura complexa separando regiões de orientações estruturais aproximadamente N-S, das que se orientam a oeste NW e W. Chamou-o Lineamento Tocantins-Araguaia, correspondente àquele que Pflug denominara Rio das Velhas.

Almeida (1965) em trabalho sobre o Geossinclíneo Paraguai correlaciona o Grupo Cuiabá ao Grupo Tocantins.

Barbosa et alii (1966) nos trabalhos do Projeto Araguaia efetuado pela PROSPEC S/A para o DNPM, observando a ocorrência de rochas semelhante às do Grupo Araxá, estendeu esta designação à seqüência inferior estudada por Moraes Rego (op.cit.). Advogou, por isso, a existência entre as duas unidades de discordância, baseado no grau metamórfico. Hembold (apud DNPM-Relatório Anual da Diretoria, 1960), nessa ocasião discordava quanto à existência dessa discordância, admitindo passagem gradual no grau metamórfico.

Almeida (1967) reconhece a Faixa de Dobramentos Paragui-Araguaia, desenvolvendo-se por mais de 2.700 Km, desde a região do Rio Apa, até o baixo vale do Rio Tocantins, contornando o

Craton do Guaporé, sendo esta faixa o resultado de uma zona subsidente que evoluiu para a organização de um geossinclinal.

Barbosa et alii em 1969 (apud Silva et alii, 1974) a acrescentaram ao Grupo Araxá mais uma unidade incluindo gnaisses inferiores, localmente migmatizados.

Puty et alii (1972) nos trabalhos do Projeto Marabá, re conhecem a presença dos Grupos Araxá e Tocantins, afirmando ser a passagem entre os dois tradicional, no tocante ao grau de meta morfismo. Reconhecem a existência de derrames vulcânicos sin-Araxá, e consideram que inúmeras rochas ultramáficas ocorrentes na Faixa poderiam constituir o prolongamento de um "serpentine belt", reco nhecido no Estado de Goiás e datado naquela área em torno de 3.000 M.A. Esboçaram também uma evolução geológica caracterizando duas fases orogênicas, ligadas a mais velha ao embasamento preca mbriano e a mais jovem responsável pelo Lineamento Tocantins-Ara guaia, indicando as direções dos esforços respectivos.

HIDROSERVICE (1973) em trabalho na bacia do Rio Tocan tins, descreveu litologias do Complexo Xingu, Grupos Grão Pará e Araxá. Efetuou uma série de datações pelo método K/Ar, para as ro chas das duas primeiras unidades, estando os resultados compreendi dos entre valores de 1900 a 3.280 M.A.

Silva et alii (1974) apresentam uma síntese da geologia da Folha SB-22 e parte da Folha SC-22, tratando dos aspectos petro gráficos, estratigráficos, estruturais, geocronológicos e geo-eco nômicos. No que se refere à faixa, mantiveram, em relação à estra tigrafia, a divisão já estabelecida de Grupos Araxá e Tocantins. No que se refere às estruturas, descreveram as principais, caracteri zando regionalmente as duas orogêneses a que chamaram Carajaídes e Araguaídes, mostrando as direções dos elementos planares e linea res principais desenvolvidos em cada uma delas. Em relação aos ele mentos estruturais, ampliam a visão do Lineamento Tocantins- Ara guaia de Kegel (op.cit.), acrescentando que o mesmo corresponde em largos traços à Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins, com rochas metassedimentares correspondentes a um sulco geossinclinal, cuja inversão constituiu uma cordilheira com relevo tipo apalachiano. A reativação desta faixa orogênica teria ocasionado a instalação da

Fossa de Itupiranga, o falhamento escalonado do substrato da Fossa do Marajó e teria sua correspondência setentrional no enxame de diques de natureza básica toleítica no Território Federal do Amapá. Citam, no que se refere à geocronologia, idades que relacionam o Complexo Xingu ao Ciclo Transamazônico que representa o embasamento pré cambriano; para o Araxá resultados obtidos por Basei (1973), de 483 ± 21 M.A. (biotita) e 386 ± 6 M.A. (flogopita) em K/Ar; para o Tocantins, citam dados de Almeida (1965) relacionados ao Granito de São Vicente, de 500 M.A., que cortaria o Grupo Cuiabá, correlacionado ao Grupo Tocantins.

Almeida (1974) caracteriza o sistema tectônico marginal do Craton do Guaporé, considerando fundamentalmente os aspectos do limite entre o craton e a faixa de dobramentos desenvolvidas à sua periferia, que se daria por uma geossutura marginal denominada Tocantins-Araguaia, responsável, entre outros aspectos, pela presença de extenso cinturão de rochas máficas-ultramáficas, ali constituído graças ao caráter trans-crustal da descontinuidade.

Cameron (1974) baseado nos fotomosaicos em 1:1.000.000 do Projeto Araguaia, elaborou uma interpretação estrutural e estratigráfica, com mapa de síntese na escala ao milionésimo, bem como estabeleceu previsão para o potencial mineral da região SE do Pará. Apresenta uma compartimentação tectônica da região em vários domínios, limitados principalmente por sistemas de falhas N-S e E-W predominantemente e subordinadamente com direções NE e SW.

Hasui et alii (1975) estudando a região centro-norte do país, propõem a denominação de Grupo Estrondo para a unidade descrita na região norte de Goiás como Araxá, por acreditarem não ser possível a correlação uma vez que as vergências são opostas, o grau de metamorfismo decresce para oeste, gradualmente, passando para o Grupo Tocantins e por existir uma faixa do Complexo Basal Goiano, truncando a continuidade do suposto Araxá. Efetuaram também nesse trabalho uma série de datações pelo método K-Ar, obtendo idades compatíveis com o Ciclo Transamazônico para as rochas do Craton Guaporé; gnaisses pertencentes ao Grupo Estrondo forneceram cifras de 426 a 516 M.A. atribuídas ao Ciclo Brasileiro.

Montalvão em 1976 (apud Hasui et alii 1977) considera

todo o conjunto de rochas da faixa como Grupo Araxá subdividindo-as nas Formações Lontra, São Geraldo, Serra dos Martírios e Tocantins.

Guerreiro e Silva (1976) descreveram e denominaram, a meio caminho de Pequizeiro para Couto Magalhães, o Conglomerado Rio das Barreiras, quando dos trabalhos do Projeto Guaraí-Conceição (Convênio DNPM-UFPA-1976). Mapearam ainda rochas pertencentes aos Grupos Estrondo e Tocantins distribuídos submeridianamente, além de corpos máfico-ultramáficos.

Almeida et alii (1976) numa síntese do PréCambriano da América do Sul propõem a denominação Craton Amazônico à unidade bordejada a leste pela Faixa Paraguai-Araguaia, abandonando o nome Craton Guaporé.

Hasui et alii (1977) esboçaram uma estratigrafia para a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro Norte do Brasil, reunindo as rochas ali ocorrentes em um grupo denominado Baixo Araguaia, composto da base para o topo pelas Formações Estrondo, Couto Magalhães e Pequizeiro. Posicionaram estratigraficamente a faixa de "ofiolitos", os granitos e a Formação Rio das Barreiras.

2.2. Desenvolvimento Litoestratigráfico

O Sistema de Dobramentos Paraguai-Araguaia, correspondente nesta porção à Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins, de Silva et alii (1974), desenvolve-se com direção sub-meridiana por toda a extensão da área de trabalho com largura máxima de 160 Km e mínima de 20-25 Km. Contorna a margem oriental do Craton Amazônico, repousando discordantemente sobre o Complexo Xingu (Silva et alii, 1974), estabelecendo a oeste uma discordância angular manifestada pelo truncamento das feições estruturais do embasamento. É recoberta a leste e norte por unidades sedimentares fanerozóicas.

Para o tratamento das unidades litoestratigráficas da Faixa de Dobramento Paraguai-Araguaia ocorrentes acima do paralelo 9°15'S, tomou-se por base o esquema proposto por Hasui et alii

(1977), o qual compreende as Formações Estrondo, Couto Magalhães e Pequizeiro, formadoras do Grupo Baixo Araguaia. Ocorrem ainda associados a esse conjunto, corpos básico-ultrabásicos, granitos e a Formação Rio das Barreiras, tida como uma sequência pós-tectônica. Esta mega-unidade, o Grupo Baixo Araguaia, se desenvolveu no Ciclo Brasileiro conforme será mostrado adiante através da análise estrutural dos metassedimentos e das idades determinadas em vários pontos da faixa.

O estágio atual de conhecimento permite, face aos resultados conseguidos, propor um novo esquema estratigráfico para essa porção precambriana, como um refinamento da proposição de Hasui et alii (1977). Assim propõe-se elevar o Grupo Baixo Araguaia à categoria de Super-Grupo, composto pelo Grupo Estrondo dividido em Formações Morro do Campo e Xambioá e pelo Grupo Tocantins, compreendendo as Formações Couto Magalhães e Pequizeiro. A denominação Grupo Tocantins é reintroduzida, tal como foi definida originalmente, no sentido de preservar uma terminologia já consagrada na literatura geológica, haja visto ter sido suprimida no trabalho de Hasui et alii (1977). Além disto, existe uma relação espacial muito íntima entre o magmatismo básico-ultrabásico com a Formação Couto Magalhães, e a este magmatismo se relaciona a Formação Pequizeiro. Associam-se ao Super Grupo, corpos graníticos e rochas máficas-ultramáficas. A Formação Rio das Barreiras lhe está sobreposta.

Outras unidades precambrianas ocorrentes dentro da Faixa, a exemplo da Formação Tucuruí, constituída por grauvacas e basaltos (Trow et alii, 1976), e os depósitos similares mapeados por Puty et alii (1972) (Formação Gorotire), foram considerados por Hasui et alii (1977), como cobertura do Craton Amazônico.

Sob a denominação de Cobertura Fanerozóicas Indiferenciadas agrupam-se as várias formações da borda ocidental da Bacia do Parnaíba e as aluviões do sistema de drenagem regional. Rochas máficas fanerozóicas são colocadas conjuntamente com as coberturas anteriormente consideradas.

A divisão aqui apresentada é constante também no mapa, para as unidades precambrianas da faixa, foi feita através de vá

rios perfis realizados, tendo por base a incidência de oeste para este de filitos (Formação Couto Magalhães), clorita xistos (Formação Pequizeiro) e quartzitos e micaxistos (Grupo Estrondo). Esta divisão se fundamenta não no grau de metamorfismo, mas numa apreciação do material original em termos composicionais, responsável pela constituição dos metamorfitos, principalmente da Formação Pequizeiro, entendido ser completamente diversa daqueles relativos às outras Formações. Assim, as zonas de metamorfismo crescente para este, coincidentemente, mostrariam limites situados próximos aos contatos das unidades Couto Magalhães-Pequizeiro-Estrondo.

Não foram elaboradas divisões para as diversas unidades fanerozóicas, por fugir ao escopo do estudo.

A ordenação que resume a coluna estratigráfica e a distribuição geográfica das unidades lito-estratigráficas, é mostrada no Quadro I e no mapa geológico em anexo.

2.3. Descrição das Unidades

2.3.1. Complexo Xingu e Coberturas Pré-Brasilianas

A denominação Complexo Xingu é aqui usada conforme a definição de Silva et alii (1974), quando dos trabalhos do Projeto Radam.

O Complexo Xingu constitui o embasamento policíclico o corrente a oeste da faixa de dobramentos, ali formado essencialmente de granitos, granodioritos, migmatitos, dioritos, granulitos, anfibolitos, quartzitos, gnaisses e xistos, além de pegmatitos e veios de quartzo.

A terminologia Coberturas Pré-Brasilianas é usada para referir-se aos depósitos de graúvacas, arenitos conglomeráticos a finos e arenitos micáceos que ocorrem principalmente na porção NW da área de trabalho e que se relacionam com a evolução da área cratônica em tempos pré-brasilianos; não foram diferenciados no mapa anexo.

QUADRO I - COLUNA ESTRATIGRÁFICA

PERÍODO	GRUPO	SÍMBOLO	SEÇÃO COLUNAR	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
FANEROZÓICO	COBERTURAS FANEROZÓICAS INDIFERENCIADAS INTRUSÕES BÁSICAS.	Cf		ROCHAS SEDIMENTARES DA BACIA DO PARNAÍBA E COBERTURAS CENOZÓICAS. DIQUES E STOCKS DE ROCHAS BÁSICAS.
	RIO DAS BARREIRAS	Perb		DEPÓSITOS CLÁSTICOS; CONGLOMERADO POLIMÍTICO EM MATRIZ CARBONÁTICA.
PRECAMBRIANO SUPERIOR CICLO BRASILIANO	SUPER GRUPO BAIXO ARAUÁIA	Petp		ROCHAS ORTO E PARA METAMÓRFICAS MAGNESIANAS. DERIVADAS DE UMA SEQUÊNCIA PLUTÔNIO-VULCÂNICO SEDIMENTAR. CORPOS MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS ASSOCIADOS.
		Petcm		FILITOS COM QUARTZITOS INTERCALADOS, LENTES FINAS DE CALCAREOS; ANQUIMETAMÓRFITOS. ROCHAS MÁFICAS ASSOCIADAS.
		Peex		MOSCOVITA-BIOTITA XISTOS E CALCIO-MOSCOVITA Biotita XISTOS. XISTOS GNAISSÓIDES E GRANATÍFEROS; CORPOS ANFIBOLÍTICOS, GRANITOS TARDI TECTONICOS E PÓS-TECTONICOS, VULCANISMO MÁFICO.
	GRUPO ESTRONDÓ	Peemc		QUARTZITOS PUROS E MOSCOVITA QUARTZITOS, SERICITA, CIANITA E MAGNETITA QUARTZITOS; XISTOS SUBORDINADOS. INTERCALAÇÕES DE NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS. GNAISSOS (?) NA BASE DA SEQUÊNCIA.
		Pecc		ROCHAS CRISTALINAS DO CRATON AMAZÔNICO REPRESENTADAS POR GRANITOS. GNAISSOS E COBERTURAS ANTIGAS ASSOCIADAS FORMADAS POR GRAUVAÇAS E ARENITOS CONGLOMERÁTICOS A FINOS.
PRE-CAMBRIANO MÉDIO A SUPERIOR	COMPLEXO XINGU E COBERTURAS PRÉ - BRASILIANAS.			

2.3.2. Grupo Estrondo

A denominação que aqui se usa de Grupo Estrondo é empregado no sentido de Hasui et alii (1975), em substituição a Grupo Araxá de Barbosa (1966).

Neste trabalho propõe-se uma divisão do Grupo em duas formações. A inferior, denominada Formação Morro do Campo, é composta essencialmente de quartzitos com intercalações menores de quartzo-xistos. A superior, Formação Xambioá, compõe-se predominantemente de xistos, calcxistos e intercalações menores de quartzitos.

2.3.2.1. Formação Morro do Campo

Composta predominantemente de quartzitos com xistos subordinados, constitui-se a unidade inferior da faixa na área. Seu limite inferior não se acha exposto. Na base são encontradas rochas bandeadas, descritas como gnaisses, ocorrentes de maneira principal no interior do braquianticlinal de Colméia (fig. 2). Em Colméia são gnaisses biotíticos de coloração cinza à rósea, granulação média e bandejamento bem desenvolvido. Albita, quartzo, microclina e biotita são os minerais principais. A biotita pode mostrar-se cloritizada. No segundo caso são rochas de cores claras de granulação média à grosseira. Petrograficamente são moscovita-biotita plagioclásio-gnaisse com porfiroblastos de albita, envolvidos por matriz quartzo-felspática com biotita e moscovita em arranjos espaciais acompanhando o bandejamento da rocha. Mostram, via de regra, enriquecimento em feldspatos desenvolvidos conforme o bandejamento.

A respeito dessas rochas, as datações, realizadas para o Projeto Faixa Orogênica (não publicadas), revelavam valores ao redor de 2.000 m.a. em Rb-Sr, o que indica a possibilidade de tais gnaisses, ao menos em parte, serem porções retrabalhadas no Brasiliano de um embasamento mais antigo.

Os quartzitos, de tipos variados, são principalmente quartzitos puros e moscovita quartzitos. Localmente, ocorrem outras variedades dessas rochas: sericita-quartzitos e magnetita

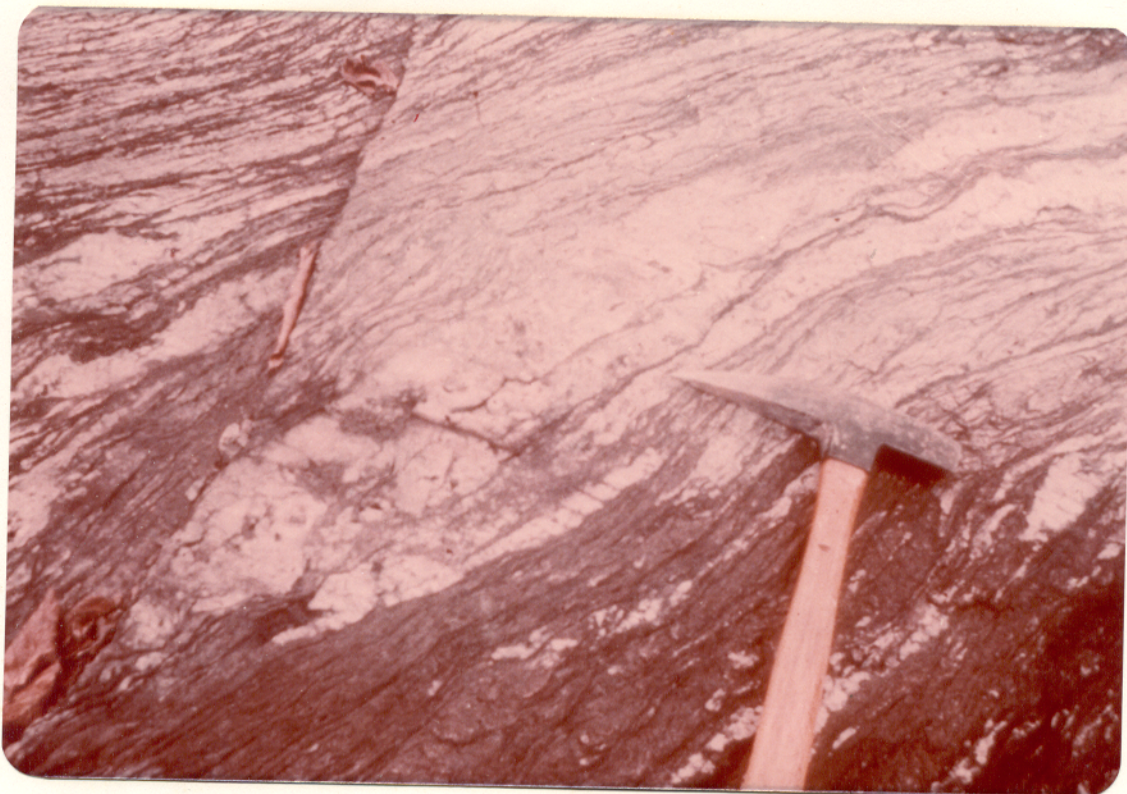


Fig. 2 - Rocha bandada da parte central da megadobra de Colméia com estrutura planar S_1 bem desenvolvida.



Fig. 3 - Conglomerado oligomítico da Formação Morro do Campo, afloramento situado na aba oeste da estrutura de Colméia.

quartzitos, podendo ocorrer níveis conglomeráticos oligomíticos as sociados (fig. 3). Apresentam espessuras da ordem de várias deze nas de metros, sendo responsáveis pelo realce da topografia nos do mínios onde ocorrem (figs. 4, 5 e 6). Manifestam-se intercalados normalmente níveis de biotita-xistos, quartzo-mica-xistos e de xistos grafitosos, variando em espessura desde alguns centímetros até dezenas de metros.

Algumas estruturas primárias podem ser ainda observa das, como por exemplo, estratificações crusada, gradacional e para lela.

A passagem entre os vários níveis se dá de maneira transicional, sendo que a alternância de micaxisots e quartzitos mos tra, de acordo com Silva et alii (1974), uma pulsação na sedimentação psamitos e pelitos, o que lhe permite atribuir caráter flyschóide.

A seção-tipo desta unidade foi descrita ao longo do perfil, partindo do núcleo da braquianticlinal de Xambioá para norte, até atingir a anticlinal do Morro do Campo na margem direita do rio Araguaia, passando ainda pelas anticlinal e sinclinal de Chapada e sinclinal do Sarampo, feições que em conjunto representam a área tipo da formação. (fig. 6). (Quadro II)

É comum a presença de veios de quartzo, ora concordan te ora discordante com a xistosidade, variando suas espessuras de centímetros a decímetros. Pode-se encontrar quartzo hialino, o qual foi objeto de garimpagem durante muitos anos por toda a fai xa.

2.3.2.2. Formação Xambioá

Estratigraficamente acima da Formação Morro do Campo, em passagem transicional, ocorrem espessos pacotes de xistos representados por moscovita-biotita-xistos e calco-moscovita-biotita-xistos. Podem ocorrer ainda em locais restritos, mármores, meta grauvas e xisto ricos em estauroлита, cianita, fibrolita, além de xistos granatíferos, grafitosos e biotita-xistos feldspáticos

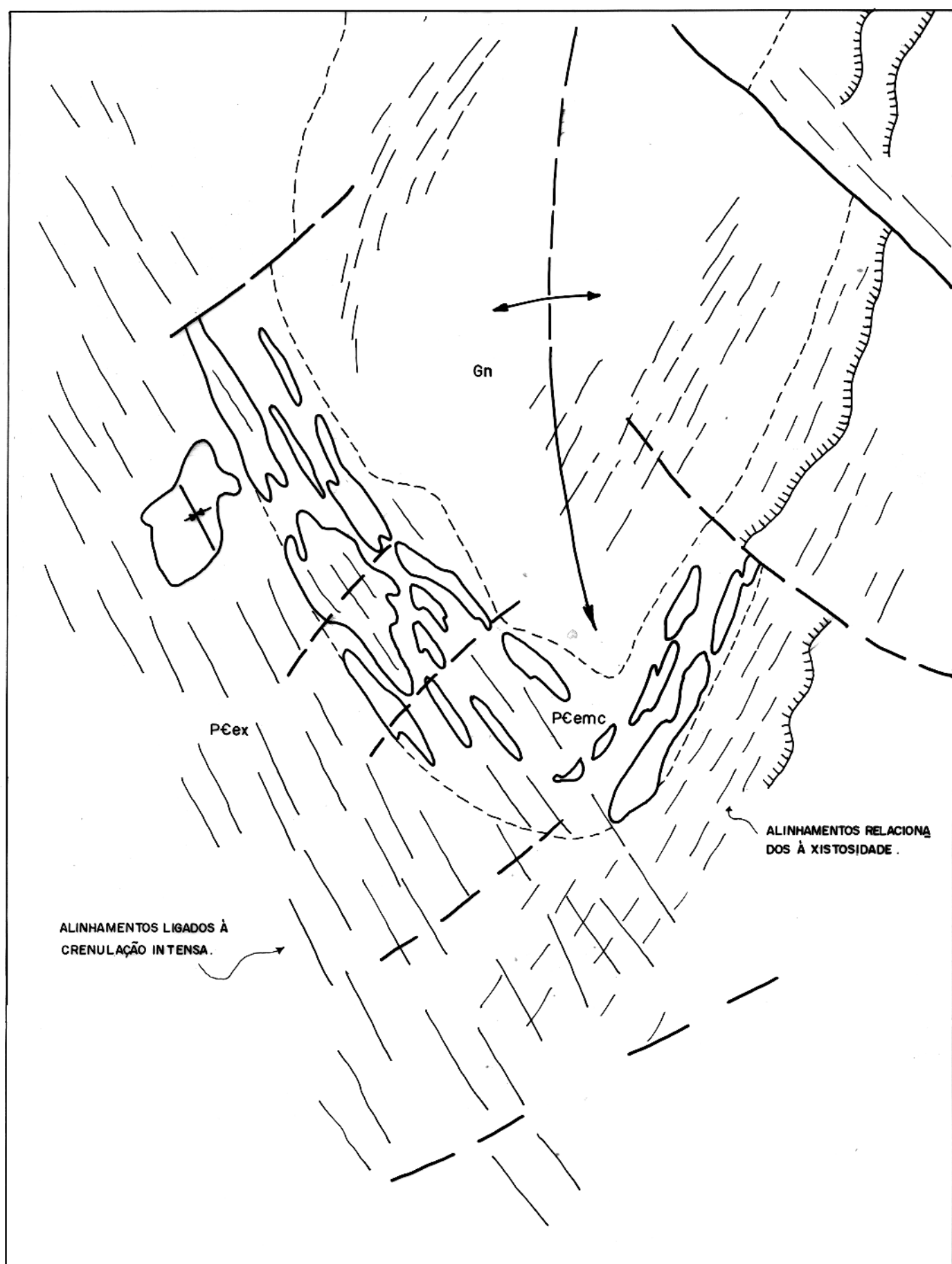
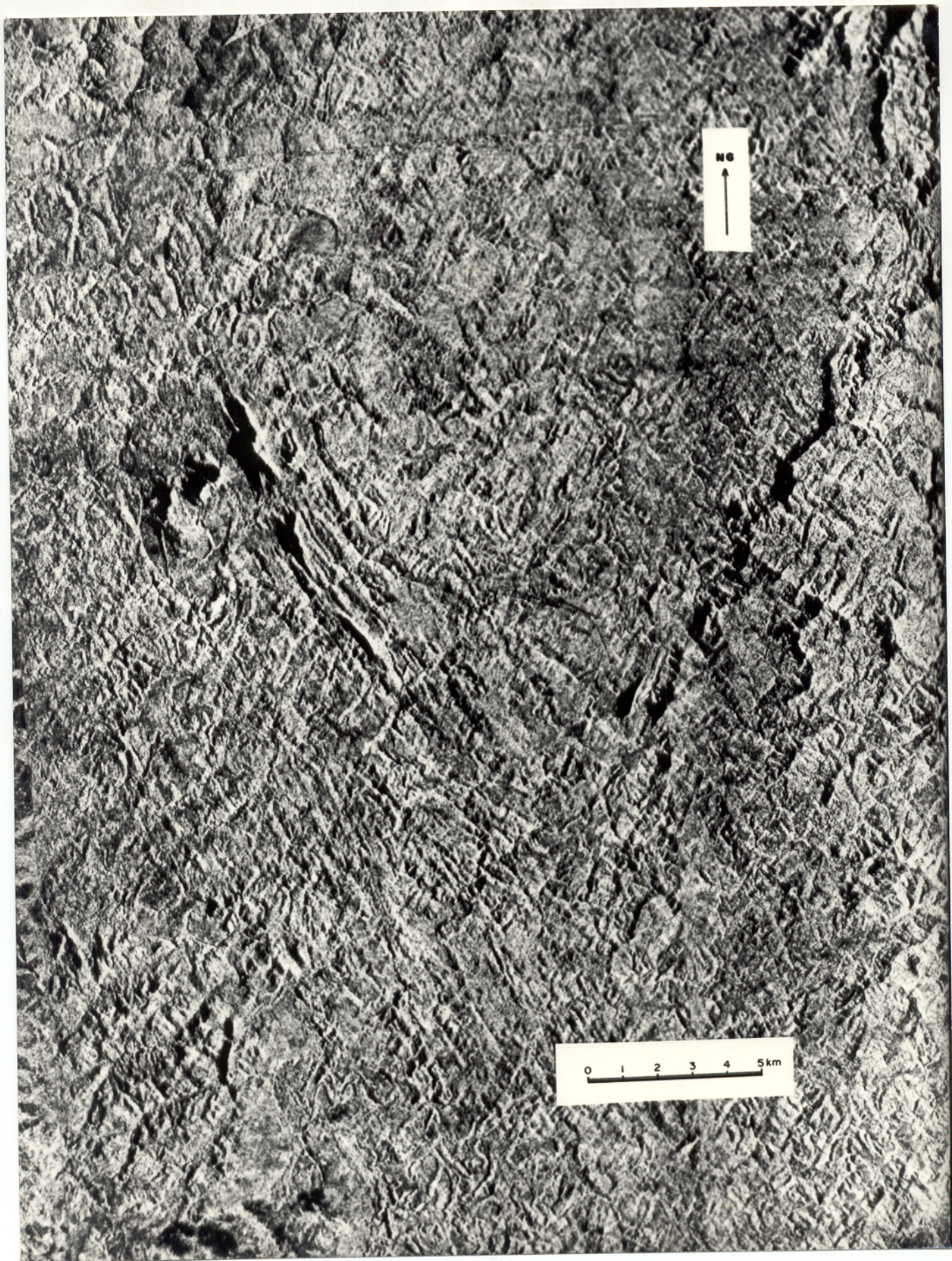
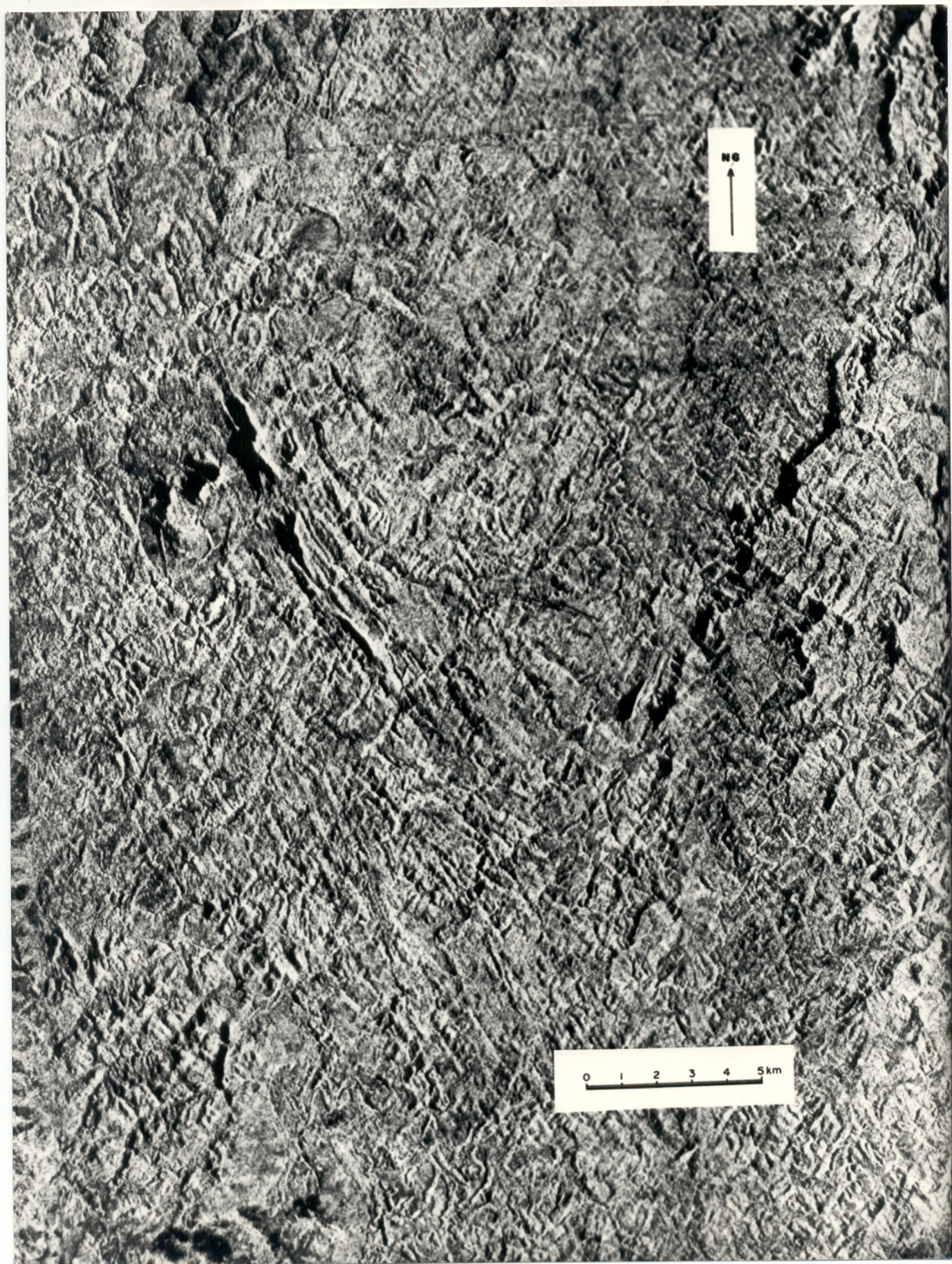


