

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

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE TUCURUÍ - PARÁ

Tese Apresentada por

MILTON ANTONIO DA SILVA MATTA

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

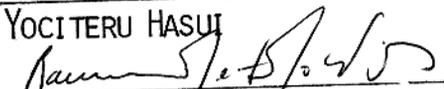
Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 27.05.82

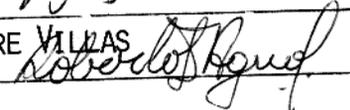


YOCITERU HASUI

(ORIENTADOR)



RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS



ROBERTO DALL AGNOL

Comitê de Tese

À velha Odete, à memória do
velho Milton e à Duty

AGRADECIMENTOS

Expressamos nossos agradecimentos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq - e à Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP - que, com o auxílio financeiro concedido tornaram possível a realização deste trabalho, através do Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, desenvolvido pelo Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas - NCGG - da Universidade Federal do Pará. Estendemos ao PRONUCLEAR - Programa de Recursos Humanos para o Setor Nuclear, que nos concedeu uma bolsa de estudos durante parte do período de realização do trabalho, e às Centrais Elétricas do Norte do Brasil S.A. - ELETRONORTE - que nos proporcionou todo o apoio necessário para os trabalhos de campo, fornecendo alojamento, viaturas e acesso ao acervo de relatórios e testemunhos de sondagens da área de construção da Usina Hidrelétrica de Tucuruí.

Agradecemos igualmente a todas as pessoas que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste estudo, dentre elas: os Profs. Drs. José Seixas Lourenço e Raimundo Netuno Nobre Villas, ex e atual Coordenadores do NCGG, e o Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol, coordenador do Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas da UFFa, que nos apoiaram e incentivaram; o Prof. Dr. Yociteru Hasui, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) a quem devemos a orientação de toda a pesquisa, desde a introdução à área de estudo até a dissertação final; os colegas do Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, particularmente Francisco de Assis Matos de Abreu, João Batista Sena Costa, Nilson Pinto Teixeira e Antonio Celso Costa de Souza, que muito contribuíram com discussões, sugestões e críticas; o geólogo Guaracy Satler e colegas do Consórcio Engevix-Themag, bem como o Dr. Érico Bittencourt de Freitas, Engenheiro Residente da Obra de Tucuruí e Eduardo Barbosa, Chefe da Recepção Geral da Obra, que não só nos apoiaram nos trabalhos de campo como prestaram informações sobre a área da barragem e forneceram documentos básicos de relevância para o estudo; Maria da Glória Ribeiro Costa e Aracilda da Costa Santos secretárias do curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas da UFFa, que, além de muito incentiva

rem esse estudo, se responsabilizaram pelos trabalhos datilográficos desta dissertação; Raimundo Nonato de Oliveira, técnico do NCGG, de quem recebemos ajuda na realização das análises químicas; Antonio Roberto Almeida, Roberto Vizeu e Delilton Nôbre, alunos do curso de Geologia da Universidade Federal do Pará, que nos acompanharam nas viagens ao campo; Adalberto da Cruz Lima responsável pelos desenhos que constam desta dissertação.

SUMÁRIO

<u>DEDICATÓRIA</u>	i
<u>AGRADECIMENTOS</u>	ii
<u>RESUMO</u>	1
<u>ABSTRACT</u>	3
1. <u>INTRODUÇÃO</u>	5
2. <u>METODOLOGIA</u>	8
3. <u>CONTEXTO REGIONAL</u>	10
3.1 <u>Estratigrafia</u>	10
3.2 <u>Estruturas</u>	12
3.3 <u>Metamorfismo</u>	14
3.4 <u>Magmatismo Máfico e Ultramáfico</u>	15
3.5 <u>Geocronologia</u>	15
4. <u>GEOLOGIA LOCAL</u>	17
4.1 <u>Trabalhos Anteriores</u>	17
4.2 <u>Estratigrafia</u>	18
4.2.1 <u>Complexo Xingu</u>	19
4.2.2 <u>Grupo Tucuruí</u>	21
4.2.2.1 <u>Formação Caraipé</u>	22
4.2.2.2 <u>Formação Morrote</u>	25
4.2.3 <u>Grupo Tocantins</u>	28
4.2.4 <u>Rochas Máficas e Ultramáficas Pós-Metamorfismo</u>	31
4.2.5 <u>Rochas Cataclásticas</u>	34
4.2.6 <u>Diabásios Pós-Empurrão</u>	35
4.2.7 <u>Formação Barreiras</u>	39
4.2.8 <u>Depósitos Quaternários</u>	42
4.3 <u>Estruturas Tectógenas</u>	42
4.3.1 <u>Geometria das Estruturas Tectógenas</u>	43
4.3.1.1 <u>Dobras do Grupo Tocantins</u>	43
4.3.1.2 <u>Dobras do Grupo Tucuruí</u>	45
4.3.1.3 <u>Descontinuidades</u>	64
4.3.1.3.1 <u>Palhas de Empurrão de Tucuruí</u>	64
4.3.1.3.2 <u>Análise dos Falhamentos</u>	68
4.3.1.3.3 <u>Análise das Juntas</u>	84
4.3.2 <u>Quadro Estrutural</u>	86

4.3.2.1	Grupo Tocantins	86
4.3.2.2	Grupo Tucuruí	92
4.3.2.3	Falha de Tucuruí	92
4.3.3	Evolução Estrutural	93
4.4	<u>Metamorfismo</u>	95
4.5	<u>Magmatismo</u>	96
4.5.1	Eventos Magmáticos da Área	96
4.5.2	Aspectos Químicos do Magmatismo	97
4.6	<u>Evolução Geológica</u>	102
5	<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	105
6	<u>ANEXOS</u>	109

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<u>FIGURAS</u>		Pag.
1	Vista aérea da Barragem de Tucuruí com o desvio do rio Tocantins	6
2	Vista aérea do canal central da Barragem de Tucuruí com leito ensecado do rio Tocantins	6
3	Mapa da localização da área estudada	7
4	Coluna estratigráfica do setor setentrional da Província Tocantins	11
5	Coluna estratigráfica da área estudada ...	20
6	Planta chave das seções estratigráficas da margem esquerda	23
7	Desenho das seções-tipo das Formações Morrote e Caraipé	24
8	Aspectos superficiais das grauvacas da Formação Morrote	27
9	Cisalhamento associado ao empurrão mostrado pela Formação Morrote	27
10	Dobras desenhadas pela Formação Morrote em filitos da Formação Couto Magalhães	29
11	Superfícies de falhas dobradas e ramificadas em rochas máficas pós-metamorfismo ...	33
12	Foliação cataclástica em rochas máficas intrusivas na Formação Couto Magalhães	36
13	Rochas cataclásticas associadas ao falhamento de empurrão	37
14	Litologias da Formação Barreiras falhadas e fraturadas	40
15	Par conjugado de fraturas de cisalhamento nos litotipos da Formação Barreiras	41

16	Comportamento geral da xistosidade na área	44
17	Dedução dos eixos de dobras de xistosidade da Formação Couto Magalhães	46
18	Diagramas de isofrequência de polos de xistosidade da Formação Couto Magalhães ..	48
19	Comportamento geral dos eixos de dobras de xistosidade da Formação Couto Magalhães	51
20	Comportamento dos planos axiais das dobras de xistosidade da Formação Couto Magalhães	52
21	Comportamento geral das lineações minerais da Formação Couto Magalhães	53
22	Comportamento geral do acamamento da Formação Morrote	55
23	Perfis em afloramentos mostrando comportamento estrutural da Formação Morrote	56
24	Dobras desenhadas pelo acamamento da Formação Morrote	57
25	Dobras de acamamento com juntas transversais. Formação Morrote	58
26	Eixos de dobras de acamamento da Formação Morrote	59
27	Comportamento geral dos eixos de dobras de acamamento da Formação Morrote	61
28	Esquema de dobramento flexural com estrias de deslizamento associadas	61
29	Comportamento geral das estrias de deslizamento da Formação Morrote	63
30	Canal central da barragem de Tucuruí com a falha principal ao fundo.....	65
31	Esquema de definição do plano de movimento associado a um plano de falha	69

32	Comportamento geral dos planos de falhas da Formação Morrote	70
33	Comportamento dos planos de falhas em cada setor estudado	72
34	Comportamento das estrias de falha em cada setor estudado	74
35	Comportamento geral das estrias de falhas normais	76
36	Comportamento geral das estrias de falhas inversas	77
37	Diagrama integrado das estrias de falhas .	78
38	Comportamento dos planos de movimento em cada setor estudado	79
39	Comportamento geral dos planos de movimento normais e inversos	81
40	Diagrama integrado dos planos de movimento	82
41	Posição dos três eixos cinemáticos associados ao empurrão	83
42	Intenso fraturamento da Formação Morrote nas proximidades da falha de Tucuruí	85
43	Zona epidotizada e silicificada associada ao falhamento. Formação Morrote	85
44	Comportamento das juntas em cada setor estudado	87
45	Quadro geral das principais famílias de juntas finais	91
46	Diagrama $(O_1+D_i+H_y)-(N_e+L_c+K_p)-(Q)-(O_r+Ab+An)$, para os principais eventos magmáticos da área	100
47	Diagrama K_2O-Na_2O-CaO , para os principais eventos magmáticos da área	100
48	Diagrama de variação alcali-sílica para os principais eventos da área	101

TABELAS

Pag.

1	Análises químicas para elementos maiores das rochas magmáticas referentes ao 1º e 2º eventos	98
2	Normas CIPW das rochas magmáticas referentes ao 1º e 2º eventos	99

ANEXOS

1	Mapa geológico, em escala 1:100.000, mostrando a distribuição das principais unidades estratigráficas	mos uni
2	Mapa geológico, em escala 1:25.000, mostrando a distribuição das principais unidades e sub-unidades estratigráficas	mos uni
3	Seção geológica mostrando o comportamento estrutural do Grupo Tocantins e a relação desta unidade com a Formação Barreiras	
4	Desenho descritivo dos testemunhos de uma sondagem cortando as Formações Morrote e Caraipé	

RESUMO

A parte setentrional da Faixa Araguaia acha-se exposta na região de Tucuruí-Pará, tendo suas características estratigráficas, metamórficas, estruturais e magmáticas sido estudadas com o intuito de definir a sua avaliação geológica e contribuir para a compreensão da história geológica da Faixa como um todo.

A unidade estratigráfica mais antiga da área é o Complexo Xingu, composto essencialmente de gnáisses e granitos, com xistos e anfíbolitos subordinados. Essas rochas sofreram eventos estruturais e metamórficos poli-cíclicos, sobre elas se desenvolveu durante o Proterozóico Médio o Grupo Tucuruí, tendo na base uma sequência de derramos basálticos toleíticos, que foi aqui designada de Formação Caraipé, e no topo um pacote de sedimentos grauváquicos, enfeixados na Formação Morrote.

No ciclo Uruaquano ocorreu a evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia. Esta feição geotectônica é representada na área pela Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins), constituída por metassedimentos psamo-pelíticos. Estas rochas mostram metamorfismo regional de fácies xisto verde e estruturas geradas em duas etapas de deformação compatíveis com o nível estrutural inferior.

Após o metamorfismo da Faixa Araguaia, a Formação Couto Magalhães foi palco de intrusões máficas e ultramáficas e, tardamente, a Falha de Empurrão de Tucuruí se desenvolveu, lançando os metamorfitos do Grupo Tocantins sobre as unidades do Grupo Tucuruí. Este falhamento, além de impor uma série de feições estruturais nas litologias dos dois grupos referidos e nos magmatitos a eles associados, foi acompanhado por um evento de metamorfismo dinâmico desenvolvido em condições físicas de fácies xisto verde. Através do tratamento estatístico da densa população de falhas que corta a área, foi possível deduzir as direções de encurtamento e estiramento relacionadas com a deformação progressiva induzida pelo empurrão que se deu de E para W.

Diques máficos pós-empurrão, de idade mesozóica, constituem o último evento magmático observado na área.

Durante o Cenozóico a área foi palco de sedimentação terciária da Formação Barreiras, com camadas de areia, argila a níveis

conglomeráticos. Uma reativação final foi responsável pelo fraturamento e falhamento mostrado pela Formação Barreiras. Sedimentos quaternários, principalmente aluvionares, constituem os depósitos mais recentes da região.

ABSTRACT

The northern part of the Araguaia Belt is exposed in the Tucuruí region and their stratigraphic, structural, metamorphic and magmatic features had been studied aiming at contributing for the understanding of the geological evolution of the area.

The oldest stratigraphic unit of the area is represented by the Xingu Complex, composed by gneisses and granites and subordinated schists and amphibolites. These rocks show evidence of a polycyclic metamorphic and structural history. Over this unit, during the middle Proterozoic, the Tucuruí Group was developed. The bottom of this unit is composed by a sequence of tholeiitic basaltic flows which were here enclosed in the Caripé Formation. The Morrote Formation, is made up of graywackes, and constitutes the upper part of the Tucuruí Group.

The geosynclinal evolution of the Araguaia Belt took place during the Uruçuano Cycle. This geotectonic unit is represented in the studied area by the Couto Magalhães Formation (Tocantins Group) which comprises pelitic and psamitic metasediments. These rocks show a greenschist facies metamorphism and structures generated by two phases of deformation in conditions of lower structures level.

After the metamorphism of the Araguaia Belt, the Couto Magalhães Formation acted as the place of mafic and ultramafic intrusion and, lately, the Tucuruí Fault thrust the metamorphic rocks of the Tocantins Group over the Tucuruí Group lithotypes. This faulting, besides generating a series of structural features in the both groups as well as in the later migmatites, has also induced a dynamic metamorphic event into the rocks under greenschist facies conditions.

Through the statistic treatment of structural data from the dense fault population which cuts the area, it was possible to deduce the shortening and the extending directions related to the progressive deformation induced by the thrust faulting which had acted from E to W.

Post-faulting mafic dykes represent the last magmatic event related to the Mesozoic Era.

During the Cenozoic the area was a place of Tertiary sedi-
mentation (Barreiras Formation), with sand, clays and conglomeratic
levels. A final reactivation was responsible for the fracturing and
faulting showed by the Barreiras Formation lithotypes. Quaternary
deposits, mostly alluvial sediments, are the final units of the area.

1 INTRODUÇÃO

Em 1924, Moraes Rego realizou uma expedição subindo o Rio Tocantins até a região de Marabá e adentrando-se pelo baixo vale do Rio Itacaiúnas, colheu dados sobre rochas pré-silurianas. Os resultados foram divulgados em 1933, posicionando as rochas estudadas na Série Tocantins e no embasamento arqueano. No trecho entre Tucuruí e Marabá, é que se expõe o que hoje se pode considerar como a seção-tipo da Série Tocantins, de Moraes Rego (1933).

A construção da Barragem de Tucuruí gerou excelentes exposições rochosas, em cortes de estradas e em escavações, permitiu a obtenção de um grande acervo de testemunhas de sondagens rotativas e trouxe facilidade de acesso, justamente em um trecho dessa seção-tipo (Fig. 11).

Neste contexto, julga-se oportuna a realização deste estudo, visando ali melhor caracterizar a Série Tocantins. O levantamento de aspectos relacionados com a estratigrafia, metamorfismo, magmatismo e deformação, constituiu-se em objeto de investigação, convergindo no sentido de contribuir para o entendimento de evolução geológica da área. A Falha de Empurrão de Tucuruí (Trow et alii, 1976), sem dúvida desempenhou importante papel na história evolutiva da região, razão pela qual mereceu especial atenção (Fig. 2).

A área focalizada é de aproximadamente 1290 Km² e situa-se entre os paralelos 4°00' e 3°55' sul e os meridianos 49°30' e 49°45' oeste de Greenwich. É ela cortada pela Rodovia Tucuruí-Transamazônica (BR-422) e pelo rio Tocantins, com acessos laterais pelos afluentes e alguns ramais rodoviários (Fig. 3).

Este estudo foi realizado no âmbito do Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, em desenvolvimento pelo Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará, com suporte do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e da Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP).



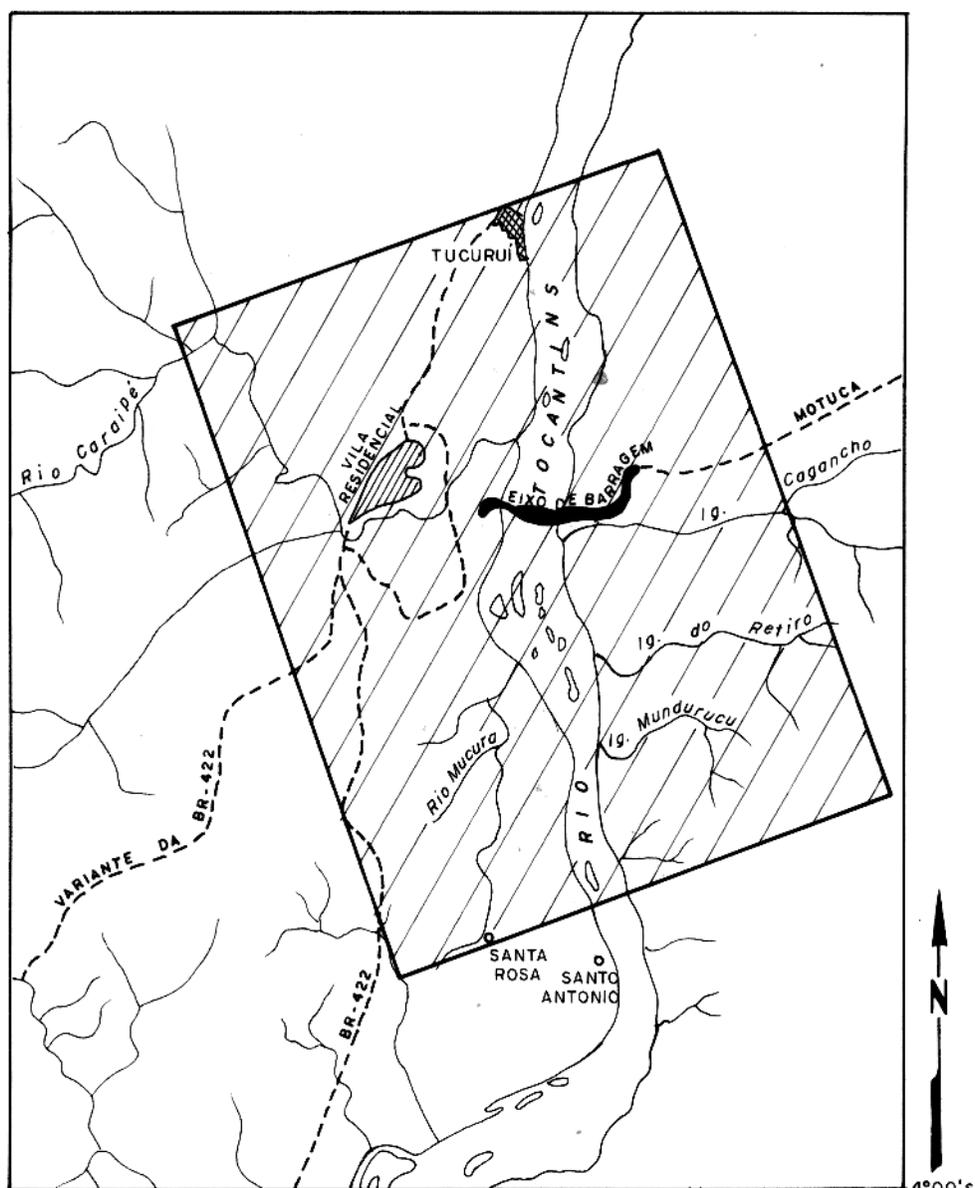
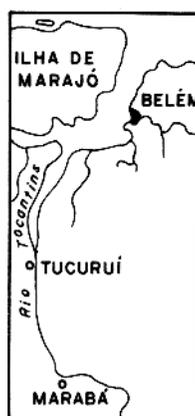
FIG. 1 - Vista aérea do eixo da barragem de Tucuruí em Abril/80. Nota-se o desvio do rio Tocantins, com a largura de seu leito reduzida; algumas ilhas que foram investigadas; e o canteiro de obras. A linha tracejada mostra o traço aproximado da falha de Tucuruí.



FIG. 2 - Vista aérea do canal central da barragem de Tucuruí. Em abril/80. Nota-se o leito do rio Tocantins ensecado, com a linha tracejada mostrando o traço aproximado da Falha de Tucuruí.



LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



▨ ÁREA ESTUDADA

ESCALA



Fig.3 - Mapa de localização da área.

2 METODOLOGIA

Após coletar, verificar e uniformizar as informações disponíveis, foram realizados os trabalhos de campo, de laboratório e de escritório pertinentes.

Uma primeira fotointerpretação de mosaico 1:100.000, semi-controlado, montado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais com as imagens SLAR obtidos pelo Projeto Radam, precedeu aos trabalhos de campo. Como documentação de base foram utilizadas cartas planimétricas em 1:100.000 e 1:250.000, além de mapas planimétricos de 1:5000 e 1:25000 para a área da Barragem de Tucuruí.

As investigações de campo incluíram a elaboração de perfis geológicos, observações minuciosas de afloramentos, tomadas de medidas estruturais e coleta de amostras.

Além das amostras analisadas no campo, cerca de 60 outras foram estudadas do ponto de vista mineralógico e petrográfico, segundo técnicas usuais, visando melhor definir as características litológicas das unidades e suas particularidades microestruturais. Quimicamente, sete amostras de rochas magmáticas máficas e/ou ultramáficas foram analisadas quanto aos seus elementos maiores para uma melhor caracterização do magmatismo que afetou a área.

Atenção particular se deu às estruturas, seguindo os preceitos correntes da Análise Estrutural. O estudo dos dados estruturais, além dos métodos usuais de tratamento de informações de dobramentos e fraturamentos, envolveu a aplicação de técnica de Arthaud (1969) para tratamento estatístico dos elementos de uma complexa rede de falhas, visando a dedução dos eixos de deformação responsável pela formação dessas estruturas.

Uma fotointerpretação final possibilitou, na interação com os dados colhidos no campo, precisar melhor a continuidade e limites das várias unidades e confeccionar o mapa geológico.

As atitudes dos elementos estruturais que figuram nos mapas geológicos buscam apenas definir o comportamento geral no ponto em referência e vizinhanças. Os lineamentos extraídos da fotointerpretação representam foliações, juntas e falhas.

Para a simbologia foi usada a normalização contida no Ma

nual Técnico do Departamento Nacional da Produção Mineral (1971).

Para as representações esterográficas das feições estruturais foram utilizados os estereogramas de igual área (Schmidt-Lambert), considerando projeções no hemisfério inferior da esfera de referência.

Em função da grande variedade de estruturas tectogênicas que se formam em áreas polifasicamente deformadas e das inúmeras variações terminológicas existentes para suas denominações, adotamos neste trabalho, para as descrições estruturais, a terminologia de Hobbs et alii (1976).

3 CONTEXTO REGIONAL

A região estudada se localiza no centro-norte do Brasil, cujo contexto estratigráfico, metamórfico, estrutural e magmático, apesar de muitos pontos discutíveis e duvidosos, pode ser resumido como segue.

3.1 Estratigrafia

A figura 4 resume o quadro estratigráfico atualmente aceito para o centro-norte brasileiro (Hasui et alii, em preparação).

Rochas granitóides de composição tonalítica a granítica, gnaisses diversos, anfibolitos subordinados, quartzitos, micaxistos e restritas intrusões gabróicas, anortosíticas e diabásicas compõem o Complexo Xingu (Silva et alii, 1974) enquanto que, gnaisses bandados e migmatitos, com granitóides associados e pequenas intercalações de biotita xistos feldspatizados, quartzitos micáceos e anfibolitos, constituem o Complexo Colméia (Costa, 1980). Essas duas unidades representam o embasamento mais antigo da região.

A Formação Gorotire, composta de arenitos diversos, micáceos, caulíníticos ou feldspáticos e às vezes conglomeráticos, e a Formação Cubencranquém com arcóseos basais, arenitos jasperóides silixitos e siltitos, foram referidas conjuntamente na designação "Gorotire (Cubencranquém)" por Hasui et alii (em preparação), contornando a controvérsia existente sobre essas duas unidades nos trabalhos de Barbosa et alii (1966), Silva et alii (1974), Hidroservice (1973) e Amaral (1974).

A Formação Tucuruí foi definida como uma sequência de metabasaltos sobrepostas por um pacote de metagrauvacas (Trow et alii, 1976). Hasui et alii (1977) considerou esse conjunto litológico como representante da cobertura do embasamento relacionada de início de Protozóico Médio, equiparável à Formação Gorotire.

A Faixa de Dobramentos Araguaia é representada pelo Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu, 1979), composto pelos Grupos Estrondo e Tocantins. O primeiro engloba as Formações Morro do Campo, com quartzitos e xistos subordinados; Xambioá, composto de moscovita-biotita xistos, calcoxistos e, restritos, mármore e metagrauvacas; e Canto da Vazante formada de xistos feldspáticos com interca

EO-PALEOZOICO		SEDIMENTOS DO EXTREMO NORTE FORMAÇÃO RIO DAS BARREIRAS DIQUES BÁSICOS E INTERMEDIÁRIOS		
		GRUPO TOCANTINS		FORMAÇÃO PEQUIZEIRO SUITE MÁFICO-ULTRAMÁFICA
P R O T E R O Z O I C O	M É D I O	GRUPO ESTRONDO		FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES
				FORMAÇÃO CANTO DA VAZANTE
				FORMAÇÃO XAMBIOÁ
				FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO
	FORMAÇÃO GOROTIRE (Cubencranquém) e TUCURUI			
	INFERIOR	COMPLEXO XINGU		
ARQUEANO		COMPLEXO XINGU		

Fig. 4 - Coluna estratigráfica do setor setentrional da Província Tocantins (Hasui et alii, em preparação).

lações de quartzitos. O Grupo Tocantins engloba as Formações Couto Magalhães com ardósias, metassiltitos, metarcóseos, metagrauvas e quartzitos, além de metamagmatitos associados; e Pequizeiro, formada por uma série de clorita xistos, além de metabasitos, metaultrabasitos, serpentínitos e talco-xistos.

Gorayeb (1981) discorda da caracterização da Formação Pequizeiro como uma seqüência vulcano-sedimentar (Abreu, 1979) e propõe uma inversão estratigráfica no Grupo Tocantins, com a Formação Couto Magalhães passando a sobrepor a Formação Pequizeiro.

Cortando os litotipos do Complexo Xingu e do Supergrupo Baixo Araguaia, aparecem diques básicos, pós-metamórficos, como os que formam os travessões do Rio Araguaia (Barbosa et alii, 1966; Gorayeb, 1981).

A Formação Rio das Barreiras (Guerreiro e Silva, 1976) capeia a porção central do Supergrupo Baixo Araguaia. Trata-se de manchas descontínuas de um conglomerado polimítico.

Como "sedimentos do extremo norte" são conhecidos arenitos e siltitos que aparecem nos vales dos rios Mojú, Capim e Guamã, sobrepostos ao Grupo Tocantins. Essas rochas foram posicionadas no Eo-paleozóico por Francisco et alii (1971).

3.2 Estruturas

A região centro-norte brasileiro pode ser dividida, dentro dos objetivos deste trabalho, em termos de duas unidades geotectônicas maiores; bloco cratônico e faixa de dobramentos.

O bloco cratônico ocidental abrange a área de ocorrência do Complexo Xingu. Nele importantes lineamentos de orientação NW e WNW se acham superimpostos, alguns chegando mesmo a adentrar na faixa marginal, impondo-lhe deslocamentos (Abreu, 1979).