FIG. 4





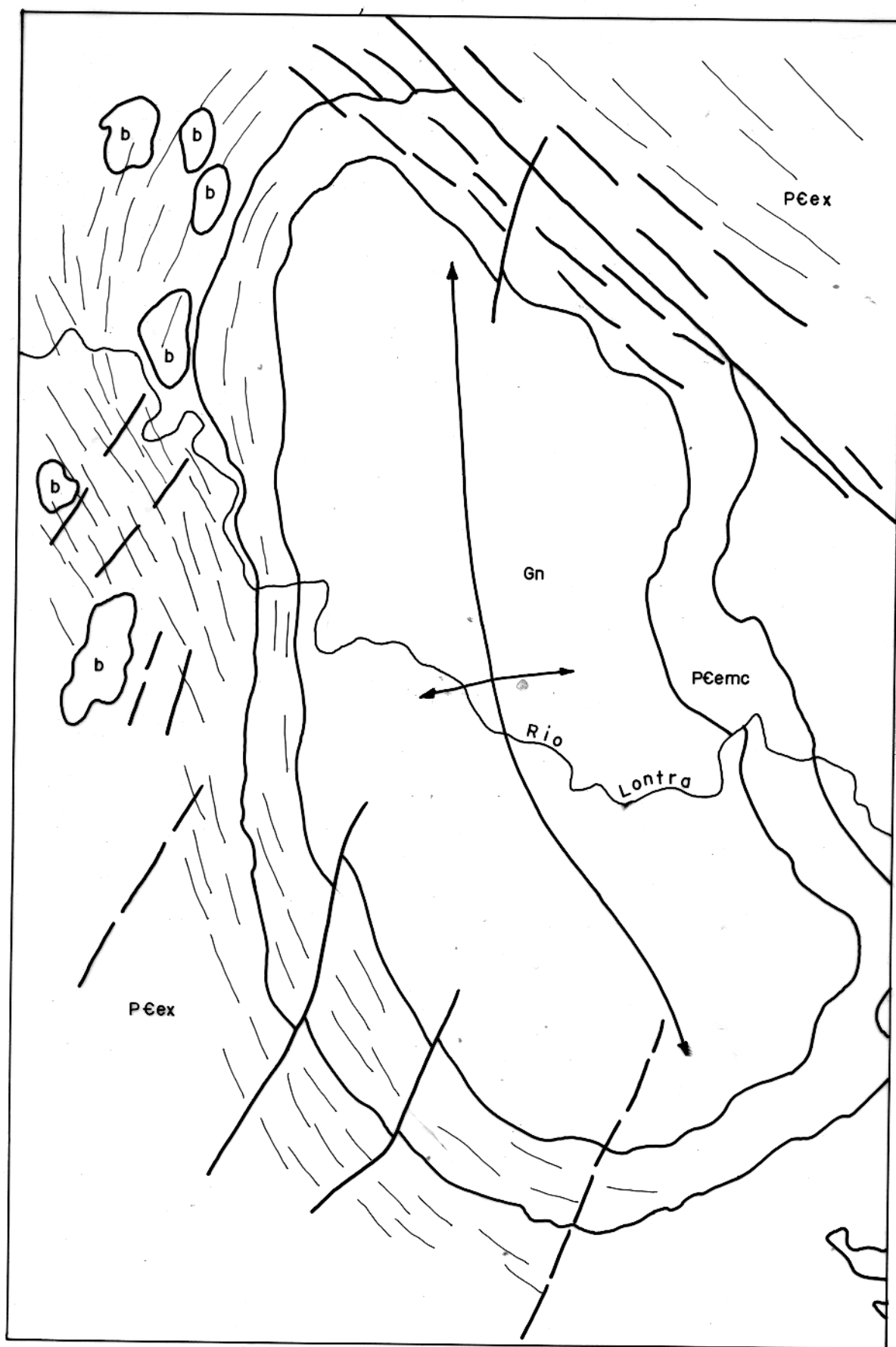
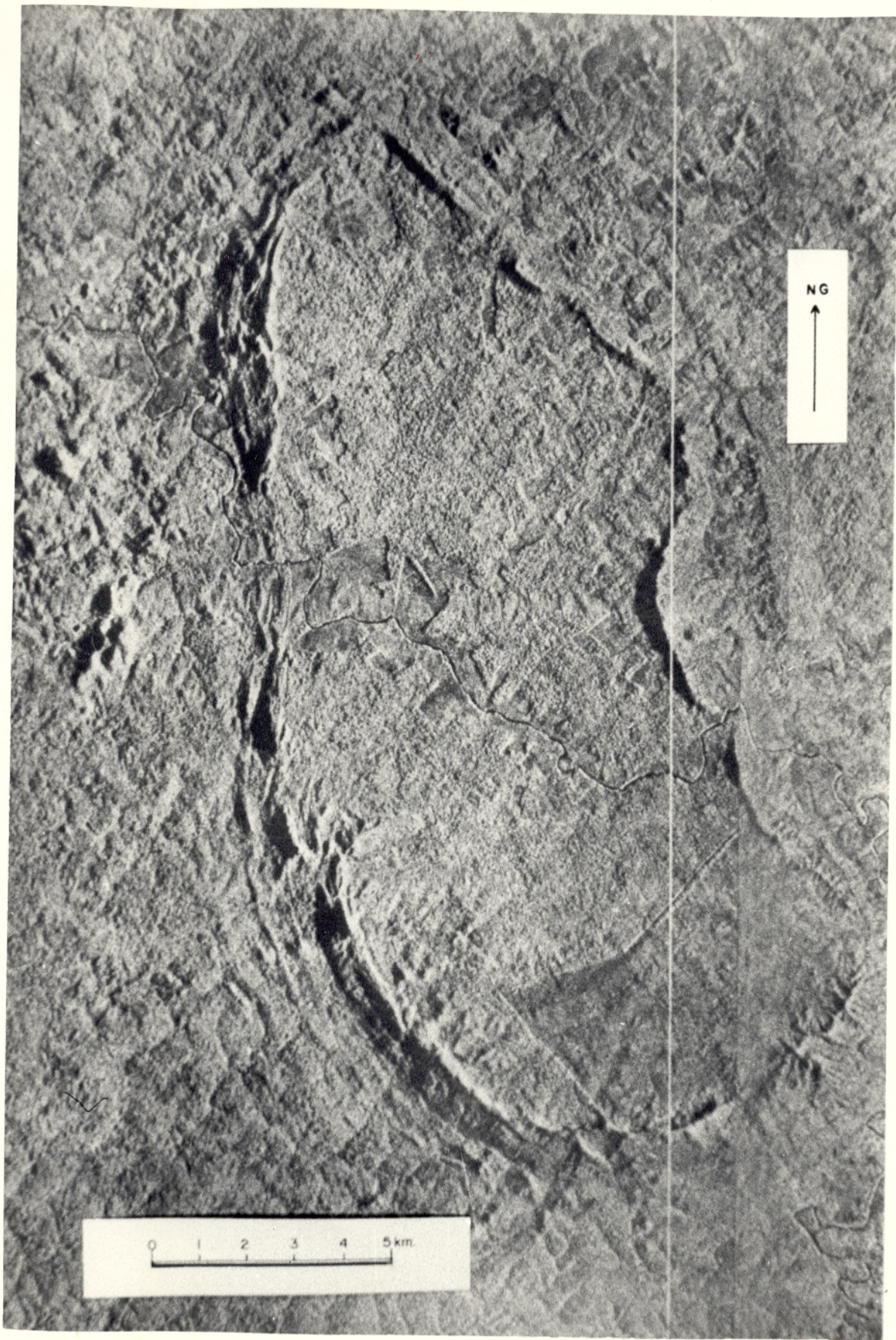


FIG. 5



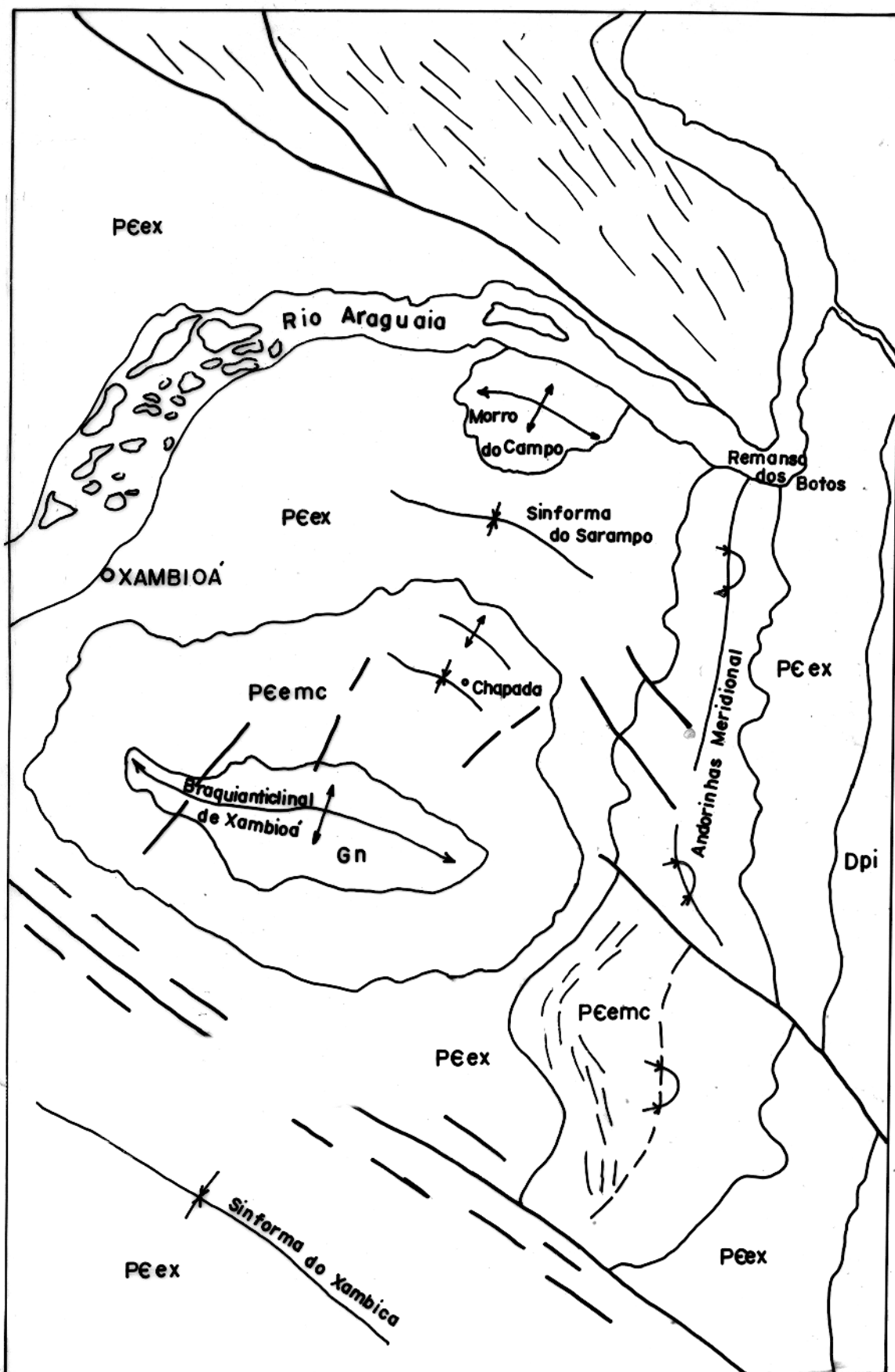


FIG. 6



GRUPO ESTRONDO - SEÇÕES - TIPO

FORMAÇÃO XAMBIOÁ

ESTRADA XAMBIOÁ - VANDERLÂNDIA
(Entre Xambioá e Km 31)

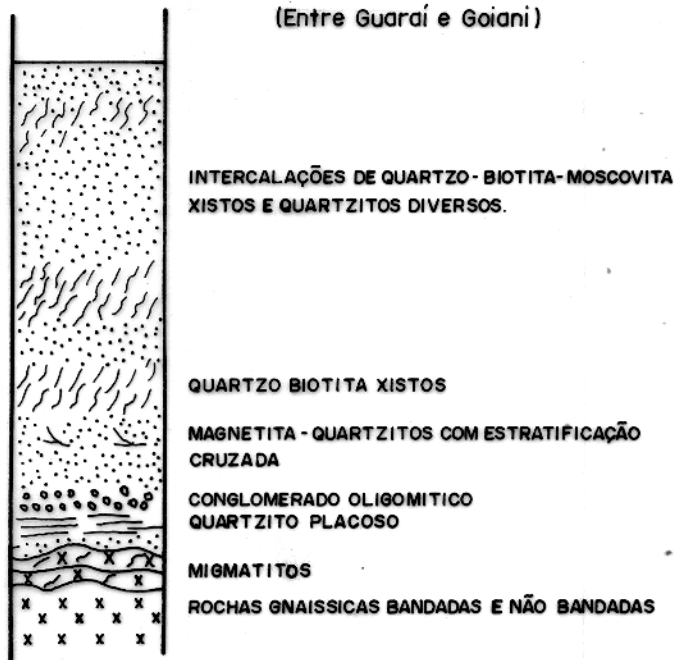


ESTRADA GUARAI-COUTO MAGALHÃES
(Entre Guarai e Colmeia)

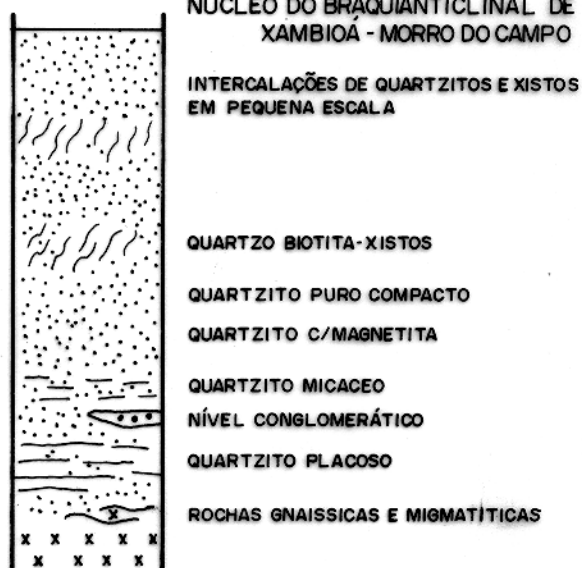


FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO

ESTRADA GUARAI - COUTO MAGALHÃES
(Entre Guarai e Goiãni)



NÚCLEO DO BRAQUIANTICLINAL DE
XAMBIOÁ - MORRO DO CAMPO



OBS: AS ESPESSURAS DAS FORMAÇÕES
NÃO ESTÃO EM ESCALA

(xistos gnaissóides). São freqüentes corpos de anfibólio-xistos e anfibolitos, constituídos de hornblenda, plagioclásio, quartzo, bem como epídoto, biotita, albita e clorita, colocados concordante e discordantemente nos metassedimentos desta formação. Ocorrem ainda corpos de rochas, que sofreram profundas alterações mineralógicas, resultando na formação de serpentinitos e subordinadamente talco-xistos, tremolita-xistos, antofilita-xistos e até corpos maciços de talco (esteatito). Algumas massas de rochas ultramáficas preservadas são encontradas dentro do Grupo Estrondo, especialmente no domínio dos xistos, o que denota a existência de manifestações magmáticas sin-deposicionais, como por exemplo na Fazenda Bodocó, na Estrada Xambioá-Vanderlândia e em outros pontos assinalados por Puty et alii (1972), e pelo Projeto Xambioá-Vanderlândia. Veios de quartzo são abundantes nesta unidade e estão posicionados concordante e discordantemente. A seção-tipo dessa unidade foi descrita ao longo da estrada Xambioá-Vanderlândia, no trecho compreendido entre Xambioá, até aproximadamente o Km 31 no sentido de Vanderlândia, próxima à fazenda Barra Limpa (Quadro II), região que se constitui também a área-tipo.

A Formação Xambioá é recoberta a este e norte pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Sua passagem para a Formação Pequizeiro não mostra quebra de estilo estrutural e nem mudança brusca na gradação metamórfica. Embora se possa suspeitar de uma discordância, traduzida no contraste litológico, ela é de difícil caracterização em virtude desta superfície estar completamente obliterateda pelos eventos de cristalização e deformação.

Com relação ao Grupo Estrondo, chama-se a atenção para sua peculiaridade litológica (muito quartzito) e derivativa (detritos vindos de leste), o que parece difícil de se entender se imaginarmos uma depressão implantada entre os cratons Amazônico e São Francisco.

2.3.3. Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins, como foi explanado antes, compreende

as Formações Couto Magalhães e Pequizeiro.

2.3.3.1. Formação Couto Magalhães

Proposta por Hasui et alii (1977), corresponde aos metasedimentos terrígenos do Grupo Tocantins e cujos afloramentos principais se encontram na região de Couto Magalhães.

Constitui-se essencialmente de filitos, com intercalações às vezes expressivas de quartzitos. Os filitos encontram-se, via de regra, em elevado estágio de alteração intempérica por toda a área baixa do Vale do Rio Araguaia. Suas cores mais comuns são cinza, às vezes prateada, amarela e vermelha, estas últimas devidas a intemperismo. Em alguns pontos, matéria carbonosa se faz presente, pigmentando a rocha. Os filitos são compostos basicamente de sericita, quartzo e minerais opacos. Os quartzitos se constituem essencialmente de quartzo e micas em proporções variadas, permitindo estas, gradações para filitos. Representam intercalações lenticulares com espessuras de até dezenas de metros. A granulação é geralmente fina e as colorações variam de branca a cinza, aparecendo tonalidades amareladas e avermelhadas quando intemperizados. Por vezes, podem adquirir aspecto itabirítico como a sudeste de Araguacema, ou jasperóides e brechadas como a este de Pau d'Arco. Algumas lentes de calcário são reconhecidas, como as da Fazenda Cocal, a sudeste de Couto Magalhães.

Mais para oeste, as rochas de fácies xisto verde, cedem lugar a outras onde o metamorfismo decai sensivelmente, podendo estar ausente em alguns locais, não se sabendo ainda se estão anquimetamorfizados ou se sofreram apenas diagênese. A passagem não foi demarcada; estudos detalhados são necessários para tanto. Como as deformações nesses sedimentos ou anquimetamorfitos são muito suaves, em contraste com as dos metamorfitos, considera-se esses sedimentos como cobertura do craton correlativa dos filitos adjacentes. O limite do craton não é preciso, mas certamente não se situa muito longe do Rio Araguaia.

A Formação Couto Magalhães, a oeste, repousa sobre o Com

plexo Xingu estabelecendo, sem dúvida, uma discordância angular. Mais para o norte, o contato com o embasamento se dá através de uma fa lha de empurrão (Falha de Tucuruí, Trow et alii, 1976) de direção N-S, a qual lança os metassedimentos Couto Magalhães sobre o Com plexo Xingu e a cobertura pré-brasileira. Uma brechação intensa das rochas na área e a mudança brusca de litologias são evidências desta estrutura.

A leste, seu contato é feito com a Formação Pequiizeiro, desde a altura do paralelo 9°30'S até o Rio Tocantins, a norte. A passagem para a Formação Pequiizeiro se dá de maneira gradual, le v an do se em consideração a inexistência de mudança brusca na grada ção metamórfica, no estilo estrutural ou falhas. No entanto, exis te um contraste litológico acentuado, talvez indicativo de uma dis cordância, por enquanto de difícil caracterização.

2.3.3.2. Formação Pequiizeiro

A Formação Pequiizeiro, assim denominada por Hasui et alii (1977), corresponde à parte oriental do Grupo Tocantins.

É constituída essencialmente por clorita-xistos e subor dinadamente por talco-xistos, talco actinolita xistos, actinolita-xistos, serpentinitos e metabasitos. São normalmente verdes a cin za esverdeados, em função da quantidade de quartzo presente. A com posi ção inclui ainda clorita, biotita, sericita e minerais opacos (pirita e magnetita). O quartzo ocorre sob a forma de lentic ú cu las ou leitos de espessuras milimétricas e centimétricas (fig. 7). As outras rochas citadas derivam-se de corpos máfico-ultramáficos, con cordantes e talvez até derrames. Calco-clorita xistos e moscovita clorita xistos são rochas que também ocorrem, contendo calcita, moscovita-sericita, zoisita, além de clorita, apatita, turmalina, minerais opacos e feldspatos. Do que se pode perceber esta forma ção difere completamente das outras descritas no que tange à natu reza dos materiais, representando possivelmente um antigo conjunto vulcano-plutono-sedimentar.



Fig. 7 - Afloramento de metamorfito Pequizeiro intensamente crenulado. As estruturas planares são bem mostradas. Observa-se a xistosidade S_1 ondulada pelos plãnos de transposição S_2 .

2.3.4. Rochas Máficas e Ultramáficas

A incidência de corpos máfico-ultramáficos no vale do Araguaia se dá principalmente na faixa de ocorrência da Formação Couto Magalhães e Grupo Estrondo. Os maiores chegam a ter 60 km de comprimento, são estreitos e o alongamento se dá, via de regra, em paralelismo com o eixo da Faixa Paraguai-Araguaia. Corpos tabulares concordantes parecem existir na Formação Pequizeiro, além de outros menores discordantes. No Grupo Estrondo, reconhecem-se tão somente pequenos corpos concordantes e discordantes.

As alterações diversas sofridas transformaram-nas parcialmente em serpentinitos, talco-xistos, tremolita-xistos, talco-actinolita-xistos.

As ocorrências de corpos maiores destas rochas dispõem-se conforme um cinturão de direção aproximada N-S, e posicionadas principalmente na Formação Couto Magalhães, paralelamente ao contato com a Formação Pequizeiro, o que levou Hasui et alii (1977), a postularem a existência de uma relação genética entre essas intrusões máfico-ultramáficas e a sequência magmático-sedimentar da Formação Pequizeiro.

No que se refere à idade relativa, são consideradas como sin-deposicionais genericamente. Mostram efeitos de metamorfismo e deformações, apresentando em alguns locais elementos planares bem desenvolvidos, concordantes com o padrão regional.

Os corpos máfico-ultramáficos representariam o aporte de material do manto ao longo de fraturas profundas da Geossutura Tocantins-Araguaia (Almeida, 1974). É de se destacar, pelo que acima se expôs, que o magmatismo foi discreto em associação com o Grupo Estrondo, denotando intensificação tardiamente. Além disso, a destacada relação geográfica com a Formação Couto Magalhães, isto é, na zona externa da Faixa Paraguai-Araguaia, reflete vinculação com a geossutura à borda cratônica.

2.3.5. Rochas Granitóides

Os seus afloramentos, na maioria das vezes, aparecem sob a forma de matações com esfoliação esferoidal e que são facilmente identificáveis nas fotos aéreas. Não têm uma distribuição expressiva por toda a faixa, tendo sido examinadas somente nas proximidades de Colméia e no ramal do Lontra (Fazenda Marinheiro).

Em Colméia, as rochas granitóides têm cores rósea a cinza clara e granulometria média à fina, localmente grosseira, e devido à incipiente orientação mineral das micas principalmente, mostram um arranjo não isotrópico. Albita, quartzo, microclina e biotita são minerais principais, ocorrendo secundariamente titanita e opacos de modo geral.

Elas se alojam em rochas gnaíssicas bandadas ou não, que gradual e distalmente cedem lugar a micaxistos. Essas rochas gnaíssicas bandadas, mostram infiltrações concordantes e discordantes de material quartzo-feldspático, devendo ser qualificadas como migmatitos. Os migmatitos e gnaisses não bandados são entendidos como representando metassedimentos do Grupo Estrondo, podendo ser em parte atribuídos ao Complexo Xingu, conforme mostram os resultados de datações efetuados para o Projeto Faixa Orogênica.

Na Fazenda Marinheiro, a relação com as rochas regionais não ficou bem caracterizada, parecendo existir na parte leste a mesma situação verificada em Colméia. Na porção oeste, o contato se faz com as rochas do Grupo Estrondo através de falha de empurrão que coloca as rochas granitóides acima dos quartzitos da Formação Morro do Campo. Ali, apresentam geralmente coloração rosa variando para tonalidades cinza. A granulação é média à fina e os minerais essenciais são quartzo, biotita, plagioclásio, hornblenda, clorita e secundariamente turmalina, epidoto, titanita e opacos.

Nas duas ocorrências citadas, os granitóides se associam intimamente com as braquianticlinais de Colméia e do Ramal do Lontra, sendo estas estruturas atribuíveis ao caráter diapírico daquelas.

As características petrográficas dessas rochas granitói

des, sua foliação incipiente e, principalmente, sua vinculação com as braquianticlinais de constituição tardia, permitem tentativamente classificá-las como intrusões tardi-tectônicas. (Marmo, 1971).

Puty et alii (1972) descrevem a ocorrência de outros corpos granitóides de pequeno porte, introduzidos nos micaxistos do Grupo Estrondo no Rio Muricizal e no Igarapé Jacaré Grande.

No Rio Muricizal ocorrem granófiros de composição granítica e álcali-granitos de granulação grosseira, constituídos essencialmente de quartzo, albita, rara moscovita e como acessório o rutilo. No Igarapé Jacaré Grande ocorre um granito róseo de granulação grosseira, introduzido em quartzo-moscovita-biotita-xistos do Grupo Estrondo. Foram descritos xenólitos desta rocha no seio da rocha granítica. Trata-se de um granito porfiróide constituído essencialmente de quartzo, plagioclasio sódico, microclina com biotita e moscovita em quantidade menores.

Esses pequenos corpos constituídos de rochas não foliadas, podem ser qualificados como pós-tectônicos.

2.3.6. Formação Rio das Barreiras

Guerreiro e Silva (1976) denominaram Conglomerado Rio das Barreiras, às rochas ocorrentes a meio caminho entre as cidades de Pequizeiro e Couto Magalhães. Hasui et alii (1977) propuseram considerá-lo como uma formação.

A formação se constitui essencialmente de conglomerados polimíticos com seixos de clorita xistos e/ou filitos, de quartzo, de diversos tipos e de quartzitos claros e ferruginosos. A matriz é fundamentalmente silto-argilosa, e existe um cimento carbonático. Níveis de siltitos e arenitos finos aparecem.

Essas rochas formam depósitos de alguns quilômetros quadrados, dispostos como que em cordão, parecendo representar restos poupados pela erosão de uma bacia longilínea. Eles são facilmente reconhecidos no campo pela presença de uma cascalheira residual. As

espessuras são pequenas, não ultrapassando alguns metros, e a estratificação não é clara. Repousa sobre as rochas da Formação Pequizeiro e do Grupo Estrondo, estabelecendo uma discordância angular. Está restrita à porção central da faixa, não tendo sofrido efeitos de metamorfismo ou deformação.

Esta formação corresponde ao que Barbosa (1966) denominou Formação Piauí, da qual difere flagrantemente. Ela parece, antes, representar restos de uma seqüência desenvolvida numa fase de sedimentação final do ciclo que edificou a faixa de dobramentos (Brasiliano), em uma bacia intramontana. A natureza dos seixos mostra derivação das proximidades, entulhando uma depressão alongada paralelamente às estruturas do embasamento.

2.3.7. Rochas Máficas Pós-Brasílicas

Por toda a faixa de dobramentos ocorrem rochas máficas posteriores aos processos de metamorfismo-deformação, como aquelas no leito do Rio Araguaia, por grande parte de seu curso e na região de Lontra-Araguanã. São representadas por diques, constituindo travessões no leito do Rio Araguaia, e por corpos menores, às vezes alongados, de dimensões até quilométricas. Infelizmente não foram efetuadas ainda datações para se ter valores de idades que permitam considerações maiores. Elas se vinculam a regime extracrional, sendo possível sua contemporaneidade com o magmatismo básico da Bacia do Parnaíba.

2.3.8. Coberturas Fanerozóicas

Referem-se de maneira generalizada às formações da Bacia Sedimentar do Parnaíba, à Formação Itapecurú e as aluviões distribuídas por toda a área, associadas ao sistema de drenagem, ocultando significativa parcela da faixa de dobramentos.

Dentre as formações sedimentares mais importantes e que ocorrem na borda ocidental da Bacia do Parnaíba, podem ser citadas: Formação Pimenteiras (folhelhos e siltitos micáceos, bastante alterados a maioria das vezes); Formação Pedra de Fogo (folhelhos, arenitos, siltitos esverdeados e amarelados, leitos de sílex, às vezes oolítico, calcáreoossilífero e gipsita, madeira fóssil, Psaronius, coquina); Formação Motuca (siltitos e arenitos finos, vermelhos, "blocky", horizontes de calcários), como unidades paleozóicas; Formação Sambaíba (arenito fino a médio bem selecionado e grãos bem arredondados, estratificações cruzadas, branco avermelhado); Formação Mosquito-Membro Basalto Superior (basalto cinza; se intemperizado, avermelhado escuro; algumas vezes amigdalóides); Formação Itapecurú (arenitos finos, avermelhados, róseos cinza, com estratificações horizontal e ocasionalmente cruzada), como unidades mesozóicas.

Em muitos locais dentro da faixa são encontrados restos destas formações, poupados pela erosão. Podem estar presentes em sítios especiais, como por exemplo no Graben de Araguañã, onde ocorrem camadas da Formação Pedra de Fogo, e em outros pontos mapeados por Barbosa et alii (1966) e Puty et alii (1972).

A estratigrafia se completa com os sedimentos quaternários das aluviões representados fundamentalmente por cascalhos, areias, argilas e lateritas.

3. ESTRUTURAS

3.1. Introdução

As estruturas presentes na faixa são de vários tipos, podendo, serem classificadas para efeito de descrição em dois grupos: primárias e tectógenas.

3.2. Estruturas Primárias

Em toda a extensão da faixa, nos vários afloramentos examinados, poucas foram as oportunidades de se estudar estruturas primárias. Devido, em grande parte, às deformações e transformações sucessivas por que passaram as rochas, essas estruturas a cham-se em sua quase totalidade obliteradas.

A feição mais importante diz respeito à estratificação, refletindo sedimentação rítmica estudada nas formações Morro do Campo, Xambioá e Couto Magalhães. Na parte este da faixa, este ritmo mesmo evidencia-se pela presença de níveis de quartzitos, xistos e rochas quartzo feldspáticas do Grupo Estrondo. Em alguns trechos, esta alternância se dá por níveis centimétricos até métricos, observados principalmente no perfil Paraíso do Norte-Fátima pela BR-010 e desta rodovia para oeste no perfil para Cristalândia e Pium.

Em direção ao norte, a sedimentação rítmica dá-se segundo uma escala maior, sendo mais expressivos pacotes de rochas, dificultando a caracterização do ritmo, quando da elaboração dos perfis.

Nestas rochas, foram observadas estratificações cruzada, gradacional e paralela, em alguns pontos. Na estrada Guaraf-Conceição do Araguaia encontra-se, a 5 Km a oeste de Colméia, uma ocorrência de metaconglomerado oligomíctico (fig. 3), denotando um aumento de energia no ambiente de deposição e a estratificação do

conjunto.

Na parte ocidental, onde ocorre a Formação Couto Magalhães, a estratificação é mostrada pelas intercalações milimétricas a decimétricas de porções metapsamíticas e metapelíticas. Em direção a este desaparecem as características de metamorfismo sendo mantido ainda o ritmismo, embora os materiais sejam de maneira geral mais finos.

No âmbito da Formação Pequizeiro não foram observadas estruturas primárias internas. Os ortoanfibolitos e as rochas ultramáficas, de maneira geral, podem em alguns casos, ainda que de modo não muito claro, preservar remanescentes da textura magmática, evidenciando sua origem ígnea.

3.3. Estruturas Tectógenas

As deformações acontecidas durante a edificação da faixa de dobramentos foram responsáveis pela formação de estruturas planares e lineares que se desenvolveram penetrativa e apenetrativamente por toda a região, segundo arranjos espaciais bem definidos. Estas estruturas são: xistosidade, lineação mineral, lineações B (eixos de dobras), clivagem de crenulação, falhas e juntas, bem como dobras de tipos diversos.

3.3.1. Terminologia

Tendo em vista a diversidade de sistemas de nomenclatura para feições estruturais, alguns termos de uso controverso, e por extensão, todas as demais terminologias empregadas na descrição das estruturas consideradas, são definidas com o intuito de evitar problemas na compreensão dos aspectos geológicos tratados.

a) Xistosidade

O termo xistosidade é aqui empregado como variedade de foliação, definida pela orientação preferencial de minerais micáceos segundo superfícies subparalelas ou paralelas; às vezes envolve orientação planar de minerais prismáticos e de agregados de grãos (Billings, 1954). Corresponde, no caso presente, à foliação plano axial de Whitten (1966). Também equivale à clivagem de fluxo de muitos autores (Leigh, 1905, 1923; Mead, 1940; Swanson, 1940; apud Whitten, 1966).

Constitui uma estrutura penetrativa nas rochas metamórficas, componentes do Super Grupo Baixo Araguaia.

b) Bandeamento

Considera-se como bandeamento o tipo de foliação (Turner e Weiss, 1963), correspondente à estrutura planar mostrada pelos gnaisses e resultante da distribuição desigual de minerais na rocha, configurando bandas alternadas bem definidas ou difusas, contrastando geralmente pela cor. Assim, é possível encontrar-se bandas escuras ricas em biotita por exemplo e bandas claras quartzo-feldspáticas.

c) Lineações

A palavra lineação é aqui usada no sentido de Cloos (1945, 1946); "termo descritivo para designar qualquer tipo de estrutura linear no interior ou na superfície de uma rocha" (apud Loczy e Ladeira, 1976).

No presente caso interessam as seguintes variedades de lineações:

- 1) Minerais: resultante da orientação preferencial nos planos de xistosidade fundamentalmente de placas alongadas de micas. Podem referir-se também à alongação de seixos (fig. 3), ou às estruturas em barras ("rod structure").

- ii) Interseção de superfície-S: são estruturas de ocorrência mais rara e dizem respeito a maioria das vezes à interseção de xistosidade ou bandejamento (S_1) com clivagem de crenulação (S_3). Podem referir-se também à interseção do acamamento S_0 com a xistosidade S_1 . Neste segundo caso e sendo a dobra cilíndrica, a lineação é desenvolvida paralelamente ao eixo geométrico B da mesma.
- iii) Eixos de dobras: designado pela letra B ou b, representa a linha reta que movimentando-se no espaço paralelamente a si mesma, gera uma superfície cilíndrica. Muitos autores não consideram eixos de dobras como lineação (Turner e Weiss, 1963; Whitten, 1966) e preferem restringir o termo somente às estruturas lineares penetrativas. Aqui, no entanto, será usado com essa conotação em concordância com o postulado por Billings (1954) e Ladeira e Loczy (1976).

d) Dobras

Desenvolvem-se na faixa, dobras em várias escalas, variando desta as de dimensões quilométricas (Xambioá, Lontra, Andorinhas-Martírios, etc.), até escala microscópica. Existem quatro tipos principais de dobras. O primeiro, composto por dobras anisóclásticas de ápices espessados, apertadas (fig. 8); pode ser enquadrado nas classes IC, 2 e 3, de Ramsay (1967). São de dimensões decimétricas e métricas e de rara observação, pois são intrafoliais. (fig. 9). Um segundo tipo, facilmente reconhecido, por ser desenhado pela xistosidade, mostra assimetria de flancos e plano axial sub-vertical. Estas são dobras abertas de dimensões métricas e decaquilométricas, as maiores destacando-se como grandes estruturas dentro da faixa. Nas menores observa-se espessamento menos pronunciado que nas do tipo anterior.

Um terceiro tipo é representado por dobras relacionadas



Fig.8 - Dobras anisópacas em quartzitos da Formação Morro do Campo Serra das Andorinhas.



Fig. 9 - Dobras anisópacas em quartzitos da Formação Morro do Campo próximo ao Km 750 da BR-010 Belém-Brasília.

à intensa crenulação em algumas zonas, que atingir a área (fig.7). Têm dimensões centimétricas que eventualmente compõem anticlinórios e sinclinórios métricos com planos axiais sub-verticais.

Um quarto tipo existe, parecido com o segundo, dele diferindo por serem dobras mais abertas (ondulações suaves), e não mostrarem espessamentos nos ápices (fig. 10 e 11).

e) Clivagem de Crenulação

Chamada também simplesmente crenulação, é um termo descritivo empregado para definir a variedade de clivagem de rocha ao longo de cujas superfícies se manifestaram deslocamentos diferenciais das fatias, induzindo-lhe deformação plásticas (dobras do terceiro tipo acima). Corresponde à clivagem de transposição de Turner e Weiss (1963) e Loczy e Ladeira (1976), clivagem de cisalhamento de Billings (1954) e foliação de crenulação de Whitten (1966).

f) Falhas e Juntas

A descrição das estruturas se completa com a referência ao desenvolvimento de juntas e falhas que foram responsáveis pela segmentação das rochas. Essas feições refletem já condições de rigidez das rochas.

3.4. Geometria das estruturas tectógenas

3.4.1. Xistosidade

No âmbito do Grupo Tocantins foram efetuadas medidas basicamente de xistosidade que são apresentadas nas figs. 12, 13 e 14, tendo sido os diagramas ordenados de sul para norte. Observa-se que os polos destes elementos planares estão distribuídos



Fig. 10 - Dobras abertas em quartzitos da Formação Morro do Campo. Riacho do Poção, estrada Xambioá - Chapada Km-7.



Fig. 11 - Outra feição de dobras abertas em quartzitos da Formação Morro do Campo no Riacho do Poção.

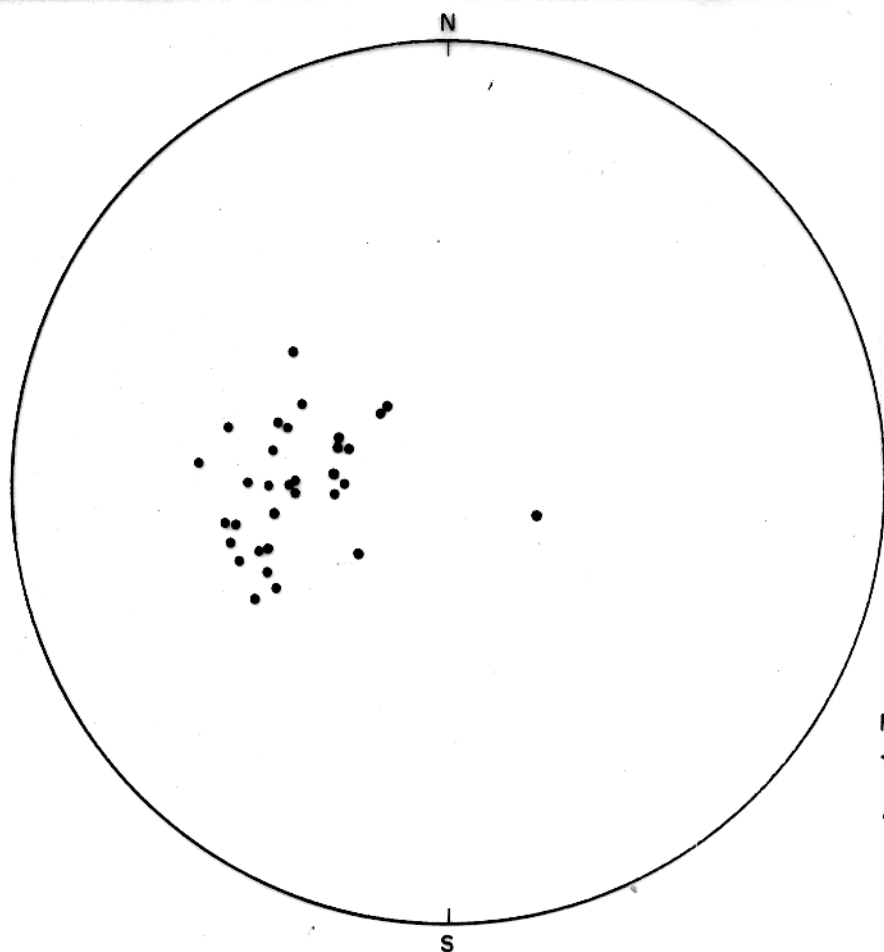


Fig. 12 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO TOCANTINS, PROXIMIDADES DE CONCEIÇÃO DO ARAGUAIA.

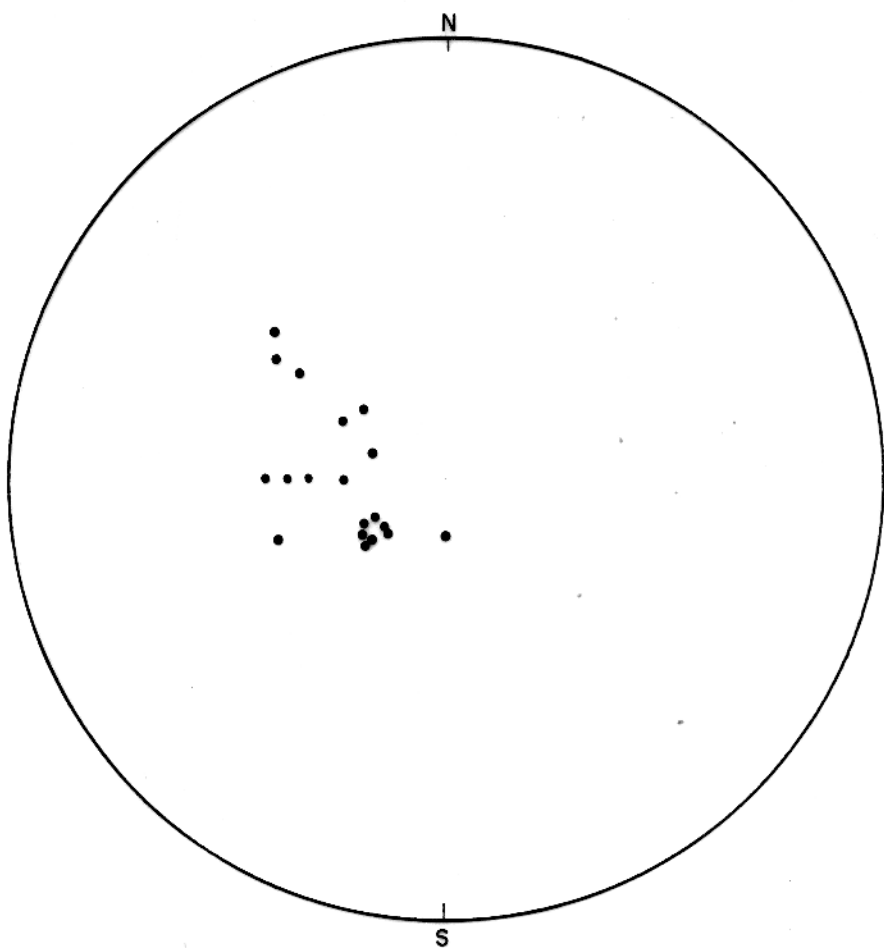


Fig. 13 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO TOCANTINS. FOLHA XAMBIOÁ.

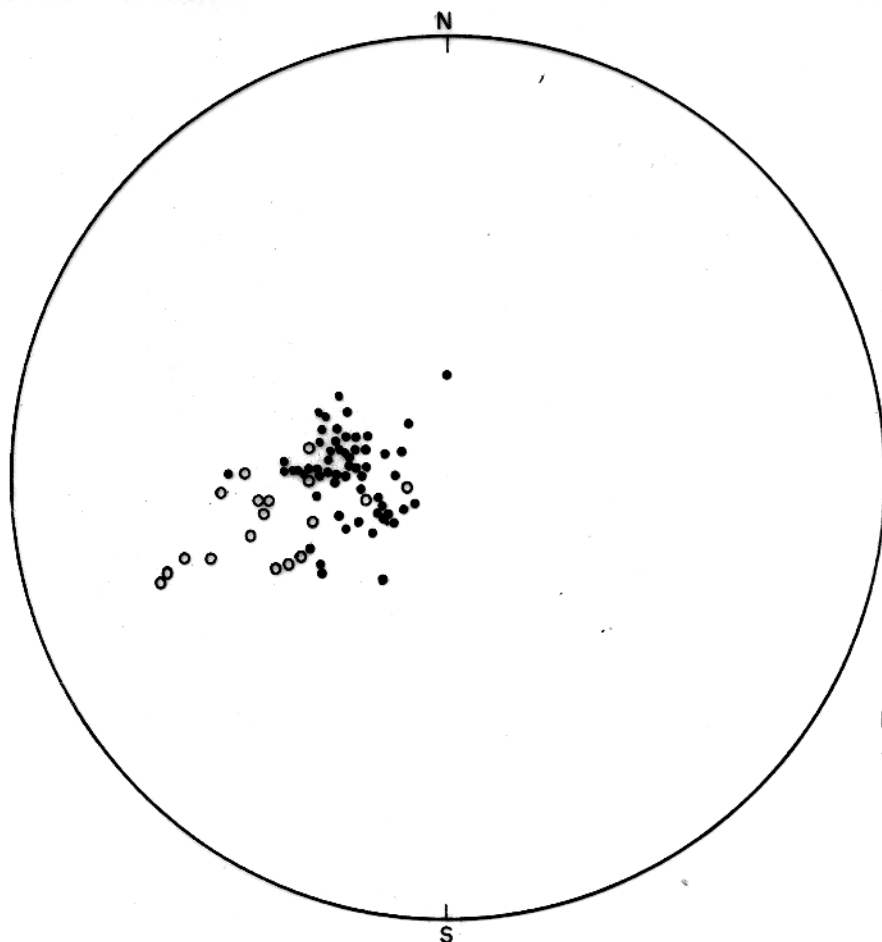


Fig. 14 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO
TOCANTINS - FOLHA MARABÁ.

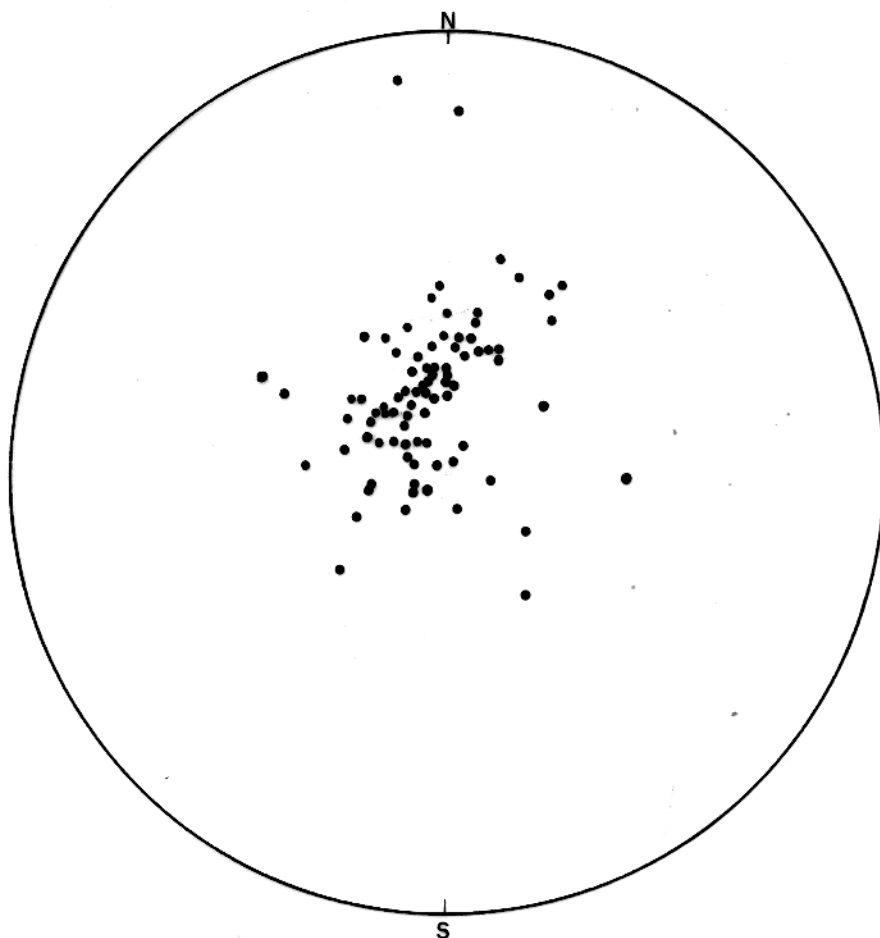


Fig. 15 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO
ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ.

nos quadrantes SW e NW em torno da linha E-W, tendo os planos mergulhos da ordem de 30° - 50° para E genericamente, com valores médios em torno de 40° . Percebe-se uma leve tendência à maior concentração de polos no quadrante NW. Note-se a identidade apresentada pelas direções constantes nos diagramas e os alinhamentos desenhados no mapa anexo, que passam de NE-SW a norte acima da linha Iri-Martírios. Na fig. 14 as medidas referem-se a dois domínios separados em função principalmente do valor de mergulho da xistosidade, a qual se encontra mais inclinada a oeste e também mais dispersa em termos dos valores encontrados.

Estes diagramas mostram, desta forma, o comportamento regional da atitude da xistosidade na porção ocidental da faixa. A dispersão dos polos que se verifica, deve-se a ondulações da xistosidade, como se verificou na Folha Marabá. (fig. 14).

Para um melhor tratamento dos dados da zona de ocorrência do Grupo Estrondo, tanto na região do braquianticlinal de Colméia (fig. 16), como na área da Folha Xambioá (fig. 17), foi elaborada uma divisão em domínios.

Do ponto de vista regional, o Grupo Estrondo mostra de sul para norte o mesmo comportamento apresentado pelo Grupo Tocantins, tanto nos diagramas como no mapa, conforme mostram as figs. 15, 18, 19 e 20. Os ângulos de mergulho dos planos, situam-se em torno de 20° com valores limites de 10° - 40° /E. Nas figs. 15 e 18, a dispersão dos polos é grande, refletindo ondulações mais acentuadas da xistosidade. A fig. 15, mostra predomínio de planos mergulhando para S, o que se deve ao fato de o domínio considerado situar-se em flanco de dobra.