A faixa de dobramentos oriental, foi denominada Faixa Araguaia (Hasui et alii, 1980b). Esta feição possui configuração geral submeridiana; ligeira concavidade voltada para oeste e alguns aspectos estruturais de relevância para a área estudada, que são destacadas em seguida.

1 - Geossutura Tocantins-Araguaia

Almeida (1974b) descreveu a Geossutura Tocantins-Araguaia como uma zona, com dezenas de quilômetros de largura segmentada por falhas verticais de profundidades que alcançam a parte inferior da crosta ou superior do manto. Esta entidade seria responsável pelo extenso cordão de rochas máfico-ultramáficas orientado submeridiana mente e pelas marcantes direções estruturais N-S e NW-SE nos sítios da faixa (Hasui et alii, em preparação).

2 - Falha de Empurrão de Tucuruí

Aproximadamente entre os paralelos 4° e 6° sul, o limite entre a Faixa Araguaia e o bloco cratônico ocidental é tectônico e feito através de uma falha de empurrão de mergulho suave para leste. Essa estrutura conhecida como Falha de Empurrão de Tucuruí (Trow et alii, 1976), é responsável pelo cavalgamento do Grupo Tocantins sobre o Complexo Xingu e suas coberturas.

3 - Quadro Deformacional da Faixa Araguaia

Abreu e Hasui (1978), Abreu (1979), Costa (1980) e Hasui et alii (1980a), estudaram as variadas e complexamente associadas estruturas do Supergrupo Baixo Araguaia. O quadro deformacional atualmente aceito engloba as seguintes etapas de deformação de abrangência regional:

- primeira etapa de deformação, responsável por dobras até métricas, cerradas e isoclinais, intrafoliais, com planos axiais paralelos ao bandeamento metamórfico e à xistosidade, indicando sincronismo entre dobramento e metamorfismo regional;

- segunda etapa de deformação, com dobras até métricas, fechadas e isoclinais, afetando a xistosidade e o bandeamento;

- etapa tardia de deformação, com ondulações até centimétricas ligadas à crenulação, com cisalhamentos originando dobras maiores até métricas.

Seguiram-se duas etapas de caráter local. Uma primeira de formação de braquianticlinais e depois outra de deslocamentos induzidos por falhas do embasamento. As deformações finais são representadas por algumas famílias de juntas cortando toda a área.

Segundo Hasui et alii (1980b), as três primeiras etapas de deformação estariam associadas ao Ciclo Uruaçuano, enquanto que as últimas se relacionam ao Brasileiro.

Nota-se que os estudos mais sistemáticos na Faixa Araguaia no que concerne às estruturas, não têm tratado as descontinuidades com a ênfase dedicada às feições de deformação plástica. Sabe-se que é bastante densa a rede de juntas e falhas normais, inversas e direcionais, que corta os litotipos dessa região, e acredita-se que estudos mais sistemáticos dessas estruturas, em áreas propícias, seriam bastante úteis no entendimento do arcabouço tectônico da faixa e das etapas de deformação pós-dobramentos.

3.3 Metamorfismo

O metamorfismo da Faixa Araguaia tem sido alvo de alguns estudos nos últimos anos (Silva e Hasui, 1978; Silva, 1980; Costa, 1980; Hasui et alii, 1980a).

O Supergrupo Baixo Araguaia apresenta metamorfismo, variando de nulo ou incipiente a oeste até atingir a fácies anfibolito alto na altura das braquianticlinais, a leste.

Isógradas da sericita, clorita e biotita orientam-se submeridianamente, em clara gradação e polaridade para oeste.

A zona da granada contorna as branquianticlinais do Grupo Estrondo e, mais para o núcleo dessas estruturas, outras zonas concêntricas ocorrem, a exemplo da estaurolita em Colméia e Ramal do Lontra, estaurolita e cianita em Xambioá, e estaurolita, cianita e fibrolita em Lontra.

A série metamórfica tem a característica de pressão média de Miyashiro ou de pressão média a alta de Turner, intermediária entre os tipos barroviano e New Hampshire.

As microestruturas desenvolvidas permitiram reconhecer diferentes etapas de recristalizações metamórficas. A geração de xistosidade representa a primeira etapa, concordante com a primeira etapa de dobramento. A segunda etapa é representada por geração de porfiroblastos de granada, estaurolita e cianita, em associação ao segundo dobramento. Por fim se formaram tardiamente porfiroblastos de mica, sem orientação, segundo superfícies de crenulação. O

pico térmico foi atingido na segunda etapa, arrejecendo-se seguida.

3.4 Magmatismo Máfico e Ultramáfico

A Faixa Araguaia é palco de ocorrência de magmatismo máfico e ultramáfico de incidência principal nos domínios da Formação Couto Magalhães e de expressão secundária na Formação Pequizeiro e Grupo Estrondo. Trata-se de corpos parcialmente transformados para serpentinitos, talco xistos, tremolita xistos e outras variedades magnesianas.

Hasui et alii (1977) relacionam geneticamente esses corpos à Formação Pequizeiro, que teria o caráter de uma sequência magmática-sedimentar. Essa idéia foi seguida por Abreu (1978, 1979) e Costa (1980).

Gorayeb (1981), discordando dessa colocação, propõe uma desvinculação do magmatismo da faixa com qualquer das unidades estratigráficas; caracteriza a Formação Pequizeiro como uma sequência metassedimentar; e identifica, pelo menos, dois eventos magmáticos na faixa: o primeiro, pré-tectônico, caracterizado por metaultramafitos e o segundo, de natureza máfica e ultramáfica, tipicamente pós-tectônico.

A incidência de corpos máficos e ultramáficos nos domínios do supergrupo Baixo Araguaia, posteriormente a seu metamorfismo é grande. As idades dessas rochas são muito variadas, com menções a corpos remontando a pelo menos 980 m.a., passando continuamente por uma gama de idades, atingindo até 105 m.a. (Teixeira, 1976; Hasui et alii, 1980b).

Estudos mais sistemáticos devem ser feitos para uma melhor caracterização do magmatismo máfico e ultramáfico da Faixa Araguaia. Pesquisas petrológicas sobre essas rochas, feitas em locais propícios e associadas a estudos geoquímicos, ajudariam a esclarecer aspectos genéticos dessas manifestações, que levaram Almeida (1974) a caracterizar a Geossutura Tocantins - Araguaia.

3.5 Geocronologia

As datações até agora disponíveis permitem fazer algumas associações temporais para os litotipos do Complexo Xingu e Faixa

Araguaia (Hasui et alii, 1980b).

Dados geocronológicos compatíveis com o Ciclo Jequié têm sido mencionados para os Complexos Xingu e Colméia, além de marcantes rejuvenescimento Transamazônico, com idades Rb-Sr de 2,7 e 1,8 b.a respectivamente.

Hasui et alii (1980b) relacionaram o Ciclo Uruaçuano os fenômenos de metamorfismo e deformação que atingiram o Supergrupo Baixo Araguaia, com idade Rb-Sr, preliminar, de 1050 m.a.

Na região de Tucuruí, rochas da Formação Couto Magalhães, provindas da zona da falha de empurrão forneceram, em isócrona de referência Rb-Sr, rocha total, a idade de 850 m.a. interpretada por Hasui et alii (1980b) como idade mínima de empurrão e processos associados.

Datações K-Ar para o Supergrupo Baixo Araguaia, variando de 420 a 560 m.a., parecem atestar rejuvenescimento Brasileiro su perimposto nesta unidade (Hasui et alii, 1980b); e Teixeira, (1978).

A geocronologia da Faixa Araguaia é um aspecto a merecer estudos mais sistemáticos, uma vez que sua caracterização encontra-se, ainda, numa fase preliminar.

4 GEOLOGIA LOCAL

4.1 Trabalhos Anteriores

Os primeiros levantamentos geológicos na área de Tucuruí remontam a 1924, na expedição que Moraes Rego realizou ao Rio Tocantins. Reconheceu entre a região de Tucuruí e a foz do Araguaia a existência de gnaisses e granitos arqueanos e um pacote de rochas que chamou de Série Tocantins, correlacionando-a com a Série Minas (Moraes Rego, 1933) e, posteriormente, com a Série Gurupi (Moraes Rego, 1935). A Série Tocantins incluiria rochas arenosas, às quais se referiu como "arenitos de Alcobaça", e rochas xistosas, que chamou de "xistos de Arumatheua". A existência de "rochas brechiformes", com fragmentos de rochas básicas, arenitos, xistos, calcários e granitos, foi observada, também por Moraes Rego em alguns pontos entre Tucuruí e Marabá.

A área de Tucuruí passou a ser alvo de trabalhos mais intensificados a partir de 1972, com os estudos referentes ao aproveitamento hidrelétrico do Rio Tocantins realizado pelo Consórcio da ENGEVIX S/A - Estudos e Projetos de Engenharia e Themag Engenharia Ltda e pela ECOTEC - Economia e Engenharia Industrial S/A. Estes estudos foram executados em quatro etapas: reconhecimento; inventário; pré-viabilidade e viabilidade. Os estudos que se referem a Tucuruí constam do relatório "Aproveitamento Hidrelétrico de Tucuruí - Estudos de Viabilidade", concluído em 1974, in Trow et alii (1976).

Haberlehrner (1975), Coutinho (1975) e Hasui (1975), durante os estudos geológico-geotécnicos para implantação da barragem de Tucuruí, realizaram mapeamento de detalhe, descrições petrográficas e caracterizações estruturais dos litotipos ali existentes. Os resultados foram resumidos, complementados e divulgados por Trow et alii (1976) com alguns aspectos relevantes que trataremos nos itens seguintes.

1 - Dentro do aspecto estratigráfico é formalizado o nome Formação Tucuruí, proposto por Coutinho (1975) para um pacote de metagrauvacas sobreposto a derrames basálticos. Esses metassedimentos arenosos correspondem aos "arenitos de Alcobaça" de Moraes Rego (1933). A Formação Tucuruí foi associada a fácies pumpellyita-prehnita-quartzo de Winkler (1977), em metamorfismo de soterramento.

2 - Estruturalmente, foi identificada uma primeira fase de de formação, responsável pelo dobramento do acamamento das rochas do Grupo Tocantins e desenvolvimento de xistosidade. Uma fase poste rior, com dobramento da xistosidade e geração de densa rede de des continuidades, foi associada ao empurrão.

Hasui et alii (1977), correlacionaram a Formação Tucuruí com a Formação Gorotire, enquanto Trow et alii (1976) consideraram a unidade Tucuruí como parte do Grupo Tocantins e este último re pousando discordantemente sobre o Complexo Xingu.

4.2 Estratigrafia

O mapa geológico (anexo 2) mostra a distribuição das uni dades estratigráficas da área estudada.

O embasamento polimetamórfico da região é representado por rochas granítico-gnáissicas do Complexo Xingu, no sentido que lhe deram Silva et alii (1974). Esta unidade ocupa o setor NW do mapa mostrado no anexo 1, ficando fora da área estudada em detalhe (anexo 2).

Sobrepondo-se ao embasamento cristalino, aparece o aqui denominado Grupo Tucuruí, composto de uma sequência de derrames ba sálticos (reunidos na Formação Caraipé) que se completa superior mente por um pacote de sedimentos grauváquicos (enfeixados na For mação Morrote). O Grupo Tucuruí limita-se a leste pelo Complexo Xingu, ocupando uma faixa submeridiana (anexo 1), enquanto suas subunidades (anexo 2) ocupam o setor oeste da área, cobertas por manchas de depósitos quaternários. O Grupo Tucuruí limita-se a les te pela Falha de Empurrão de Tucuruí, que o põe em contato com o Grupo Tocantins (anexo 2).

O Grupo Tocantins é representado pela Formação Couto Ma galhães, que ocupa o setor a leste da falha (anexo 1), enquanto que na parte setentrional é coberto por depósitos quaternários e a SE e NW por manchas da Formação Barreiras.

Corpos máficos e ultramáficos cortam a Formação Couto Ma galhães, concordante e discordantemente, alguns pré, outros pós-em purrão. Exemplos disso aparecem em algumas ilhas do Tocantins (ane xo 2).

Como cataclasitos foram reunidos um conjunto de rochas afetadas pelo falhamento de empurrão, derivadas das sequências inferiores.

A coluna estratigráfica se completa com a Formação Barreiras e depósitos quaternários.

A figura 5 mostra o resumo do quadro estratigráfico da área estudada.

4.2.1 Complexo Xingu

Esta unidade é representada na área de estudo por rochas gnáissico-graníticas, de granulação grossa e tonalidade rosada. Seus afloramentos são esparsos e restritos a alguns locais da margem do rio Caraipé e alguns pontos da estrada BR-422, que demanda de Tucuruí em direção à Vila do Repartimento.

Nos cortes de estrada as rochas estão bastante alteradas, por vezes laterizadas. Quando aparecem porções menos intemperizadas nota-se uma litologia gnáissica, passando para termos mais xistosos pela diminuição do conteúdo de feldspato (caulim) e ausência da estrutura bandada tão comum naqueles.

Aparecem, também, alguns blocos de rochas graníticas e gnáissicas, de dimensões métricas, dispersos na mesma rodovia e no leito do Caraipé, em que predominam as estruturas gnáissicas, observando-se um bandeamento bem desenvolvido e, em alguns pontos, dobras decimétricas desenhadas por esta estrutura.

Essas rochas mostram texturas granoblásticas a granolepidoblásticas, sendo sua mineralogia dominante constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Acessoriamente aparecem epidoto, titanita, zircão, apatita e opacos. O feldspato potássico é o microclínio, apresentando-se subidioblástico. Os plagioclásios (oligoclásios) apresentam-se em grãos subidioblásticos a xenoblásticos e constantemente sericitizados e saussuritizados. Os grãos de quartzo são subidioblásticos, bastante fraturados e com forte extinção ondulante. As biotitas, menos abundantes, aparecem orientadas nos termos mais gnáissicos ou distribuídas ao acaso nos tipos graníticos. Alteram-se para cloritas e liberam óxidos de ferro.

IDADE	UNIDADE	LITOLOGIA DOMINANTE	
CENOZÓICO	DEPÓSITOS QUATERNARIOS	Argilas, siltes, areias e cascalhos	
	FORMAÇÃO BARREIRAS	Arenitos, argilitos, siltitos e conglomerados	
MESOZÓICO	DIABÁSIOS	Diabásios em pequenos diques	
		Cataclastos	
	ROCHAS CATACLÁSTICAS		
	ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS PÓS - METAMORFISMO	Diabásios, gabros e ultramafitos	
	GRUPO TOCANTINS	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	Filitos ardósianos com intercalações quartzíticas. Rochas carbonáticas associadas
GRUPO TUCURUI		FORMAÇÃO MORROTE	Gravaca de granulação fina
		FORMAÇÃO CARAIPIÉ	Derrames de basaltos amigdalóide e intertraps, arenitos e siltitos na base
ARQUEANO	COMPLEXO XINGU	Rochas granito-gnaissicas. Anfibolitos e xistos associados. Rochas granulíticas	

Fig. 5 - Coluna estratigráfica da área de Tucuruí.

4.2.2 Grupo Tucuruí

A unidade Tucuruí era posicionada estratigraficamente como sendo a porção superior do Grupo Tocantins (Trow et alii, 1976). Esse posicionamento não é adotado aqui pelas seguintes razões:

- A caracterização litológica da unidade Tucuruí é bastante diferente daquela reportada para o Grupo Tocantins, tanto que, na região de Araguacema - Conceição do Araguaia, no extremo oeste da Faixa Araguaia, sobre o Complexo Xingu, o Grupo Tocantins caracteriza-se litologicamente, na zona de anquimetamorfismo ou sedimentos (Abreu, 1979) e seus litotipos são bastante distintos dos que compõem a unidade Tucuruí;

- O metamorfismo regional de fácies xisto verde que afetou o Grupo Tocantins, com geração de xistosidade e íntima associação com etapas de dobramentos, não encontra correspondência nos litotipos da unidade Tucuruí.

Uma proposta estratigráfica alternativa foi apresentada por Hasui et alii (1977), passando a ser adotada posteriormente (Hasui et alii, em preparação), com a unidade Tucuruí sendo correlacionada à Formação Gorotire e representando, portanto, cobertura do embasamento, com idade anterior a 1550 m.a. (Amaral, 1974).

Adota-se aqui a proposta de Hasui et alii (1977) por achar-se mais coerente com os conhecimentos que hoje se tem dessa unidade.

Os estudos realizados nos litotipos da unidade Tucuruí mostraram que, tanto a seqüência inferior de basalto como o pacote inferior de rochas grauváquicas possuem algumas características que permitem a cada uma delas, isoladamente, ser enquadrada na categoria de formação, seguindo as normas do Guia Estratigráfico Internacional (Hedberg, 1980). Elas têm mapeabilidade em planta na escala 1:25.000 (anexo 2), mostram características próprias e limites bem definidos ao longo do vale do rio Caraipé, onde se tem a seção-tipo das duas unidades.

Propõe-se, então, reunir os derrames basálticos sob a denominação de Formação Caraipé, enquanto o pacote de rochas grauváquicas que lhe é superior, é denominada Formação Morrote. O conjunto das duas unidades é, conseqüentemente, elevado à categoria de

grupo, sendo mantida a denominação Tucuruí, já proposta na literatura.

4.2.2.1 Formação Caraipé

A denominação desta unidade provém do Rio Caraipé, afluente do Tocantins pela margem esquerda, onde se tem as suas melhores exposições.

O mapa geológico (anexo 2) mostra a distribuição areal dessa unidade na região estudada. Ela se dá segundo uma faixa submeridiana, cobrindo todo o setor oeste da área, com largura maior na porção setentrional, estreitando para sul, onde se acha coberta por manchas descontínuas de depósitos quaternários. A Formação Caraipé faz contato inferior, discordante, com as rochas do Complexo Xingu e o contato superior é concordante com a Formação Morrote.

O comportamento vertical da seção-tipo da Formação Caraipé é mostrado nas figuras 6 e 7. Essas seções foram construídas com montagem de várias sondagens realizadas ao longo do eixo da Barragem de Tucuruí. A descrição detalhada da sondagem mais representativa dessa unidade é mostrada no Anexo 3.

A porção basal dessa unidade é representada por arenitos bem estratificados e camadas de siltito cinzento. Não existem afloramentos dessas rochas da base, ficando suas amostragens restritas a escassos testemunhos de sondagem o que impediu sua melhor caracterização. Segundo ELETRONORTE (1976), a espessura do conjunto não deve ultrapassar 50 metros.

Sobre essa porção basal repousam derrames de rochas basálticas com espessura total estimada entre 300 a 500 metros (Trow et alii, 1976). O exame dos furos de sondagens que cortam essas rochas mostra espessura de derrames individuais que variam desde cerca de 3 metros até pouco mais de 30 metros.

Os basaltos aparecem como rochas maciças, de coloração predominante cinza escura, com alguns termos pardacentos e esverdeados, de textura afanítica.

A mineralogia essencial se constitui de clinopiroxênio (augita), preenchendo os espaços angulares entre as ripas de plagioclásios, caracterizando um arranjo textural intergranular. A

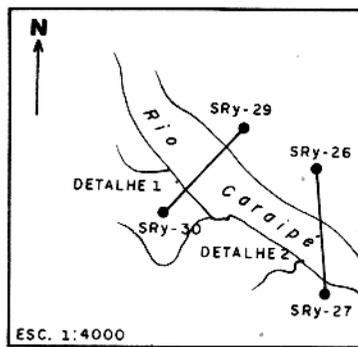
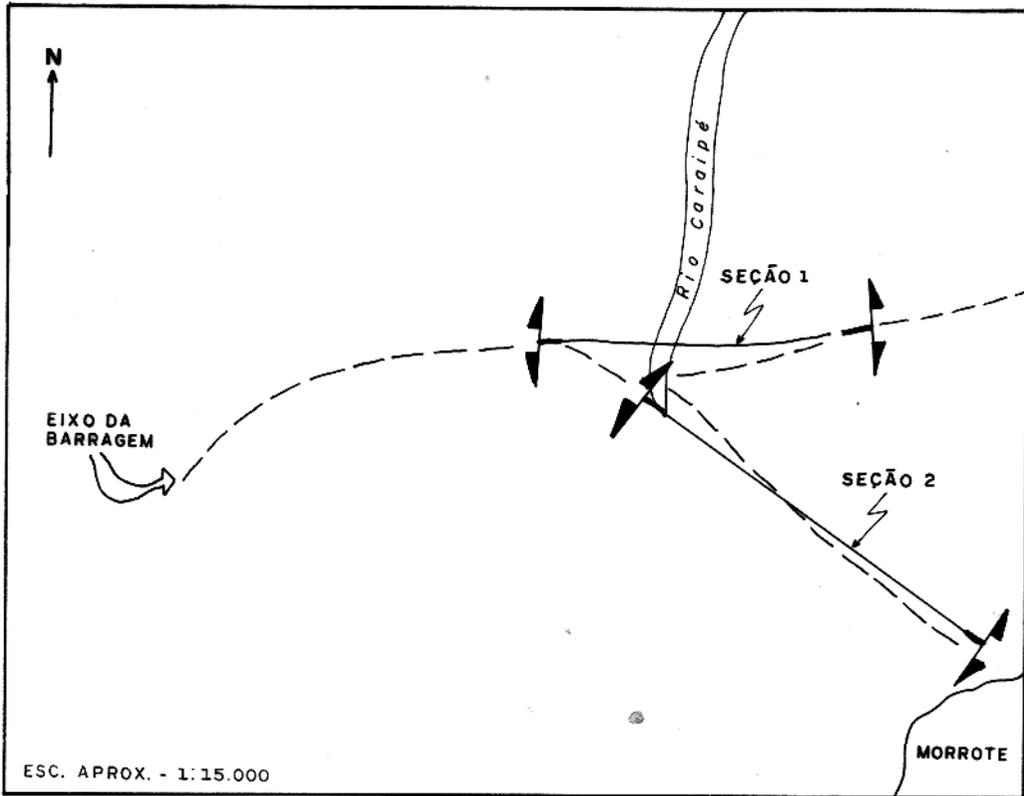


Fig.6 - Plantas chaves das seções da margem esquerda, mostrada na fig. 7.

mineralogia acessória, composta de clorita, epídoto, quartzo e carbonatos, aparece restrita aos veios e amígdalas tão frequentes nessas rochas. Apenas alguns opacos e grânulos de epídoto se dispersam na rocha. O plagioclásio é de composição labradorítica (An_{53}) e perfaz uma quantidade estimada de 65% da rocha. São subédricos, com geminação mal marcada e zoneamento muito pouco frequente. A augita aparece perfazendo, estimadamente, 30% da rocha. É subédrica, às vezes exibindo geminação complexa e raras inclusões de opacos.

São bastante comuns nos basaltos veios milimétricos a centimétricos, de coloração esverdeada, às vezes se inter cruzando em densa rede. São tão mais frequentes quanto mais próximos da zona do empurrão, o que evidencia suas relações genéticas. Sua mineralogia inclui quartzo, epídoto, calcita e pumpellyita. Aparece, comumente, uma massa escura no contato da rocha com os veios, lembrando bastante o aspecto dos vidros vulcânicos.

Nas zonas de base e topo dos derrames individuais são comuns brechas basálticas com matriz grauváquica e zonas de basalto amigdaloidal, com espessuras centimétricas a métricas. As amígdalas são milimétricas a centimétricas, predominando os diâmetros em torno de 1,5 cm. Essas estruturas possuem uma porção central de calcedônia (algumas vezes chegando a preencher toda a amígdala) e uma borda formada por uma massa de sílica formando esferulitos.

4.2.2.2 Formação Morrote

A denominação da Formação Morrote provém de uma elevação na margem esquerda do Rio Tocantins, na altura do eixo da barragem onde ocorrem boas exposições desta unidade.

Sua distribuição areal faz-se segundo uma estreita faixa na margem esquerda do Tocantins, confrontando-se a oeste com a Formação Caraipé e a sudeste com a Formação Couto Magalhães. A leste seu limite é encoberto por depósitos quaternários e a nordeste se perde no Rio Tocantins (anexo 2).

O comportamento vertical da seção-tipo dessa unidade é mostrado nas figuras 6 e 7; a descrição detalhada de uma sondagem representativa desta unidade é apresentada no anexo 3.

A Formação Morrote faz contato inferior com os basaltos

da Formação Caraipé, através de uma zona de brecha. Trata-se de uma zona com espessura que varia de 0,5 m até cerca de 4 m, consistindo de fragmentos de basalto cinza escura bastante irregulares em dimensões e formas dispersos em uma matriz grauváquica avermelhada. São bastante frequentes nesta zona veios centimétricos, esverdeados, com epidoto e sílica.

Superiormente a essa zona de brecha, aparece um pacote de sedimentos grauváquicos, cujas espessuras variam em torno de 150 a 250 m. São rochas maciças, salvo quando muito alterada, de coloração avermelhada, ganhando tonalidades esverdeadas nas proximidades da zona do empurrão (Figs. 8, 9 e 10).

Essas rochas apresentam um fino acamamento, evidenciado por alternância de diferentes granulometrias, variando desde argilosas até arenosas finas. As espessuras dessas camadas individuais variam desde alguns milímetros até dezenas de centímetros. Geralmente o acamamento dessas rochas não é bem pronunciado, chegando a ser, em alguns afloramentos, de difícil identificação. Entretanto, em alguns pontos, essa estrutura é marcante a ponto de transmitir à rocha um aspecto de ritmo.

A sua mineralogia é bastante homogênea, constituindo-se principalmente de plagioclásio, quartzo e microclínio. Como acessórios aparecem moscovita, clorita, epidoto, clinozoisita e alanita. O plagioclásio é o oligoclásio, aparecendo algumas vezes sericitizado e em outros inalterado.

A quantidade de matriz nessas rochas varia de 30 a 40% e os fragmentos líticos, compostos de plagioclásio, quartzo e microclínio, não ultrapassam 5%, talvez em função da fina granulometria da rocha.

São bastante comuns pigmentações de óxido de ferro, paralelamente aos planos de acamamento, como se esses tivessem servido de condutor para a água que proporcionou oxidação em suas porções vizinhas, ou, simplesmente, deposição de óxido de ferro transportado.

A presença de veios em escala microscópica é bem marcante. São compostos predominantemente de anfibólios, epidoto e carbonatos e se acham cortados por outros mais ricos em quartzo e felds



FIG. 8 - Detalhe do aspecto superficial das grau vacas da Formação Morrote no eixo da bar ragem de Tucuruí. Notam-se três famílias de juntas que se interceptam em padrão regular.



FIG. 9 - Detalhe da Formação Morrote com o intenso cisalhamento associado ao empurrão. Canal central da barragem.

pato. Esses últimos, normalmente discordam do acamamento, chegando a microfalhá-lo. Este aspecto provavelmente é que levou Moraes Rego (1933) a falar em brechas magmáticas.

Nas proximidades da zona do empurrão, ocorrem regiões de intenso cisalhamento, perturbando o acamamento, com abundância de veios e vênulas esverdeadas, compostos predominantemente de quartzo, epidoto e calcita. Falhas de dimensões métricas acentimétricas, até microfalhas, ocorrem nestas zonas, com uma densa rede de juntas associadas.

4.2.3 Grupo Tocantins

Essa unidade é representada na área pela Formação Couto Magalhães, conforme definida por Abreu (1979).

O contato inferior da Formação Couto Magalhães dá-se tectonicamente, através de uma expressiva zona de falha, que foi responsável pelo falhamento de empurrão que deslocou esta unidade sobre as grauvacas da Formação Morrote. É coberta pelos sedimentos da Formação Barreiras e depósitos quaternários, na porção leste da área (anexo 2).

Constitui-se, litologicamente, de filitos, às vezes ardosiânicos, com intercalações de metassiltitos e quartzitos e rochas carbonáticas ocorrendo subordinadamente.

Filitos

Essas rochas têm suas melhores exposições ao longo do riacho Cagancho, na margem direita do Tocantins e também aparecem na estrada que demanda do Porto das Balsas (na margem direita) em direção ao Moju (Fig. 10). São rochas de aspecto bastante variado. Predominando uma variedade cinza-esverdeada com finas camadas ricas em sericita, alternando-se com outras mais claras, ricas em quartzo e com calcita subordinada. Localmente ocorre uma variedade mais escura, tendendo a negro, onde são comuns cristais até centimétricos de pirita. Em certos locais a granulação dessas rochas é ainda mais fina, com as mesmas assumindo características ardosiânicas, como à margem direita do Tocantins à altura do eixo da barra gem; rochas com aspectos de metassiltitos, ocorrem no trecho do Por

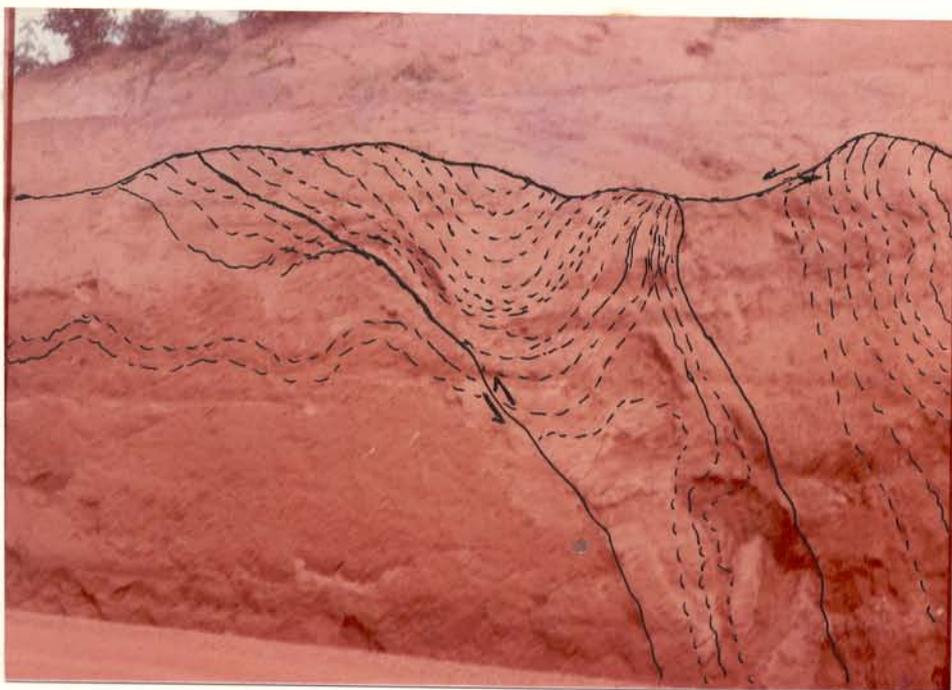


FIG. 10 - Dobras desenhadas pela xistosidade em filitos da Formação Couto Magalhães, na estrada Tucuruí-Moju. Notam-se as superfícies de falhas onduladas na progressão do empurrão.

to das Balsas ao entroncamento Moju-Barragem; ao passo que outras semelhantes a xistos, aparecem nos afloramentos próximos ao Porto das Voadeiras, na margem direita entre o Porto das Balsas e o eixo da barragem.

Mineralogicamente, essas rochas mostram abundância de sericita, chegando a perfazer, em algumas amostras, cerca de 80% da rocha. Ocorrem, também, quartzo e epidoto em quantidades importantes. Acessoriamente aparecem plagioclásio, turmalina, grafita, pirita e opacos.

A textura é caracteristicamente lepidoblástica, com a sericita aparecendo em finas plaquetas orientadas, definindo uma foliação bem pronunciada. Subordinadamente, aparecem placas dessas micas com orientações oblíquas à foliação, parecendo ser de geração posterior. Os cristais de quartzo são anédricos, quase sempre alongados segundo a foliação, espalhados por toda a rocha e com forte extinção ondulante. Lentes de quartzo de granulação fina, portando cristais bem formados de pirita, também são observados. Em algumas amostras essas lentes aparecem dobradas, parecendo representar uma estrutura sedimentar remobilizada. Também são comuns nessas lentes sombras de pressão, formadas por microgrãos de quartzo no contato com cristais de pirita. O epidoto ocorre em grãos dispersos paralelamente à foliação, em geral são anédricos. Mais raramente ocorrem turmalina e plagioclásio.

Quartzitos

Várias camadas de quartzitos, às vezes com forma lenticular, ocorrem intercaladas nos filitos. Suas espessuras variam de poucos centímetros até dezenas de metros. A principal exposição na área destaca-se morfológicamente no terreno, sendo responsável por uma elevação alongada a 1,5 km da margem esquerda do Tocantins, à altura do eixo da barragem.

Constituem-se de rochas de granulação fina, brancas ou avermelhadas (impregnação de óxido de ferro), compostas quase exclusivamente de quartzo, com poucas micas associadas. Acessoriamente ocorre magnetita.

Quando essas camadas são mais delgadas como na altura do eixo da barragem, em afloramentos ao longo da margem direita do

Tocantins, com cerca de 2 km de extensão, nota-se estarem interrompidas entre camadas ardosianas mais espessas, evidenciando processo de boudinage pelo contraste de competência pelítico/psamítica.

Rochas Carbonáticas

Restrita a um único afloramento, localizado na zona da falha, no canal central da Barragem de Tucuruí, aparece uma rocha esverdeada, com xistosidade bem pronunciada e bom desenvolvimento de crenulação.

Sua textura é granolepidoblástica, com clorita e carbonatos como minerais essenciais e biotita, quartzo e opacos ocorrendo acessoriamente.

Os carbonatos ocorrem em níveis descontínuos, dobrados e crenulados. Os cristais apresentam-se alongados segundo a foliação e formam faixas alternadas com outras ricas em clorita. Localmente ocorrem como porfiroblastos, subédricos a anédricos, dispersos em matriz foliada. Os carbonatos perfazem em média 52% da rocha.

A clorita ocorre em finas lamelas orientadas, com pleocroísmo verde claro e, por vezes, cor de interferência anômala (violácea). Perfazem 45% da rocha, em média.

A biotita ocorre em lamelas orientadas concordantemente com os níveis de clorita e carbonatos e disseminada por toda a rocha. O quartzo é raro e os opacos ocorrem esparsos em toda a rocha.

Acredita-se que essa rocha represente níveis enriquecidos em carbonatos da sequência sedimentar pré-metamorfismo.

4.2.4 Rochas Máficas e Ultramáficas Pós-Metamorfismo

O magmatismo pós-metamorfismo da área estudada se deu em três épocas distintas, uma anterior e duas posteriores ao falhamento de empurrão. Refere-se neste item ao conjunto de magmatitos que se formaram na primeira época.

Trata-se de rochas de características máficas, com ultramáficas subordinadas, que até agora eram englobadas na sequência do Grupo Tocantins (Trow et alii, 1976) e que são aqui desvinculadas dessa unidade, uma vez que essas rochas não exibem, quer no

campo, quer ao microscópio, efeitos de metamorfismo regional. Foram, porém afetados pelo falhamento de empurrão (Fig. 11).

Essas rochas são intrusivas na Formação Couto Magalhaães, discordantes das sequências psamo-pelíticas desta unidade. Apresentam texturas que variam desde tipicamente ígneas, isótropas, até rochas foliadas, dependendo de sua menor ou maior proximidade à zona de empurrão.

Os termos tipicamente ígneos foram examinados em afloramentos naturais nas ilhas do Tocantins e, também, em testemunhos de sondagens. São diabásios, em que se nota relativa uniformidade quanto à mineralogia e textura. A coloração é cinza-esverdeada e a granulação fina, a textura variando de ofítica a subofítica. São compostos essencialmente de plagioclásios e clinopiroxênios, ocorrendo acessoriamente, clorita, anfibólios, epídoto, carbonatos, alanita, uralita e alguns opacos.

O plagioclásio é a labradorita, ocorrendo em grãos subédricos. A geminação não é proeminente e o zoneamento é frequente, embora algumas vezes seja mascarado pelo elevado grau de alteração desse mineral em quase todas as amostras estudadas. Engloba grãos de epídoto e, mais raramente de piroxênios. O plagioclásio perfaz cerca de 50% dessas rochas. A augita é subédrica e anédrica. Está bastante fraturada e, algumas vezes, alterada para uralita. Encontra-se por vezes, com as clivagens mostrando encurvamentos e rompimentos significativos evidenciando deformação. Alguns grãos exibem geminação simples. A augita perfaz cerca de 40% da rocha. A clorita constitui cerca de 3% da rocha, aparecendo dispersa. Os minerais opacos somam cerca de 3% e se distribuem em toda a rocha, mas parecem evidenciar uma associação preferencial com o piroxênio e, mais subordinadamente, com a alanita. A uralita ocorre frequentemente associada nas bordas do piroxênio, segundo a forma de manchas esverdeadas. Muito raramente aparecem carbonato e epídoto, dispersos na rocha.

Entre esses corpos aparece um bastante distinto, com dimensões hectométricas que ocorre a partir da zona de falha, no canal central da barragem, se estendendo transversalmente ao leito do Rio Tocantins e entrando na margem direita algumas dezenas de metros. A rocha ali presente apresenta granulação ligeiramente mais fina; enriquecimento bastante pronunciado de clorita, que che



FIG. 11 - Rochas máficas pós-metamorfismo aflorantes em ilhas do rio Tocantins. Em detalhe aparecem superfícies de falhas dobradas e ramificadas.

ga a compor cerca de 20% da rocha e contraste no grau de alteração. O plagioclásio não está tão transformado como nos outros corpos e possui composição albitica, contrastando com a labradorítica acima apontada. Uma outra característica desse corpo são inúmeros veios, ricos em epidoto carbonato e clorita que se inter cruzam. Todas essas características mostram que esse corpo sofreu intenso processo de transformação metassomática (ou simplesmente adição de CO₂), associado ao empurrão com a descalcificação dos plagioclásios, transformando-os em termos mais albiticos e incorporação do cálcio liberado na formação de epidoto e carbonato. A riqueza em clorita desse corpo parece ser resultado da alteração dos piroxênios, tão comum nesse tipo de rocha.

Trow et alii (1976) citam ocorrências de corpos ultramáficos, em ilhas do Tocantins ao sul do eixo da barragem, expostas somente na época em que o rio se encontra em seus níveis mais baixos.

Esse conjunto de rochas se enquadra na segunda geração de rochas magmáticas no âmbito da Faixa Paraguá advogada por Go rayeb (1981).

4.2.5 Rochas Cataclásticas

O falhamento de empurrão foi responsável pela formação de um conjunto de rochas cataclásticas derivadas dos litotipos dos Grupos Tucuruí e Tocantins, bem como de rochas máficas e ultramáficas descritas. É a esse conjunto que nos referimos nesta unidade.

Sua principal área de ocorrência é o leito do rio Tocantins, notadamente no canal central da barragem e algumas ilhas nas imediações da zona do empurrão.

Nesses locais, aparecem corpos máficos e ultramáficos que, nas porções menos próximas ao empurrão são levemente fraturados, com esse fraturamento se intensificando de E para W na direção do empurrão. Essas fraturas ficam mais densas e passam a isolar blocos irregulares e maciços de rocha, cujos tamanhos diminuem com o adensamento do cisalhamento, aparecendo epidoto, calcita e clorita, nesses planos de fraturamento. As porções intensamente cisalhadas se alternam com blocos de rochas de tamanhos e forma irregulares.

lares, ainda mantendo a textura ígnea (Figs. 12 e 13). Ainda mais para oeste, já na porção cavalgada da zona de falha, começam a aparecer blocos de rocha grauváquica, bastante irregulares em tamanhos e formas, separados por massas com características máficas. As texturas variam, portanto, desde levemente cataclásticas até blastomiloníticas.

As porções derivadas de corpos máficos mostram abundância de clorita, chegando a compor, em alguns termos, 90% da rocha. Em menor quantidade aparecem sericita e carbonatos. Acessoriamente, ocorrem quartzo, epídoto, titanita e tremolita-actinolita. A quantidade de matriz é muito variável entre as amostras estudadas, variando desde 10 até 90%. A foliação cataclásticas encontra-se rompida e crenulada. Vênulose bolsões de carbonato concordantes ou discordantes em relação a foliação são comuns.

Também pertencentes a este conjunto de rochas são brechas tectônicas quartzíticas que gradam até ultramilonitos pelo aumento da quantidade de matriz, derivadas predominantemente da Formação Couto Magalhães. É marcante nessas rochas, uma densa rede de veios de quartzo, cataclasados, que se inter cruzam em arranjos complexos.

4.2.6 Diabásio Pós-Empurrão

Os diabásios aqui referidos são corpos que invadiram os domínios das Formações Couto Magalhães e Morrote, posteriormente a todo o processo deformativo relacionado ao empurrão.

Trow et alii (1976, p.142) citam algumas ocorrências desses corpos "... um corpo gabróico aflorando numa ilha a cerca de 25 km ao sul de Tucuruí, um dique de diabásio com textura ofítica numa ilha a 5 km mais a sul e um sill de diabásio porfirítico a travessado por uma sondagem nas proximidades de Tucuruí".

Um outro corpo, em forma de dique, foi identificado no eixo da Barragem, cortando as grauvacas da Formação Morrote. Trata-se de um diabásio com textura fanerítica, localmente porfirítica



FIG. 12 - Detalhe da foliação cataclástica desenvolvida sobre rochas máficas intrusivas na Formação Couto Magalhães, no canal central da barragem,



FIG. 13 - Detalhe das rochas cataclásticas de origem máfica, associadas ao falhamento de empurrão, no canal central da barragem.

ca. Os pórfiros são de plagioclásio, com coloração esbranquiçada e dimensões variando de 4 mm a 1,5 cm, dispersos em uma massa mais fina de textura subofítica. Essa massa é composta principalmente de plagioclásio (estimado em 54%) e clinopiroxênio (estimado em 40%). Acessoriamente ocorrem clorita, carbonato, biotita, uralita e opacos. Os plagioclásios, quando fenocristais, são subédricos a anédricos, com a geminação bem marcada. Frequentemente exibem zoneamento e, possivelmente incluem grãos de olivina (?), serpentinizados e grãos de piroxênios. A geminação, às vezes exibe leves de formações, com encurvamentos suaves e fraturamento, que podem ter sido formados durante a intrusão. A composição média é de An₆₈ nas porções centrais dos zoneamentos, chegando até An₅₄ nas bordas, corespondendo a labradorita. Na matriz, os plagioclásios acham-se envolvidos parcialmente por grãos de clinopiroxênio e vice-versa, caracterizando um arranjo subofítico. Tem geminação mal marcada e são anédricos.

Os clinopiroxênios (augita) são subédricos e de dimensões milimétricas. O pleocroísmo é ausente. Estão bastante fraturados e, algumas vezes, mostram-se alterados em biotita, clorita e uralita. As inclusões de opacos são nele abundantes. Os acessórios mais abundantes são os opacos, perfazendo cerca de 3% da rocha. A biotita aparece preenchendo pequenas fraturas no plagioclásio e no clinopiroxênio, assim como constituindo um produto de alteração deste último. Os minerais esverdeados como cloritas e uralitas, aparecem em menores quantidades como alteração da augita. Aparecem, ainda, raros carbonatos preenchendo veios.

Uma datação K-Ar realizada em rocha total no corpo descrito acima revelou idade de 218[±]9 m.a. posicionando essa ocorrência no Triássico (Hasui, comunicação verbal, 1981).

Sabe-se, porém, que corpos máficos pós-metamórficos têm sido reportados na área de Tucuruí e na extensão para sul da Faixa Araguaia, principalmente na região de Conceição do Araguaia-Araguaema (Hasui et alii, 1980b), e que suas idades se concentram em torno de 500 m.a. e 220-100 m.a. (Teixeira, 1978), indicando duas gerações distintas.

4.2.7 Formação Barreiras

Esta unidade ocupa a porção oeste da área estudada, re pousando discordantemente sobre os metamorfitos da Formação Couto Magalhães (anexo 2). Suas melhores exposições se encontram a par tir do km/6 da estrada que demanda de Tucuruí em direção a Moju, pela margem direita do Tocantins.

É constituída, predominantemente, por areia com níveis conglomeráticos e argilosos intercalados (Figs. 14 e 15).

Ressalta-se, na base dessa unidade, um corpo conglomerá tico, de ocorrência restrita a apenas um local, localizado a cerca de 5 km da margem direita do Tocantins, na estrada de Moju. Esse corpo aflora em uma extensão de cerca de 200 m. Sua coloração é amarelada com variações cinza-esbranquiçada. Trata-se de um sedi mento conglomerático, polimítico, onde observa-se acamamento com mergulhos fortes (40 a 50°) para NE, evidenciado por diferentes den sidades de seixos em faixas com espessuras decimétricas e métricas. Predominam seixos de filitos, ocorrendo, também, quartzo, quartzí to e arenito. O tamanho médio destes seixos está em torno de 6 a 7 cm e variam de subangulosos a subarredondados. Alguns possuem boa esfericidade, não faltando, os tipos alongados. A maioria dos sei xos se encontra bastante friável. Estratificação paralela foi ob servada em alguns deles, de composição mais arenosa. A matriz é síltico-arenosa, com alguma quantidade de argila.

A proporção seixo/matriz é bastante variável para cada camada. Níveis ferruginosos, de espessuras centimétricas e exten sões métricas, concordam e discordam do acamamento, transmitindo falso aspecto de estratificação cruzada.

Apesar de considerado aqui como pertencente à Formação Barreiras, não se afasta a possibilidade desse conglomerado estar relacionado aos "sedimentos do extremo norte" que Francisco et alii (1971) posicionaram no Eo-paleozóico. Sua inclinação bastante acen tuada, e caracterização litológica são bastante anômalas dentro do contexto conhecido da Formação Barreiras.

Acima desse material conglomerático, tem-se uma sequência de areias com intercalações de níveis argilosos. As areias são aver melhadas, com pouca compactação. A granulometria é média, os grãos são sub-arredondados e a seleção não é boa. São comuns alguns ní



FIG. 14 - Argilitos, arenitos e níveis conglomerá-
ticos da Formação Barreiras na estrada
Tucuruí-Mojú. Detalhe da falha normal
decimétrica e o fraturamento dessa uni-
dade.



FIG. 15 - Arenitos conglomeráticos e argilitos da Formação Barreiras na estrada Tucuruí-Moju. Detalhe para o par conjugado de fraturas de cisalhamento.

veis de seixos de quartzo, arredondados e com tamanhos médios em torno de 1 cm. As argilas, quase sempre em forma de lentes, são, às vezes, mosqueadas. A coloração varia de amarela a branca. Não possuem estratificação e, em alguns pontos, níveis lateríticos de espessuras centimétricas as recobrem.

Na estrada Tucuruí-Moju, 4 km após a ponte sobre o Rio Moju, afloramentos dessa unidade mostram pequenas fraturas e algumas falhas evidenciadas por deslocamentos decimétricos a métricos de níveis argilosos (Figs. 14 e 15).

4.2.8 Depósitos Quaternários

Níveis de concreções lateríticas, terraços aluvionares, colúvios e alúvios, representam o Quaternário na área.

Os níveis de laterita ocorrem como crosta no topo da maioria das elevações, protegendo-as da erosão. Os basaltos tiveram importante contribuição na formação desses níveis como pode ser observado pela distribuição areal desses depósitos no mapa geológico (anexo 2).

Os terraços aluvionares são constituídos por camadas de cascalhos inconsolidados com matriz arenosa, completando-se inferiormente com areias silto-argilosas de cor cinza clara. Esses terraços se manifestam na topografia como áreas aplainadas, na margem direita do Tocantins.

Como depósitos colúvio-aluvionares reuniu-se depósitos recentes uniformes e homogêneos, com espessura de até 15 metros, constituídos de areia fina, pouco siltoosa de tonalidade cinza clara, com estratificação cruzada e planoparalela, ocorrendo às margens dos rios Tocantins e Caraipé, completando a sedimentação final da área.

4.3 Estruturas Tectógenas

A área estudada apresenta, dentro do contexto geográfico e geológico, algumas características singulares, destacando o seu posicionamento tectônico, como zona de ligação entre a Faixa Araguaia e o bloco cratônico ocidental, onde a falha de Tucuruí,

carreando rochas de fácies xisto verde da faixa de dobramentos sobre coberturas sedimentares do embasamento cristalino, é de extensão geográfica bastante significativa (anexo 2).

As obras da barragem de Tucuruí geraram inúmeras exposições rochosas aliadas às já existentes naturalmente, favorecendo o estudo dessa zona de ligação.

4.3.1 Geometria das Estruturas Tectógenas

4.3.1.1 Dobras do Grupo Tocantins

As estruturas do Grupo Tocantins foram estudadas principalmente em uma seção, aproximadamente E-W, na margem direita do Tocantins, em frente à cidade de Tucuruí, na estrada que daí ruma para o entroncamento com a estrada Canteiro de Obras-Moju. Os dados estruturais dessa seção foram associados aos das ilhas do Tocantins e dos afloramentos do riacho Cagancho.

Em ponto algum afloramentos dessa unidade mostraram presença de acamamento, parecendo estar esta estrutura transposta ou mascarada por processos pós-diagenéticos. Porém, algumas dobras desenhadas pelo acamamento aparecem, em alguns testemunhos de sondagem. Essas dobras, por serem esporádicas devem ser intrafoliais e mostram espessamento apical e xistosidade plano-axial. São aparentemente, recumbentes e suas geometrias não puderam ser reconstruídas.

Um forte desenvolvimento da xistosidade é mostrado pelos litotipos da Formação Couto Magalhães. O diagrama da figura 16 mostra o comportamento geral dessa xistosidade na área, com a integração de todas as medidas dessa estrutura feitas nos afloramentos da Formação Couto Magalhães. Nota-se uma dispersão de pólos muito grandes, mas com uma leve tendência de concentração nos quadrantes NW e SW, o que significa mergulhos preferenciais para os dois outros quadrantes, variando de subhorizontais a subverticais. Essa dispersão evidencia a influência de processos de dobramentos e falhamentos locais e a necessidade de se examinar a xistosidade puntualmente.

O comportamento da xistosidade foi analisado em cada um dos afloramentos da seção geológica mencionada (anexo 4). De cada

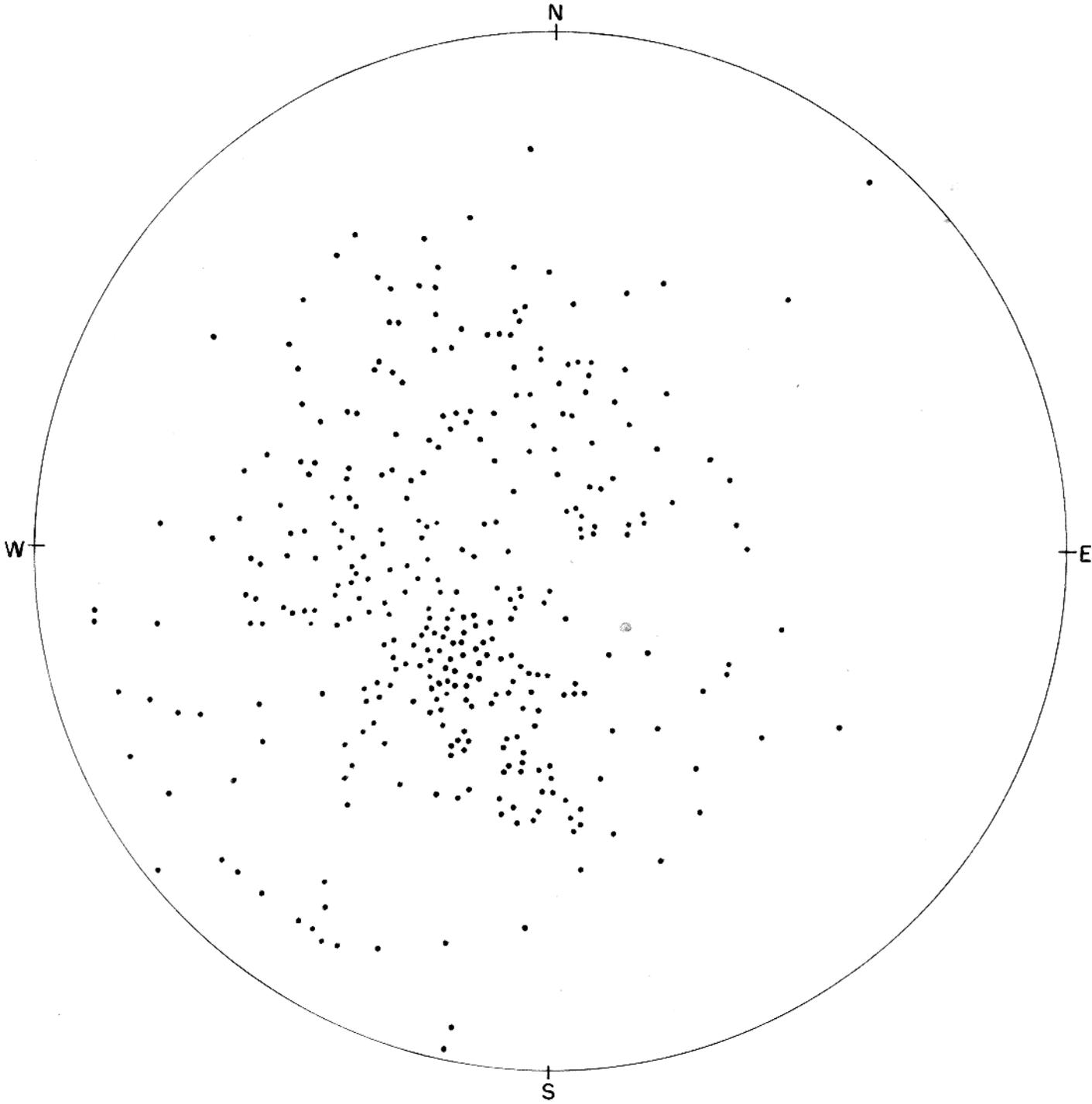


Fig. 16- Diagrama integrado de polos de xistosidade da Formação Couto Magalhães. (345 medidas)

um deles, foram coletadas medidas para tratamento estatístico, além de se observar a morfologia das dobras mesoscópicas desenhadas pela xistosidade, com o objetivo de recompor as estruturas macroscópicas que aparecem na seção do anexo 4.

Nos afloramentos essas dobras se apresentam abertas, assimétricas, centimétricas a métricas, anisópacos, com espessamentos apicais desde leves até fortes, dos tipos 1C e 3 de Ramsay (1967). Suas cronologias relativas são de difícil determinação em função do intenso falhamento e fraturamento que lhes afeta e pela carência de figuras de interferência. Para cada afloramento foi constituído um diagrama estereográfico polar para dedução aos eixos de dobras da xistosidade (Fig. 17). Quando necessário, foram construídos diagramas de isofrequência de polos (Fig. 18). Com essas deduções agrupando-se os eixos medidos nesses, e em todos os outros afloramentos desta unidade, foi construído um diagrama integrado de eixos de dobras de xistosidade com seu respectivo diagrama de isofrequência (Fig. 19). Esta figura, mostrando a distribuição integrada dos eixos de dobras de xistosidade, nos fornece 3 direções de eixos: dobras com eixos NS, com eixos SSE e com eixos ENE. A figura 20 mostra que os planos axiais dessas dobras são empinados e concordam com as três direções de eixos mencionadas.