O conjunto de medidas e, conseqüentemente os diagramas resultantes, demonstram que a xistosidade na região considerada, possui direção NE-SW a sul e NW-SE a norte e inclina-se com valores médios de mergulho para SE e NE respectivamente, definindo desta forma um transporte das massas rochosas para oeste na direção do Craton Amazônico (vergência).

Dentro da zona de ocorrência do Grupo Estrondo, manifestam-se áreas com um comportamento particular da xistosidade impré-

DOMÍNIOS HOMOGÊNEOS PARA A REGIÃO DA BRAQUIANTICLINAL DE COLMÉIA.

ESCALA

0 1 2 3 4 5km

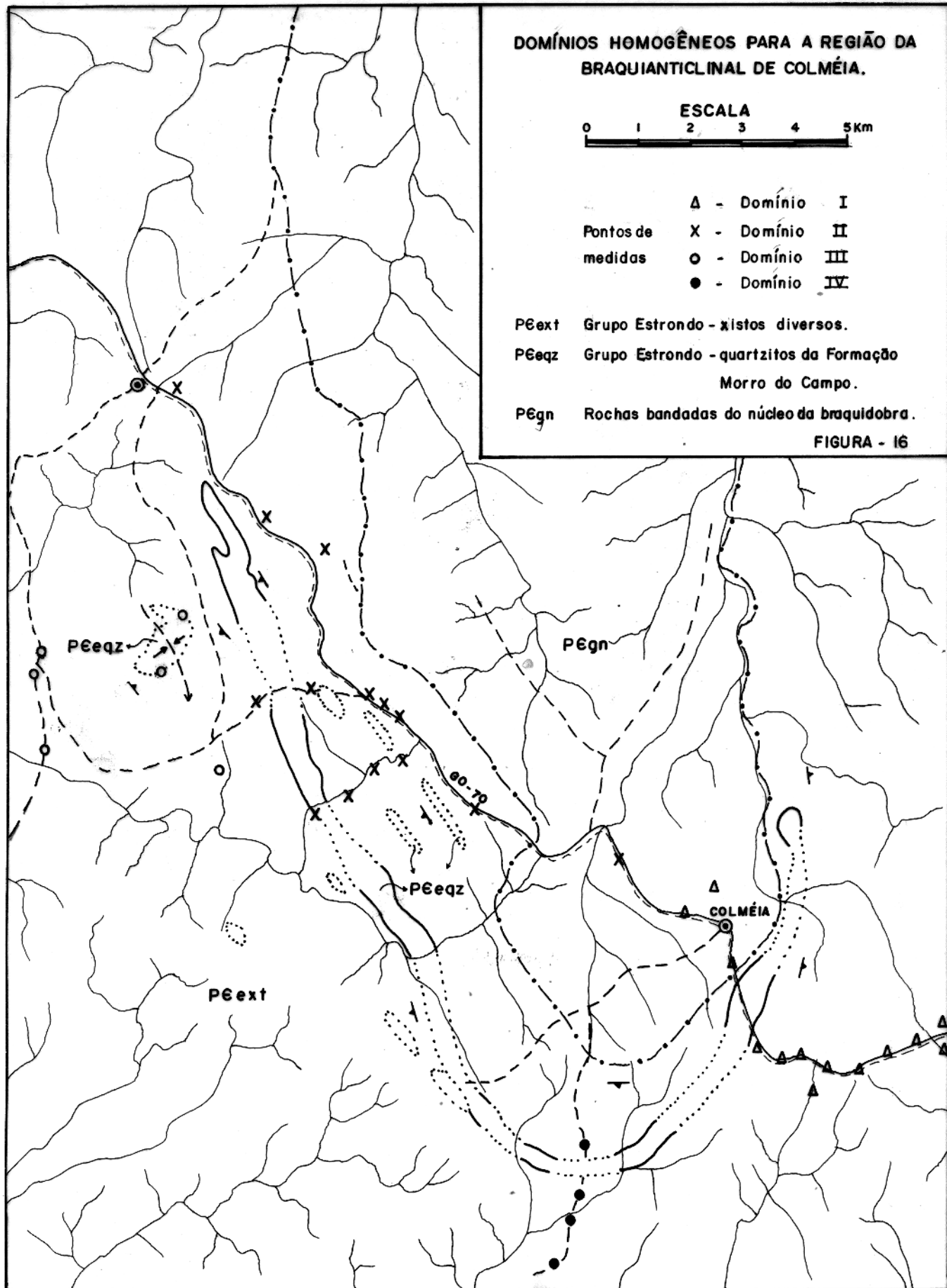
Δ - Domínio I
 Pontos de X - Domínio II
 medidas ○ - Domínio III
 ● - Domínio IV

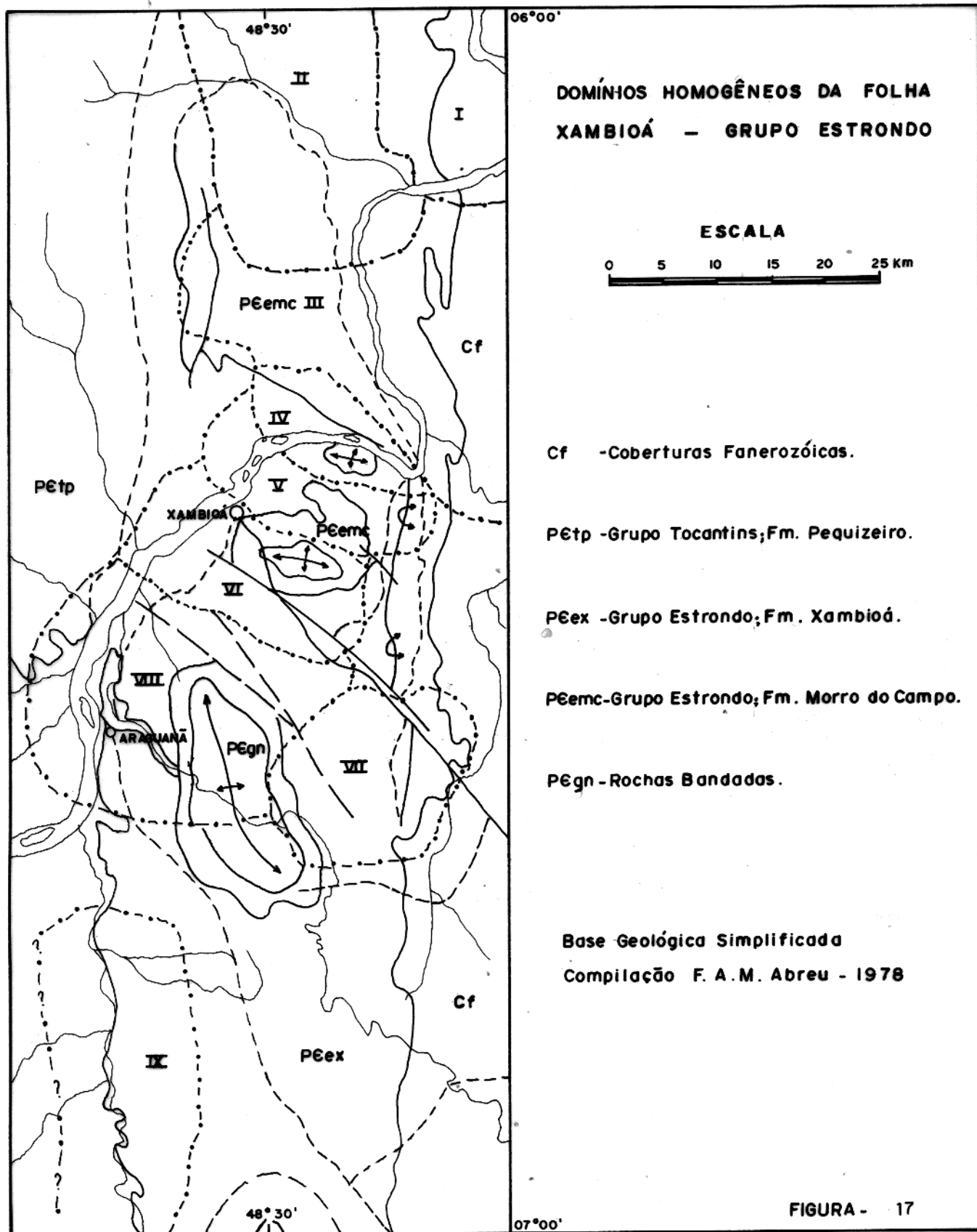
P6ext Grupo Estrondo - xistos diversos.

P6eqz Grupo Estrondo - quartzitos da Formação Morro do Campo.

P6gn Rochas bandadas do núcleo da braquidobra.

FIGURA - 16





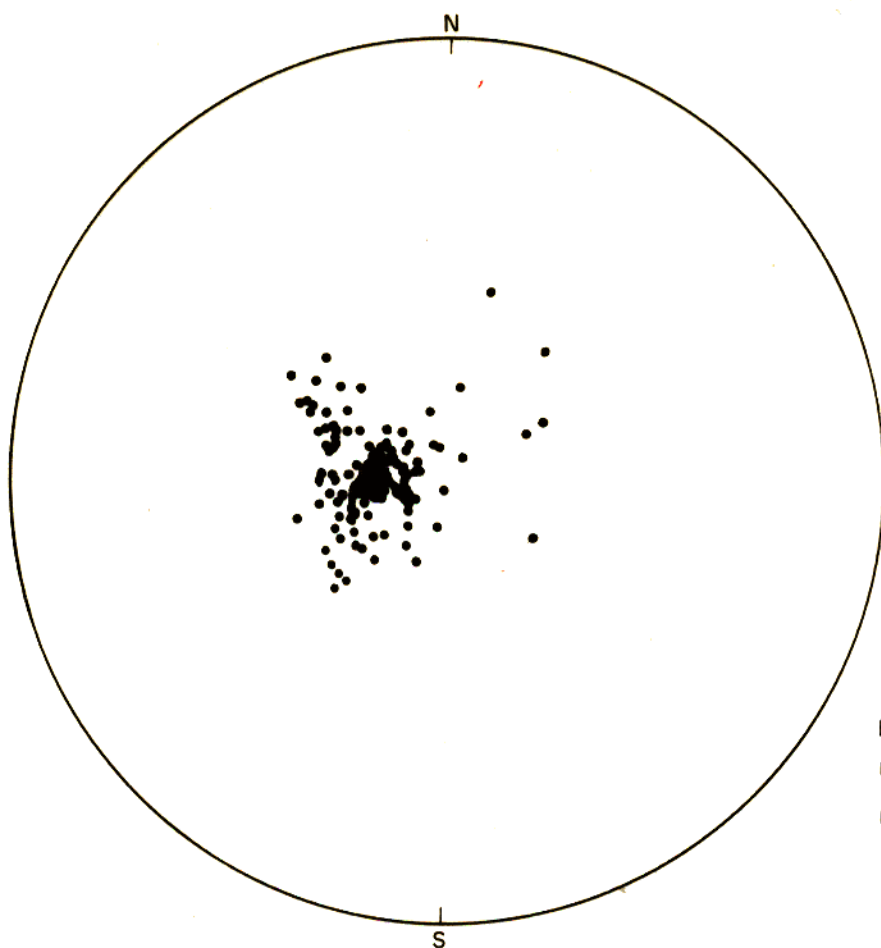


Fig. 18 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO
ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ - ANDORINHAS
MERIDIONAL.

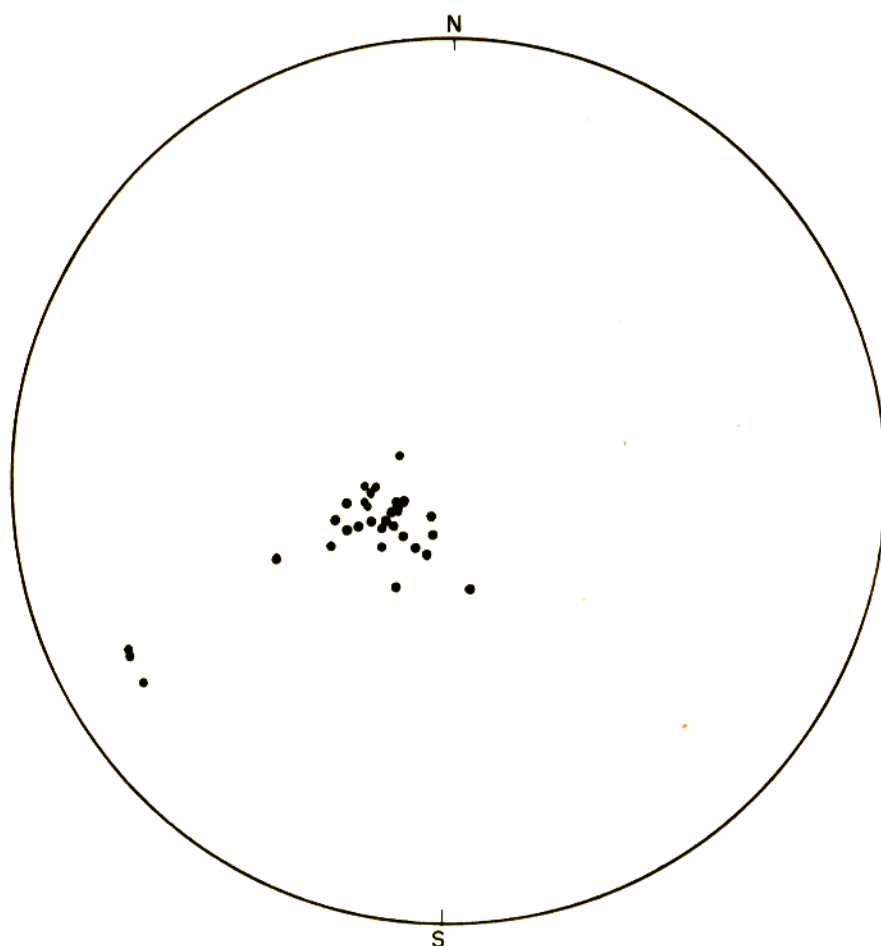


Fig. 19 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO
ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ. DOMINIOS I E II.

mido pelo aparecimento de grandes estruturas: braquidobras e dobra falha. Na fig. 21, apresenta-se os dados de xistosidade para a região sul da braquianticlinal de Colméia, dividida em quatro domínios, (fig. 15), em função da posição geográfica na dobra onde foram tomadas as medidas e da homogeneidade na atitude dos elementos planares e lineares, e a partir do qual pode-se fazer as seguintes considerações: os polos estão distribuídos conforme uma guirlanda, cuja perpendicular com atitude $15^{\circ}/166^{\circ}A_z$ representa o eixo B da terminação periclinal sul da braquianticlinal. Essa terminação periclinal se acha representada no mapa, pois tem destaque no relevo graças aos quartzitos aí presentes; a terminação norte não é clara por ser desenhada por metapelitos.

O plano axial com atitude $75^{\circ}/080^{\circ}A_z$, mostra a assimetria da dobra com o flanco de mergulho mais forte no lado oeste. Essa assimetria condiz com os mergulhos verificados regionalmente para a xistosidade.

A posição espacial dos eixos geométricos é dada pelas seguintes atitudes:

eixo maior - $15^{\circ}/166^{\circ} A_z$

eixo médio - $15^{\circ}/260^{\circ} A_z$

eixo menor - $67^{\circ}/027^{\circ} A_z$

Na região do braquianticlinal do Lontra, as medidas levantadas não permitiram a confecção de um diagrama, face a dispersão muito grande dos valores, conseqüente do intenso deslocamento que afetou a área. Observou-se, contudo, que a xistosidade, embora muito deformada, mostrava uma tendência à conformação com o desenho da grande estrutura. Adiante retomaremos esta questão.

Não foram medidas diretamente no campo as atitudes dos vários elementos estruturais de Colméia, tendo sido lançado no mapa os eixos de maneira aproximada inferida por foto interpretação. Observa-se que esse lançamento foi correto, coincidindo com o que acima expusemos.

Na fig. 22 e 23, são apresentados os polos de xistosidade para a braquianticlinal de Xambioá, em suas porções ocidental e

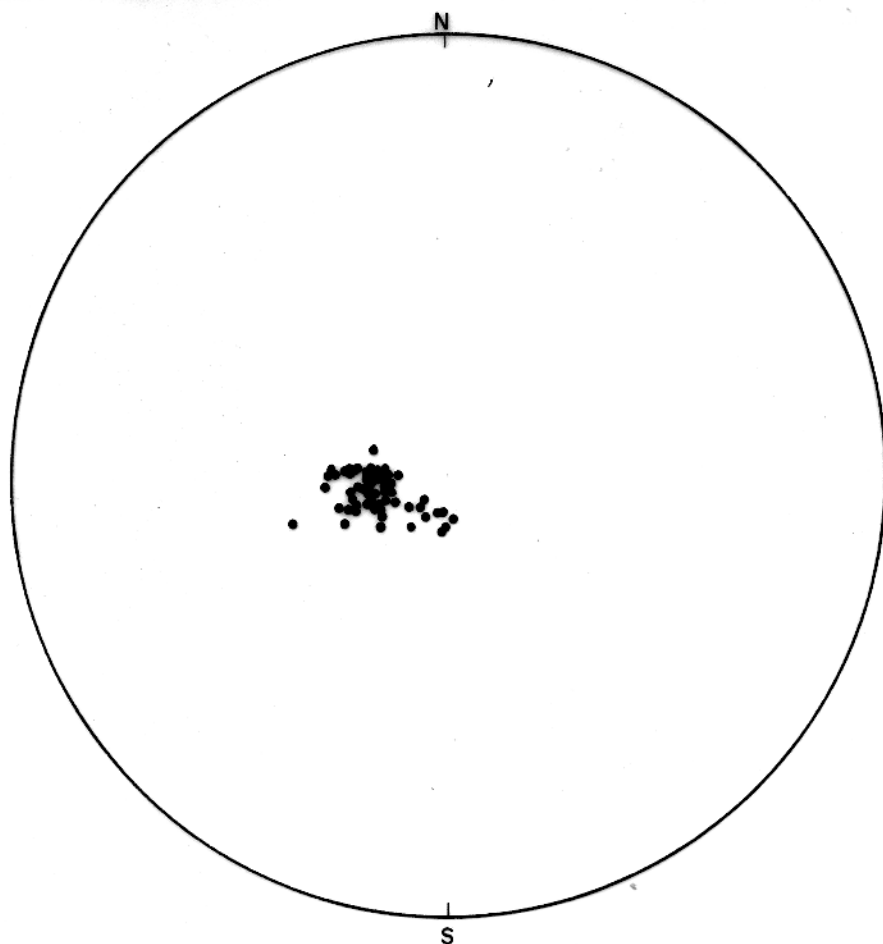


Fig. 20 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ-DOMÍNIO III E IV.

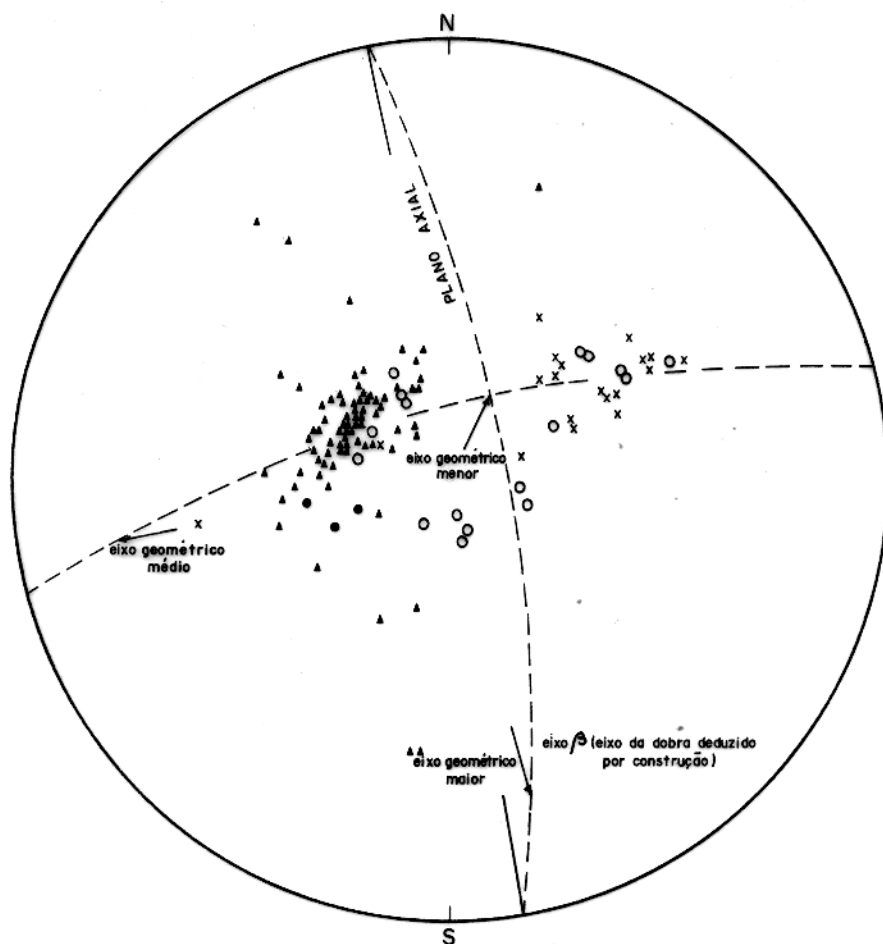


Fig. 21 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO ESTRONDO. ÁREA DE COLMEIA

- ▲ - Dom 1
- x - " II
- - " III
- - " IV

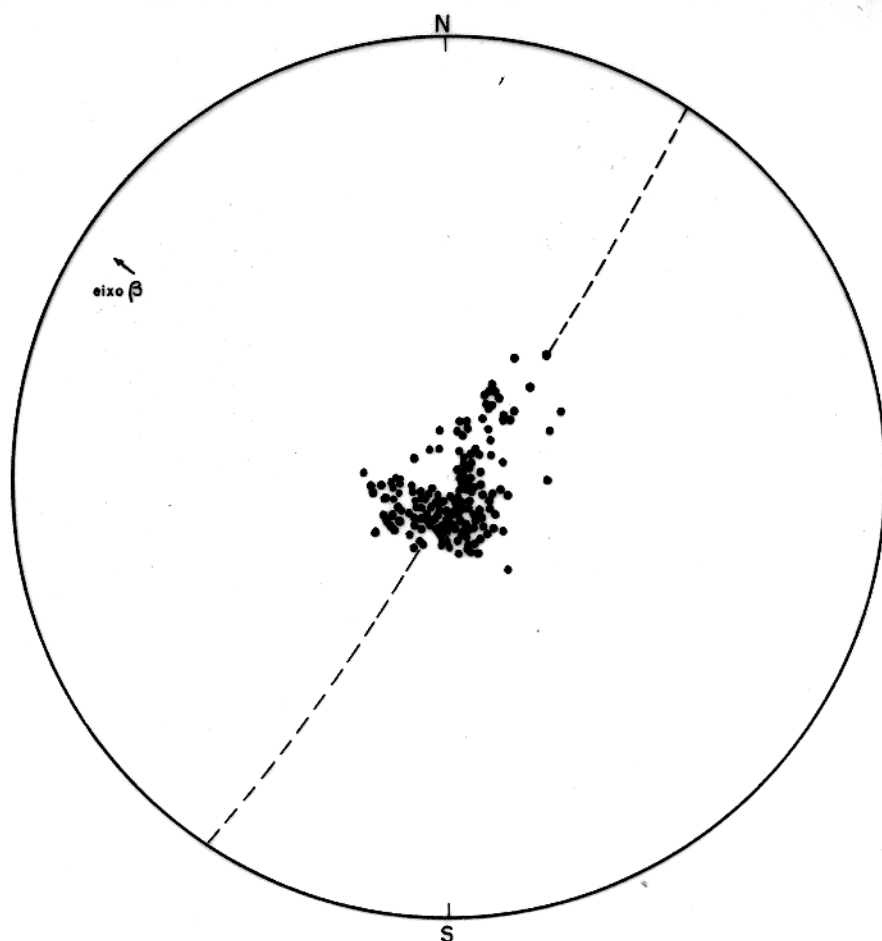


Fig.22 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO ESTRONDO. PARTE OCIDENTAL DO BRAQUI ANTICLINAL DE XAMBIOÁ.

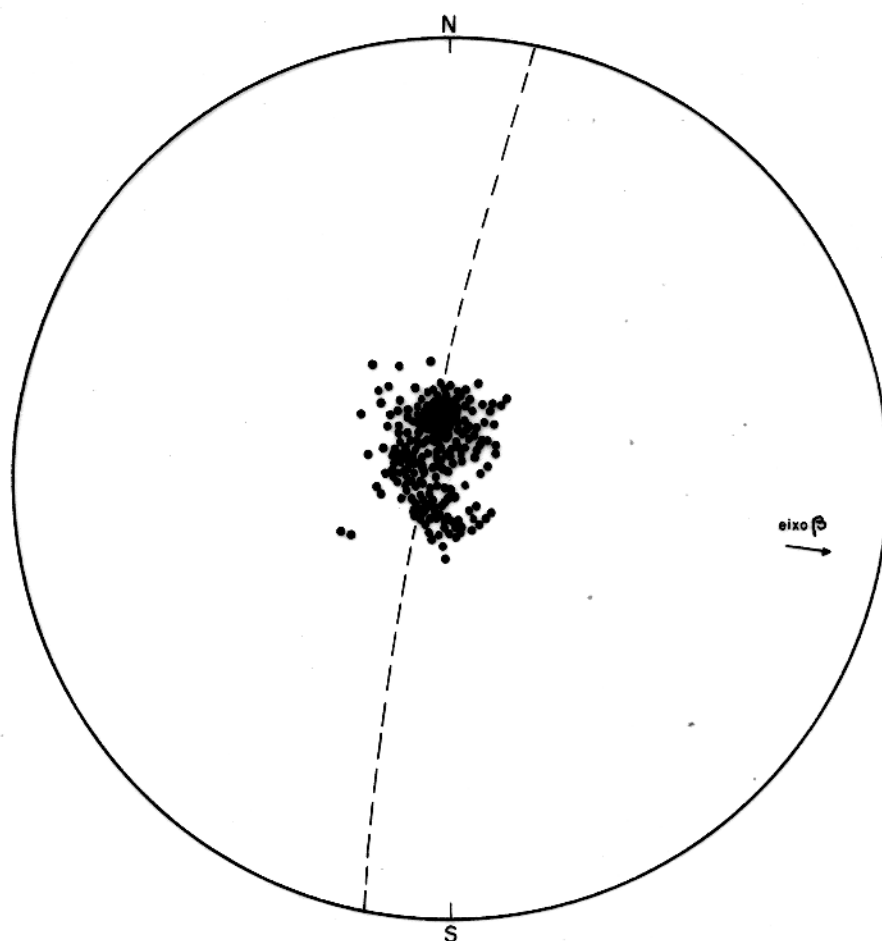


Fig.23 - POLOS DE XISTOSIDADE DO GRUPO ESTRONDO. PARTE ORIENTAL DO BRAQUI ANTICLINAL DE XAMBIOÁ.

oriental. Observa-se que os polos situam-se próximos ao centro da projeção, mostrando desta forma, o baixo mergulho da estrutura planar nos dois periclíneos. Os eixos dos periclíneos, calculados através dos polos e situados perpendicularmente ao círculo máximo, possuem também baixo mergulho, inferior a 10° . Trata-se de uma estrutura de pequena amplitude vertical. A dispersão dos polos é grande em virtude de outras deformações superimpostas, que se verá adiante. A direção do eixo foi traçada, deduzida das fotos aéreas, e procurando-se a guirlanda de melhor ajuste a essa direção. A perpendicular a essa guirlanda representa o eixo do periclíneo. Note-se que o eixo tem direção NW no setor ocidental e WNW no setor oriental não sendo, pois, retilíneo. A análise dos diagramas mostra ainda que o braquianticlinal é desenhado pela xistosidade.