Uma lineação mineral, definida por plaquetas de mica orientada nos planos de xistosidade também é comum nessas rochas. Essas estruturas também foram medidas e se acham representadas integradamente na figura 21. Apresentam direções submeridianas, com mergulhos fracos, dificilmente ultrapassando 30° ora para norte ora para sul. São, portanto, paralelas aos eixos de dobras com direções NS, evidenciando sua associação genética com as mesmas. As dobras com eixos ENE e SSE não possuem lineações associadas, evidenciando serem de geração diferente das dobras com eixos submeridianos (serão tratadas mais adiante).

4.3.1.2 Dobras do Grupo Tucuruí

Estas estruturas estão restritas à Formação Morrote não tendo sido observadas na Formação Caraipé, talvez em função da competência do material que compõe esta unidade.

O acamamento das grauvacas componentes da Formação Morrote é, quase sempre, bem pronunciado e de fácil identificação.

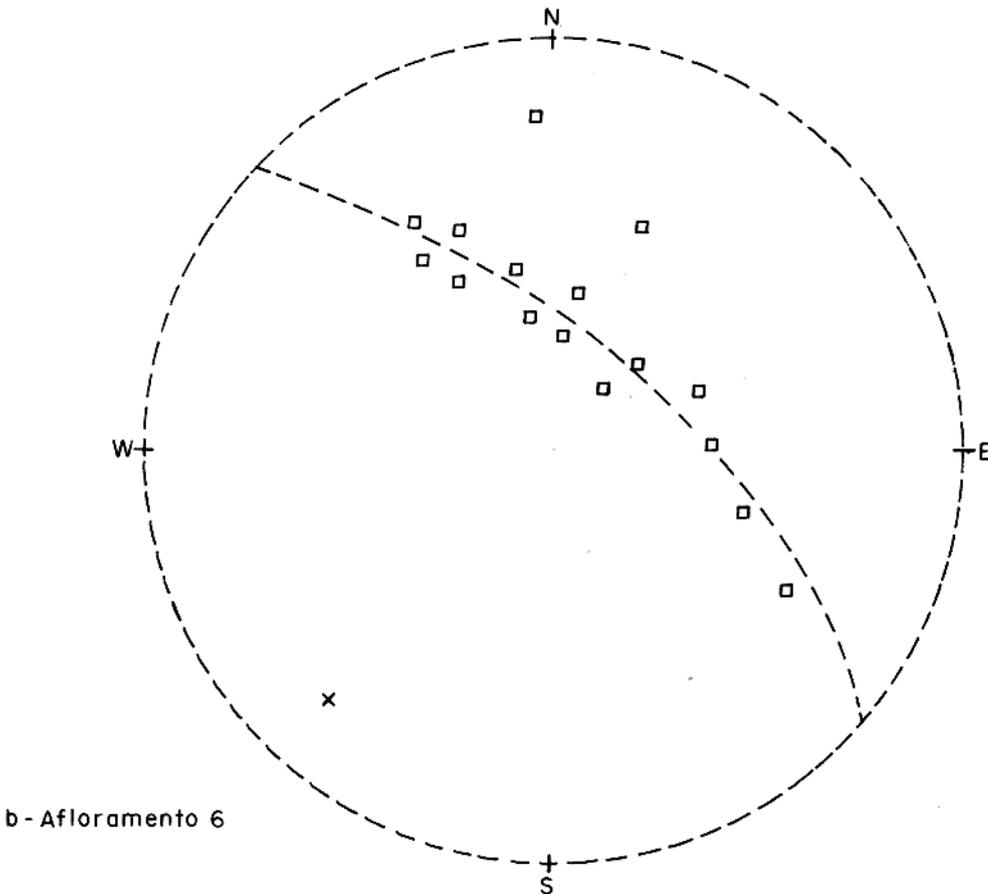
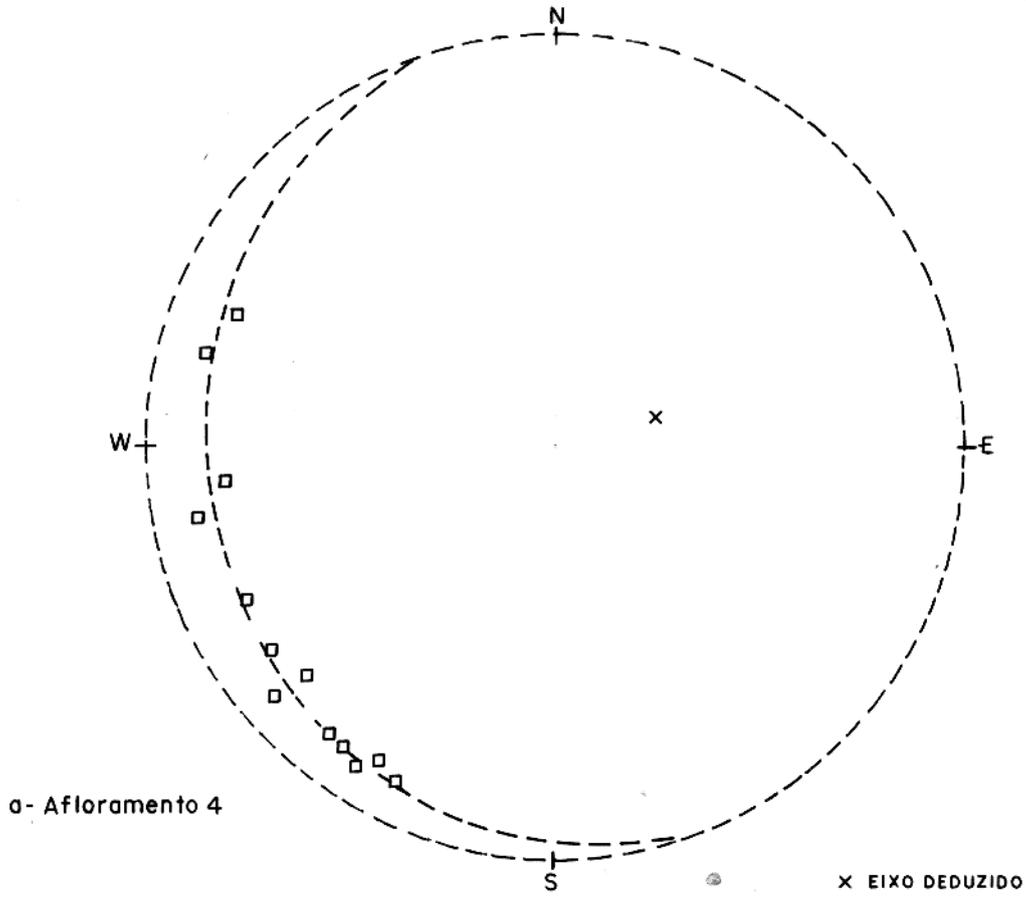


Fig.17 - Formação Couto Magalhães, eixo de dobra de xistosidade.

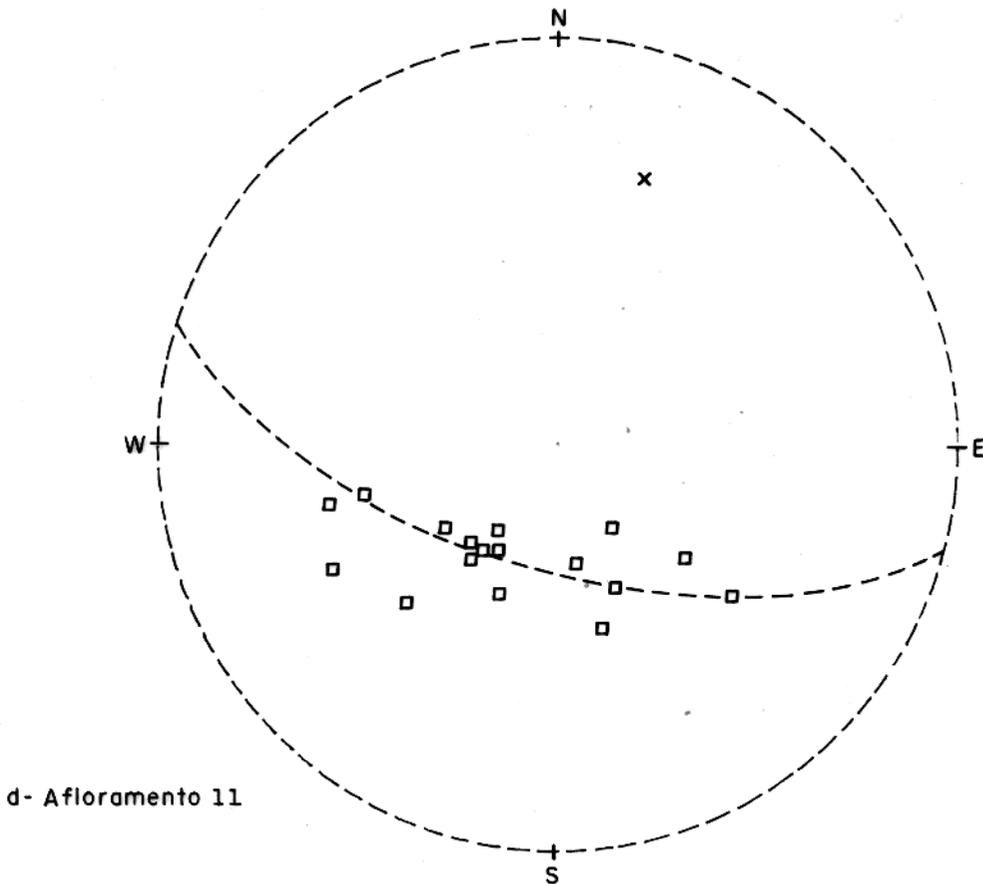
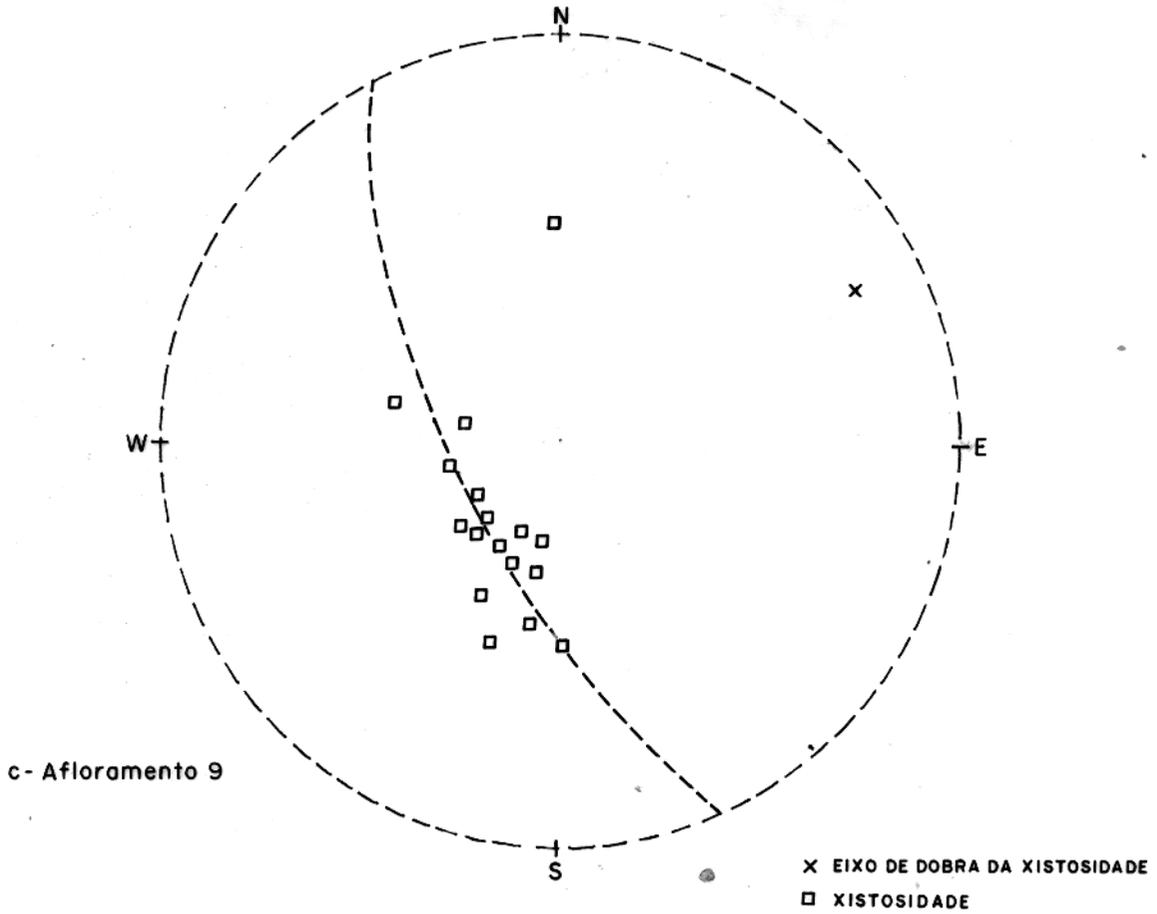


Fig. 17 - Continuação

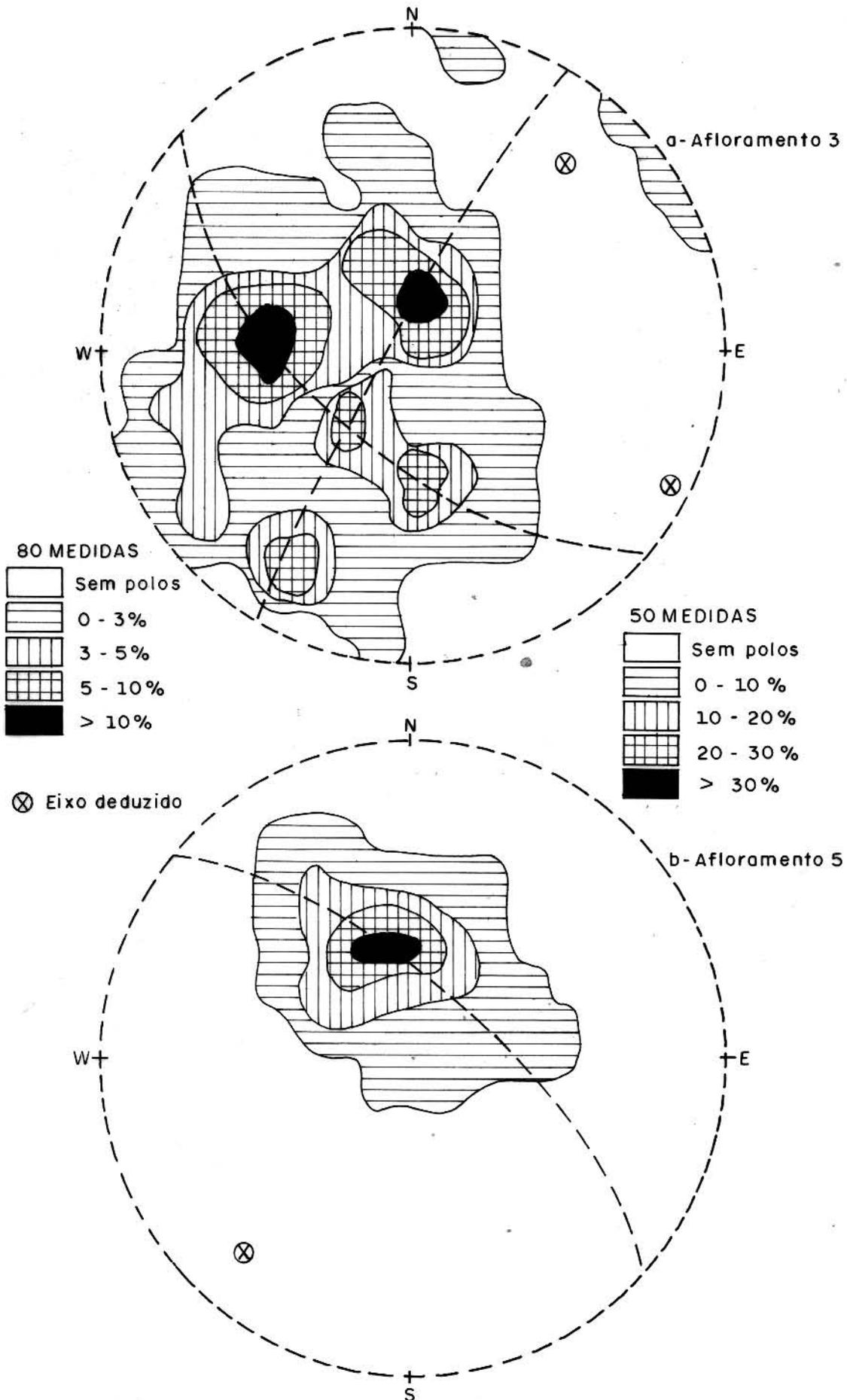


Fig. 18 - Formação Couto Magalhães, diagrama de isofrequência de polos de xistosidade.

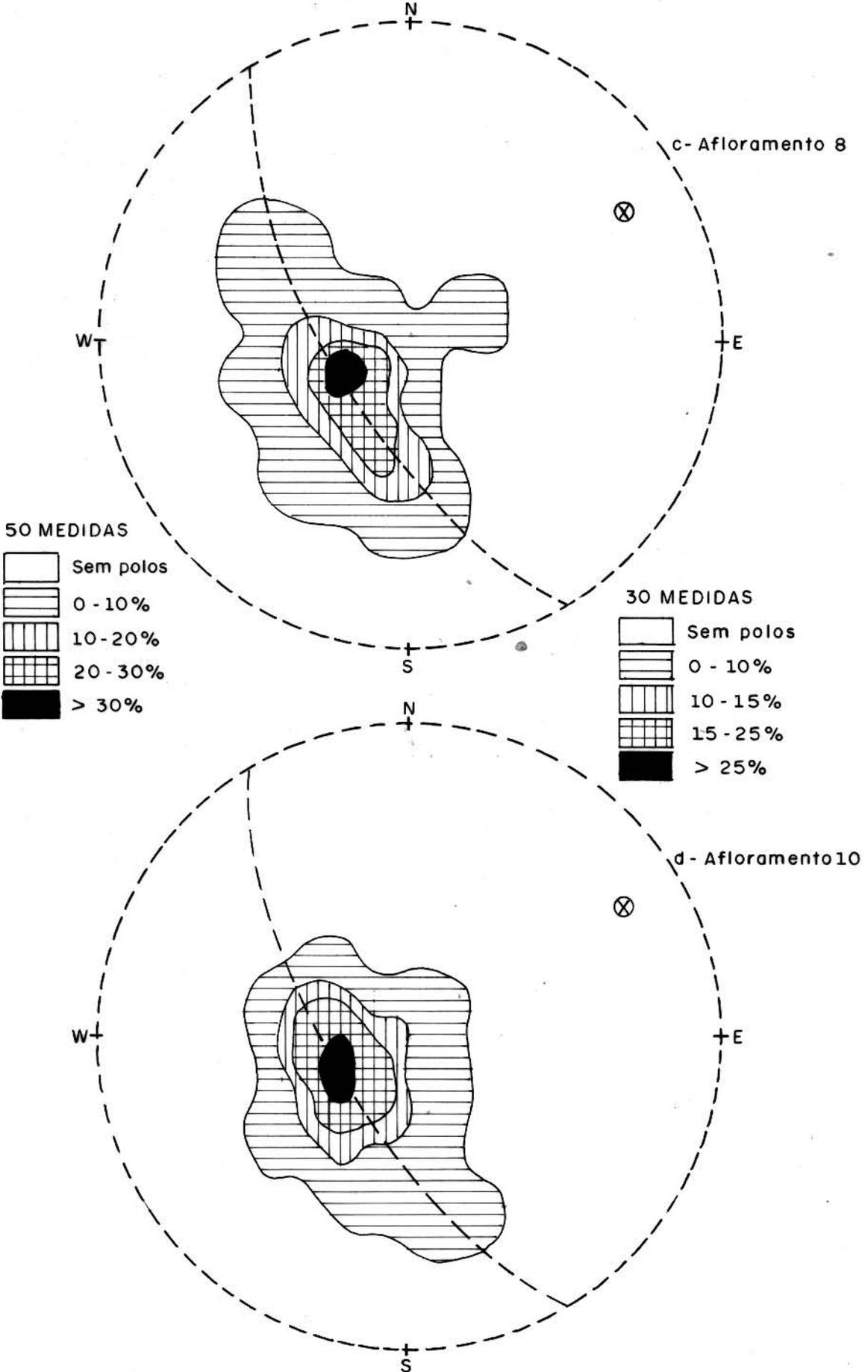


Fig. 18 - Continuação

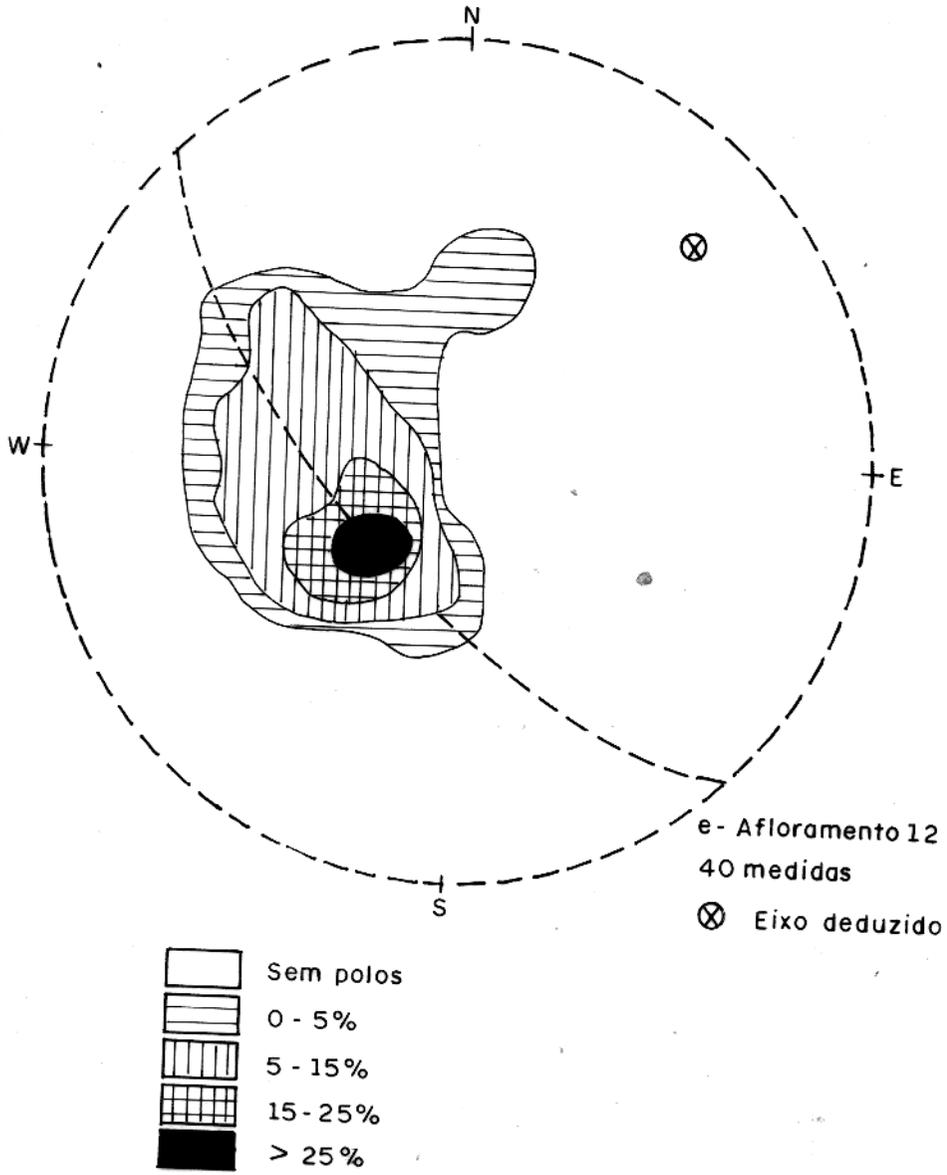


Fig. 18 - Continuação

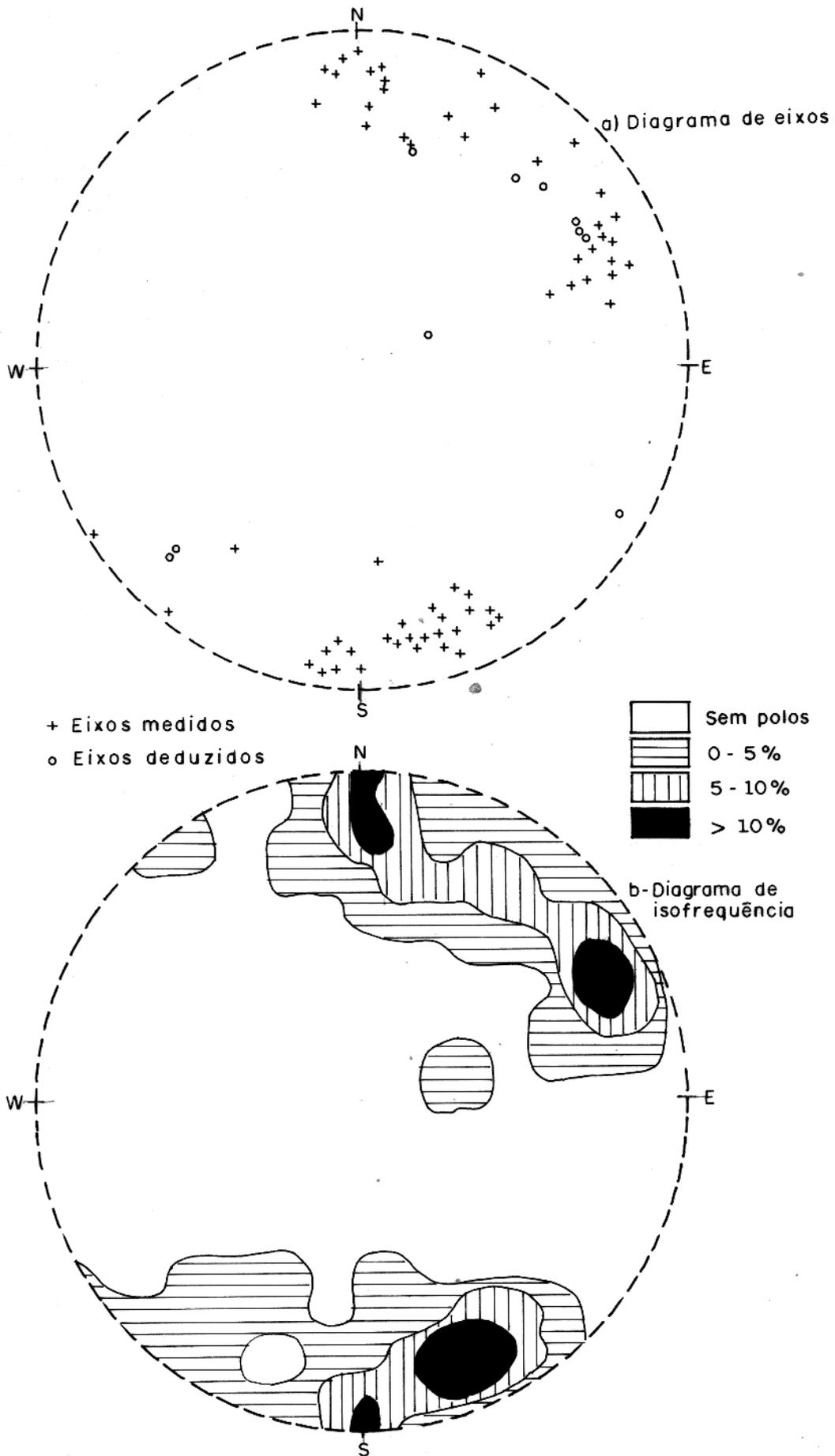


Fig. 19 - Formação Couto Magalhães. Diagrama integrado de eixo de dobra de xistosidade. (70 eixos)

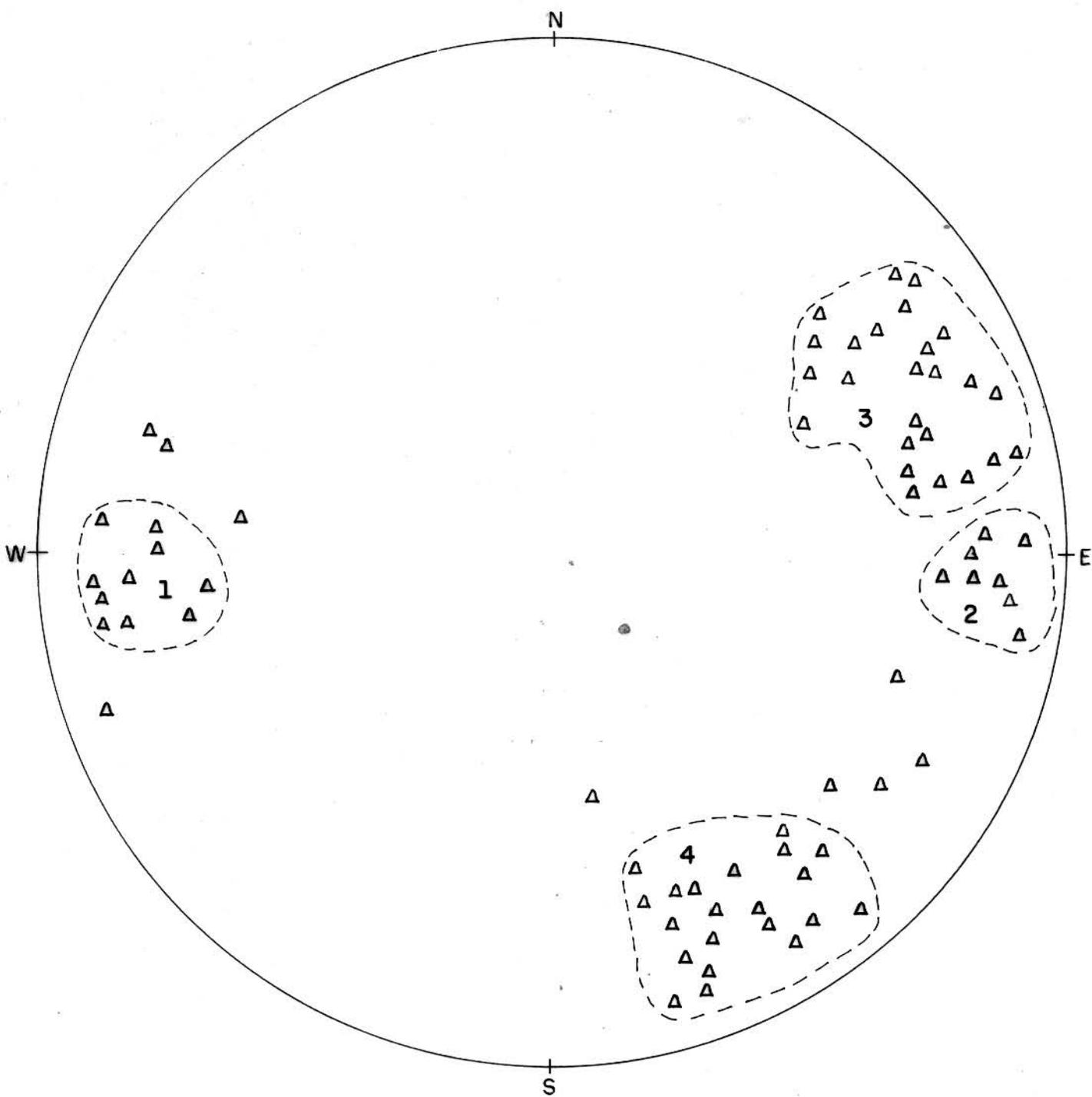


Fig. 20 - Formação Couto Magalhães. Diagrama integrado de planos axiais de dobras de xistosidade. (73 medidas)

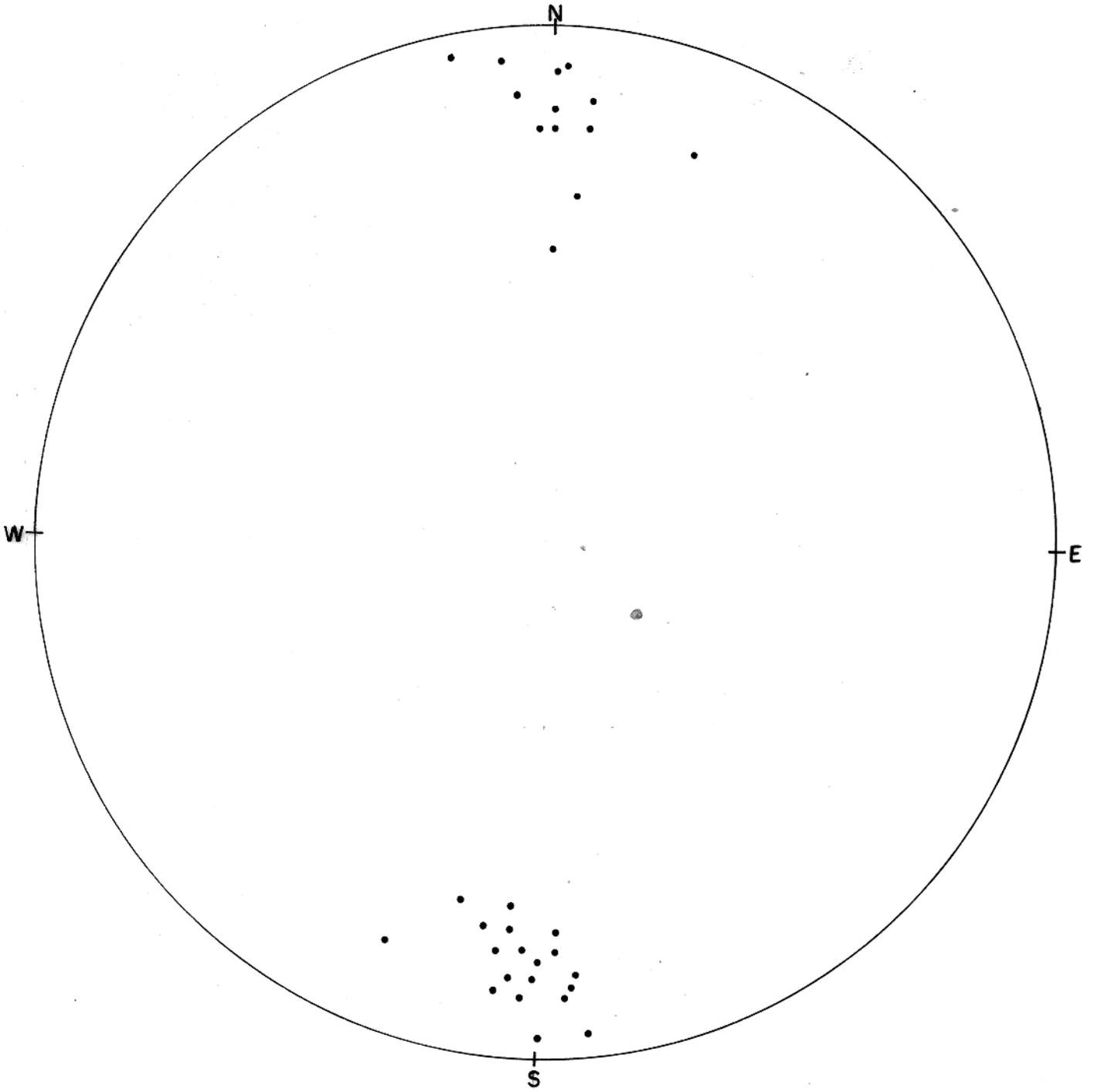


Fig. 21 - Formação Couto Magalhães. Diagrama integrado das lineações minerais. (32 medidas)

A figura 22 mostra um diagrama polar integrado com todas as medidas de acamamento feitas nos afloramentos da Formação Morrote. Notamos uma dispersão muito grande dos pólos na porção central do diagrama, caracterizando sempre baixos ângulos de mergulho dessa estrutura para todos os quadrantes. Essa dispersão reflete os processos de dobramentos e falhamentos por que passou a área.

As dobras da Formação Morrote, vão desde a escala decimétrica até a decamétrica. São dobras na maioria das vezes isópacas, suaves e abertas. Em ponto algum na área foi identificada a presença de qualquer foliação plano-axial nessas obras, quer no campo, quer ao microscópio. Porém, abundam, principalmente nas porções mais próximas à zona do empurrão, foliações cataclásticas, que podem dar falsa impressão de xistosidade (Fig. 12 e 13).

Bastante comuns nas grauvasas dessa unidade, são dobras com suas porções terminais falhadas e suas falhas também dobradas e ramificadas, mostrando que o processo de dobramento continuou depois da formação da descontinuidade (Fig. 23a e b).

As dobras dessa unidade foram tratadas estatisticamente em quatro setores da área. O setor 1 corresponde a região da Casa de Força da barragem; o setor 2 localiza-se à margem esquerda do Tocantins na altura da localidade de Breu (Figs. 24 e 25); o setor 3 é localizado na barragem em "y" da obra e o setor 4 na estrada Tucuruí - Repartimento a 27 km de Tucuruí.

Medidas de eixos de dobras de acamamento estão mostradas na figura 26 para cada um dos setores investigados e acham-se integrados na figura 27.

Nota-se, na figura 27, duas orientações de eixos. Uma, aproximadamente NNE (correspondente aos setores nºs 1 e 3) e outra, NW-SE (para os setores 2 e 4).

Algumas superfícies de acamamento das grauvasas da Formação Morrote, mostram estrias de deslizamento, relacionadas ao processo de dobramento flexural sofrido por estas rochas (Fig. 28). O diagrama da figura 29, integra as medidas dessas estrias feitas nos setores de nºs 2, 4 e 5 (canal central da barragem), mostrando dois conjuntos distintos dessas estruturas. As estrias do setor 5 orientam-se aproximadamente EW, com ligeira tendência WNW-ESE, sendo perpendiculares às dobras com eixos NNE (Fig. 27). As estrias

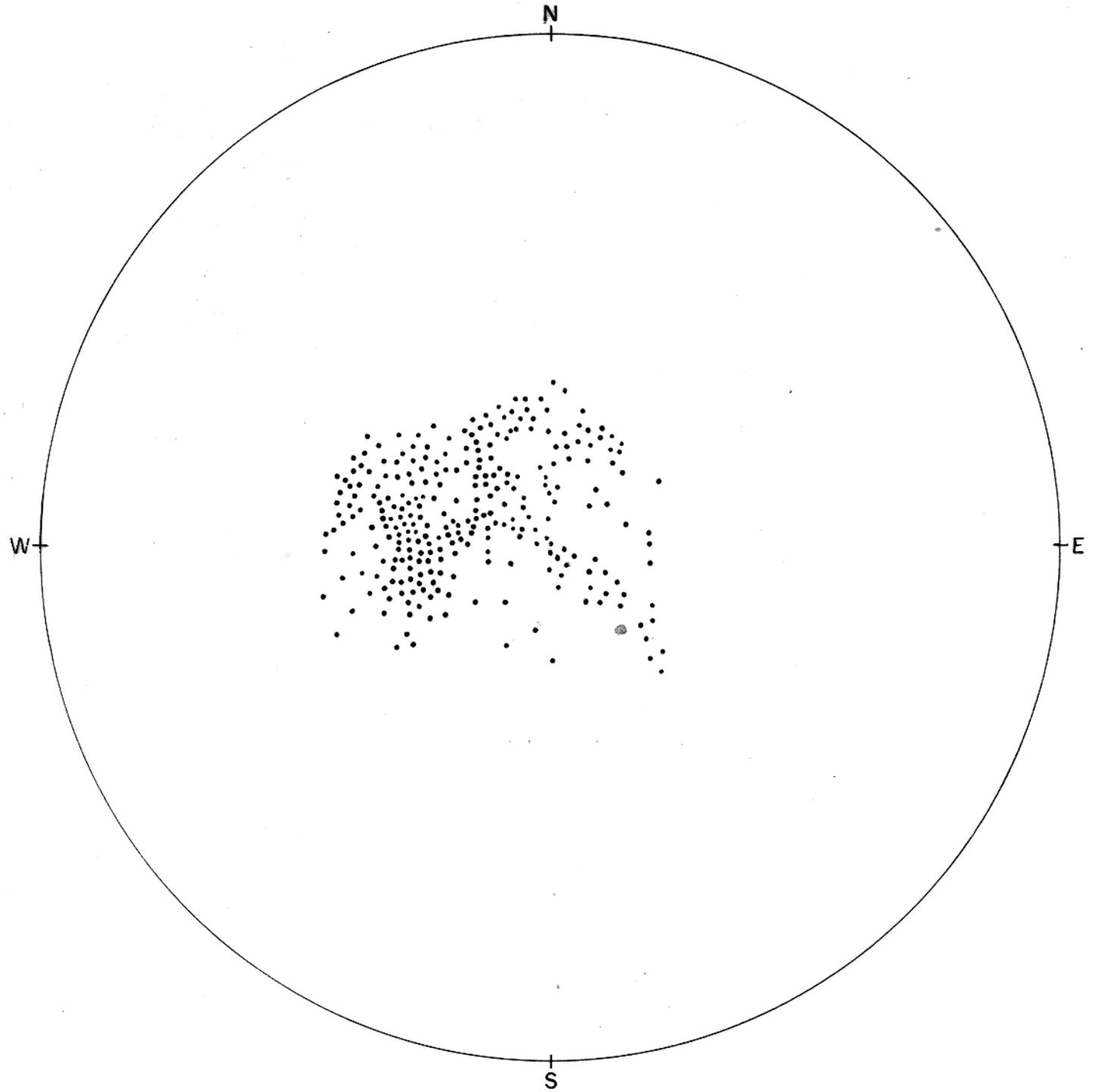
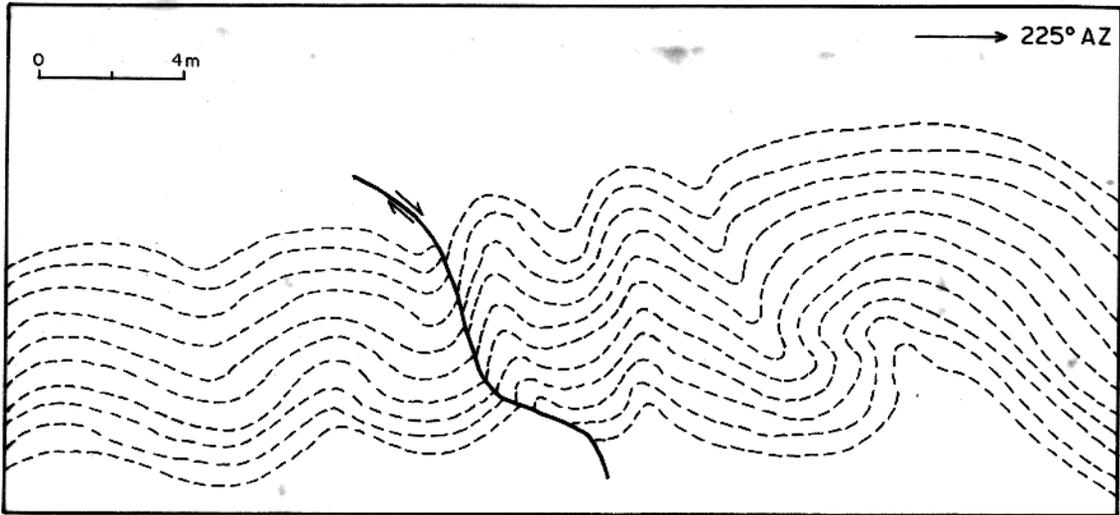
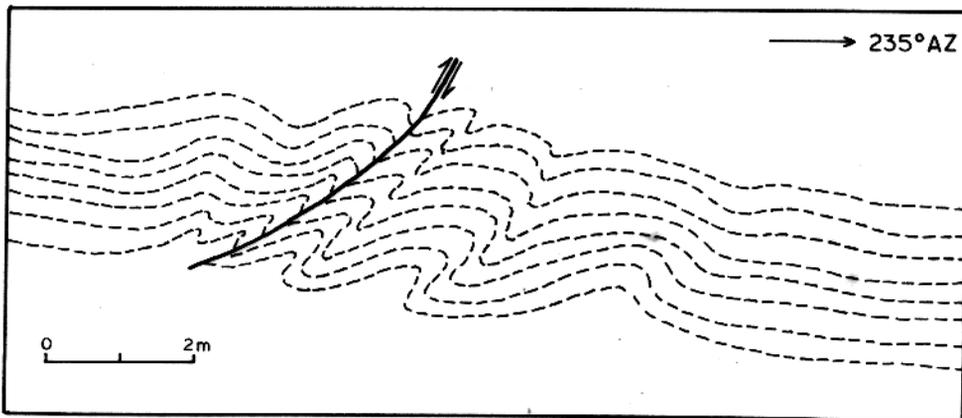


Fig. 22 - Formação Morrote. Diagrama integrado de acamamento.
(278 medidas)



(A)



(B)

Fig. 23- Perfil de afloramento da Formação Morrote-Br-422 a 27Km de Tucuruí.

(A) Detalhe da progressão da deformação com dobramento da superfície da falha.

(B) Detalhe das dobras e suas relações com as falhas.



FIG.24 - Grauvacas da Formação Morrote na margem esquerda do rio Tocantins, na localidade de Breu. Dobras centrimétricas a métricas desenhadas pelo acamamento.



FIG. 25 - Rochas grauváquicas da Formação Morrote, na margem esquerda do rio Tocantins, na localidade de Breu. Aspectos do dobramento segundo um pequeno anticlinório, com famílias de juntas transversais.

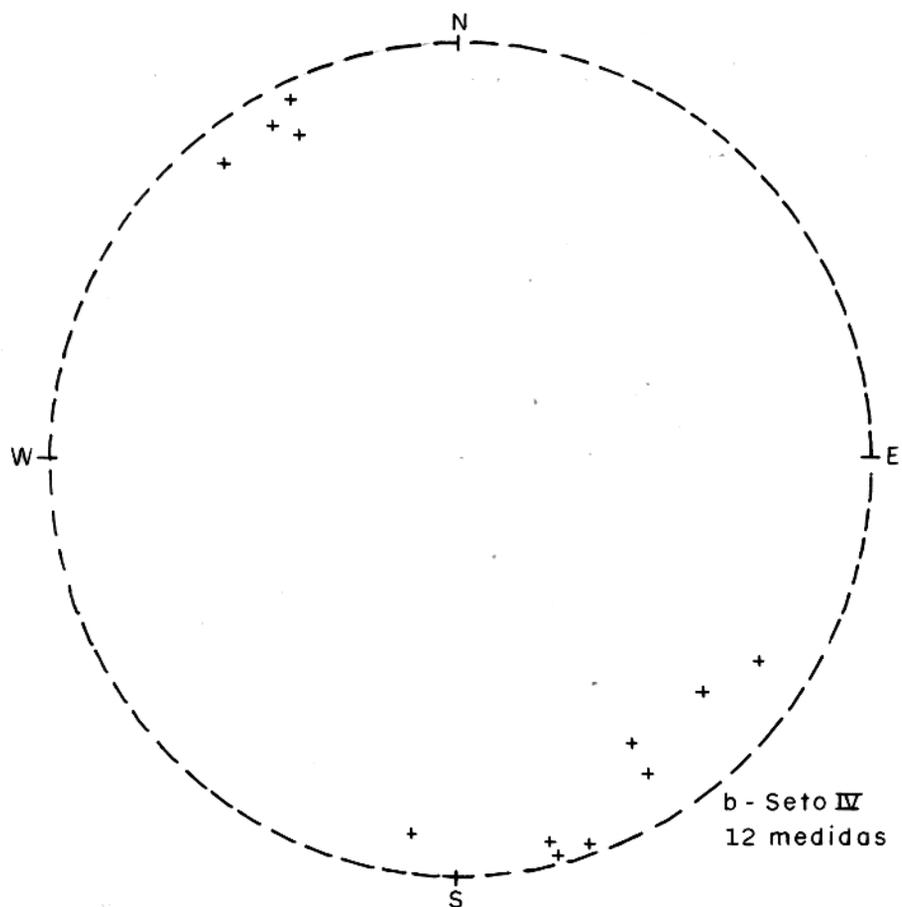
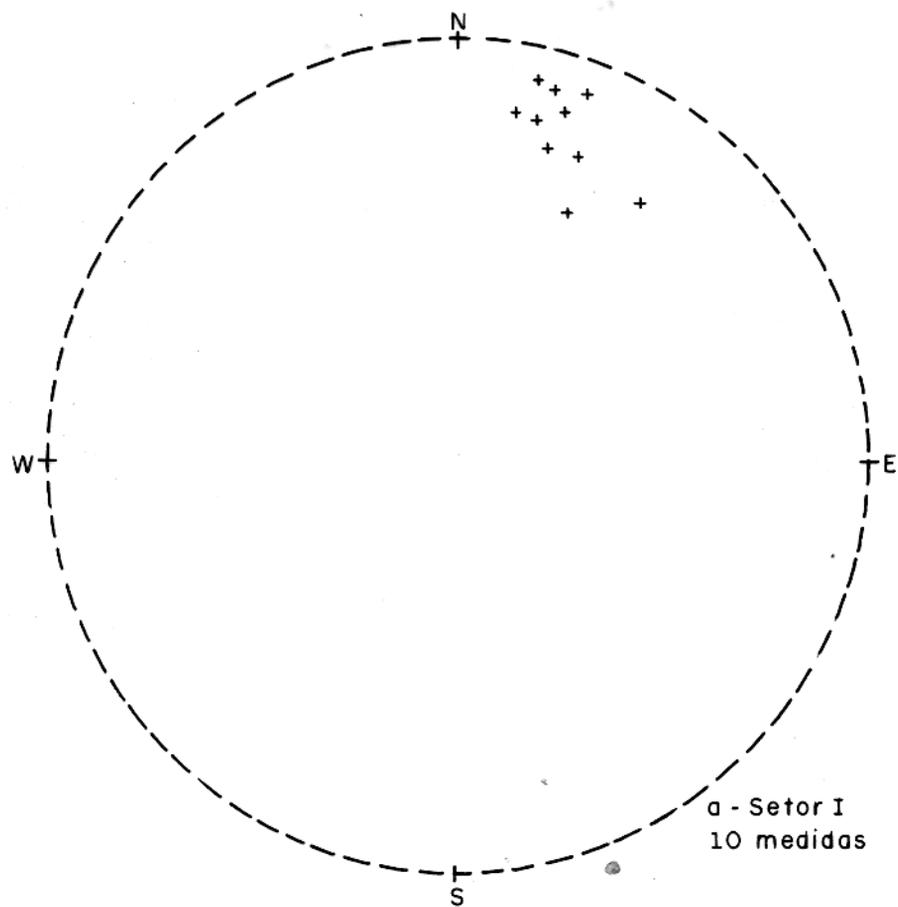


Fig. 26 - Formação Morrote, eixos de dobras de acamamento.

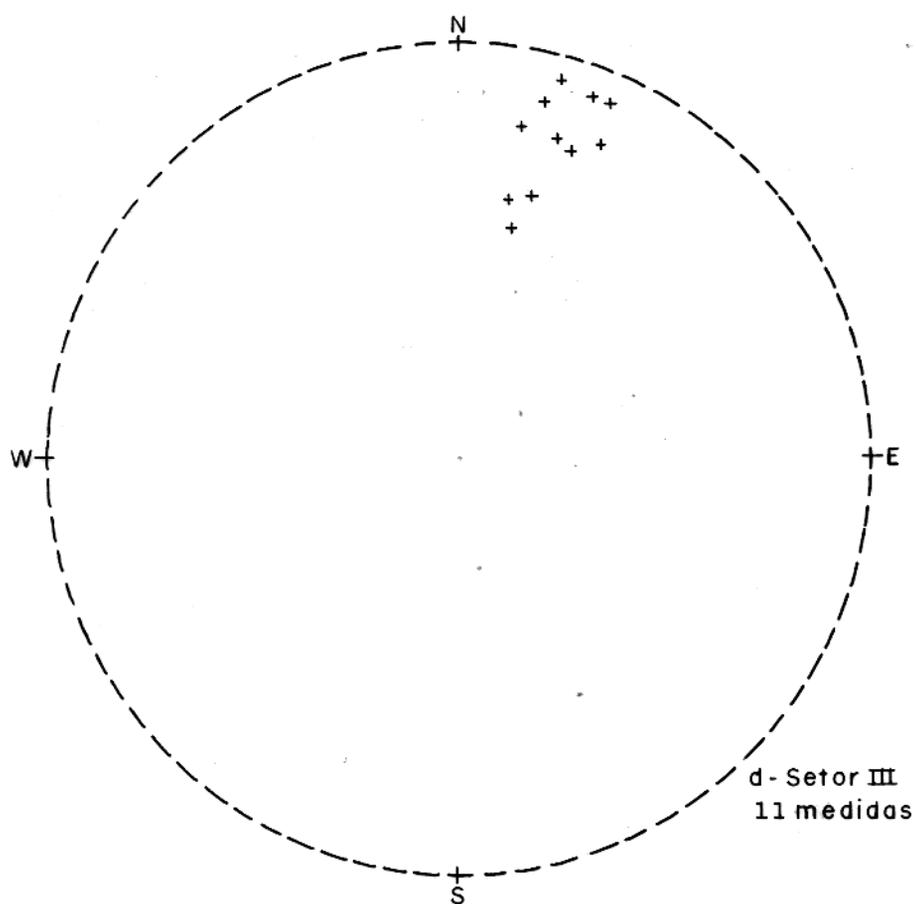
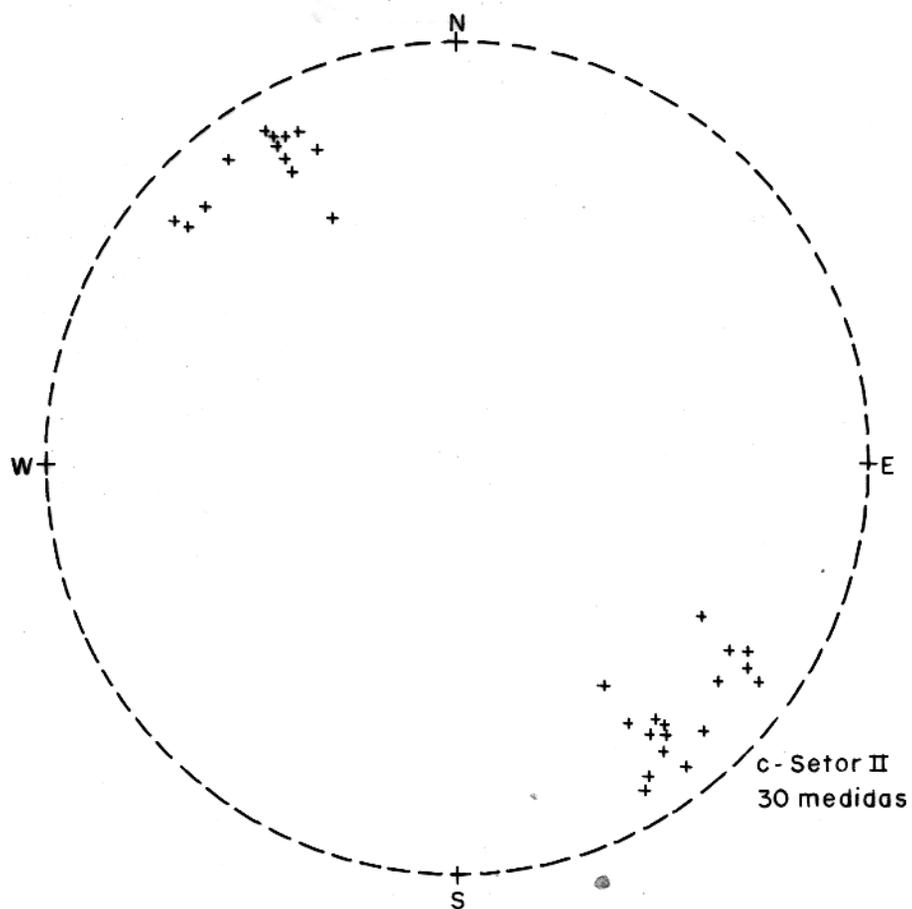