Existe uma correspondência entre a xistosidade e as feições lineares do relevo, tais como vales e cristas. Daí, a mesma se manifestar nas fotos aéreas e imagens de radar e satélite como lineamentos expressivos. No mapa, ao analisar-se toda a faixa, observa-se que os lineamentos representativos da xistosidade são divididos pela linha Iriri-Martírios em dois setores distintos: a sul, a xistosidade é essencialmente N-S com ligeiras variações em torno desta direção; a norte, a xistosidade desvia-se para NW-SE, tendendo, à porção que se dirige para norte, a readquirir a orientação submetidiana.

Justamente nessa zona de inflexão é que se situam as braquianticlinais de Xambioá e Lontra. A primeira, como se vê pelos diagramas e pelo mapa, tem alongamento segundo WNW, passando a NW, com forma ligeiramente arqueada. A segunda, na metade sul, o eixo tem direção NW; submeridiana no centro e na metade norte, ele se inflete novamente para NW. Essa disposição estrutural reflete grande deslocamento imposto pelo lineamento, de caráter sinistral.

3.4.2. Bandeamento

Os gnaisses do núcleo das estruturas de Colméia, Lontra e Xambioá, mostram uma postura para o bandeamento concordante com

as rochas sobrejacentes. Para o caso de Colméia e Lontra não foram confeccionados diagramas, face a pouca quantidade de medidas tomadas. Para Xambioá no entanto, observa-se que as atitudes do bandejamento (fig. 24), possuem uma identidade de postura em relação às figuras 22 e 23, muito longe de ser casual. Os polos estão concentrados em torno do centro do diagrama, manifestando a posição subhorizontal dos planos, compatíveis com o arranjo verificado para as rochas superiores que sustentam a grande estrutura de Xambioá e que mergulham divergentemente para norte e sul a partir do eixo maior do braquianticlinal. Não existe, portanto, uma discordância estrutural entre os gnaisses e as outras rochas metamórficas acima deles.

3.4.3. Lineação Mineral

Uma lineação mineral, representada na totalidade dos casos por micas, grãos de quartzo e feldspatos, está sempre presente de maneira destacada no Grupo Estrondo. O tratamento estatístico das lineações foi efetuado somente nas rochas deste Grupo, em virtude da pouca quantidade de medidas tomadas no Grupo Tocantins.

Nas figs. 25, 26 e 27, é mostrado o comportamento das lineações na área da Folha Xambioá. Apresentam-se com atitudes mais ou menos uniformes e associam-se à xistosidade, como pode ser visto, comparando-as com as figs. 15, 18 e 19.

Estão concentradas basicamente, no quadrante SE, tanto a norte como a sul do lineamento Iriri-Martírios, em torno do azimute 115° . Possuem inclinações normalmente em torno de 10° - 20° . Na parte sul da área, possuem atitudes mais diversificadas que na parte norte. As dispersões em torno daquele valor médio, às vezes completamente anômalas, são indicativas de deformações posteriores.

Na área de Colméia, (fig. 28), as lineações concentram-se no quadrante SE e subordinadamente NW. Observando-se a fig. 21, nota-se que as lineações SE estão aproximadamente contidas nos pla

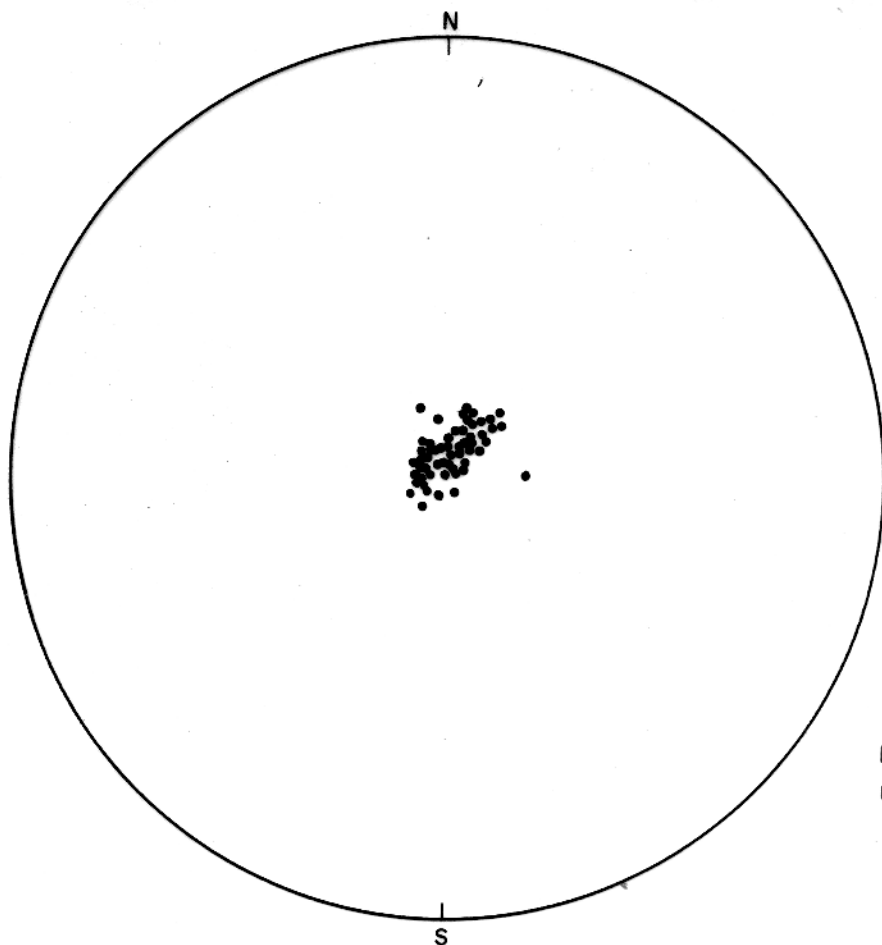


Fig. 24 - POLOS DE BANDEAMENTO DAS ROCHAS
DO NÚCLEO DO BRAQUIANTICLINAL DE XAMBIOÁ.

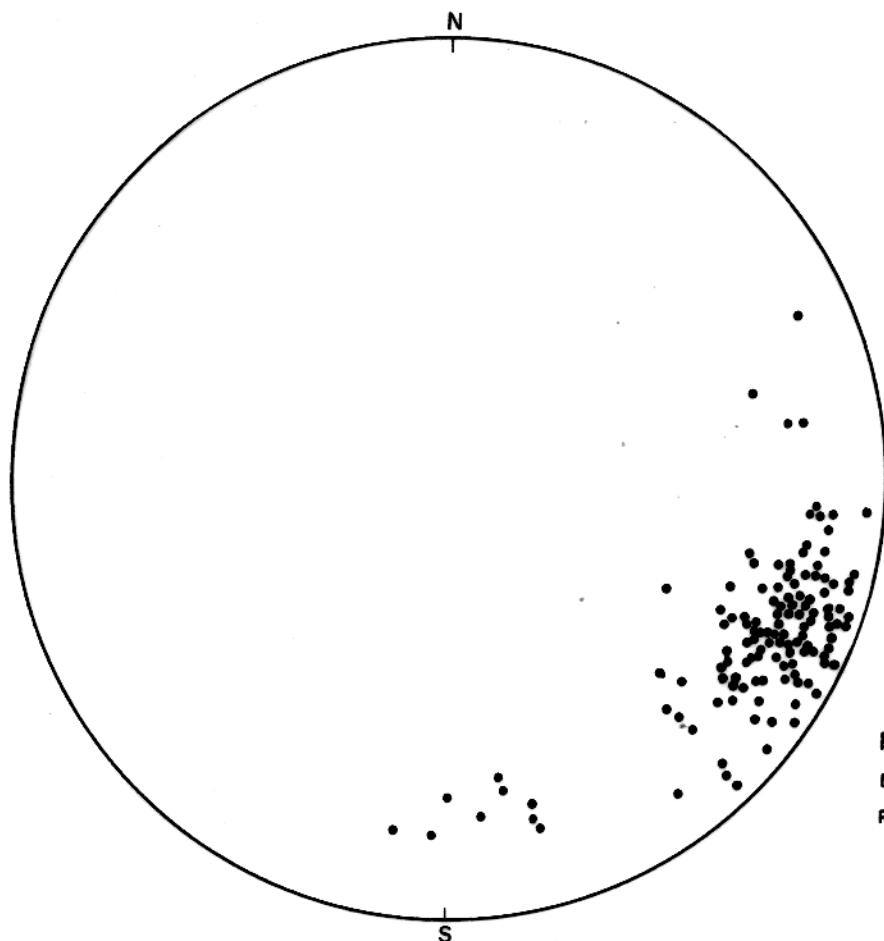


Fig. 25 - LINEAÇÕES MINERAIS DO GRUPO
ESTRONDO FOLHA XAMBIOÁ DOMÍNIO VII
PADRÃO REGIONAL.

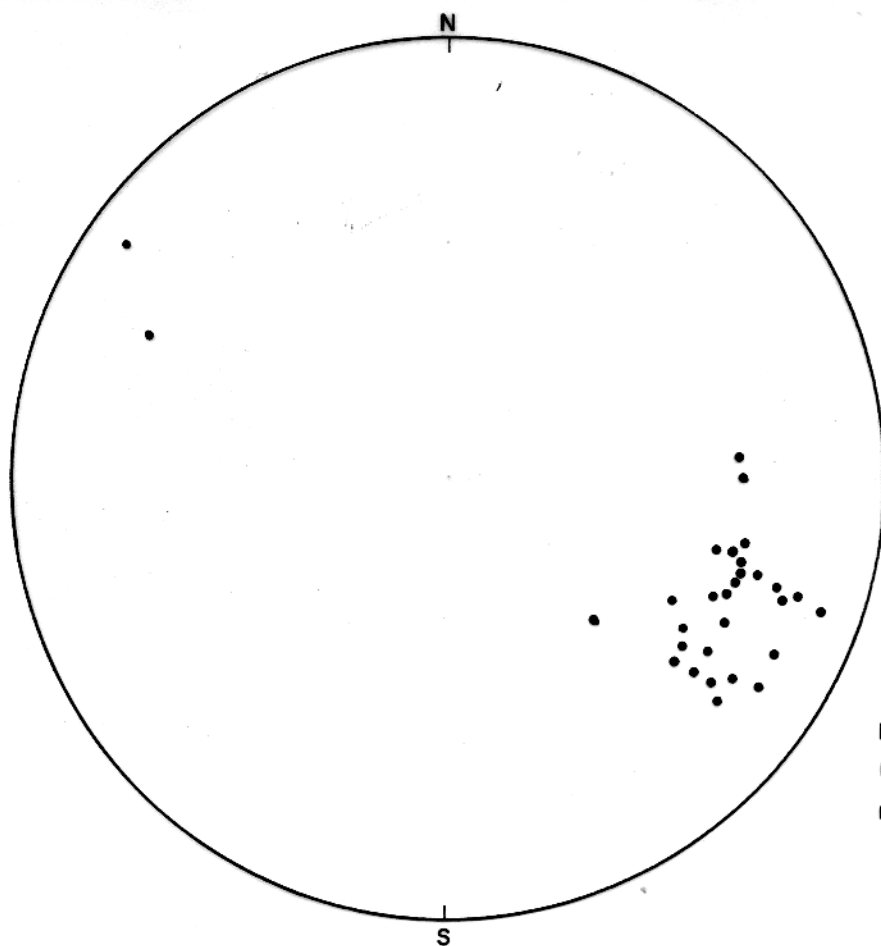


Fig. 26 - LINEAÇÕES MINERAIS DO GRUPO
ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ. ANDORINHAS
MERIDIONAL.

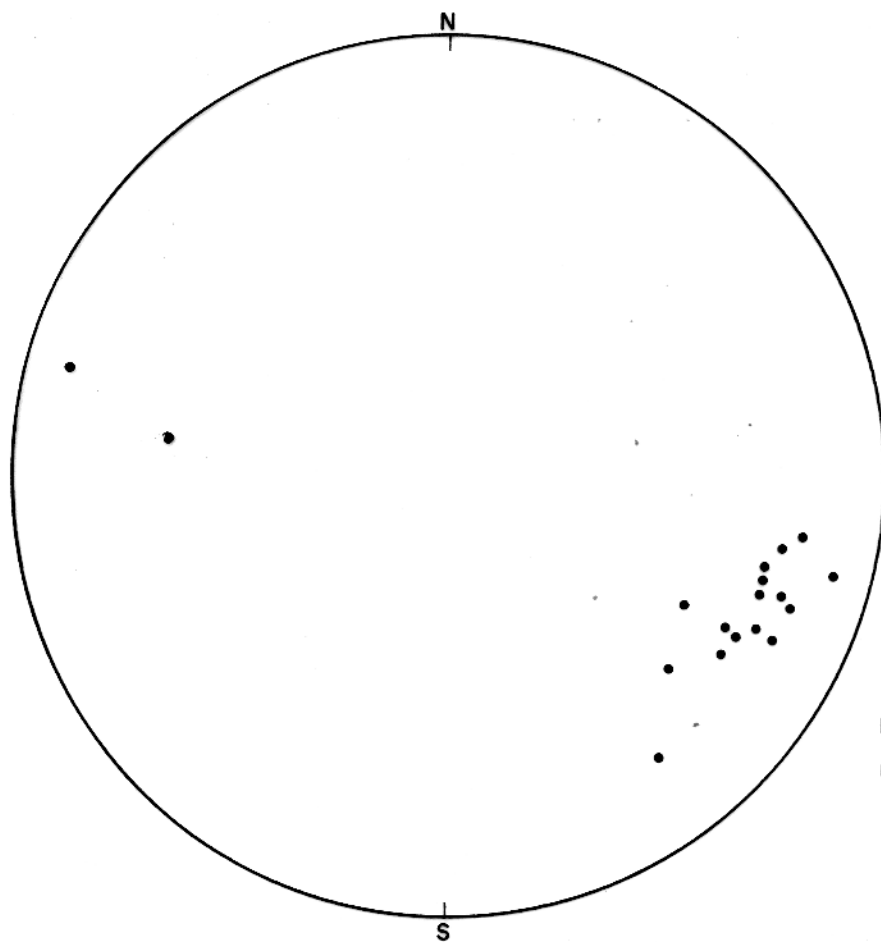


Fig. 27 - LINEAÇÕES MINERAIS DO GRUPO
ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ. NORTE DA SERRA
DAS ANDORINHAS.

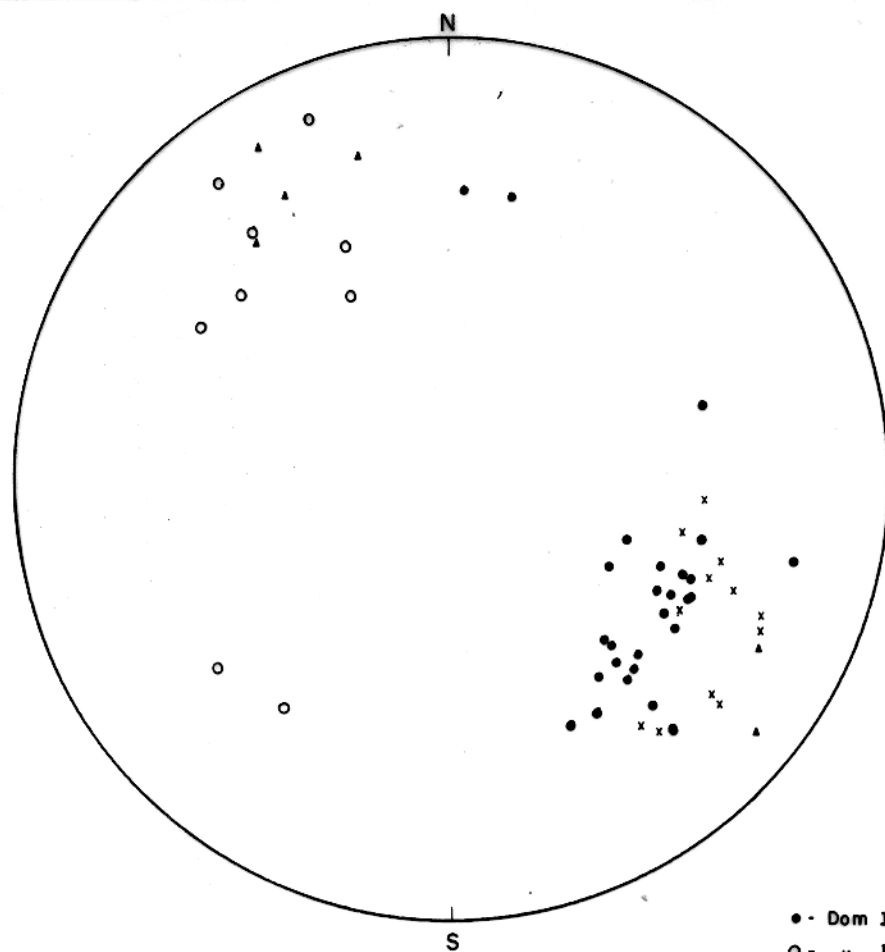


Fig. 28 - LINEAÇÕES MINERAIS DO GRUPO ESTRONDO. ESTRUTURA DE COLMEIA.

• - Dom I
 ○ - " II
 ▲ - " III
 x - " IV

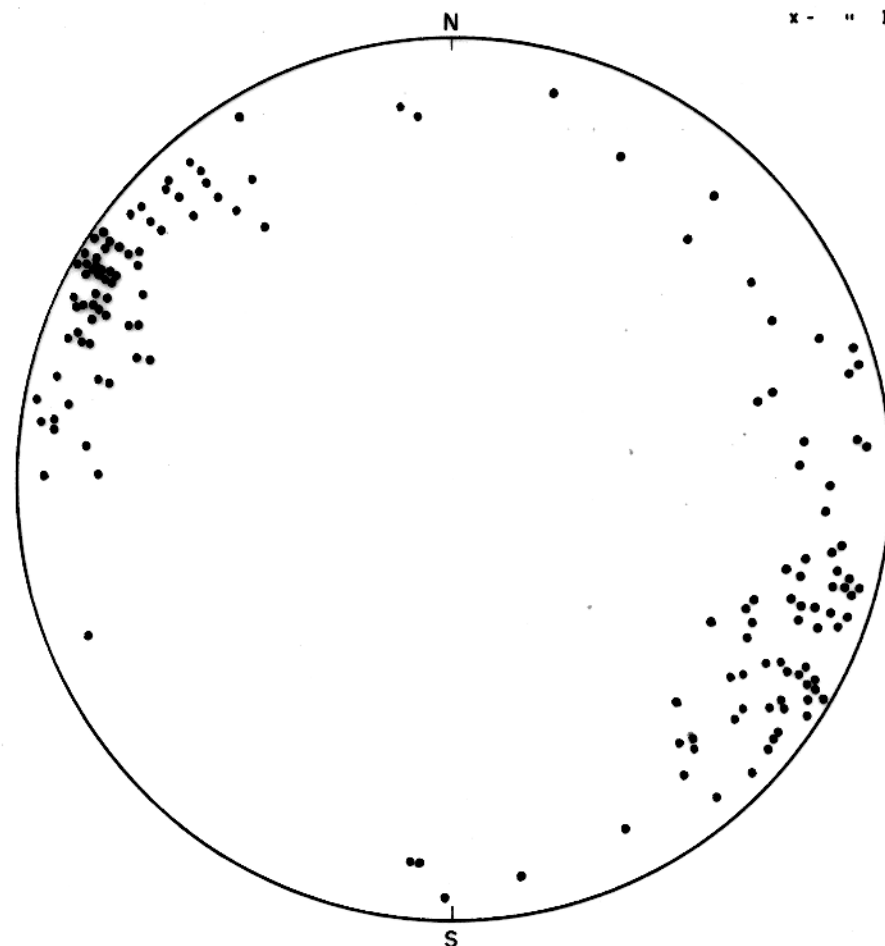


Fig. 29 - LINEAÇÕES MINERAIS DO GRUPO ESTRONDO, PARTE NORTE DO BRAQUIANTICLINAL DE XAMBIOÁ - MORRO DO CAMPO.

nos cujos polos concentram-se na porção NW do diagrama; não sofrem os planos modificações muito pronunciadas em suas atitudes, conforme se depreende da relação guardada e nesta porção representam, desta forma, lineações regionais. As lineações da porção NW e os pontos de NE não mostram este arranjo, significando que os planos tiveram em muito sua posição espacial modificada. São ainda oblíquas ao eixo da grande dobra, daí a dispersão para o quadrante NW. Além disso, como as concentrações relativas às lineações acham-se tão dispersas, que não se pode situá-las sobre um círculo máximo indicando não se tratar de dobra de fluxo, mas sim aparentemente sobre um pequeno círculo, pode-se concluir que o dobramento mostrado pela antiforma de Colméia é do tipo flexural e o periclíneo é cônico, ou seja, não houve modificação na posição espacial das lineações em relação ao eixo da dobra, mesmo existindo modificação nos planos. A dispersão neste caso parece ser atribuível à própria ocorrência do dobramento que modifica, embora levemente a direção das lineações a despeito das grandes variações no sentido de caimento das mesmas.

Na região de Xambioá, fig.^{as} 29, 30 e 31, as lineações possuem um comportamento particular. As medidas concentram-se nos quadrantes SE e NW principalmente e um menor número aparece entre estas concentrações. Possuem valores de mergulhos ao redor de 10° - 20° . Mostram uma dispersão mais acentuada, o que indica não ser a estrutura tão simples quanto a de Colméia.

Mais uma vez pode ser observada a interrelação existente entre a xistosidade e a lineação, através do confronto destes diagramas com as figs. 22 e 23, relativas às medidas de xistosidade da área. Entretanto, aqui, algumas particularidades merecem atenção. No mapa observa-se que o eixo maior do braquianticlinal possui orientação NW na parte ocidental e WSW na parte oriental, contrastando com os das estruturas de Lontra e Colméia; os diagramas de xistosidade mostram um caimento das mesmas para todos os quadrantes, manifestando o caráter de braquianticlinal da estrutura; as lineações, todavia, permanecem com um comportamento semelhante à Colméia, concentradas em dois quadrantes opostos, o que vem reforçar as considerações feitas para a fig. 28, no que se refere à na

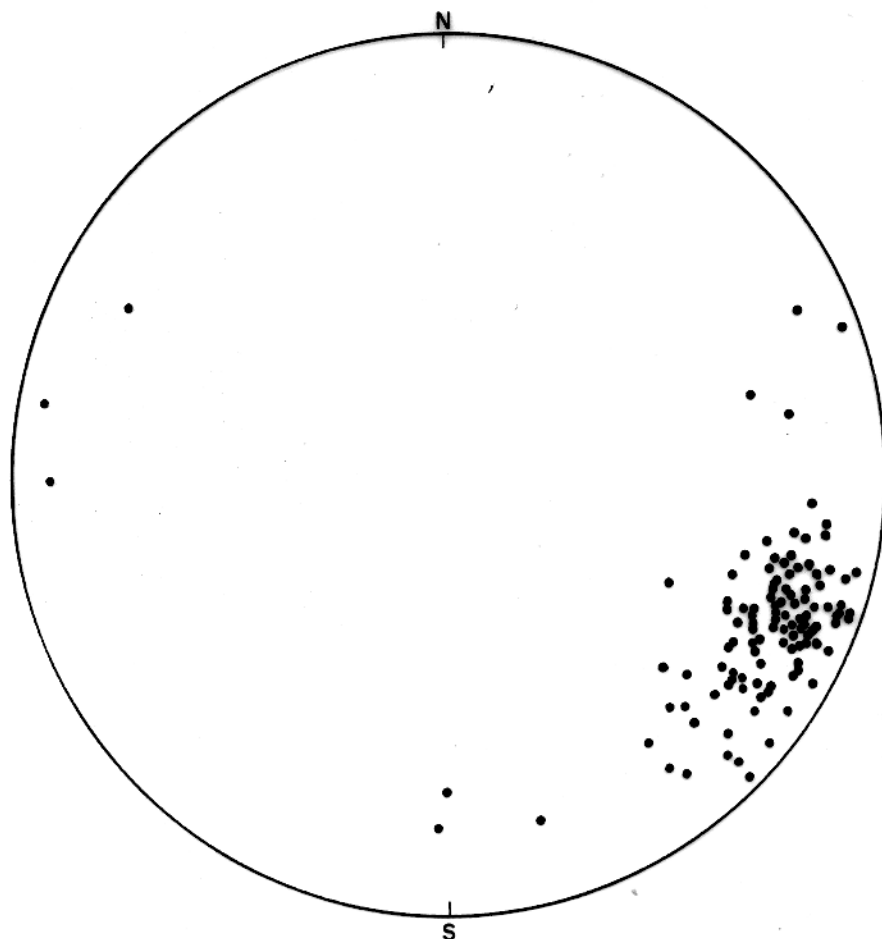


Fig.30 - LINEAÇÕES MINERAIS DO GRUPO ESTRONDO, PARTE SUL E ORIENTAL DO BRAQUIANTICLINAL DE XAMBIOÁ.

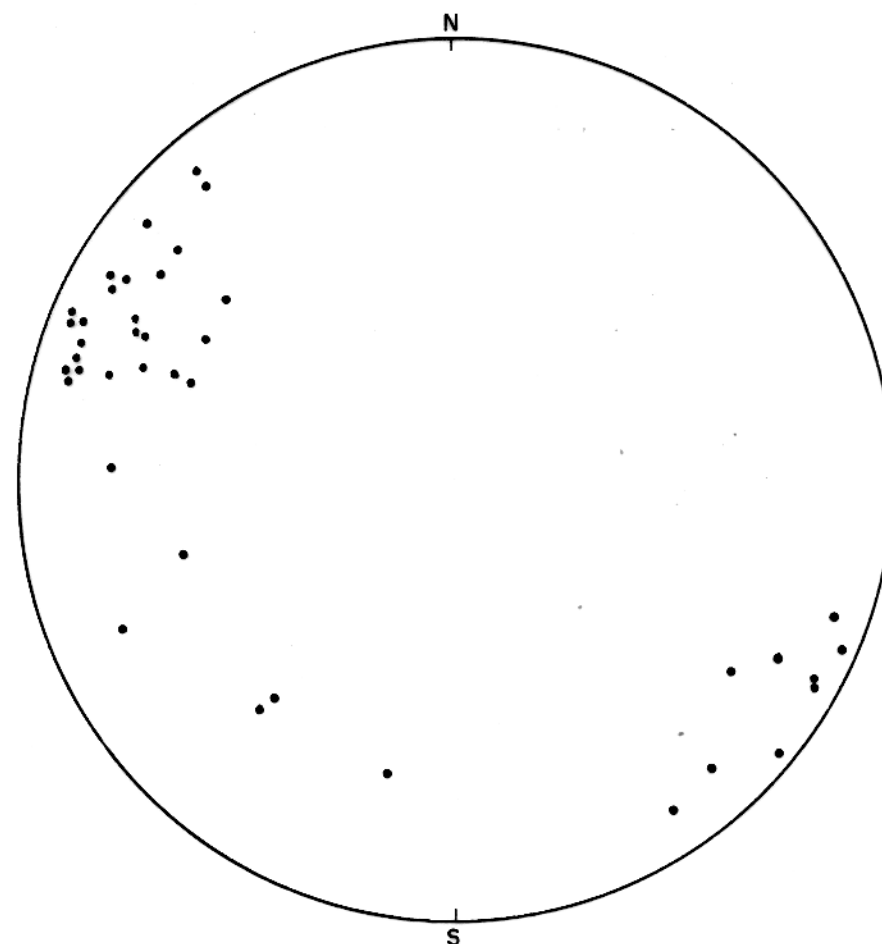


Fig.31 - LINEAÇÕES MINERAIS DO GRUPO ESTRONDO, PARTE OCIDENTAL DO BRAQUIANTICLINAL DE XAMBIOÁ.

tureza do dobramento entendido como do tipo flexural.

Observe-se ainda a assimetria no caimento e dispersão da lineação nas porções este e oeste da estrutura. Outro fato importante é que esta situação configura o que bem mostra o mapeamento nesta área, qual seja a existência de um redobramento cruzado.

O diagrama elaborado para as lineações da parte central do braquianticlinal de Xambioá, fig. 32, para as rochas gnaíssicas, mostra uma conformação acentuada que não é acidental, sem dúvida, tal como visto para o bandeamento. Comparando-se com as figs. 29, 30 e 31, observa-se a perfeita identidade entre as atitudes, o que vem reforçar o arrazoado feito quando da análise da fig. 24. Assim, constata-se baseado nestes resultados, que o núcleo do braquianticlinal de Xambioá e, provavelmente, das estruturas de Colméia e Lontra, representam partes mais metamorfizadas ou feldspatizadas da faixa de dobramentos, sendo os gnaisses integrantes da sequência de rocha do Grupo Estrondo.

As medidas da região do braquianticlinal do Lontra não permitiram compor diagramas por serem poucas numerosas.

3.4.4. Lineação de Interseção Estratificação Xistosidade

É um elemento estrutural de rara ocorrência por toda a faixa, em virtude da pobreza de afloramentos e a não grande frequência das dobras intrafoliares.

Devido à pouca quantidade de dados, não foi possível compor diagramas que possibilitassem um tratamento deste tipo de lineação, ficando pois em aberto a orientação das dobras intrafoliares. Mesmo que se conseguisse medidas de $L_1 = S_0 \times S_1$, restaria ainda esclarecer o processo de transposição do dobramento gerador de tais dobras.

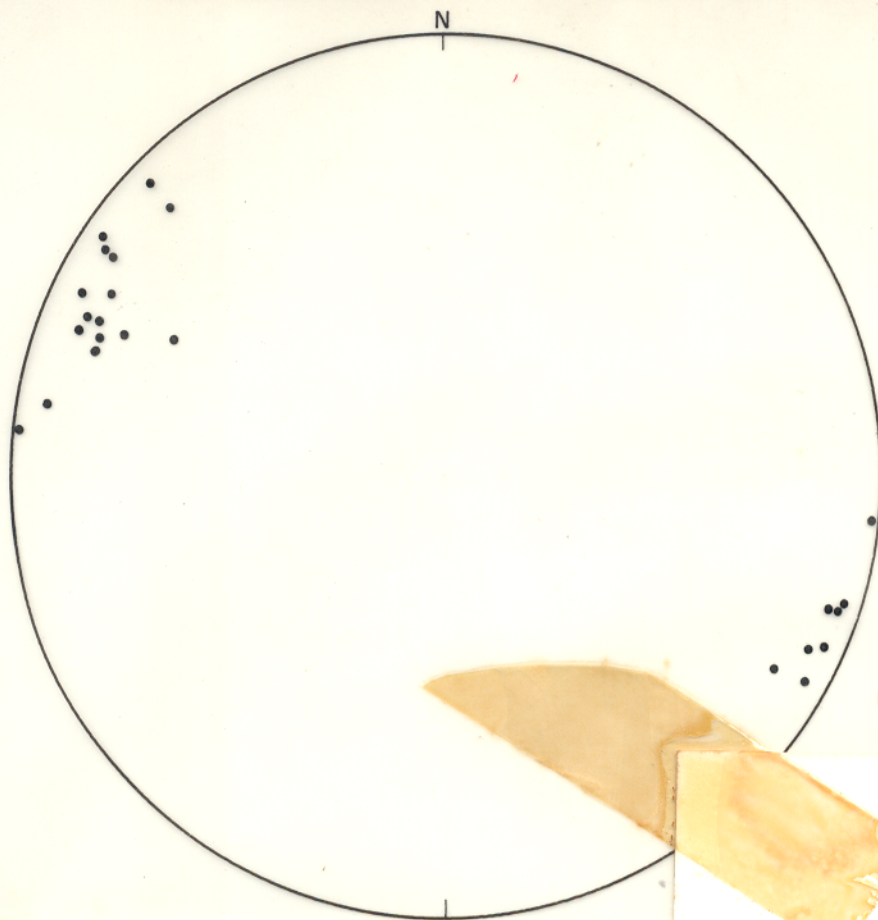


Fig.32- LINEAÇÕES MINERAIS DAS ROCHAS
DO NÚCLEO DO BRAQUIANTICLINAL DE XAMBIOÁ.



10 cm



Kodak Plus-X pan
MATERIAIS DE EXPOSIÇÃO
20 EXPOSIÇÕES

10 cm

Fig. 33 - Dobras intrafoliais com
lineação L_1 direita, em quartzitos
do Grupo Estrondo

3.4.5. Lineação B

Refere-se aos eixos das dobras desenhadas pela xistosidade e/ou acamamento e são apresentadas nas figs. 35 a 40. Tratam-se de dobras interpretadas como pertencentes a duas gerações distintas: pré e pós-megadobras. A geração pré-megadobras está presente por toda a faixa de dobramento sendo representada por B₁, eixos de dobras intrafoliais para as quais não foram compostos diagramas; e por B₂, eixo de dobras de xistosidade, desenvolvido paralelamente à lineação L₂ apresentadas nas figs. 25 a 32.

O segundo grupo é representado por dobras cruzadas de eixo B₄, já que são posteriores às braquidobras de eixos B₃, em dois conjuntos distintos; N-S e E-W; NE-SW e NW-SE, mostrados nas figs. 36 a 40. São de ocorrência mais restrita, estando presente sobretudo nas proximidades do Lineamento Iriri-Martírios e pouco a norte dele.

3.4.6. Dobras

Existem dobras de vários tipos desenvolvidas por toda a área em escala centimétrica à decaquilométrica, e para as quais se usam termos descritivos da classificação de Fleuty (1964, apud Hobbs et alii 1976), baseada no ângulo formado entre os limbos.

3.4.6.1. Dobras Intrafoliais

Representam ápices isolados de dobras, formadas contemporaneamente ao desenvolvimento da xistosidade e, portanto, do metamorfismo regional (fig. 8). Foram desenvolvidas na parte mais profunda do nível estrutural inferior (Mattauer 1973), posição crustal, onde a transposição é generalizada. Possuem dimensões centimétricas a decimétricas e são de rara ocorrência por toda a área.

Associada a essa fase de dobramento, denominada F₁, o

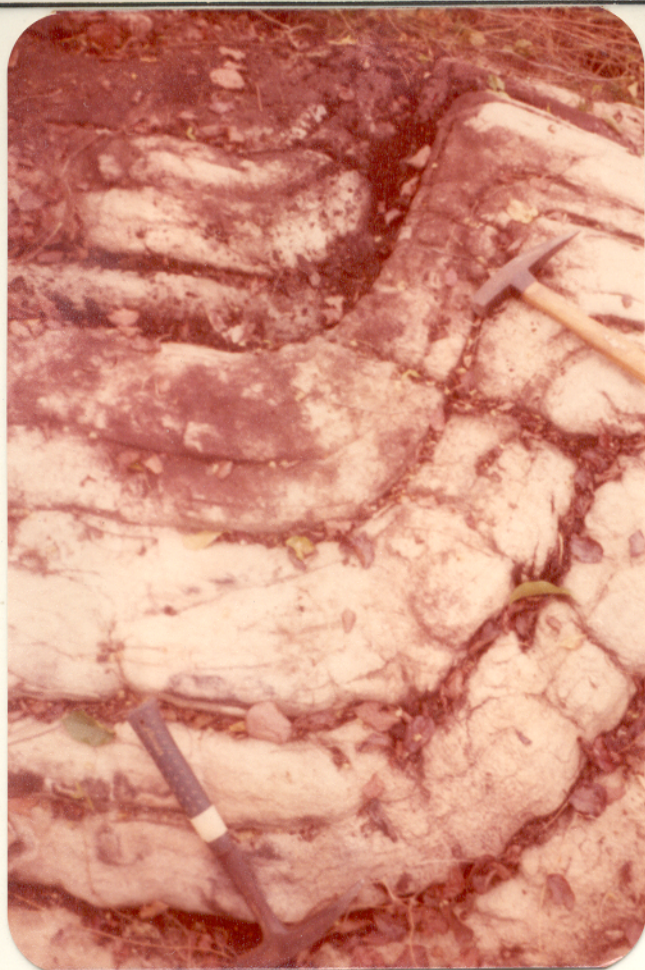


Fig. 34 - Dobras desenvolvidas em quartzito da Formação Morro do Campo com ápices levemente espessado. Estrada Xambioá-Vanderlândia, próximo à entrada do Ramal do Lontra.

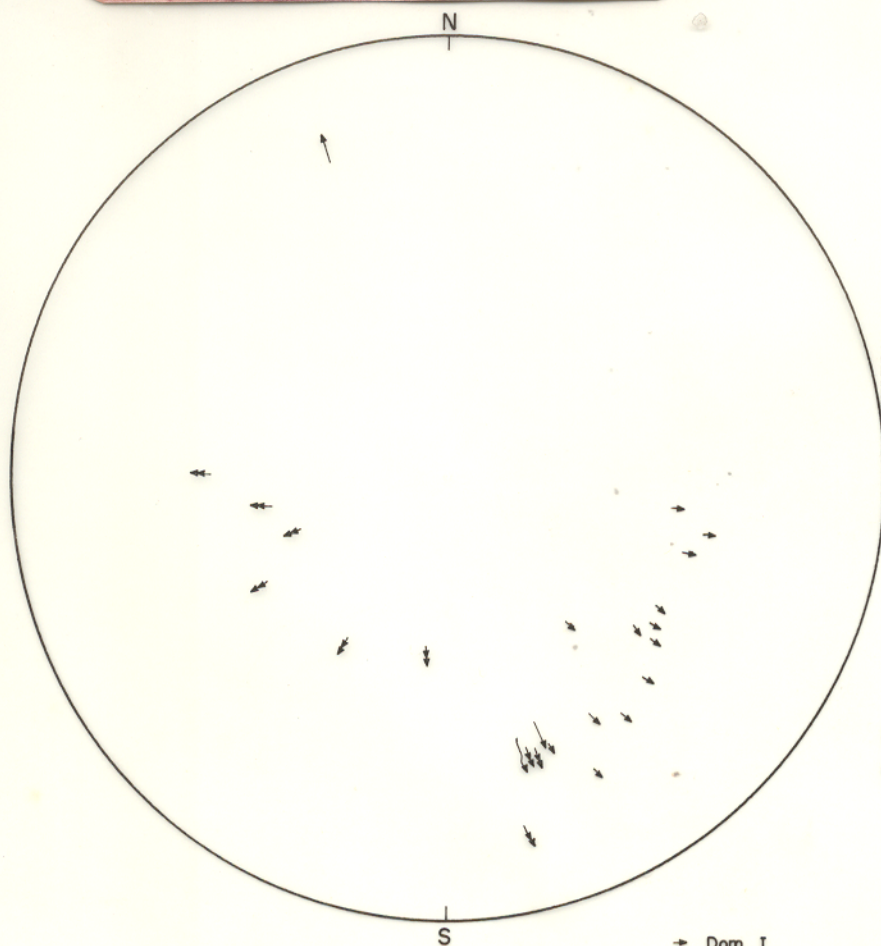


Fig. 35 - EIXOS DE DOBRAS DE XISTOSIDADE. GRUPO ESTRONDO. ESTRUTURA DE COLMEIA.

- Dom I
- " II
- " III
- " IV

corre uma lineação (L_1) resultado da interseção do acamamento " S_0 " com a xistosidade plano-axial S_1 , a qual é paralela ao eixo " B_1 " (fig. 33). É um evento de rara observação, tendo sido estudada em exposições nas proximidades de Colméia, em micaxistos da Formação Xambioá. Foi observado também em algumas amostras de quartzitos da Formação Morro do Campo às proximidades de Xambioá, no Riacho do Poção e nas imediações de Goiani na Estrada Guaraí-Conceição do Araguaia.

3.4.6.2. Dobras Desenhadas Pela Xistosidade

Existem três tipos de dobras, fora as dobras intra-foliais que se reconhece no campo, por serem desenhadas pela xistosidade e/ou acamamento transposto.

O primeiro tipo corresponde a dobras de dimensões decimétricas a decamétricas, com ápices algo espessados, e formas fechadas e cerradas, fig. 34. Em relação a elas desenvolveu-se marcante lineação mineral (L_2) vista por toda parte, paralela aos eixos das dobras (B_2), que foi analisada e comentada através das figs. 25 a 32. Essas dobras são atribuíveis à parte média do nível estrutural inferior (Mattauer 1973), e, pela discussão anterior, deduz-se que são claramente anteriores às braquianticlinais, podendo se reconhecer uma fase F_2 de deformação. Medidas de B_2 foram tomadas na braquianticlinal de Colméia e se acham representadas na fig. 35, notando-se a coincidência de distribuição com as lineações da fig. 28.

Para a região de Xambioá, as medidas de B_2 se acham representadas nas figs. 36 e 37, e também mostram estreita relação com as lineações minerais dessa região.

O segundo tipo corresponde às braquidobras de Lontra, Xambioá, Muricizal, Colméia, Chapada, Morro do Campo, Sarampo, Rebojo e Andorinhas. Têm, como já foi discutido antes, caráter flexural. No núcleo das braquianticlinais de Colméia e Lontra se

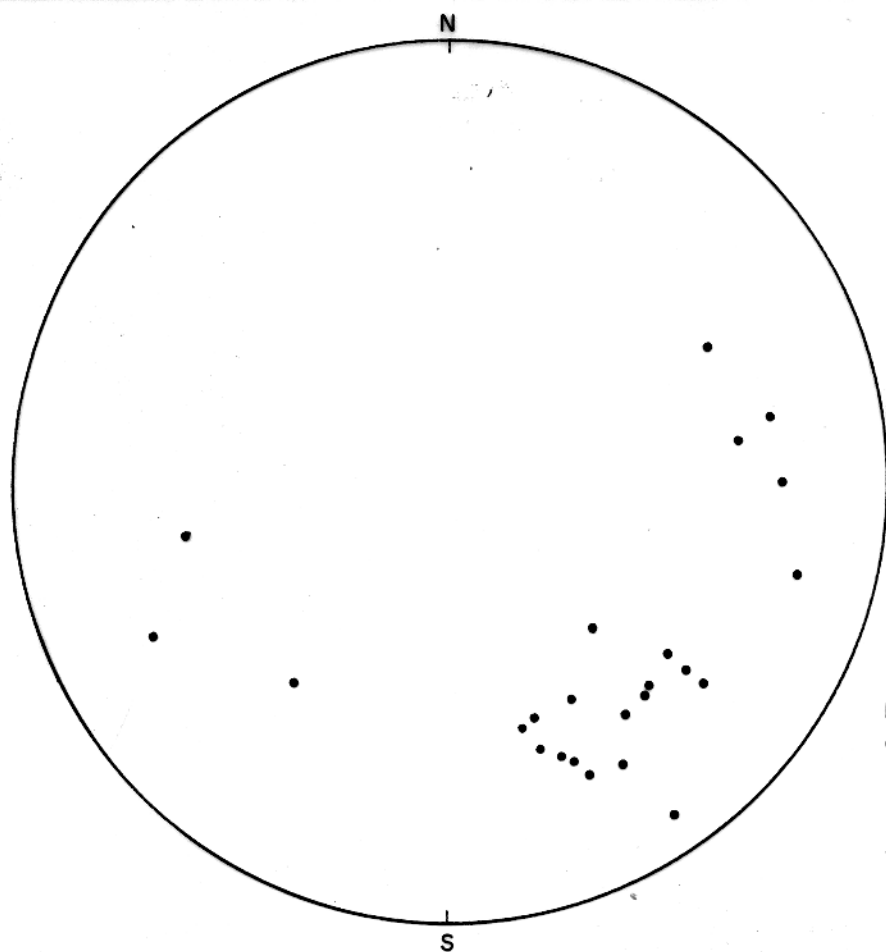


Fig. 36 - EIXOS DE DOBRAS DE XISTOSIDADE.
GRUPO ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ - DOMÍNIO
VII.

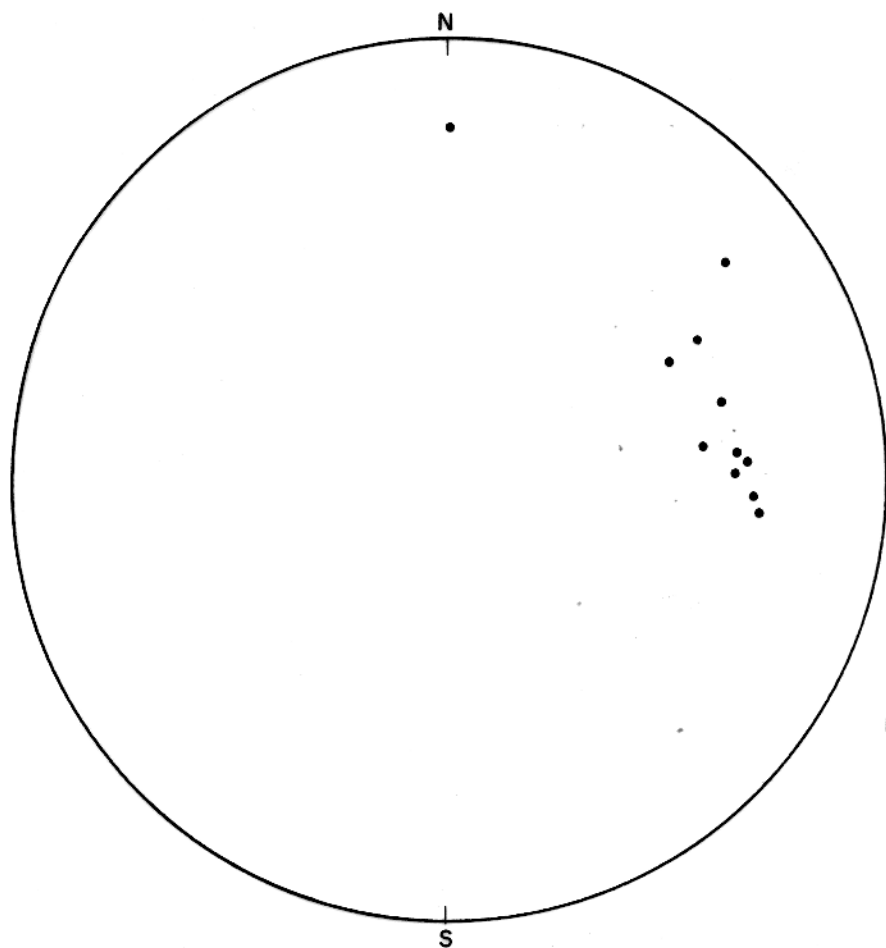


Fig. 37 - EIXOS DE DOBRAS DE XISTOSIDADE.
GRUPO ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ. DOMÍ
NIOS III E IV.

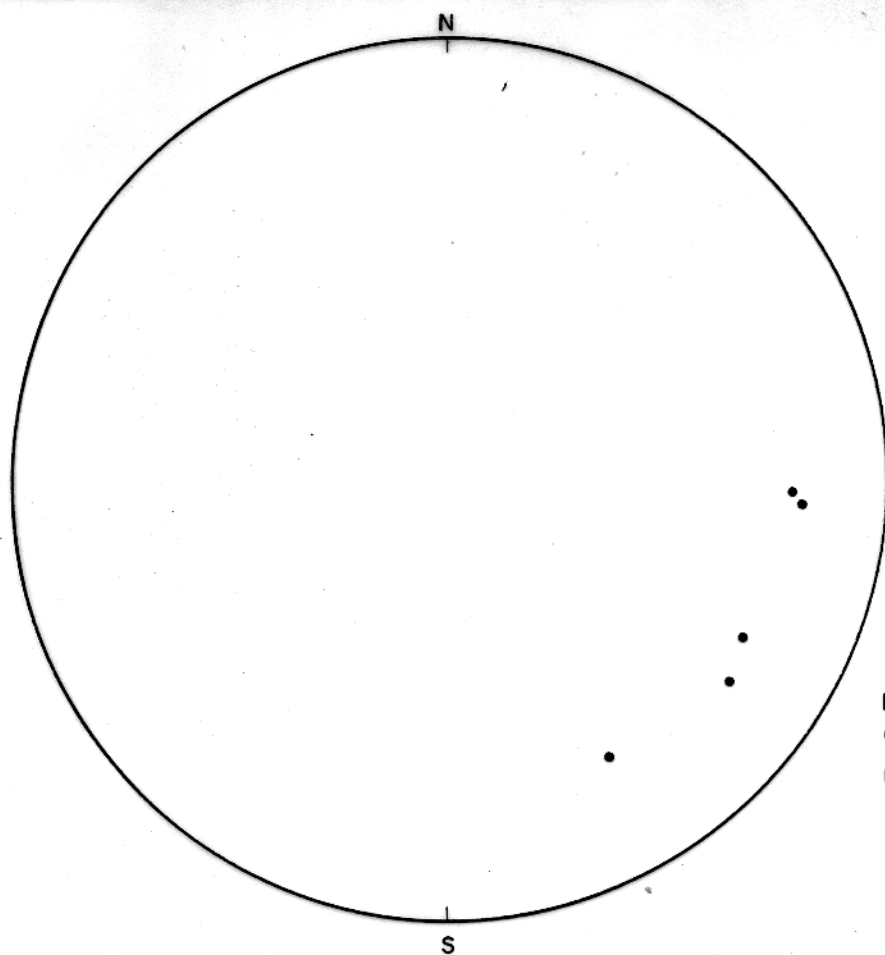


Fig. 38 - EIXOS DE DOBRAS DE XISTOSIDADE.
GRUPO ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ. SUDESTE
DE XAMBIOÁ.

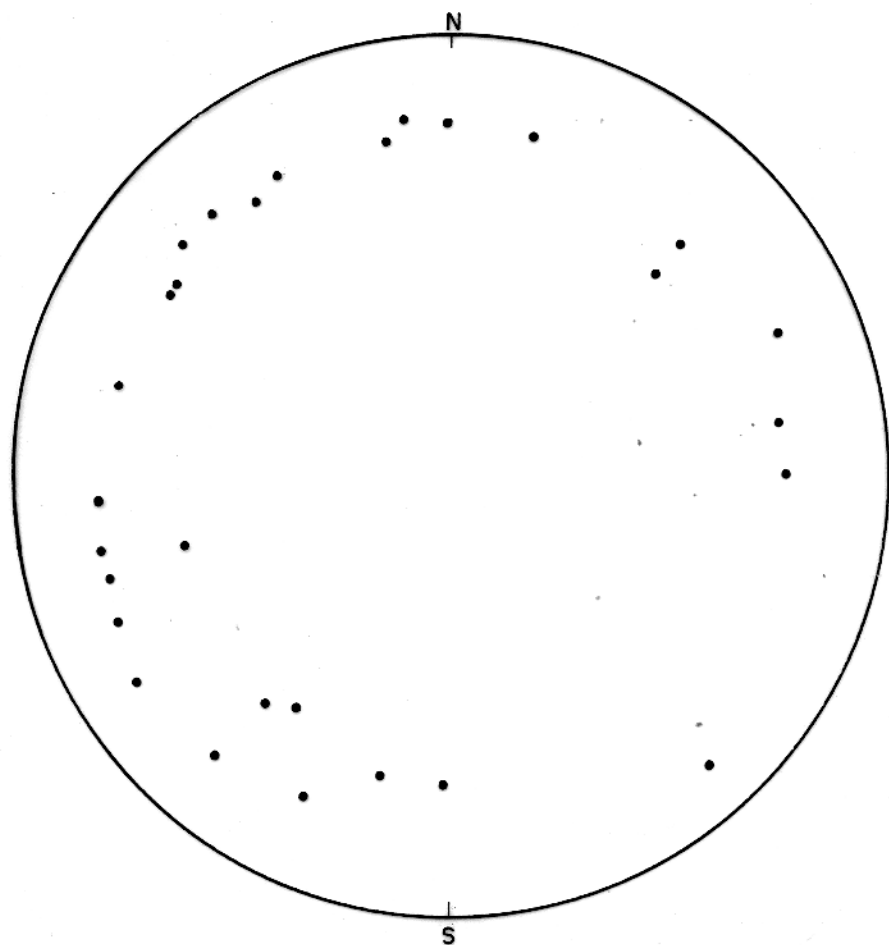


Fig. 39 - EIXOS DE DOBRAS DE XISTOSIDADE.
GRUPO ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ. PARTE
SUL E ORIENTAL DO BRAQUIANTICLINAL DE
XAMBIOÁ.

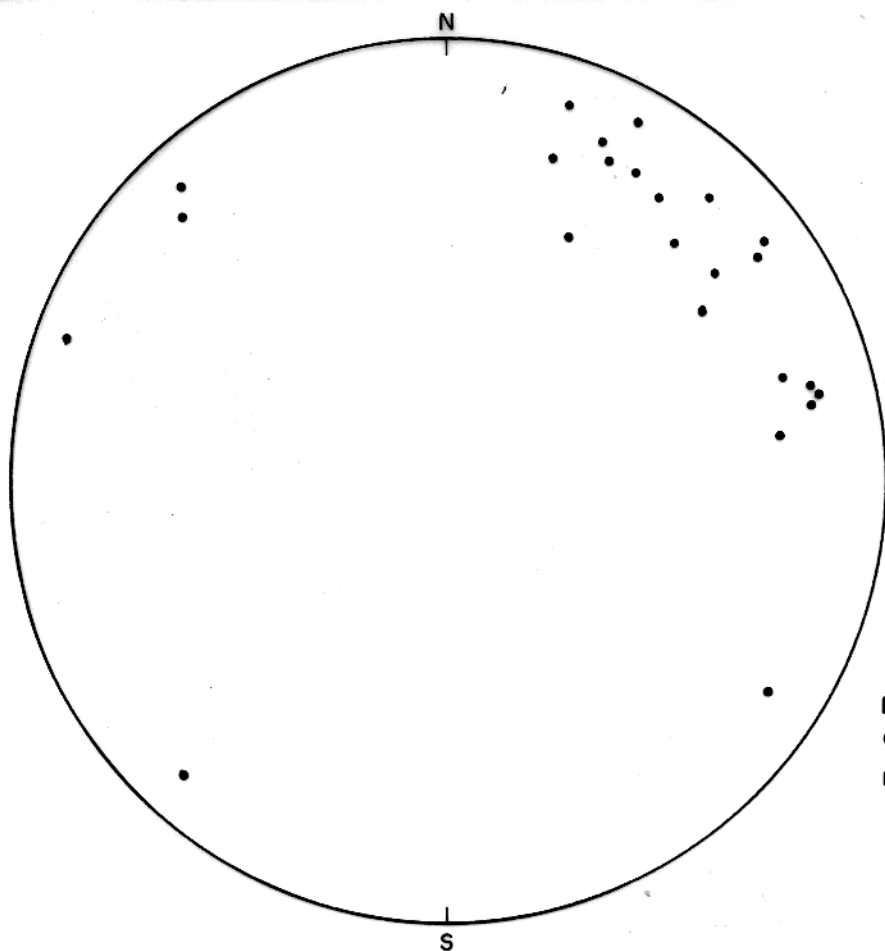


Fig. 40 - EIXOS DE DOBRAS DE XISTOSIDADE.
GRUPO ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ, PARTE
NORTE DO BRAQUIANTICLINAL DE XAMBIOÁ.