Fig. 26- Continuação

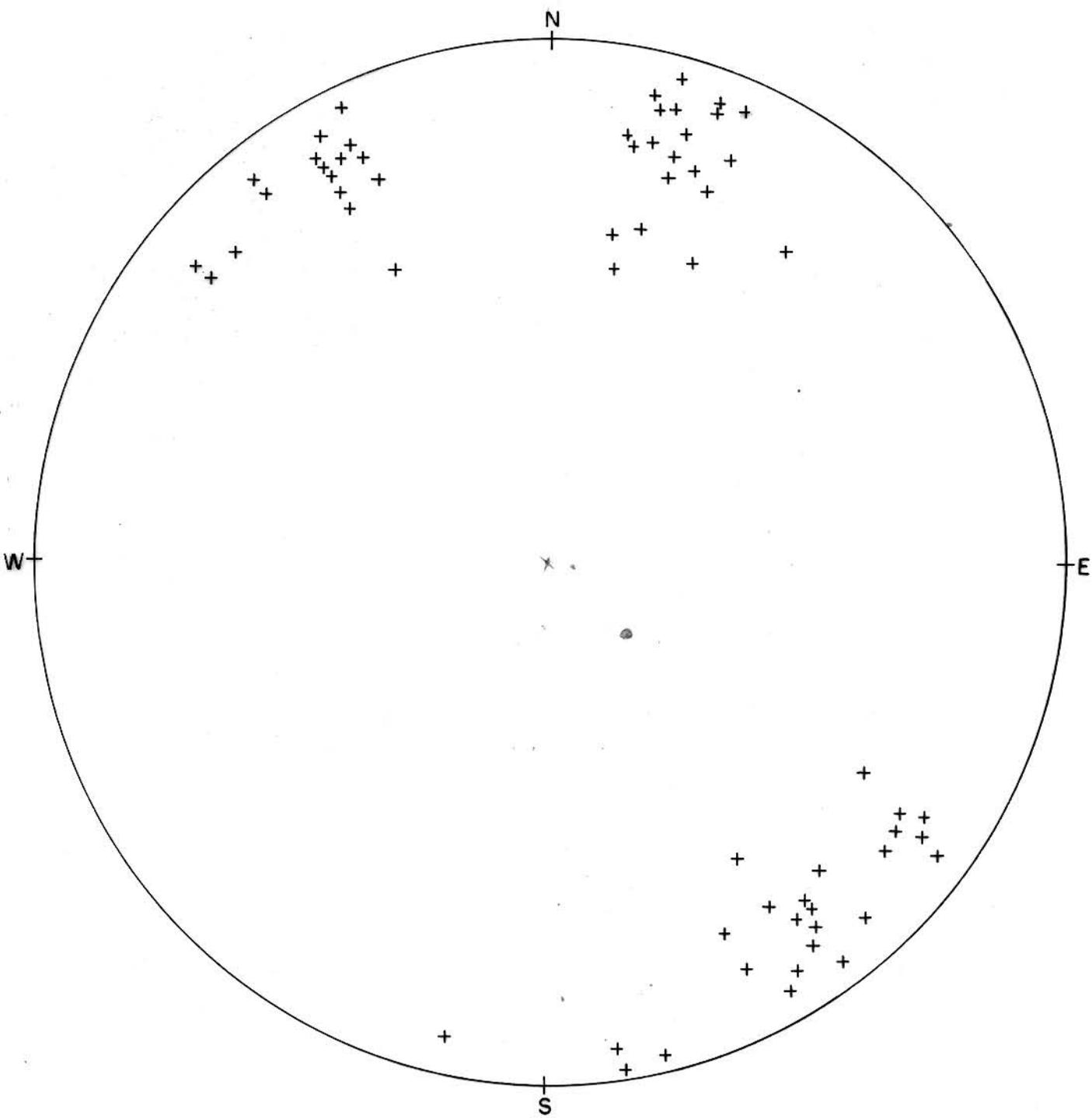


Fig. 27 - Formação Morrote. Diagrama integrado, eixos de dobra de acamamento. (63 medidas)

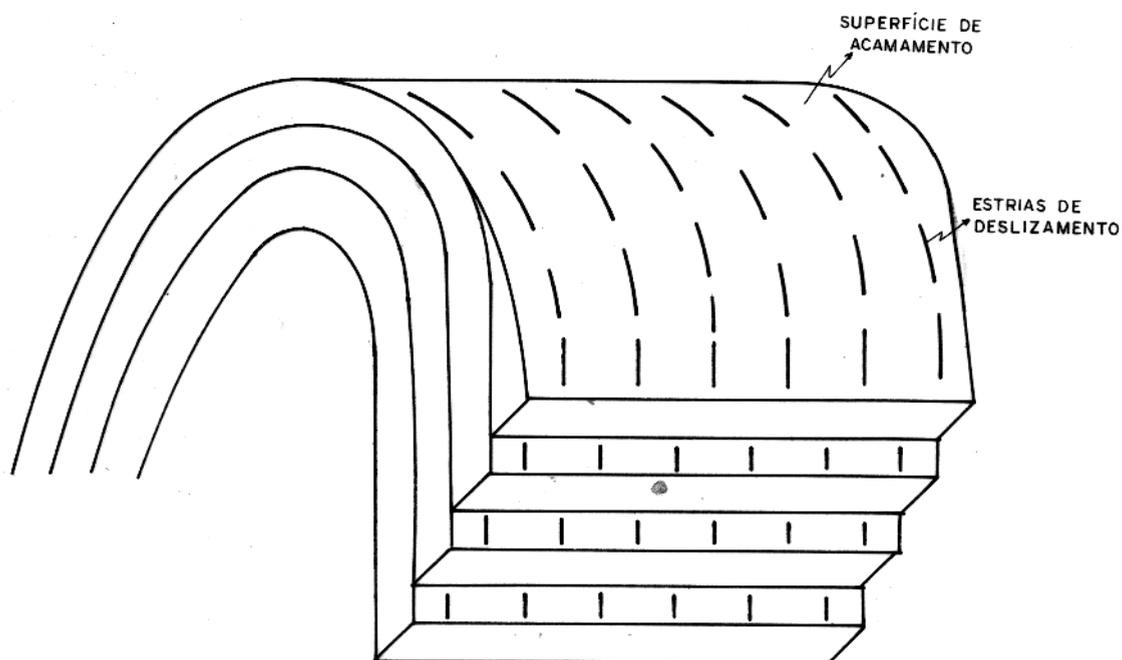


Fig. 28 - Desenho esquemático do processo de deslocamento flexural. Nota-se as dobras isópacas e as estrias de deslizamento associadas.

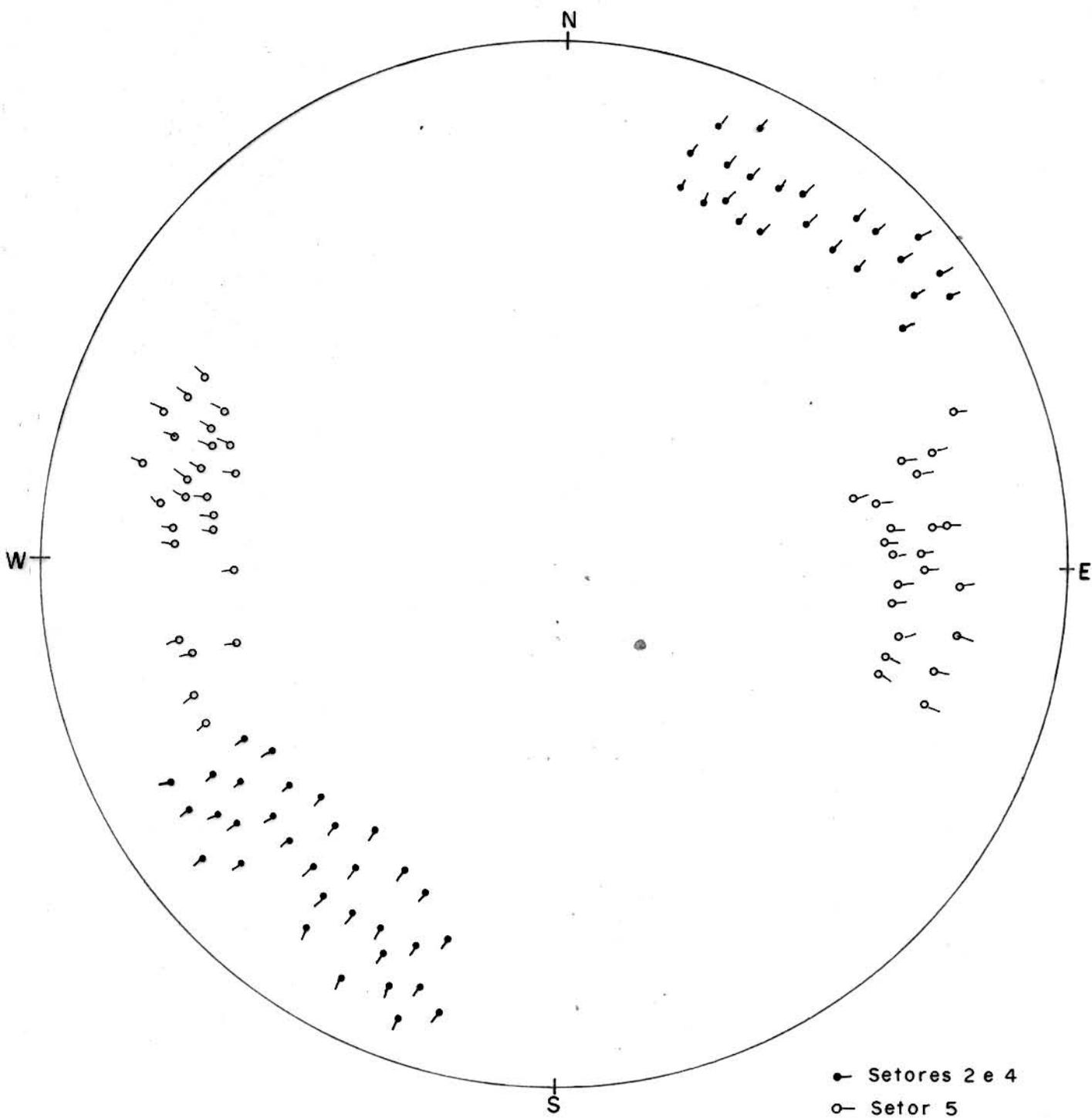


Fig. 29 - Formação Morrote. Diagrama integrado de estrias de deslizamento. (102 medidas)

dos setores 2 e 4, orientam-se NE-SW, sendo perpendiculares aos eixos das dobras medidas nesses setores (Fig. 27).

4.3.1.3 Descontinuidades

Uma densa rede de falhas e juntas aparecem em toda a área cortando os litotipos dos Grupos Tocantins e Tucuruí, afetando, também, os corpos máficos e ultramáficos pré-empurrão.

Essas feições, por certo, desempenharam importante papel na estruturação da área, merecendo especial atenção. Dentro desse enfoque, a falha de Empurrão de Tucuruí, sem dúvida, se destaca.

4.3.1.3.1 Falha de Empurrão de Tucuruí

Trata-se da feição estrutural de maior porte na área se estendendo pela quase totalidade da porção central do mapa geológico da área (anexo), segundo uma linha sinuosa, orientada submeridiana, acompanhando o rio Tocantins em um longo trecho, parecendo ter facilitado o entalhamento do leito do rio em função de ser uma zona de baixa resistência à erosão (Fig. 2 e 30).

A falha encontrava-se muito bem exposta no canal central da Barragem de Tucuruí, na fase inicial dos trabalhos, quando observações detalhadas puderam ser feitas. Atualmente essa área se acha totalmente coberta pela concretagem da obra.

A falha possui cerca de 20° de mergulho para leste, o que impôs o desenho sinuoso em planta. Seu traçado nos mapas é inferido a partir dos pontos de observação (ilhas) associados aos dados obtidos por sondagens. Essa falha corresponde à superfície principal de deslocamento. Nos testemunhos de sondagens, nota-se que, na realidade, acima e abaixo dela se configura uma enorme zona de falha, com espessura de difícil determinação, mas superior a 200 m, afetando a Formação Morrote, a Formação Couto Magalhães e as rochas máficas e ultramáficas pós-metamorfismo. O limite inferior de profundidade até o qual chegam as deformações e alterações da zona de falha não foi estabelecido. A zona de falha se caracteriza pela presença de descontinuidades entrecruzadas ou anastomosadas,



FIG. 30 - Vista geral do canal central da barragem de Tucuruí. Detalhe da falha de Tucuruí, ao fundo, com o contato entre as grauvacas da Formação Morrote e as ultramáficas da Formação Couto Magalhães.

bem marcadas.

O evento do empurrão imprimiu uma série de feições estruturais nessa zona, que variam em função da competência dos materiais envolvidos e das diferentes posições que ocupam, quer no bloco cavalgado, quer no cavalgante. Assim é que, para efeitos descritivos, dividiu-se a zona de falha em dois setores diferentes: grauvacas da lapa e magmatitos da capa.

Setor das Grauvacas

As grauvacas ocupam a porção cavalgada da zona de falha e nessa região elas perdem bastante da sua cor avermelhada característica, adquirindo tonalidades esverdeadas, em função da densa rede de veios, de dimensões métricas e milimétricas, compostos predominantemente de epídoto e sílica e com calcita subordinada, que cortam essas rochas. Esses veios são por vezes tão numerosos e tão próximos uns aos outros que impõem à rocha o aspecto de uma massa compacta de coloração verde-esbranquiçada (brechas magmáticas de Moraes Rego, 1933).

O acamamento dessas rochas mostra-se suavemente ondulado com as dobras tendo comprimento de onda decamétricos e amplitudes de até poucos metros. Alguns basculamentos discordantes da estratificação claramente relacionados com falhas, também estão presentes.

Ocorre, também, nessas rochas, um grande número de falhas, milimétricas e decamétricas, cujas superfícies acham-se, quase sempre, dobradas e ramificadas. Essas superfícies mostram geralmente, estrias e ressaltos, com movimentos ora normais, ora inversos e, ainda, menos frequentes, direcionais. Essas falhas se cortam umas às outras evidenciando pulsações na geração delas, parecendo que as paralelas à estratificação foram as primeiras a se formar e as subverticais as posteriores. As falhas milimétricas e decimétricas predominam e, quando cortam a rede de veios quartzo-epidotizados tornam-se segmentados e deslocados, levando-os a arranjos escalonados.

Esse fraturamento também afetou as grauvacas situadas dentro desta zona formando-se duas famílias marcantes de juntas, subverticais, com direção NS e N50W, além de outra paralela à estratificação.

Setor de Magmatitos

As rochas magmáticas ocupam a zona de falha na sua porção cavalgante e mostram uma série de feições ligadas a cataclase destacando-se as seguintes:

- 1 - foliações cataclásticas moderadas até fortemente desenvolvidas.
- 2 - crenulação localizada
- 3 - falhas com milonitização
- 4 - fraturas de partição (distensão) sigmoidais
- 5 - epidotização e silicificação intensa.

A foliação cataclástica acha-se suavemente ondulada. As direções gerais variam de N20E e N50E e com mergulhos de 20° a 45° para SE. Essas foliações incluem fragmentos de rochas de formas angulares e arredondadas, irregulares e amendoadas, de dimensões milimétricas e decimétricas. Esses fragmentos são de rochas máficas e ultramáficas e, localmente, sedimentos da Formação Morrote. A distribuição geral desses fragmentos é bastante irregular. A grande maioria tem forma amendoada e alongada, com eixo menor perpendicular à foliação e o maior na direção NE.

Bastante localizada aparece uma crenulação, com clivagens NS, nos termos mais finos, e "kink bands" com orientações variadas.

Em algumas porções mais xistificadas, essas rochas se esfrelam em pastilhas amendoadas e torcidas, centimétricas, provenientes de densa família de planos de cisalhamento oblíquos à foliação (filonitização).

Aparecem, localmente, zonas de falha, de dimensões decimétricas, com forte brechação e alguma milonitização. Aparentemente são falhas inversas de pequeno mergulho, que se ramificam em arranjos complexos.

Fraturas decimétricas a centimétricas são abundantes nessa zona, algumas são de partição (distensão) sigmoidais e outras de difícil caracterização em função de seus arranjos complexos.

A epidotização e silicificação intensas que afetam essa zona, agiram como selo para várias juntas e falhas nessas rochas,

transformando-as, localmente, numa massa verde quartzo-epidotizada.

Nas porções mais cisalhadas, percebe-se ao microscópio, recristalização de alguns minerais como clorita e epídoto, caracterizando zonas blastomiloníticas.

4.3.1.3.2 Análise dos Falhamentos

Arthaud (1969) apresentou uma técnica de dedução das direções de encurtamento e estiramento para uma população de falhas que tenham se formado em uma fase de deformação. Neste método são analisados, estatisticamente, os planos de falhas, as estrias contidas nesses planos, com seus movimentos relativos; e os planos de movimento que são definidos como os planos que contêm as estrias e são perpendiculares aos planos de falhas (Fig. 31).

Tentou-se aplicar essa técnica na área estudada, com a coleta de dados de falhas em quatro setores diferentes:

- a - canal central da obra
- b - bacia de dissipação (oeste) da barragem
- c - bacia de dissipação (leste) da barragem
- d - casa de força da barragem.

Foram analisados em conjunto 200 planos de falhas nesses quatro setores da Formação Morrote, por serem locais onde estas estruturas aparecem mais densamente desenvolvidas. Para cada falha mediu-se a atitude do plano de falha, a estria contida nesse plano e observou-se o movimento relativo ao longo desse plano. Posteriormente, com a medida do plano e da estria, deduziu-se pela projeção estereográfica, a atitude do plano de movimento correspondente. Três tipos de diagramas foram construídos para esse estudo:

- diagramas polares de planos de falha
- diagramas de estrias de falhas, indicando-se os movimentos
- diagramas polares de planos de movimento.

A figura 32 resulta da integração de todas as medidas de planos de falhas referentes aos quatro setores estudados. Esse diagrama mostra uma dispersão de pólos muito grande e a necessidade desses planos serem examinados por setores.

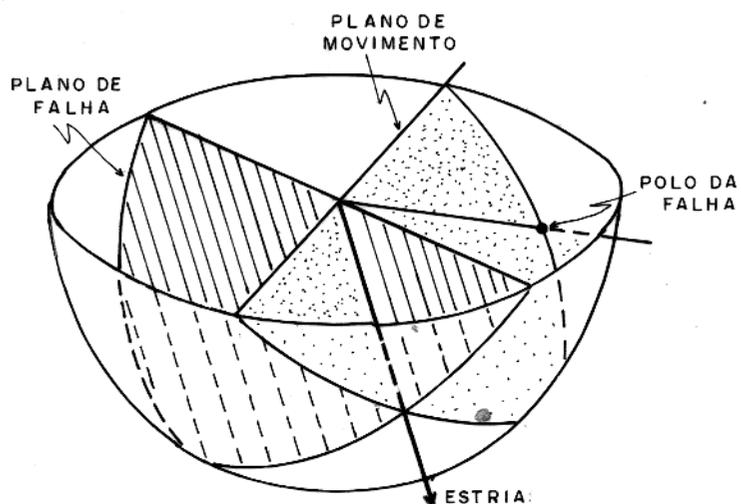


Fig. 31 - Definição do plano de movimento associado a uma falha. O plano M contém a direção da estria e o polo do plano de falha.

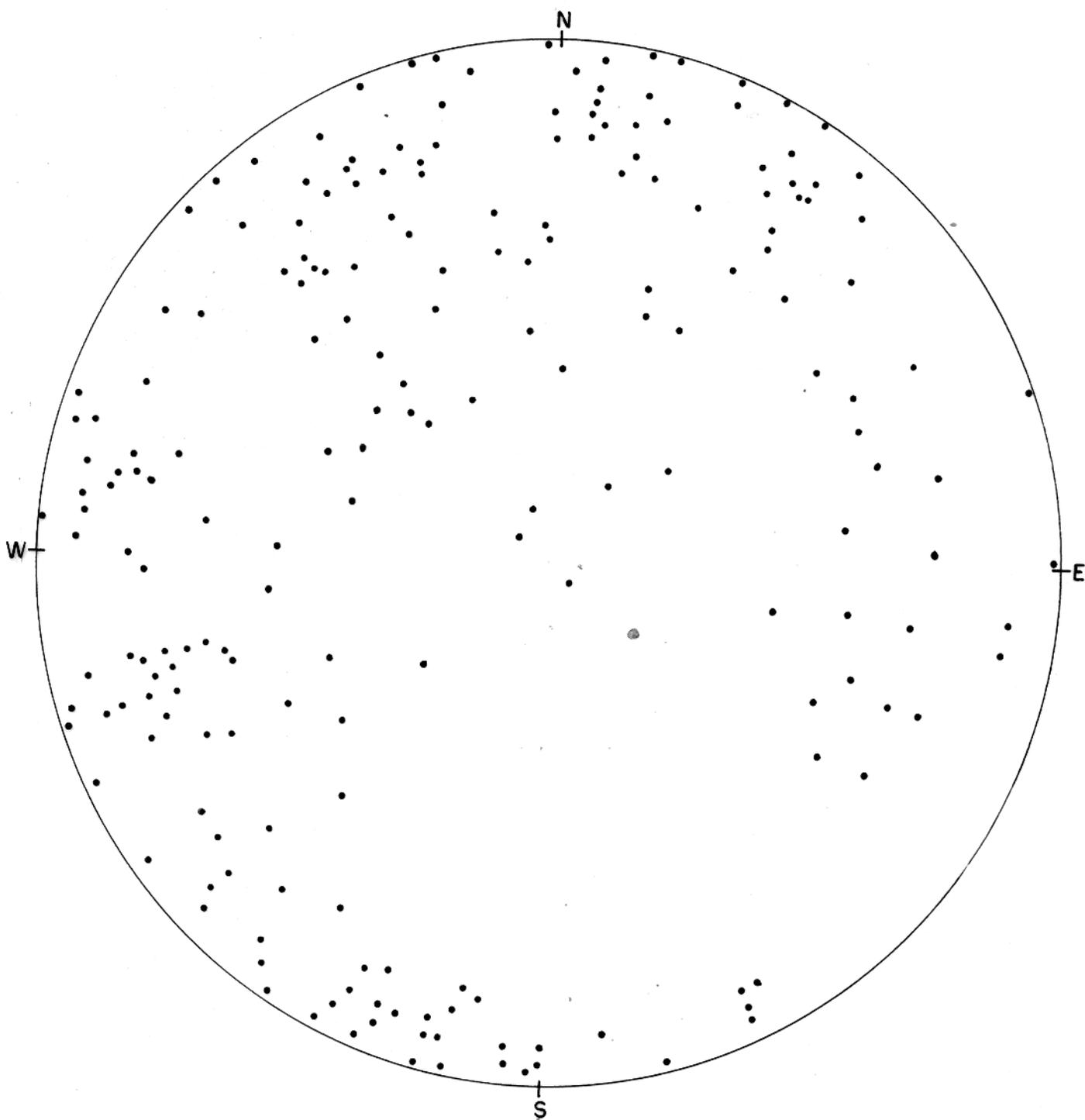


Fig. 32 - Formação Morrote. Diagrama integrado, polos dos planos de falha.

Os diagramas da figura 33 mostram os planos de falhas para cada setor analisado. Nota-se que, cada setor predominaram uma ou mais direções gerais de falhas, definindo geometria seguinte:

Setor a = direção predominante N20E (Fig. 33a)

Setor b = direção predominante N75W (Fig. 33b)

Setor c = direção predominante N70E (Fig. 33c)

Setor d = direção predominante N20W (Fig. 33d)

Com relação às estrias de falhas as figuras 34 a, b, c e d para cada setor separadamente, mostram dispersões muito grandes, não permitindo inferências. Construímos, então, diagramas integrados para os quatro setores, com estrias de falhas normais (Fig. 35a e b) e para falhas inversas (Fig. 36a e b).

A figura 36 mostra que as estrias de falhas inversas se concentram segundo a guirlanda WNW-ESE, enquanto que as estrias de falhas normais (Fig. 35) se concentram na porção central do diagrama, sem esboçar guirlanda evidente. Os dois conjuntos mostram uma leve tendência de orientação NE-SW, também marcada no diagrama integrado da figura 37.

Os planos de movimento também foram tratados isoladamente para cada setor (Fig. 38), discriminando-se em normais e inversos. Porém não mostram boas indicações em função da dispersão acentuada. Essa dispersão ainda é grande nos diagramas integrados para falhas normais e inversas (Fig. 39).

A figura 40 mostra a somatória das figuras 39a e b. É marcante a guirlanda subhorizontal esboçada neste diagrama e as duas concentrações máximas. Esses dois máximos representam a posição clara de dois eixos ortogonais, para esta população de falhas. Por construção, acha-se a posição do terceiro eixo, perpendicular aos dois primeiros (Fig. 41). As orientações dos eixos são:

$$X = 10^\circ/100^\circ$$

$$Y = 10^\circ/190^\circ$$

$$Z = 77^\circ/330^\circ$$

A direção 1 corresponde a orientação da guirlanda esboçada para as falhas inversas (Fig. 36), isto é, indicativo de que essa é a direção de encurtamento para a geração de falhas.