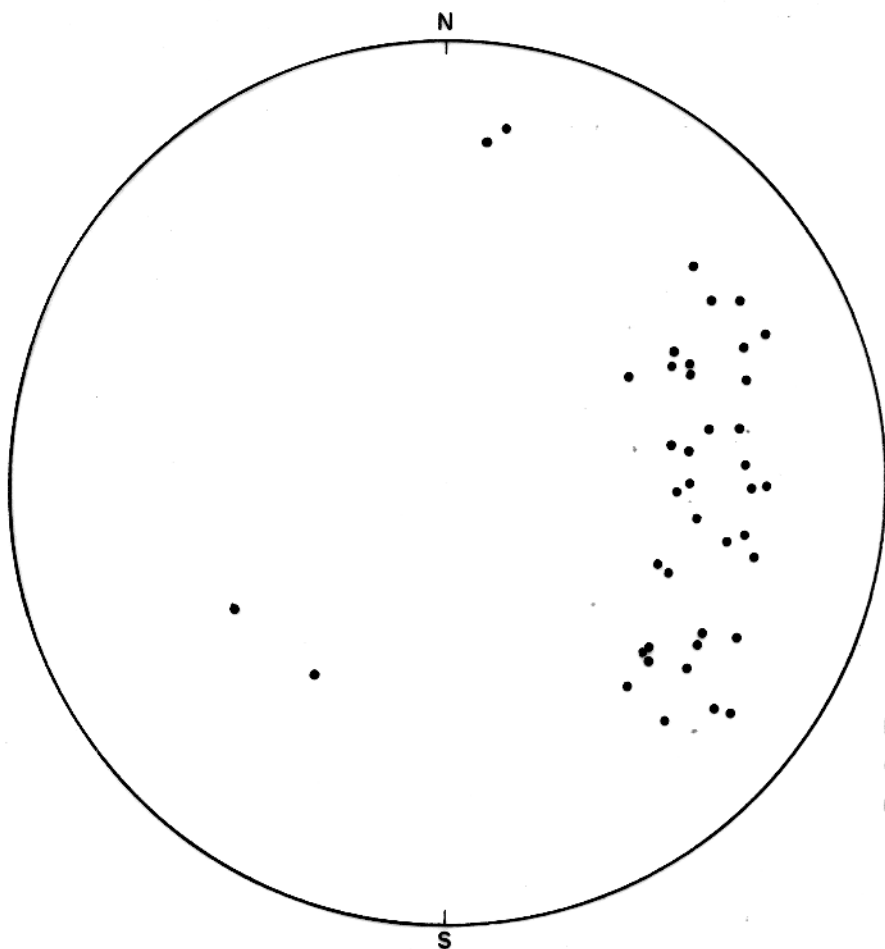


Fig. 41 - EIXOS DE DOBRAS DE XISTOSIDADE.
GRUPO ESTRONDO. FOLHA XAMBIOÁ, ANDORJ
NHAS MERIDIONAL.

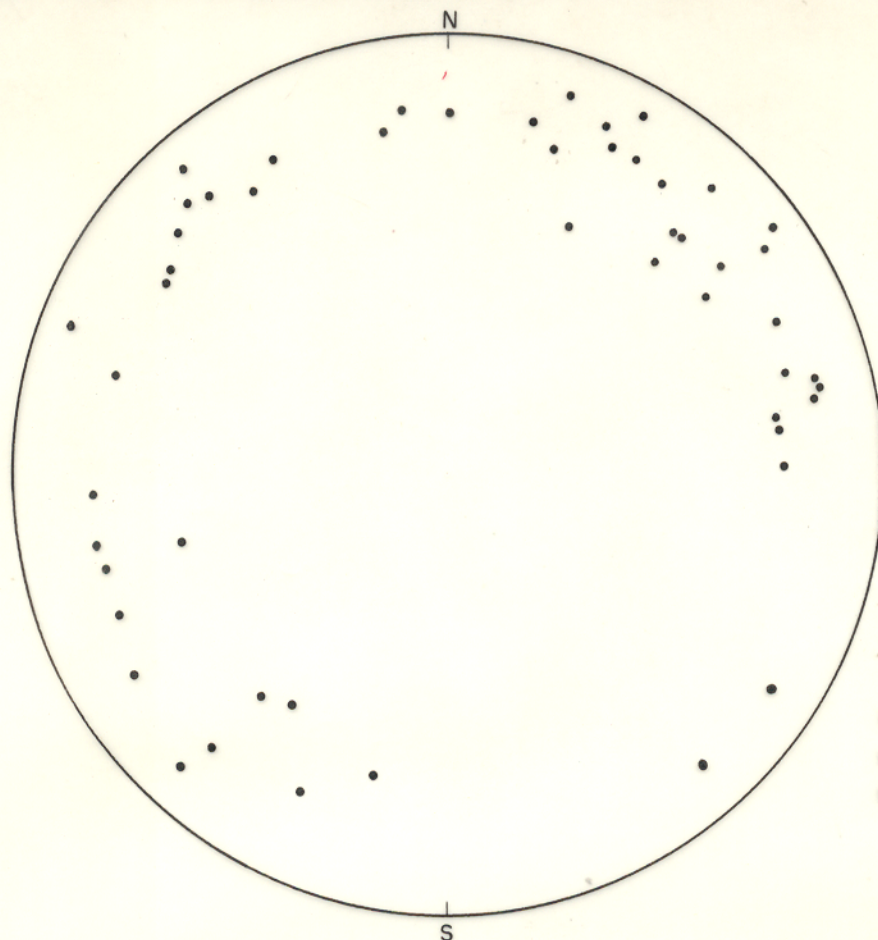


Fig. 42 - DIAGRAMA DE SÍNTESE DOS EIXOS
DE DOBRAS DE XISTOSIDADE. GRUPO ESTRON
DO. FOLHA XAMBIOÁ.



Fig. 43 - Amostra onde pode ser observada a crenulação desen
volvida em clorita xisto da Formação Pequizeiro.

expõem cúpulas graníticas, alojadas em gnaisses que gradam para xistos e quartzitos superiores. Na braquianticlinal de Xambioá re conhecem-se gnaisses. As dimensões das estruturas são quilométricas a decaquilométricas e os eixos (B_3), são paralelos à orientação geral da xistosidade fora delas. Na região de Xambioá-Lontra, as braquianticlinais mostram inflexões associadas ao lineamento Iriri-Martírios, como já descrito. Tais dobras são atribuídas a uma fase F_3 de deformação.

O terceiro tipo aparece restritamente à região afetada pelo Lineamento Iriri-Martírios. São ondulações muito suaves, do tipo flexural. Seus eixos (B_4), observados na região de Xambioá, foram objeto de medições sistemáticas e se acham representados nas figuras 38 a 40; os da região a sul da Serra de Andorinhas, cons tam da fig. 41.

As figs. 39 e 40, trazem eixos dos setores oeste e norte da braquianticlinal de Xambioá e se acham integrados na fig. 42, a qual, se complementado com a fig. 41, mostra a distribuição geral dos eixos B_4 . Embora aparente dispersão, sem orientações preferenciais, existem na realidade um conjunto de eixos cruzados a N-S e E-W, estes últimos um pouco mais comuns que aqueles, bem como um conjunto de eixos cruzados a NE-SW e NW-SE. Este conjunto refletindo sua anterioridade, mostra maior dispersão.

Essas dobras complicam a braquianticlinal de Xambioá e pela incidência restrita à zona de ação do lineamento Iriri-Martírios, parece poderem ser relacionadas a deslocamentos deste. Sendo o conjunto NE-SW e NW-SE mais antigo, parece refletir um deslocamento dextral, enquanto o conjunto N-S e E-W seria devido ao deslocamento sinistral, que inclusive impôs a inflexão geral das estruturas pré-formadas.

Os dois últimos tipos de dobras, sendo flexurais, são atribuíveis à condição do nível estrutural médio (Mattauer op. cit)

3.4.6.3. Dobras de Crenulação

A intensa crenulação desenvolvida em determinados setores da faixa, fig. 43, foi responsável pelo surgimento de dobras de dimensões centimétricas a métricas (fig. 7), que às vezes chegam a formar pequenos anticlinórios e sinclinórios a partir da deformação das estruturas planares, pré-existentes. Não se dispõe de medidas de atitude dos planos de crenulação em número suficiente para estabelecer generalizações sobre sua postura e distribuição regional. Esses planos têm atitude mais ou menos constante ao nível de afloramento e medidas referentes a 20 exposições esparsas, se acham representadas na rosácea da fig. 44. Como se vê, as direções variam muito, mas esboçam um predomínio de orientação sub-meridiana. Os mergulhos também variam muito, mas os subverticais predominam.

Convém lembrar que a crenulação acarretou deformações plásticas dos microlitos e ao longo dos planos existem micas de granulação fina provavelmente pré-orientadas mecanicamente e também cristais maiores e desorientados evidentemente neoformados. Considerando a dispersão de atitudes e esses fatos, é de se concluir que a crenulação se desenvolveu relativamente cedo, antes dos dobramentos flexurais. Ela é condizente com a parte superior do nível estrutural inferior (Mattauer op.cit.).

Esta feição, ao afetar uma região dobrada e metamorfizada, mostra as seguintes particularidades para a sua ocorrência:

- a) não se manifesta quando o plano de crenulação formar ângulo pequeno em relação à xistosidade. Isso porque a xistosidade absorve o movimento que ocorreria.
- b) manifesta-se quando esse ângulo mínimo for superado. Por isso a crenulação não é uma feição sempre presente na faixa dobrada.

Forma uma direção de fraqueza na rocha refletindo-se de forma marcante na morfologia da região onde ocorre.

3.4.7. Juntas

As medidas de juntas foram tomadas de modo suficiente

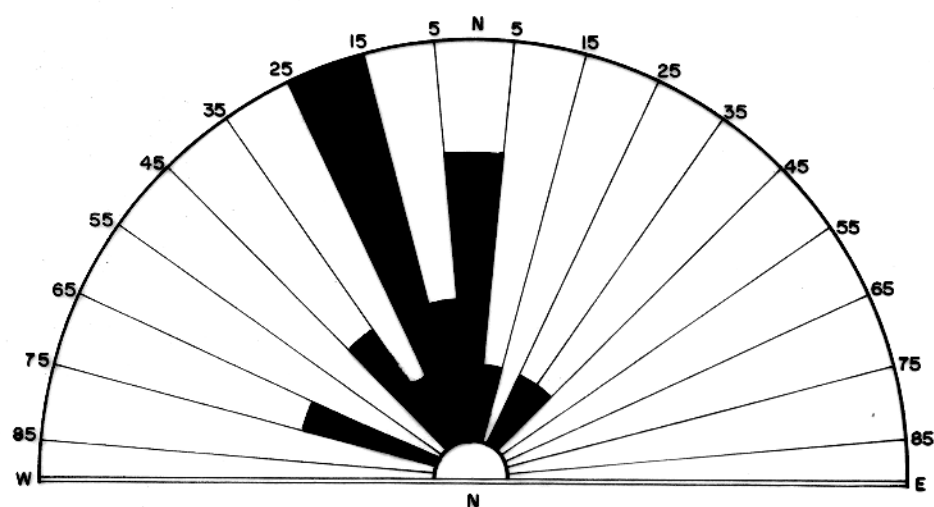


Fig. 44 - ROSÁCEA DE PLANOS DE CRENULAÇÃO
20 MEDIDAS
MAIOR CONCENTRAÇÃO 30 %

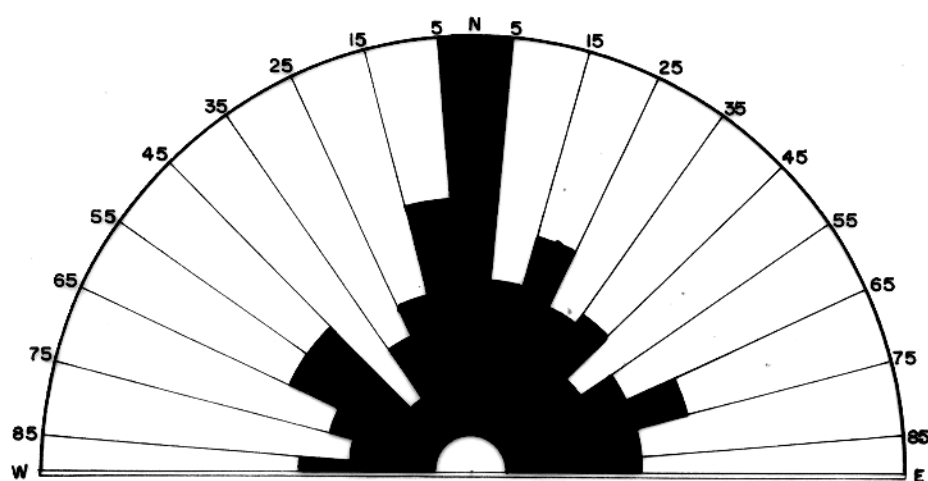


Fig. 45 - ROSÁCEA DOS PLANOS DE FRATURAS DA REGIÃO DE LONTRA-XAMBIOÁ
270 MEDIDAS
MAIOR CONCENTRAÇÃO 37 MEDIDAS - 10,4 %

a compor diagramas, apenas na região de Xambioá e são apresentadas na fig. 45. Observou-se que na sua totalidade eram juntas verticais a sub-verticais razão pela qual optou-se pelo uso de diagramas de rosácea ao invés de diagrama polar.

Por serem verticais refletem-se na morfologia através da formação de lineamentos em fotos e imagens.

A incidência de medidas na direção N-S é marcante, coincidindo com um dos rumos de lineamentos melhor visualizados nas fotos. Outras direções são também representadas de modo mais difuso a exemplo das orientações $20^{\circ}A_z$, $70^{\circ}A_z$ e $310^{\circ}A_z$.

A interpretação desse conjunto não pode ainda ser feita, parecendo haver mais de uma geração de juntas: Estudos de detalhes se fazem necessários para compreensão de sua formação. Elas são, contudo, planas e trunçam as estruturas anteriormente descritas pelo que se constituíram com os últimos dobramentos e/ou após.

3.4.8. Falhas

Está presente um grande número de falhas por toda a região. São na sua grande maioria presumidas falhas direcionais, bem como falhas de empurrão e de gravidade, estas tendo uma incidência subordinada.

As falhas direcionais presumidas compõem alinhamentos consistentes que podem ser observados nas fotografias aéreas e imagens de radar e satélite, sendo elementos que se destacam na morfologia. Faixas de cataclasitos ocorrem por vezes associadas (fig. 46). Desenvolvem-se principalmente segundo a direção NW-SE e secundariamente NNW-SSE, possuindo dimensões expressivas. Dentre elas, as mais importantes são o Lineamento Iriri-Martírios e o Lineamento de Carajás, que atinge a porção central da área.

Falhas de empurrão também ocorrem em alguns pontos, como por exemplo na Serra das Andorinhas, desenvolvendo intensa laminação nos quartzitos (fig. 47), e em outros locais ainda não bem definidos, tais como no Rio Muricizal, na serra homônima e nas pro



Fig. 46 - Cataclasi
to da zona de falha
do Lineamento Iriri-
Martírios.



Fig. 47 - Laminação
de quartzitos da
Formação Morro do
Campo - Serra das
Andorinhas.

ximidades de Dois Irmãos, na estrada Guaraí-Conceição, próximo a Mirandópolis. Formam geralmente serras elevadas que se destacam nas fotografias aéreas e imagens. Possuem orientação submeridiana e podem se desenvolver por dezenas de quilômetros.

Finalmente são encontradas algumas falhas de gravidade, que são responsáveis pelo surgimento de feições particulares a exemplo do Graben de Araguaia e o conjunto de falhas da borda da Bacia Sedimentar do Parnaíba. São de dimensões algumas vezes consideráveis e não possuem aparentemente direções preferenciais para seu desenvolvimento.

Em nenhum dos casos foi possível efetuar-se avaliação acerca do rejeito dessas descontinuidades e nem das suas idades.

3.5. Estruturas de Escala Regional

Algumas estruturas, pelo porte que têm, destacam-se como feições marcantes dentro da faixa e são reconhecidas através de um somatório de feições e peculiaridades. Dentre elas vale destacar as seguintes:

3.5.1. O Edifício Orogênico

A faixa correspondente ao Grupo Estrondo sofreu notável soerguimento orogênico assimétrico, mais acentuado na parte oriental. Ali, se expõem, ao atual nível de erosão, as rochas de mais alto grau metamórfico de toda a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, até agora observadas, com minerais tais como cianita, estauroлита e fibrolita.

Na zona mais soerguida destacam-se braquianticlinais de caquilométricas, em cujos núcleos se expõem as litologias inferiores do Grupo Estrondo. Estas, mostram-se migmatizadas provavelmente por

influência de intrusões graníticas tardi-tectônicas, que não chegam a expor suas cúpulas. Assim é o caso de Colméia, Lontra, Xambioá e talvez Muricizal e Ramal do Lontra ou Marinheiro. Ocorrem também corpos intrusivos pós-tectônicos, introduzidos nas litologias do Grupo Estrondo.

É de se considerar ainda uma outra alternativa para entender essas braquidobras da porção oriental da faixa, qual seja a possibilidade de considerá-las estruturas dômicas antigas, a exemplo da região da Serra Dourada, na região Central de Goiás (Marini et alii 1977). Nesse contexto o Grupo Estrondo seria comparável ao Grupo Serra da Mesa e os migmatitos seriam comparáveis à Formação Cachoeira das Éguas.

Para oeste, no Grupo Tocantins, expõem-se rochas do fácies xisto verde, e mais além, rochas anquimetamórficas já como cobertura do Craton Amazônico.

A Formação Rio das Barreiras representa depósitos detriticos acumulados em área deprimida, instalada sobre a Formação Pequizeiro, como que numa bacia intramontana.

3.5.2. Geossutura Tocantins-Araguaia

Kegel (1965) com base na interpretação de fotos aéreas, reconheceu uma estrutura complexa na região centro-norte do país, separando regiões de orientação submeridiana das que a oeste possuíam rumo NW e EW. Denominou-a Lineamento Tocantins-Araguaia, nome dos rios ao longo dos quais a mesma se desenvolve.

Almeida (1974) definiu mais precisamente a natureza e a posição do lineamento proposto por Kegel e nele reconheceu uma longa e larga geossutura marginal, desenvolvida na borda do Craton Amazônico sobre a qual se desenvolveu a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, desde pelo menos a região a norte de Tucuruí no Rio Tocantins, até o paralelo 14°S. Para norte sua extensão foi sugerida por Kegel (op.cit.), que se refere a algumas estruturas favoráveis a esta hipó

tese, já delineadas na descrição do denominado Lineamento Rio das Velhas (Pflug 1962).

A geossutura marginal permitiu a regeneração brasília na, da qual decorreu o desenvolvimento de condições geossinclinais evoluindo para a faixa de dobramentos e uma cadeia orogênica. Constitui-se de descontinuidade subparalelas que se anastomosam e descem até o manto, permitindo subsidência e a ascensão de materiais do manto. O pacote sedimentar presente nesta porção crustal, não tem espessura determinada em virtude da intensa deformação e transformação que sofreu. Esta espessura, no entanto, foi suficiente para que condições físicas de fácies anfibolito profunda pudessem atuar.

As intrusões máficas-ultramáficas alongadas e esparsas, a exemplo dos corpos de Taina Recan a sudoeste e Serra de São José a oeste de Conceição do Araguaia, Serra do Tapa, oeste de São José do Araguaia e os corpos da região de Arapoema e do Rio Vermelho, refletem bem a permeabilidade crustal da área.

As falhas existentes na infraestrutura da faixa de dobramentos não se propagaram pela supraestrutura; ao contrário, são falhas do Craton Amazônico como o Lineamento Iriri-Martírios que mostram deslocamentos tardios.

3.5.3. Lineamento Iriri-Martírios

Silva et alii (1974) reconhecem a norte da Serra dos Carajás, a partir da Serra dos Martírios, lineamentos com rumo geral NW-SE atravessando a Serra do Sereno e balizando os flancos da Serra do Buritirama e Misteriosa. Cruzam os Rios Bacajá, Xingu e Iriri até serem encobertos por sedimentos paleozóicos da Bacia Amazônica, estendendo-se por mais de 650 Km.

Na porção referente à faixa de dobramentos, as falhas do Riacho Xambioá, Rebojo, Fazenda Buriti Contante, Serra das Andorinhas e outras, são a expressão deste lineamento.

Por seu traço retilíneo e pelas falhas conhecidas, este lineamento parece poder ser qualificado como uma zona de trans

corrência, à qual se ligam claramente as inflexões do Super Grupo Baixo Araguaia.

A inflexão reflete a um ativo movimento sinistral, com deslocamento do bloco norte para NW. É provável que a esse deslocamento se deva a formação das últimas dobras flexurais e os empurrões N-S da região de Lontra-Xambioá-Andorinhas. As dobras E-W verificadas, parecem refletir um deslocamento anterior de movimentação dextral, muito discreto, já que não tem registro na supra-estrutura além dessas ondulações suaves.

A braquianticlinal de Lontra não se acha ainda bem estudada em decorrência das dificuldades de acesso. Sua forma porém e suas estruturas menores associadas refletem história semelhante, a julgar pelos poucos dados disponíveis.

3.5.4. Falha de Empurrão de Tucuruí

Do médio Rio Vermelho para norte, o Grupo Tocantins dobrado e metamorfozado foi lançado sobre o Craton Amazônico, pela Falha de Tucuruí. Este elemento estrutural foi bem estudado na região de Tucuruí, durante os estudos para implantação da Barragem ali em construção (Trow et alii 1976), e reconhecida em mapeamento regional, para sul até a região de Marabá (Puty et alii 1972).

Hasui et alii (1977) observaram que a sul do médio Rio Vermelho, o Grupo Tocantins passa gradativamente da zona dobrada para a não dobrada sobre o craton e que o metamorfismo cai do fácies xisto verde, para o de condições anquimetamórficas sem intervenção da falha de empurrão. Esta falha termina, pois, na altura do Lineamento Iriri-Martírios.

4. HISTÓRIA DA DEFORMAÇÃO

Os dados estruturais apresentados permitem reconstituir a história da deformação da região enfocada, a qual foi de natureza polifásica, como já foi esboçado acima.

Evento de Deformação F₁

A esse evento está ligado o desenvolvimento das dobras intrafoliais, desenhadas pela estratificação "S₀" e a formação da xistosidade "S₁" plano-axial. As dobras intrafoliais, anisópacas, de ápices espessados (fig. 8), refletem ativa transposição da estratificação "S₀", característica marcante das partes profundas do nível estrutural inferior. Esse evento, conquanto possa ser aceito para o Grupo Estrondo, não foi ainda provado no Grupo Tocantins, por falta de afloramentos adequados.

Com o processo de transposição paralela à xistosidade, as camadas se rearranjam paralelamente a ela (Turner e Weiss 1963), daí verificando-se a quase generalizada coincidência da pseudo estratificação com S. Esse fato se observa no Grupo Tocantins, tal como no Grupo Estrondo.

Evento de Deformação F₂

Nesse evento desenvolveram-se dobras desenhadas pela xistosidade, sendo envolvidos nesta deformação, o acamamento transposto e as dobras intrafoliais.

Essas dobras são também anisópacas, com ápices algo menos espessados que as anteriores. Uma destacada Lineação (L₂) se desenvolveu com orientação paralela a B₂. Deste dobramento resulta uma superfície axial planar (S₂). Como foi dito, elas são atribuíveis à parte média do nível estrutural inferior.

Evento de Deformação F₃

Manifesta-se fundamentalmente nas seqüências plásticas

cas como resultado de fraturamento associado ao deslocamento e ar rasto (fig. 7). Desenvolve-se com este evento uma crenulação pro nunciada, que em muitos locais chega a transpor completamente a xis tosidade S_1 . Forma-se desta maneira um novo elemento planar " S_3 ", localmente, como resultado do fraturamento apertado que tem lugar neste processo.

Raros "Kink-bands" são encontrados e parecem atribuí veis a este evento.

As estruturas desenvolvidas neste evento são represen tativas da parte superior do nível estrutural inferior.

Evento de Deformação F_5

Em F_4 , desenvolveram-se as megadobras de Colméia, Lon tra, Xambioá, (Morro do Campo), e provavelmente Muricizal. Esse do bramento é do tipo descontínuo, ao contrário dos anteriores que eram caracterizados pela linearidade. As dobras são isópacas e mos tram feições condizentes com o nível estrutural médio.

Evento de Deformação F_5

Devido ao aparecimento de feições particulares, prefe riu-se dividir esse evento em F_5' e F_5'' , mostrando para cada caso as características principais. (fig. 48).

O evento F_5' de caráter local, permitiu a constituição de dobras isópacas de orientação E-W, situadas às proximidades e a norte do Lineamento Iriri-Martírios, observadas dentro do Grupo Estrondo.

O esquema adiante, sintetiza as interrelações entre os elementos estruturais possíveis de ocorrência, conforme a orienta ção dada pelo elipsóide de deformação, aplicado à área de Lineamen to Iriri-Martírios à altura de Xambioá (fig. 48-A).

O evento F_5'' parece ser bem mais extensivo, ocorrendo por toda a área nas vizinhanças do Lineamento Iriri-Martírios e es

EVENTO F5'

L - Lineamento Irii-Martírios com
pequeno jogo dextral

E - Seção do Elipsoide de deformação

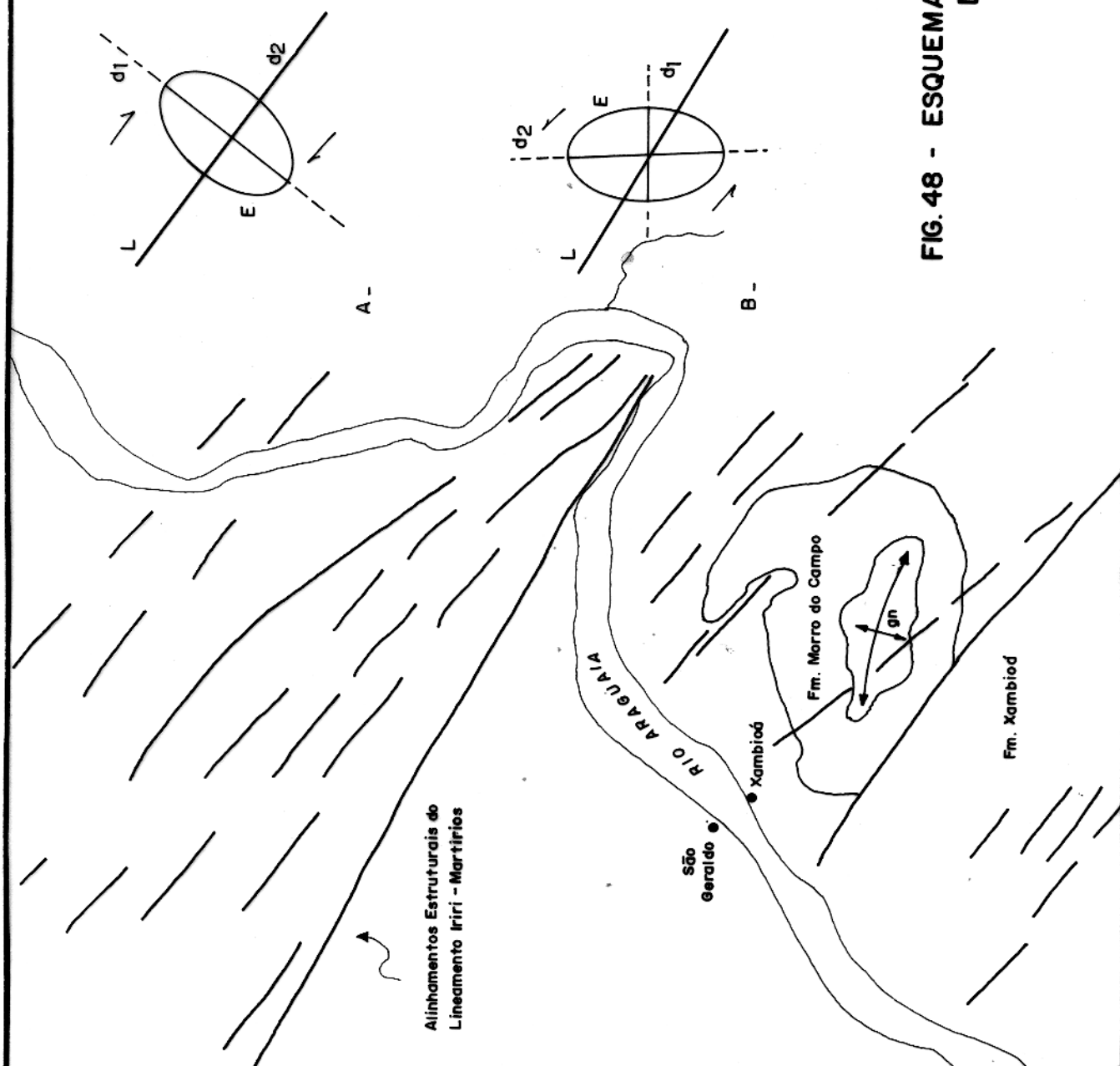
d_1 e d_2 - Direções de dobramentos

EVENTO F5''

L - Lineamento Irii-Martírios com
ativo jogo sinistral.

E - Seção do Elipsoide de deformação

d_1 e d_2 - Direções de dobramentos



**FIG. 48 - ESQUEMA EXPLICATIVO DO DESENVOLVIMENTO
DE DOBRAS NO EVENTO F5 .**

ESCALA 1:250.000

tá ligado a um significativo movimento sinistral ao longo do lineamento. Desenvolveram-se dobras isópacas N-S e empurrões com essa orientação. Assim o empurrão da Serra das Andorinhas, bem como outros menores, parecem ter uma interrelação e estarem associados a esse evento.

O esquema anterior mostra com o elipsóide de deformação, a posição esperada para as várias estruturas. (fig. 48-B).

As estruturas desenvolvidas nesse evento, podem ser atribuídas ao nível estrutural médio.

Deformações Finais

Desenvolvem-se nesse evento falhas em várias escalas que truncam as sequências diversas. Estas descontinuidades são atribuíveis ao nível estrutural superior. O Quadro III resume a história da deformação na área.

A evolução aqui mostrada, como se vê, supõe a colocação das rochas da faixa de dobramentos a condições físicas, tais que lhes permitiram passar de altamente plásticas a rígidas, unidirecionalmente. As estruturas geradas sucessivamente nos vários níveis estruturais são condizentes com o abrandamento geral das condições físicas.

Se foi possível esboçar um quadro evolutivo, faltam-nos elementos para distinguir eventual polaridade dos processos. Costuma-se reconhecer que as fases migram no espaço e no tempo, pelo que seria possível o início de uma, numa área mais afastada do craton antes de a anterior ter afetado a zona mais próxima deste. De qualquer modo, para os setores enfocados, a sucessão de eventos se acha esboçada.

Outro aspecto a se salientar diz respeito ao caráter de reconhecimento deste estudo. É possível que investigações de maior detalhe venham a distinguir outras feições estruturais, atribuíveis a outros eventos locais, que evidentemente só poderão aperfeiçoar o esboço aqui apresentado.

QUADRO III - HISTÓRIA DA DEFORMAÇÃO - RESUMO

EVENTO DE DEFORMAÇÃO	E S T R U T U R A G E R A D A			NÍVEL ESTRUTURAL
	DOBRAS	PLANAR	LINEAR	
F ₁	intrafoliaais	S ₁ (xistosidade P.A)	L ₁ (interseção) S ₀ x S ₁	Inferior
F ₂	xistosidade	S ₂ (superfície axial)	L ₂ (mineral)	
F ₃	crenulação	S ₃ (planos de transposição)	L ₃ (interseção) S ₁ x S ₃	
F ₄	flexurais (megadobras)			Médio
F _{5'} F _{5''}	isópacas NW-SE NE-SW isópacas N-S E-W	empurrões		
Def. Finais		falhas e fraturas		Superior

4.1. Considerações Gerais sobre o Metamorfismo

O metamorfismo na área focalizada varia de fácies anfibolitos a leste até xisto verde baixa a oeste. Condições anquimetasomórficas parecem ter afetado em parte a extensão do Grupo Tocantins que repousa sobre o Craton Amazônico, mas não estão ainda caracterizadas.

Nos perfis de oeste para leste, reconhecem-se nas rochas sucessivamente argilo-minerais, sericita, clorita, biotita e granada. Nas braquianticlinais do Grupo Estrondo, aparecem estauroлита e cianita. Fibrolita foi encontrada localmente na aba oeste da estrutura do Lontra.

As assembléias minerais não se formaram simultaneamente, existindo eventos de blastese sucessivos, como atestam os porfiroblastos de mica desorientados na matriz xistosa, os porfiroblastos de granada que incluem minerais desta matriz segundo um padrão rotacional e porfiroblastos de cianita e estauroлита (posteriores a F_1), incluindo minerais da matriz sem o padrão rotacional.

A história metamórfica das rochas requer estudos pormenorizados, notadamente de observação de microestruturas (texturas), ora em desenvolvimento (J.M.Rangel da Silva, em elaboração).

4.2. Considerações Gerais sobre o Magmatismo

Três eventos maiores em termos de magmatismo podem ser caracterizados durante a evolução da Faixa Paraguai-Araguaia.

O primeiro diz respeito ao magmatismo máfico-ultramáfico anterior ao metamorfismo regional. Um enxame de corpos se associa à Formação Couto Magalhães, ao sul do Lineamento Iriri-Martins, e à Formação Pequizeiro se bem que em menor expressão, e em menor quantidade. No Grupo Estrondo existem anfibolitos em corpos restritos, presumivelmente derivados de magmáticas similares. Corpos básico-ultrabásicos são também encontrados em diversos pontos

da faixa encaixados nas litologias desse Grupo. Todos esses corpos por sua potencialidade constituem alvos importantes a programas sistemáticos de prospecção, visando o aproveitamento de bens minerais que poderão ocorrer associados.

O segundo evento diz respeito às intrusões graníticas tardi-tectônicas associadas à braquianticlinal de Colméia, com relativa segurança, e possivelmente também com as demais.

O terceiro evento é representado pelas ocorrências de Jacaré Grande e outras, de caráter pós-tectônico.

5. APANHADO GEOCRONOLÓGICO

Os resultados das datações efetuadas sobre rochas da faixa de dobramentos, pelo método K-Ar, mostram valores condizentes com o Ciclo Brasileiro para seu resfriamento. (Tabela 1).

Embora em trabalhos anteriores reportem-se idades bem mais antigas para a sua formação, essas se baseiam em valores de terminados para o Grupo Araxá, na concepção de Barbosa, 1955. É preciso considerar no entanto, que as mesmas se referem a valores encontrados em entidade geológica distinta da que hoje se compreende como Grupo Estrondo.

Segundo Almeida (1965) a idade de 503 M.A do granito de São Vicente em Mato Grosso intrusivo no Grupo Cuiabá, é o limite mínimo para o conjunto Tocantins-Cuiabá, pois ele é pós-tectônico.

Resultados obtidos para minerais micáceos do Grupo Estrondo por Basei (apud Silva et alii, 1974), forneceram idades de 483 ± 21 M.A e 386 ± 6 M.A em biotita e flogopita respectivamente.

Amaral (1974) advoga a equivalência do Grupo Gurupi, datado em cerca de 2.000 M.A., com o Grupo Tocantins, no Escudo do Brasil Central. Considera o autor fato curioso, se for considerada a hipótese de idade Brasileira para o metamorfismo do Grupo Tocantins, não ter ele afetado as determinações K-Ar em biotita dos granitos do embasamento desta unidade, no trecho Jatobal-Itupiranga, no rio Tocantins, com idades em torno de 2.000 M.A. Fortalece a sua assertiva citando uma isócrona de referência com idade de 1.400 M.A., construída pelas determinações Rb-Sr em granitos intrusivos nos Grupos Araxá e Canastra que acredita o autor, serem correlacionáveis ao Grupo Tocantins.

Hasui et alii (1975) apresentaram quinze análises K-Ar de rochas precambrianas do centro-norte do país. Para o Craton Amazônico, as idades foram condizentes com o Ciclo Transamazônico, um conjunto explicável por rejuvenescimento isotópico no Ciclo Bra

T A B E L A

Determinações K-Ar para os Grupos Estrondo e Tocantins

Nº	SPK	ROCHA	MATERIAL ANALISADO	% K	Ar ⁴⁰ CC/s STP	% Ar ⁴⁰ atm	IDADE K-Ar 10 ⁶ anos
1 +	2059	Quartzito	Moscovita	8.31	181.7 x 10 ⁻⁶	4.6	481 ± 23
2 +	2056	Gnaiss	Biotita	7.40	174.9 x 10 ⁻⁶	13.6	516 ± 10
3 +	1704	Gnaiss	Biotita	7.65	145.7 x 10 ⁻⁶	1.9	426 ± 22
4 +	1712	Gnaiss	Biotita	7.66	164.1 x 10 ⁻⁶	36	474 ± 25
5 +	1718	Gnaiss	Biotita	7.14	157.1 x 10 ⁻⁶	33	485 ± 26
6 +	1706	Gnaiss	Biotita	7.92	156.9 x 10 ⁻⁶	11.2	440 ± 26
7 +	1711	Xisto	Biotita	7.80	151.8 x 10 ⁻⁶	3.3	434 ± 23
8 +	1700	Xisto	Biotita	7.89	168.6 x 10 ⁻⁶	2.3	473 ± 25
9 *			Biotita				483 ± 21
10 *			Flogopita				386 ± 6
11 Ø	1530	Filito	Rocha Total	5.16	81.2 x 10 ⁻⁶	3.17	358 ± 19

+ Segundo HASUI et alii (1975)

* Segundo BASEI, 1973 (in Silva et alii 1974)

Ø Segundo AMARAL, 1974

siliano e um resultado intermediário. As oito amostras do Grupo Estrondo mostraram resultados que se situam entre 426 e 581 M.A. atribuíveis ao Ciclo Brasileiro. Com esses resultados colocam os Grupos Tocantins e Estrondo como integrantes da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, formada no Ciclo Brasileiro. Levantam, contudo, a possibilidade destes valores se referirem a idades mínimas devidas a rejuvenescimento isotópico.

Os argumentos apresentados por Amaral (1974) foram re-examinados por Hasui et alii (1977), e se mostraram no mínimo discutíveis. A informação mais significativa diz respeito à geologia da área de Tucuruí. A Formação Gorotire ali é acavalada pelo Grupo Tocantins, justamente em situação inversa àquela que era admitida. Datações K-Ar ali efetuadas (U.G. Cordani, informação verbal) forneceram idades K-Ar em torno de 500 m.a., tanto para os metabasitos do Grupo Tocantins quanto para os basaltos da Formação Gorotire, mas essas cifras são explicáveis pelo acavalamento e tectônica por ele induzida à Formação Gorotire (Trow et alii 1976). A Formação Gorotire, como diz Amaral (1974), tem idade de 1.500 m.a.

Ao nível atual de conhecimento da geologia da faixa, é possível tecer as seguintes considerações em relação a sua idade de edificação:

- a) as várias datações efetuadas são compatíveis com o evento Brasileiro;
- b) a análise estrutural mostra uma evolução polifásica em termos de deformação pertencendo, contudo, a um único grande ciclo geotectônico;
- c) os estudos petrográficos desenvolvidos por J.M.R. da Silva (em elaboração), também mostram eventos de cristalização e recristalização compatíveis com um único episódio geotectônico.

Assim, com base nos argumentos enumerados, encontra-se substância para considerar ter sido esta porção do cinturão Paraguai-Araguaia, edificada durante o Ciclo Geotectônico Brasileiro no Pré-cambriano Superior. Concorde-se, contudo, com Hasui et alii (1975), quando afirmam que a despeito do acordo existente entre as

datações e a interpretação dada como Brasileiro, análises por ou tros métodos, além do K-Ar, se fazem necessárias para se alcançar certeza maior.

6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA - CONCLUSÕES

Com base nas informações coligidas e nos resultados advindos de sua análise, pode-se alinhar a seguinte sucessão de fenômenos, os quais compõem a história geológica da Faixa de Dobramentos Paraguaia-Araguaia, na sua porção setentrional.

a) Etapa Inicial

Dentro dessa etapa dois eventos são bem caracterizados: a sedimentação e/ou magmatismo pré-tectônico.

A sedimentação adveio em consequência da regeneração implantada na porção marginal do craton, propiciando desenvolvimento da bacia de deposição. Acumulou-se de início uma sequência detritica (Grupo Estrondol. Termos psamíticos com intercalações pelíticas (Formação Morro do Campo, cede lugar a termos pelíticos com intercalações psamíticos (Formação Xambioá). Raras lentes de mármore existem, sem configurar um nível carbonático. Na parte oeste, depositou-se a Formação Couto Magalhães constituída de pelitos com intercalações psamíticas. A correlação temporal entre esta unidade e o Grupo Estrondo não se acha bem estabelecida; a superposição é aqui assumida por a Formação Couto Magalhães ser essencialmente pelítica e refletindo então, uma evolução da bacia de sedimentação. O argumento é evidentemente frágil; pelo que a superposição é hipotética e difícil de ser verificada, mesmo porque o contato se acha encoberto pela Formação Pequizeiro. Não se descarta a possibilidade da existência de uma passagem lateral entre as unidades e assim representarem uma mesma sequência.

A Formação Pequizeiro seria representada por sedimentos magnesianos, derivados do ativo magmatismo básico-ultrabásico pré-tectônico, que afetou toda a zona de sedimentação com as intrusões posicionadas principalmente na Formação Couto Magalhães. Não foram ainda devidamente caracterizadas formas extrusivas bem como a contribuição vulcânica. A zona de acumulação da Formação Pequizeiro

zeiro traduz uma faixa central subsidente superimposta ao Grupo Estrondo, e à Formação Couto Magalhães.

As características gerais dos sedimentos (espessuras que devem ser apreciáveis, extensão, fenômenos posteriores superimpostos, distribuição regional), são indicativos de acumulação em condições geossinclinais. As informações disponíveis são ainda muito pobres para caracterizar precisamente os ambientes de deposição. O conjunto parece, contudo, ser associável a uma única depressão geossinclinal entre o Maciço Mediano de Goiás e o Craton Amazônico.

O Grupo Estrondo indica sedimentação inicial de águas rasas sucedendo-se deposição de pelitos. A Formação Couto Magalhães, representa depósitos de águas mais profundas, sendo que a presença de lentes quartzíticas indica que não foi ambiente persistente. Nos dois casos, face às intercalações presentes, é razoável pensar-se em oscilações na sedimentação.

O magmatismo pré-tectônico incide com maior potência na zona mais próxima do Craton Amazônico, fato que levou alguns autores a admitirem condições eugeossinclinais. Contudo, na situação presente de uma calha solitária, parece não ter sentido invocar modelos de geossinclinais alpinos (Aubouin 1965), que foram propostos e cuja validade é discutida inclusive nas áreas-tipo e, muito menos ainda, cabe recorrer a par eu-miogeossinclinal. Este evento de magmatismo é o resultado de reativação de fraturas profundas que se anastomosando desceram até o manto propiciando a ascensão de quantidades apreciáveis de materiais básico-ultrabásico.

b) Etapa Intermediária

As rochas observadas mostram deformações superpostas desenvolvidas em fases sucessivas, sob condições físicas cada vez mais atenuadas.

Sabe-se que a história metamórfica das rochas, após constituídas, foi longa e envolvendo também fases diversas. Aqui

não é considerada por exigir estudos de detalhe. Oportunamente, ao se caracterizar as fases de deformação serão relacionados eventos estudados com pormenores por Silva (em elaboração).

São as seguintes as fases reconhecidas e os fenômenos mais importantes que as acompanham:

Fase de deformação F_1 - Metamorfismo Regional

Desenvolvimento de dobras intrafoliais desenhadas pela estratificação S_0 e a formação de xistosidade plano axial S_1 . Representa a fase principal de deformação. O desenvolvimento destas feições é bastante claro nas litologias do Grupo Estrondo sendo aceito também para o domínio do Grupo Tocantins, mas aí faltando estudos mais detalhados.

O metamorfismo regional progressivo no espaço varia da fácies xisto verde à anfibolito definindo em direção às braquianti-clinais um arranjo em zonas mineralógicas sucessivas da sericita à granada.

Fase de deformação F_2

Deu-se o desenvolvimento de dobras desenhadas pela xistosidade, anisópacas, de caráter holomórfico e com vergência para o Craton Amazônico, resultando a superfície axial S_2 .

Forte lineação mineral L_2 se desenvolve nos dois Grupos Estrondo e Tocantins.

Fase de deformação F_3

Tem lugar com esse evento uma crenulação pronunciada, desenvolvida fundamentalmente nas seqüências plásticas a qual chega a transpor, em muitos locais, a xistosidade.

Raros "Kink-bands" podem, talvez, representar uma fase independente faltando, no entanto, dados para uma melhor caracterização.

Silva (em elaboração) identificou fenômenos de neofor^{mação} de biotita e moscovita posteriores a esse evento, não sendo possível caracterizá-lo se ligado a um reaquecimento por reabaixa^{mento} do pacote ou arrefecimento progressivo das condições físicas.

Fase de deformação F₄

Nesta fase foram geradas as braquianticlinais de Col^{méia}, Xambioá, Marinheiro ou Ramal do Lontra, etc. Em todos os ca^{sos} são estruturas desenhadas na topografia pelos quartzitos da Formação Morro do Campo. No núcleo dessas megadobras ocorrem gna^{is} migmatizados.

Em Colméia a migmatização pode ser considerada como cer^{ta} e associada a intrusão considerada ali existir. É provável que em Xambioá e Lontra a situação seja análoga apenas com a intrusão não se expondo ainda. O granito reconhecido em Colméia é tardi-tec^{tônico}, a mesma qualificação valendo para os outros casos possí^{veis}.

Fase de deformação F₅

Foram gerados dois conjuntos de dobras cruzadas, isópa^{cas}, intimamente ligadas entre si e com movimentações do Lineamen^{to} Iriri-Martírios. O conjunto E-W, de caráter mais local, relacio^{na-se} a pequeno jogo dextral do lineamento enquanto que o conjunto N-S representa um ativo jogo sinistral, associando-se também a o^{corrência} de empurrões com orientação N-S.

c) Etapa Final

A ascensão da faixa dobrada se deu de modo assimétric^o, maior a E, e menor a W, como bem indica a distribuição atual de fácies metamórficas e zonas mineralógicas. Com ela, encerrou^{se} a etapa intermediária.

Sobre a Formação Pequizeiro, anteriormente crenulada,

depositou-se a Formação Rio das Barreiras. Esta não se mostra do brada nem cortada por falhas ou juntas. Tais fatos apontam uma idade menos antiga para a formação. Por outro lado, a formação não tem qualquer semelhança com unidades fanerozóicas reconhecidas na Bacia do Parnaíba e em suas bordas. Embora estes fatos não possam ser considerados definitivos, parece admissível atribuir à formação idade pré-Serra Grande. Desse modo, pode a Formação Rio das Barreiras, ser considerada como um depósito ligado à etapa final.

Além dessa sedimentação, reconhece-se como da mesma etapa as deformações finais. Estas dizem respeito à tectônica de caráter rígido, que incidiu sobre as rochas regionais, gerando falhas com dois sistemas principais N-S e NW-SE. Por último, teve lugar o aparecimento de juntas em padrão não muito bem definido, mostrando, todavia, uma concordância com as orientações das falhas principais. Não se exclui a possibilidade de existirem juntas geradas em associação com as dobras isópacas, pelo que o padrão não é simples.

Também um discreto magmatismo ácido pós-tectônico é reconhecido através de pequenos corpos de Jacaré Grande e Muricizal.

d) Evolução Fanerozóica

Não constitui objetivo deste estudo a investigação dessa evolução. Contudo, a profusão de falhas normais, o limite da Bacia do Parnaíba, o graben de Araguañã e a fossa de Itupiranga, bem como a incidência de um enxame de diques de diabásio, e rochas básicas da região de Araguañã-Xambioá, atestam uma história longa e diversificada da faixa em tempos fanerozóicos, em condições plataformais.

Os diques de diabásio largamente distribuídos na área e segundo Silva (1974), a instalação da fossa de Itupiranga, até o falhamento escalonado do substrato da Fossa do Marajó e o enxame de diques paralelos de natureza básica toleítica no Território Federal do Amapá, representariam as manifestações ligadas à reativação Jurássica-Quaternária da Plataforma. No âmbito da Bacia do Par

naíba teriam ocorrido também os derrames de basaltos da região de Porto Franco-Grajaú-Fortaleza dos Nogueiras.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. de; SILVA, J.M.R. da; FARIA Jr. L.E.C. (1978) Projeto Xambioá-Vanderlândia. Convênio DNPM-UFPa.Belém. 83p. ilustr. datilografado.
- ALMARAZ, W.J.S. (1967) Determinações K-Ar na região do Curso Médio do Tocantins. Bol.Soc.Bras.Geol. 16 (1):121-126.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1965) Geossinclíneo Paraguaio. Porto Alegre, Sedgeo. 1:87-101.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1967) Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Bol.Div-Geol. Mineralogia, Rio de Janeiro. 36 p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M. de (1969) Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, V.1. p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1971) Geochronological divisions of the Precambrian of South America. Rev.Bras.Geoc. São Paulo. 1(1).13-21.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1974) Antefossa do Alto Paraguai. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Simpósio de Geologia Regional, Porto Alegre. V.4. p.05-09.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1974) Sistema Tectônico Marginal do Craton do Guaporé. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Simpósio de Geologia Regional, Porto Alegre. V.4. p.09-17.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B (1976) The Upper Precambrian of South America. Bol.I.G. São Paulo, USP. 4:45-80.
- AMARAL, G. (1974) Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. São Paulo, USP. 212p. Tese de Livre Doc. Inst. de Geoc.
- AUBOUIN, J. (1965) Geosynclines. Amsterdam, Elsevier. 335 p.
- BARBOSA, O; ANDRADE RAMOS, J.R. de; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. (1966) Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro, Div.Geol.Min. 95p. (Monografia)

- BELOUSSOV, V.V. (1971) Problemas básicos de geotectônica. Barcelona, Omega. 854 p.
- BILLINGS, M.P. (1954) Structural geology. 2 ed. New York, Prentice Hall. 514 p.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral (1971) Manual Técnico. Rio de Janeiro.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral (1975) Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Tocantins SC-22. Brasília. 58p. 2 tab. 1 mapa color.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral (1976) Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Salvador SC-24. Brasília 127p. 12:1, 2 est., 9 quadros, 9 tab. 1 mapa color.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral (1960) Relatório Anual da Diretoria. 1959. Rio de Janeiro, Div. Geol. e Min.
- CAMERON, N.R. (1971) Projeto Bacia Araguaia. Belém, IDESP. 11 p. datilografado.
- CARNEIRO, C.D.R. (1967) Geologia e evolução geológica da Folha de São José dos Campos-SP. São Paulo, USP. 106 p. Dissertação de Mestrado.
- FERREIRA, E.O. (1971) Carta tectônica do Brasil; notícia explicativa. Rio de Janeiro, DNPM, 19p. (Boletim, 1).
- GUERREIRO, M.G.S. & SILVA, J.M.R. da (1976) Projeto Guarai-Conceição DNPM-UFPa. Belém. ilust. Datilografado.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. (1970) Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro. Bol. Soc. Bras. Geol. São Paulo. 19(1):5-17.
- HASUI, Y. (1973) Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul. São Paulo, USP. 190p. Tese de Livre Doc. Inst. Geoc.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. da (1977) Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro Norte do Brasil Bol. I.G. São Paulo, USP. 8:107-118.
- HIDROSERVICE. Engenharia de Projetos (1973) Plano de desenvolvimento integrado da área da Bacia do Rio Tocantins. Belém, SUDAM. v. 3. 6 t. ilust.

- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. (1976) An Outline of structural geology. New York, J. Wiley, 571 p.
- KEGEL, W. (1965) A Estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Bol. Div.Geol. Mineralogia, Rio de Janeiro. 47 p. (Boletim 227).
- LOCZY, L. & LADEIRA, E.A. (1976) Geologia estrutural e introdução a geotectônica. São Paulo, Rio de Janeiro, E.Blucher. 528 p.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENE, M.A.; FARIA, A. de (1977) Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da Porção Central de Goiás. Rev.Bras.Geoc. São Paulo 7(4):304-324.
- MARMO, V. (1971) Granite petrology and the granite problem. Amsterdam, Elsevier. 244p.
- MONTALVÃO, R.M.C. (1976) Notas preliminares sobre o Grupo Araxá. I nédito.
- MATTAUER, M. (1973) Les déformations des matériaux de l'écore terrestre. Paris, Hermann. 493p.
- MORAES REGO, L.F. de (1933) Notas geográficas e geológicas sobre o Rio Tocantins. B.Museu Paraense Emílio Goeldi. Belém.9:271-288.
- PARÁ. Universidade Federal. Dep. de Geologia (1977) Relatórios de Graduação em Geologia. Belém. (diversos).
- PFLUG, R.O. (1962) Lineamento do Rio das Velhas. Rev.Eng.Miner.Metal Rio de Janeiro. 35(210):301-302.
- 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) In: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) Projeto Marabá. Belém, DNPM. vol.I, VI e VII. fot. mapas descrições. datilografado.
- RAMSAY, J.C. (1967) Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw.Hill. 568p.
- SADOWSKI, G.R. (1974) Tectonica da Serra de Cubatão-S.P. Inst. Geociências-USP. 159p. Tese de Doutorado.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S. (1974) Geologia das Folhas SB-22 Araguaia e parte de SC-22 To cantins. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral.

Projeto Radam. Folha SA' 22 Araguaia e parte da Folha SC 22 To-
cantins; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso poten-
cial da terra. Rio de Janeiro. v.4.

SILVA, J.M.R. da - Metamorfismo das rochas pelíticas da Faixa Oro-
gênica Araguaia-Tocantins. Universidade Federal do Pará. Tese
de Mestrado. (em preparação).

TROW, R.A.J.; VAZ, L.F. SLONGO, T.T.; NAKASATO, N. (1976), Geolo-
gia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: Congresso
Brasileiro de Geologia, 29, Belo Horizonte. Resumos dos Traba-
lhos. p.18.

TURNER, F.J. & WEISS, L.E. (1963) Structural analysis of metamorphic
tectonites. McGraw-Hill. 545p.

VIALON, P.; RUHLAND, M.; & GROLIER, J. (1976) Elements de tectoni-
que analytique. 1 ed. Paris, Mosson. 118 p.

WHITTEN, E.H.T. (1966) Structural geology of folded rocks. Rand
McNally. 663p.