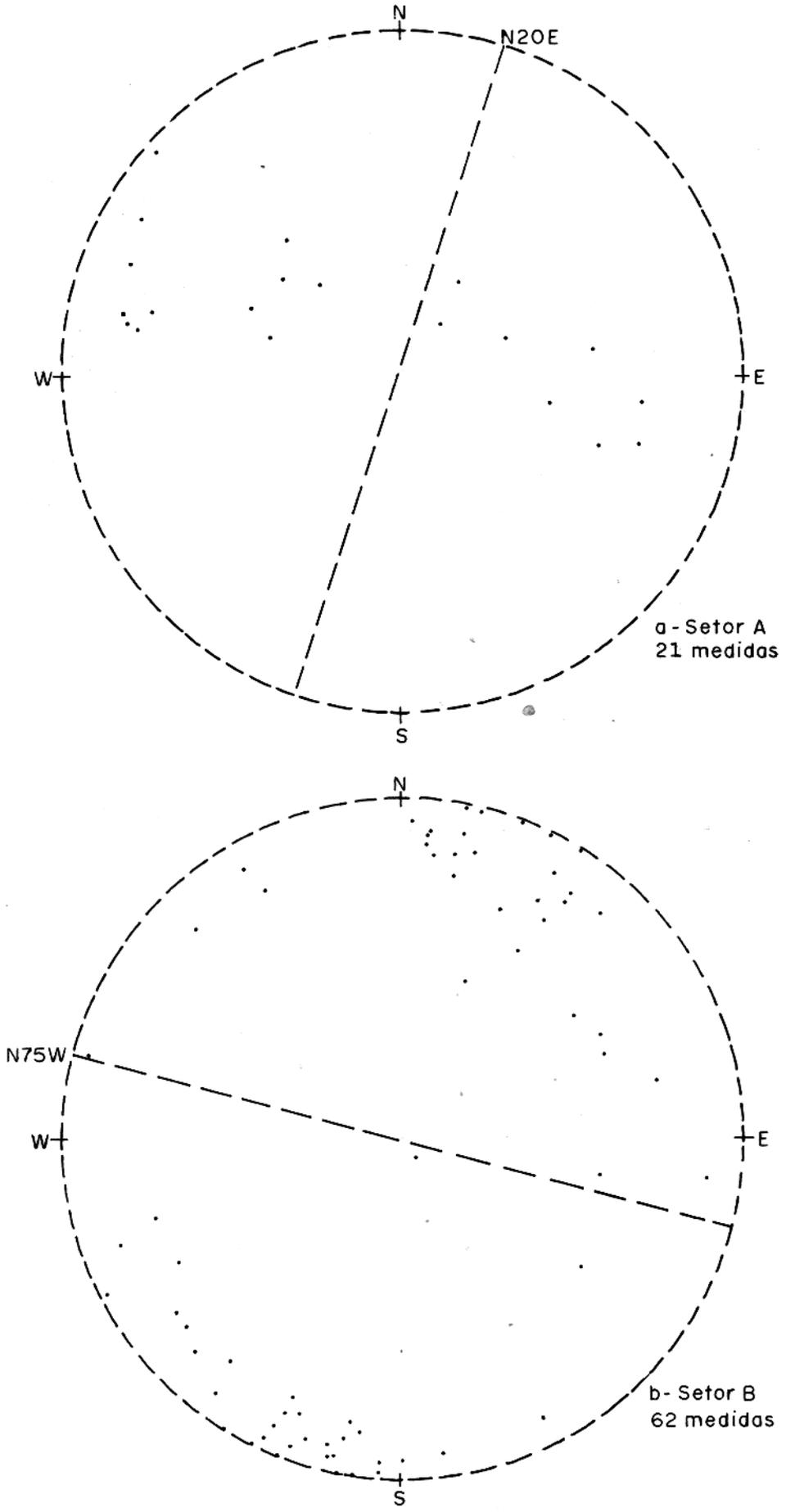


Fig.33- Planos de falhas.

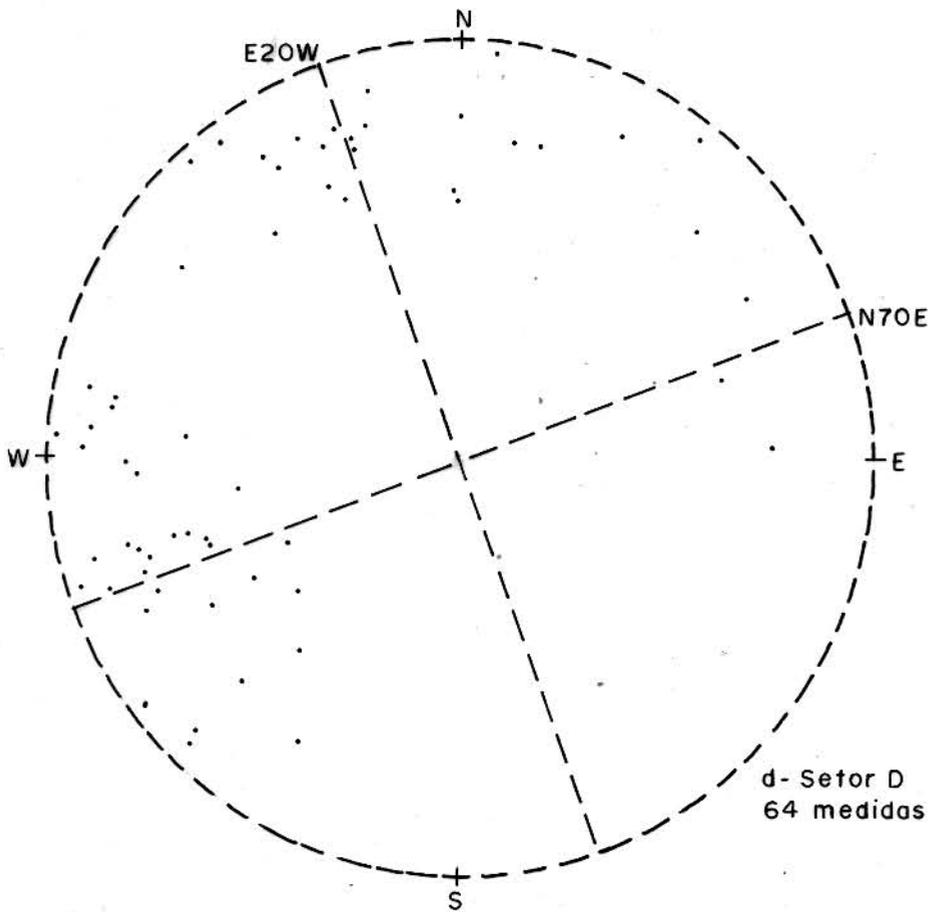
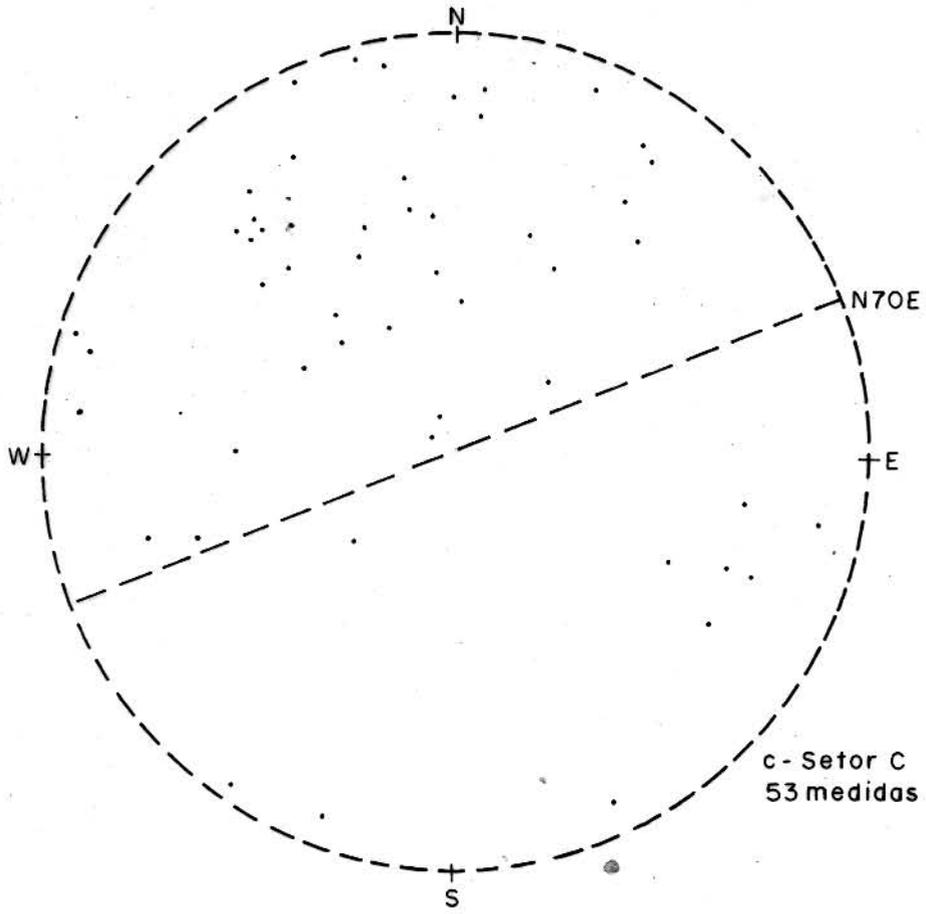


Fig. 33 - Continuação

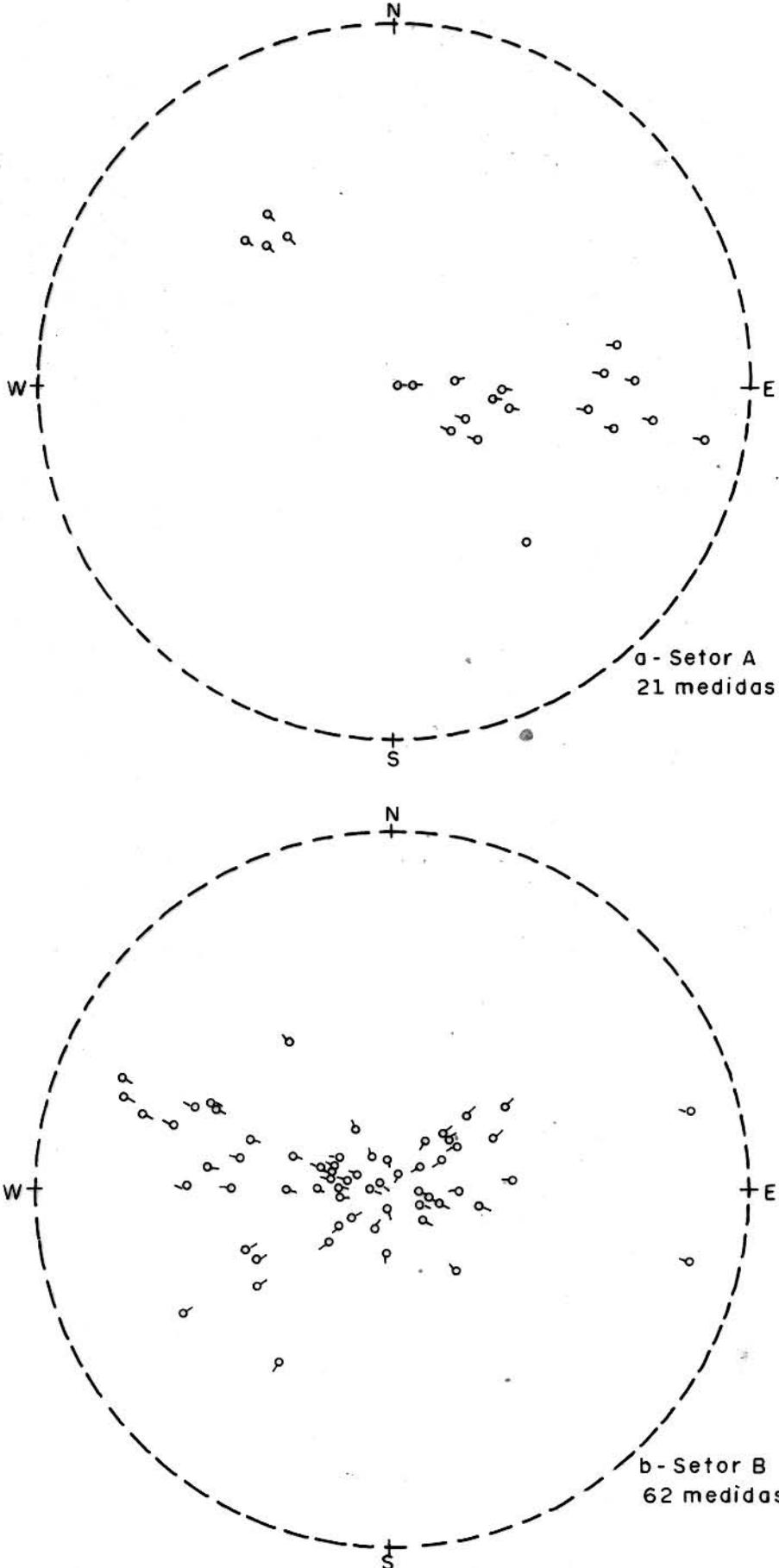
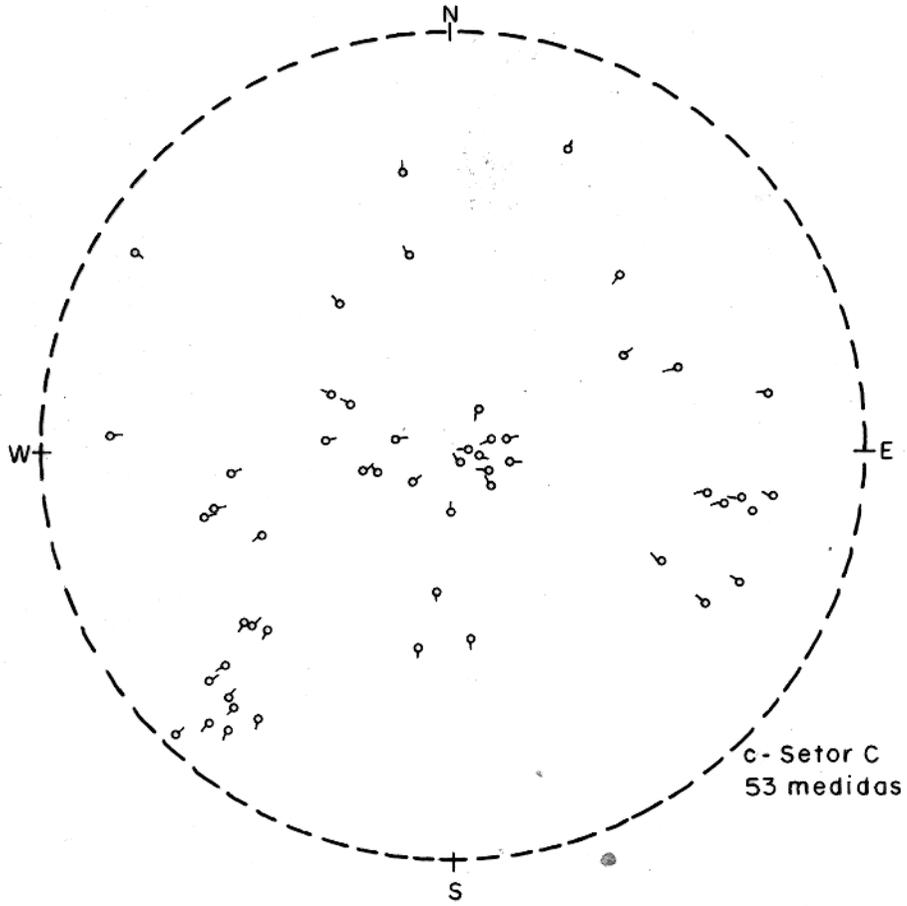
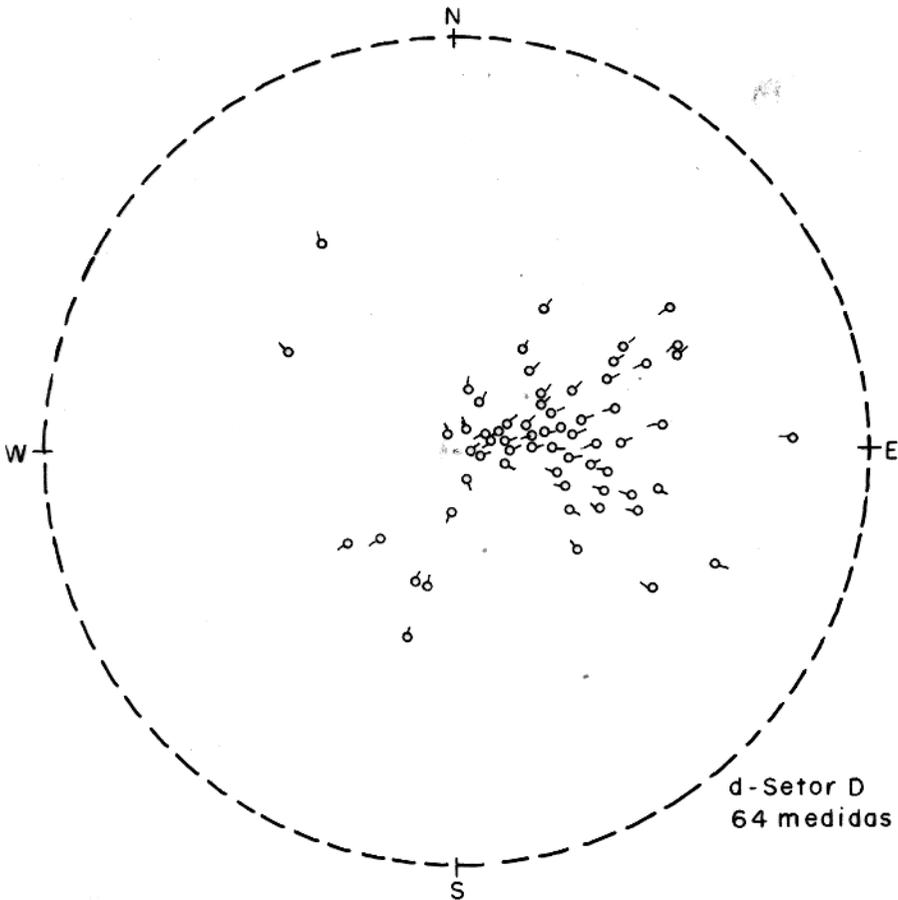


Fig. 34 - Estrias de falhas (O traço aponta o sentido do movimento).



c- Setor C
53 medidas



d- Setor D
64 medidas

Fig. 34 - Continuação

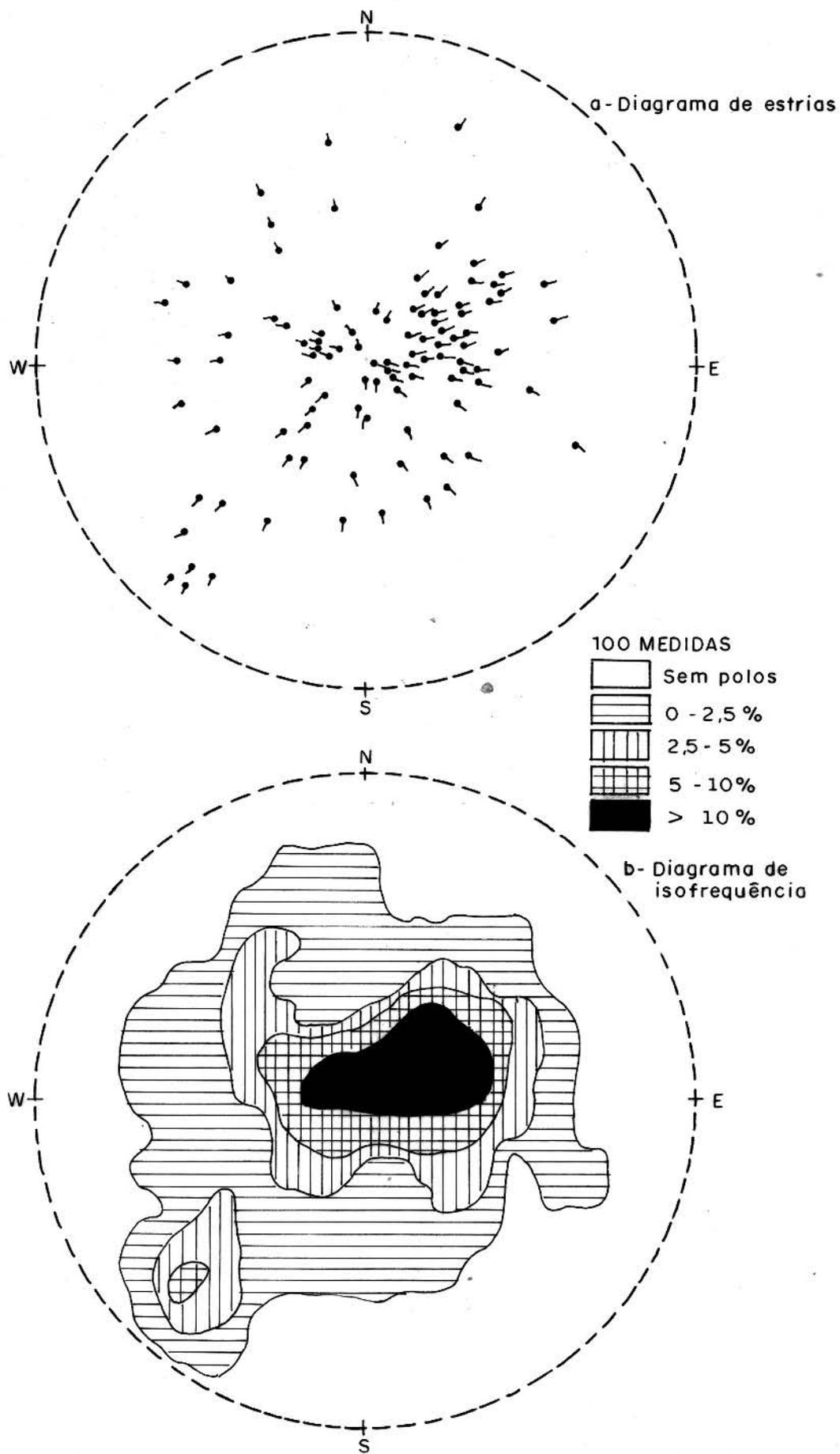


Fig.35- Diagrama integrado. Falhas normais.

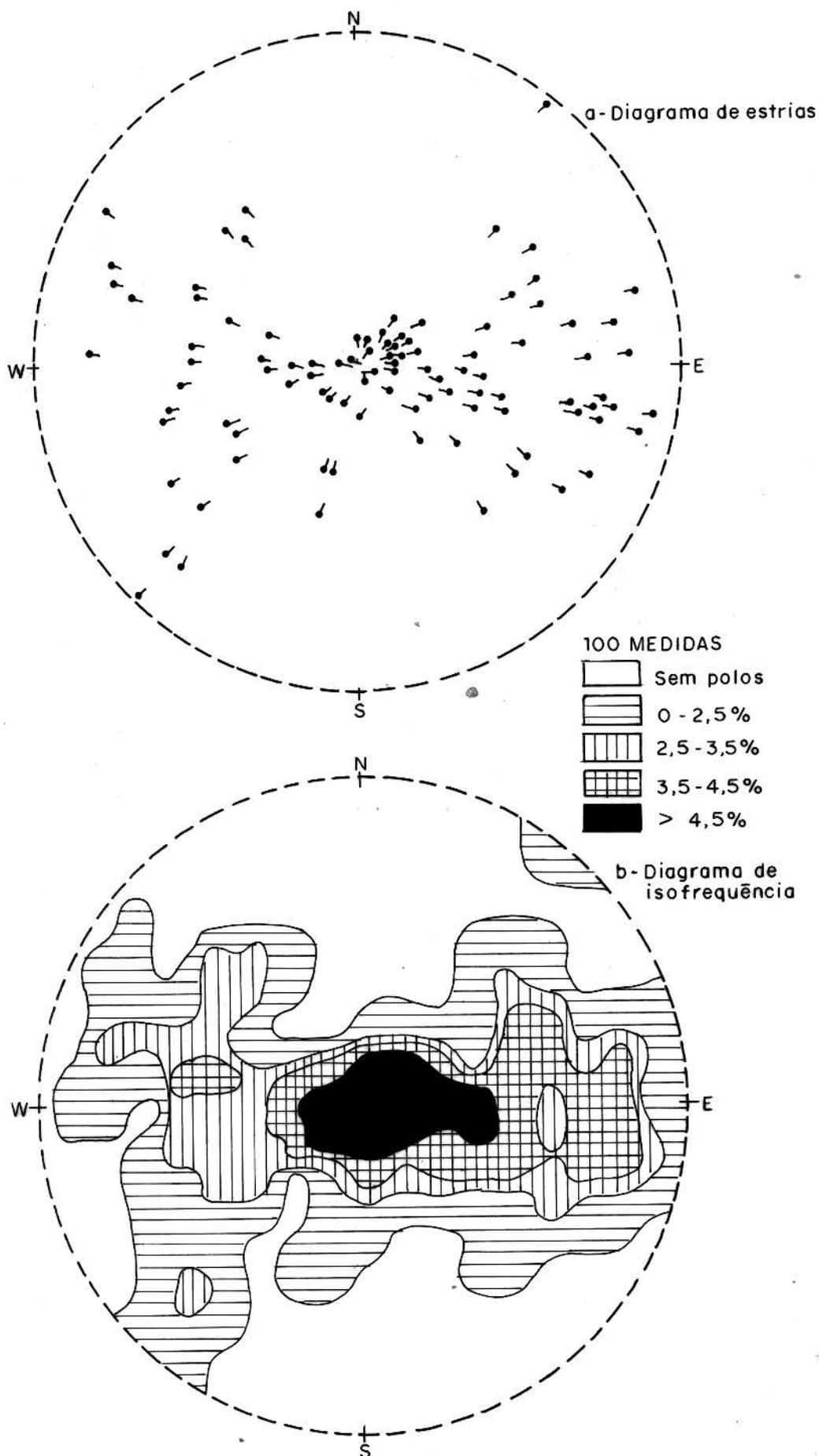


Fig.36-Diagrama integrado, falhas inversas

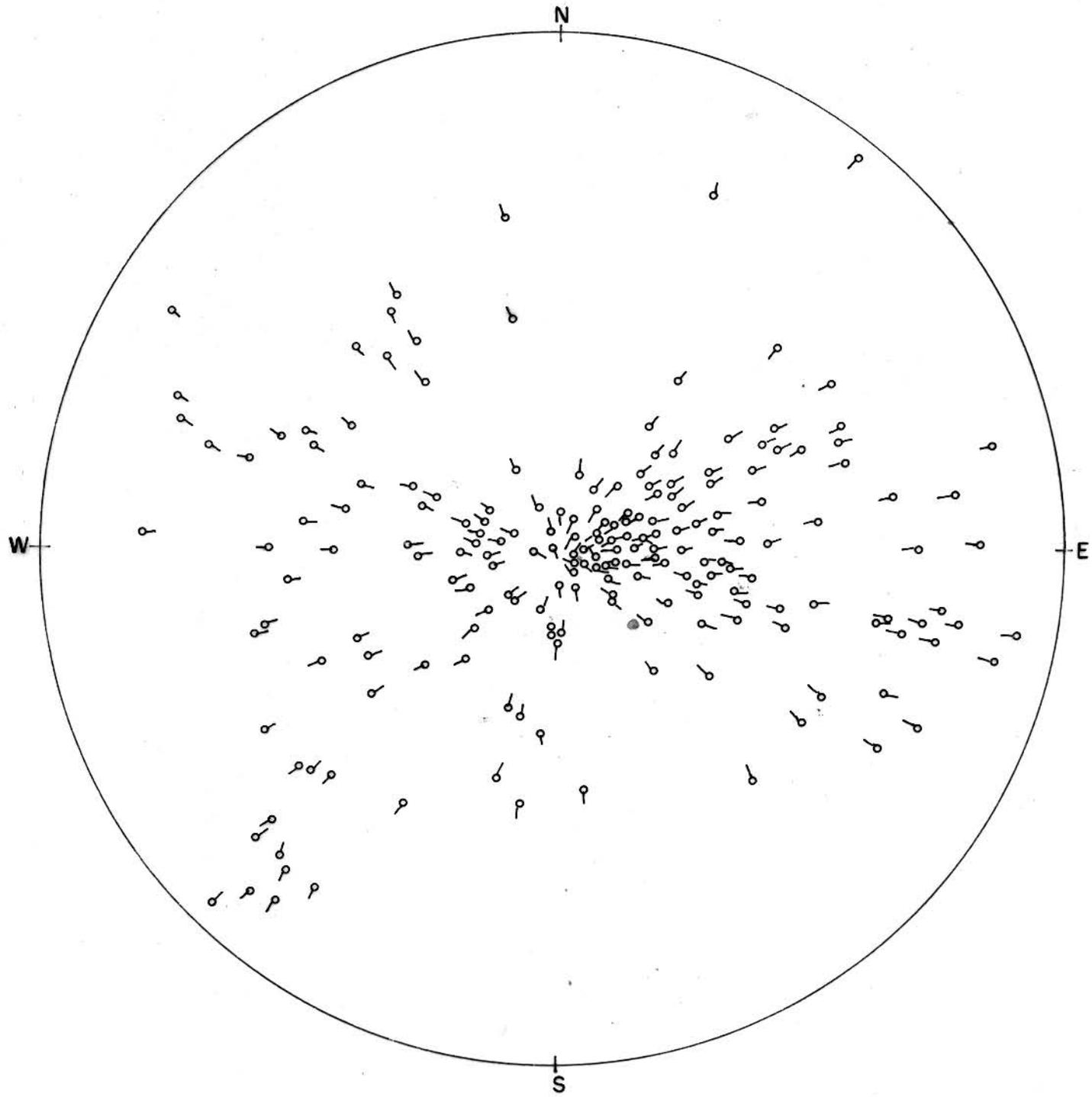


Fig. 37 - Formação Morrote. Diagrama integrado de estrias de falhas. (200 medidas)

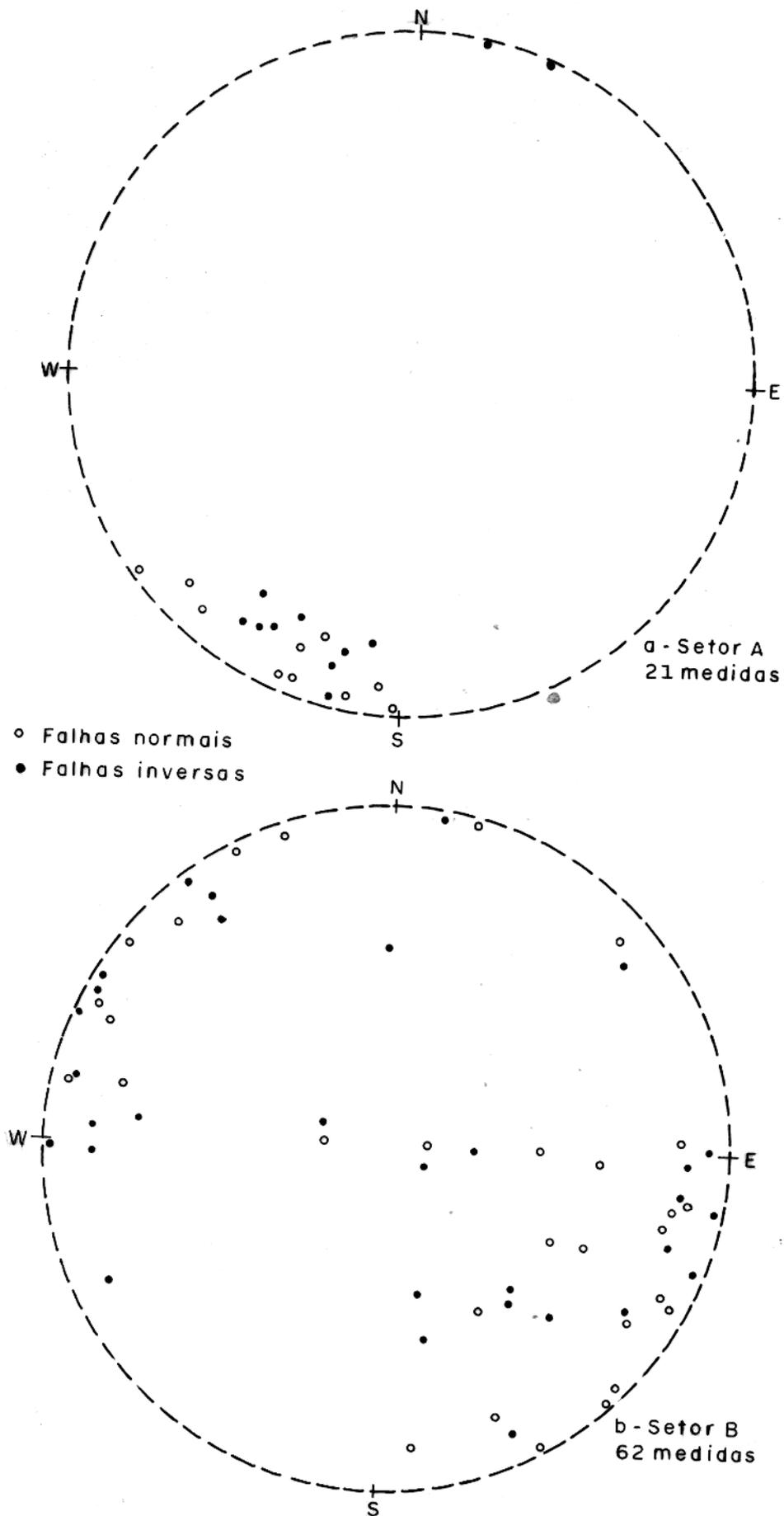
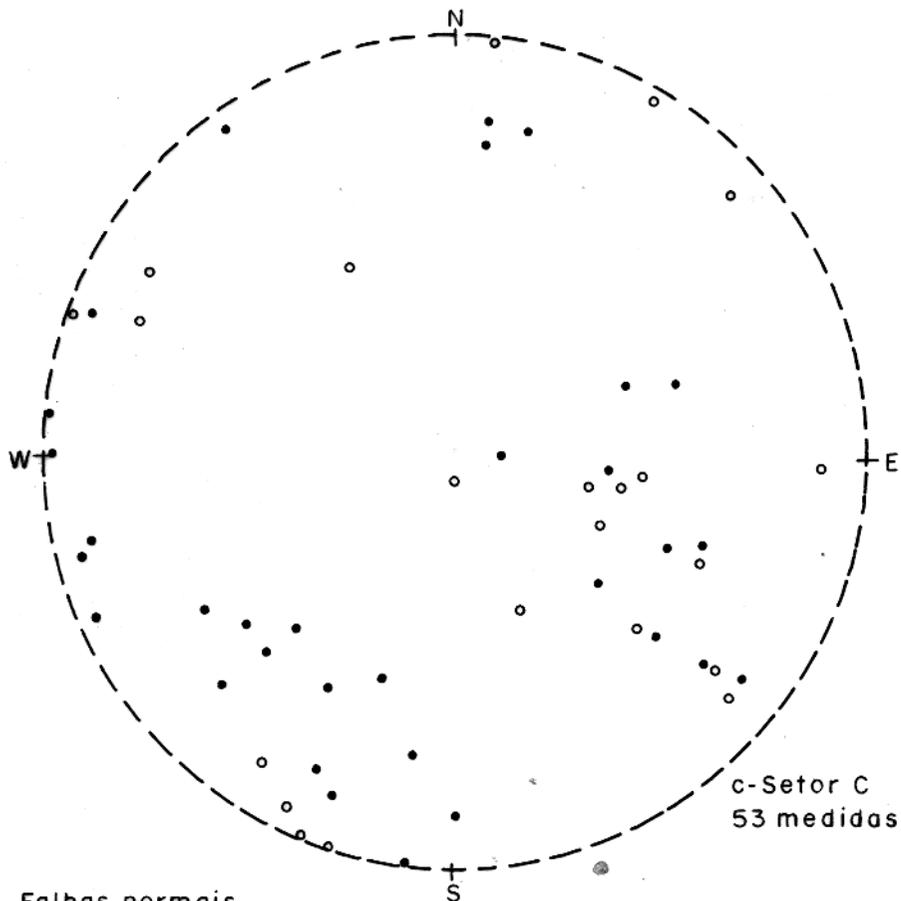
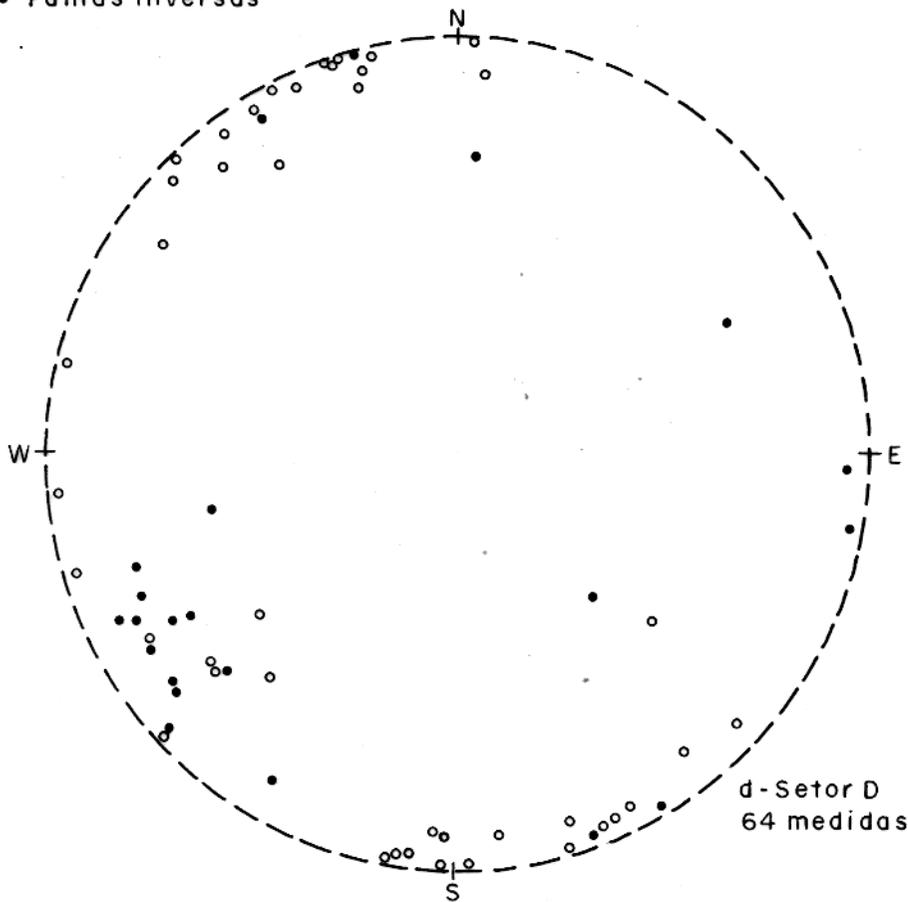


Fig. 38 - Plano de movimento.



c-Setor C
53 medidas

- Falhas normais
- Falhas inversas



d-Setor D
64 medidas

Fig. 38 - Continuação

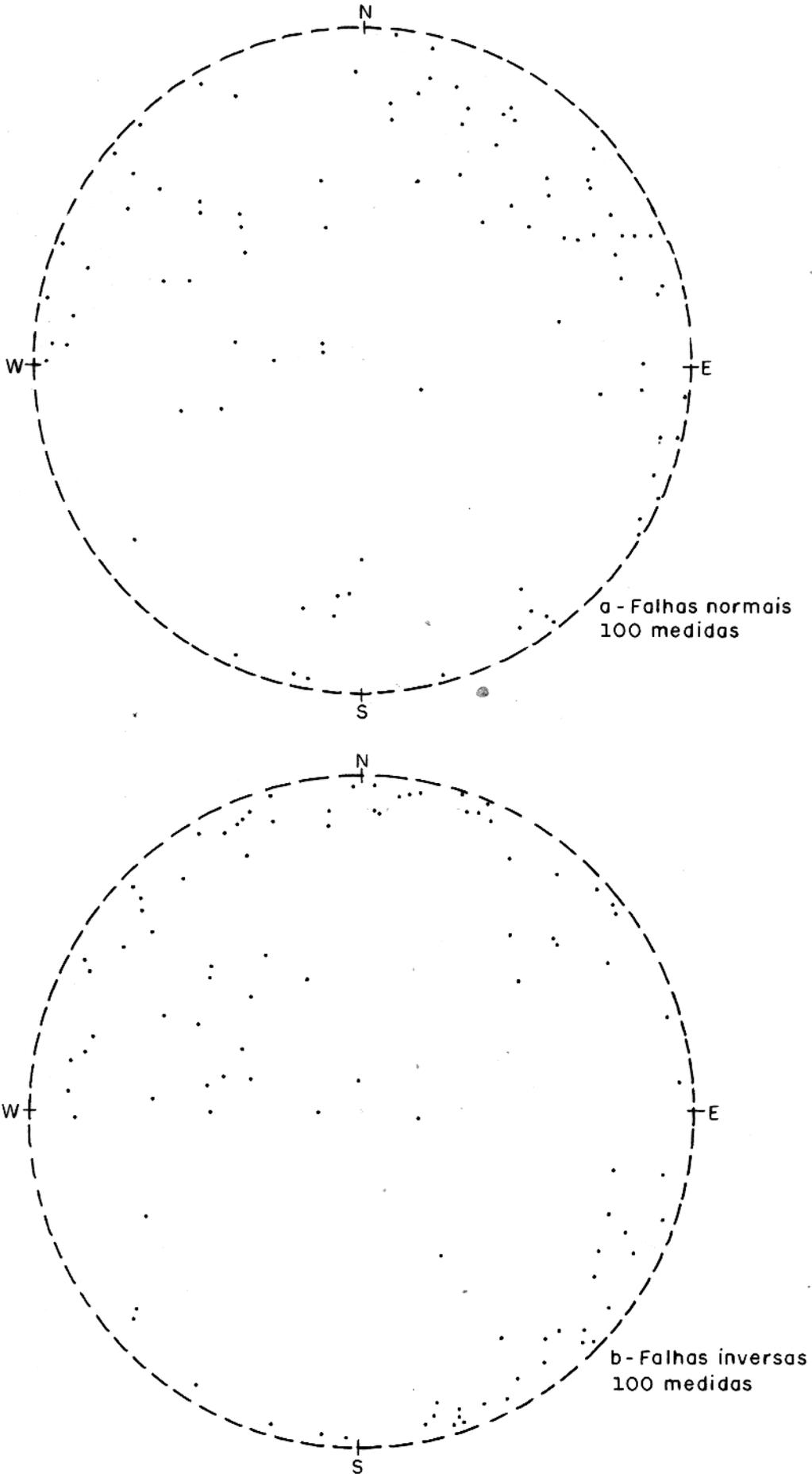
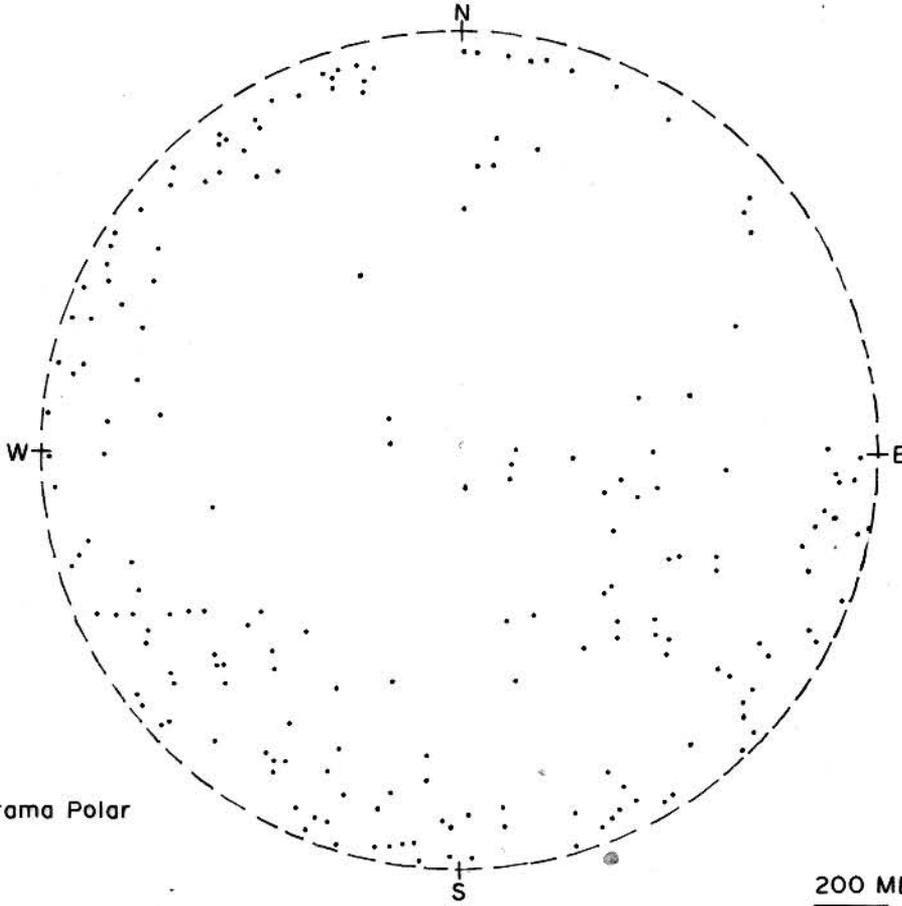
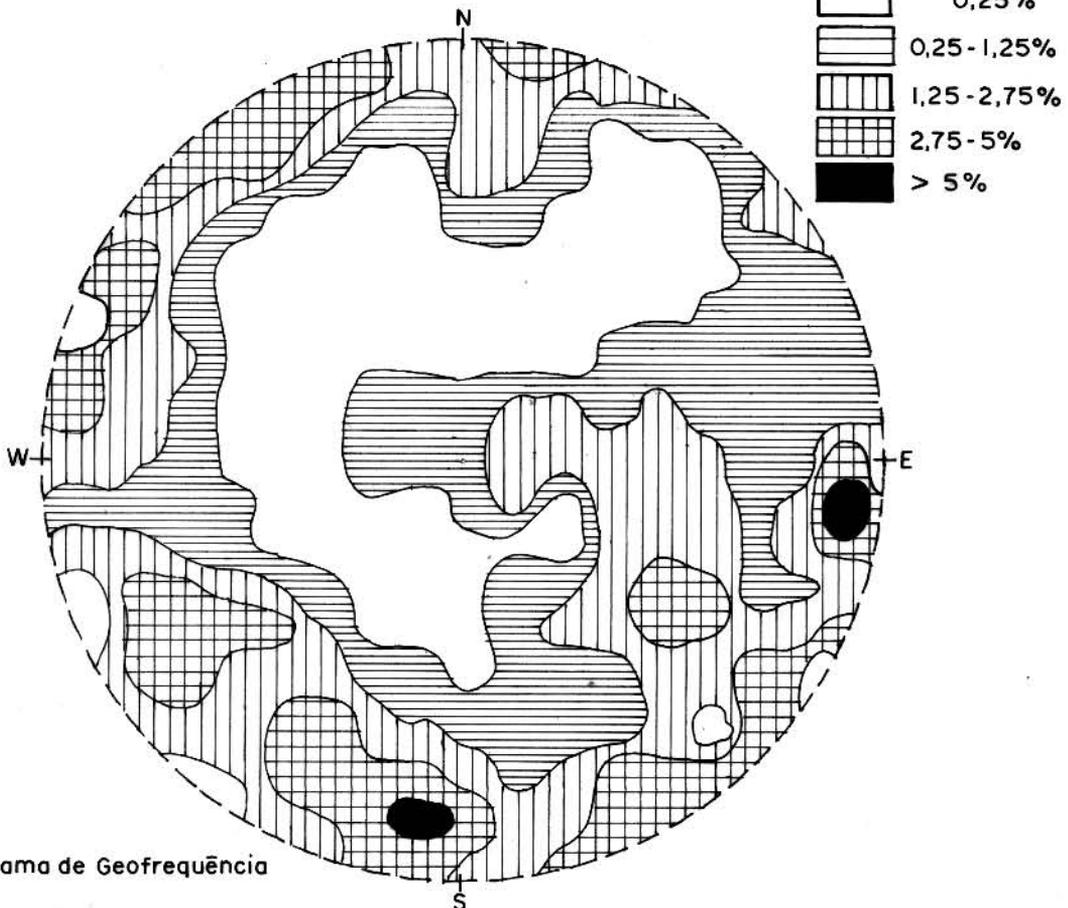


Fig.39 - Diagrama integrado de planos de movimento.



a- Diagrama Polar



b- Diagrama de Geofreqüência

Fig.40 - Diagrama integrado planos de movimentos normais e inversos.

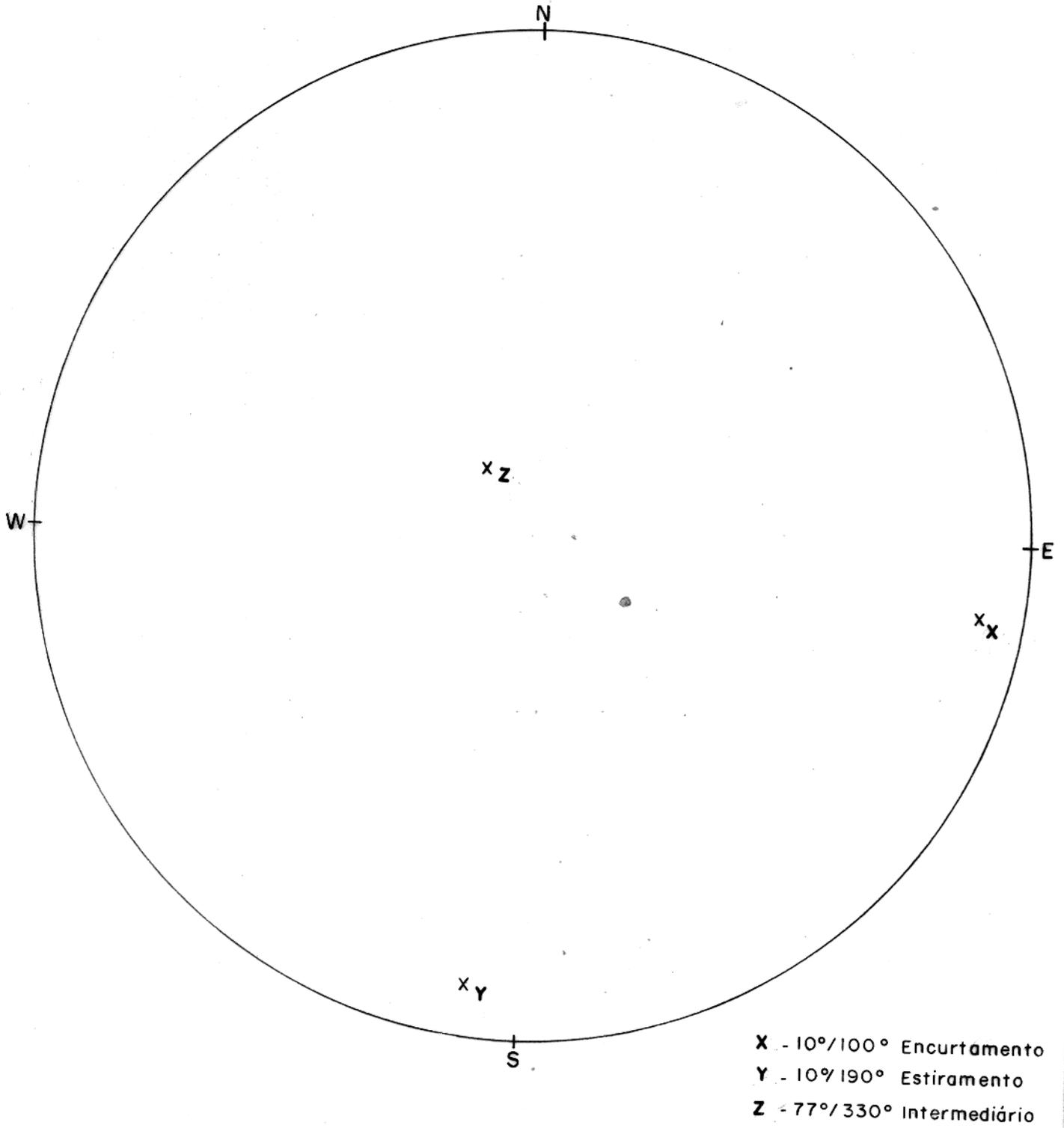


Fig. 41 - Eixos cinemáticos.

Como as falhas com as estrias normais (Fig. 35), tendem a se concentrar na posição central do diagrama, a direção de Z cor responde ao eixo de estiramento.

A direção de deformação intermediária é Y. Como existe uma leve tendência das estrias, tanto normais como inversas se o rientarem SW (Figs. 35b e 36b), parece que Y se comportou como di reção de encurtamento e estiramento, em momentos diferentes na his tória dessa deformação.

O fato do diagrama integrado trazer tais indicações, que são visualizadas apenas parcialmente nos diagramas setoriais, suge re que a deformação não se deu por igual, mas variou de local para local, embora resultante de um regime único. Essa variação pode ser explicada, entre outros fatores, pela anisotropia estrutural.

4.3.1.3.3 Análise das Juntas

Para se estudar a densa rede de juntas que corta os lito tipos da área (Figs. 42 e 43, fez-se um levantamento estatístico dessas feições em vários setores que se mostraram mais propícios a esse exame. Para tanto foram realizadas cerca de 1.300 medidas nos seguintes locais :

Setor I : Canal central do eixo da barragem (leste)

Setor II : Canal central do eixo da barragem (oeste)

Setor III : Bacia de dissipação do eixo da barragem (oeste)

Setor IV : Bacia de dissipação do eixo da barragem (leste)

Setor V : Margem direita do Tocantins (eixo da barragem)

Setor VI : Desvio do Caraipé

Setor VII : Margem esquerda do Tocantins (localidade de Breul

Para cada um dos setores geográficos, procurou-se em pri meiro lugar discriminar no campo, as famílias de juntas associadas localmente às dobras e/ou falhas. Depois disso, selecionou-se e deli mitou-se áreas nas quais uma grande quantidade de juntas foi medi da sem discriminação, após a enumeração de suas principais famí lias. Algumas dessas juntas se mostravam encurvadas ou dobradas, sendo desprezadas, já que elas seriam precoces e deformadas após sua formação.



FIG. 42 - Grauvacas da Formação Morrote no canal central da barragem. Detalhe do intenso fraturamento nas proximidades do empurrão.



FIG. 43 - Grauvacas da Formação Morrote no canal central da barragem. Zona epidotizada e silicificada subhorizontal, com família de juntas verticais.

A figura 44 mostra os diversos diagramas polares para cada um dos setores estudados, enquanto a figura 45 mostra o quadro geral das principais famílias de juntas mostradas nos diagramas e que correspondem às famílias identificadas no campo.

A figura 44 mostra que não existe uniformidade de fraturamento na área, uma vez que os diagramas são diferentes para diferentes setores. Embora apareçam famílias mais gerais (famílias 1, 2 e 3 da Fig. 45), outras são de caráter local. Nota-se que essas famílias mais gerais de juntas, não possuem direções coincidentes com as das falhas, nos setores em que ambas as estruturas foram estudadas.

As duas famílias (2 e 7) mostradas no setor VII, estão associadas, no campo, às dobras de acamamento das grauvacas neste setor (Fig. 26c), que tem eixos orientados NW-SE. São, portanto, juntas longitudinais e transversais aos eixos destas dobras.

As famílias 4, 5 e 6 para os setores II, III e V, respectivamente, também têm caráter local e mostram a influência da zona do empurrão, perto do contato Morrote-Couto Magalhães, onde estão localizados estes setores.

Essa configuração geral das juntas finais, sem famílias de persistência areal, faz supor que sua formação foi muito influenciada pela anisotropia estrutural e pela não uniformidade das tensões.

4.3.2 Quadro Estrutural

Os dados estruturais apresentados permitem esboçar algumas conclusões importantes sobre o quadro deformacional da área estudada.

4.3.2.1 Grupo Tocantins

Esta unidade mostra uma primeira geração de dobras, desenhadas pelo acamamento e que só foram vistas em testemunhos de sondagens. Essas dobras devem estar geneticamente associados com a primeira fase de deformação da evolução estrutural do Supergrupo Baixo Araguaia de Abreu (1979).

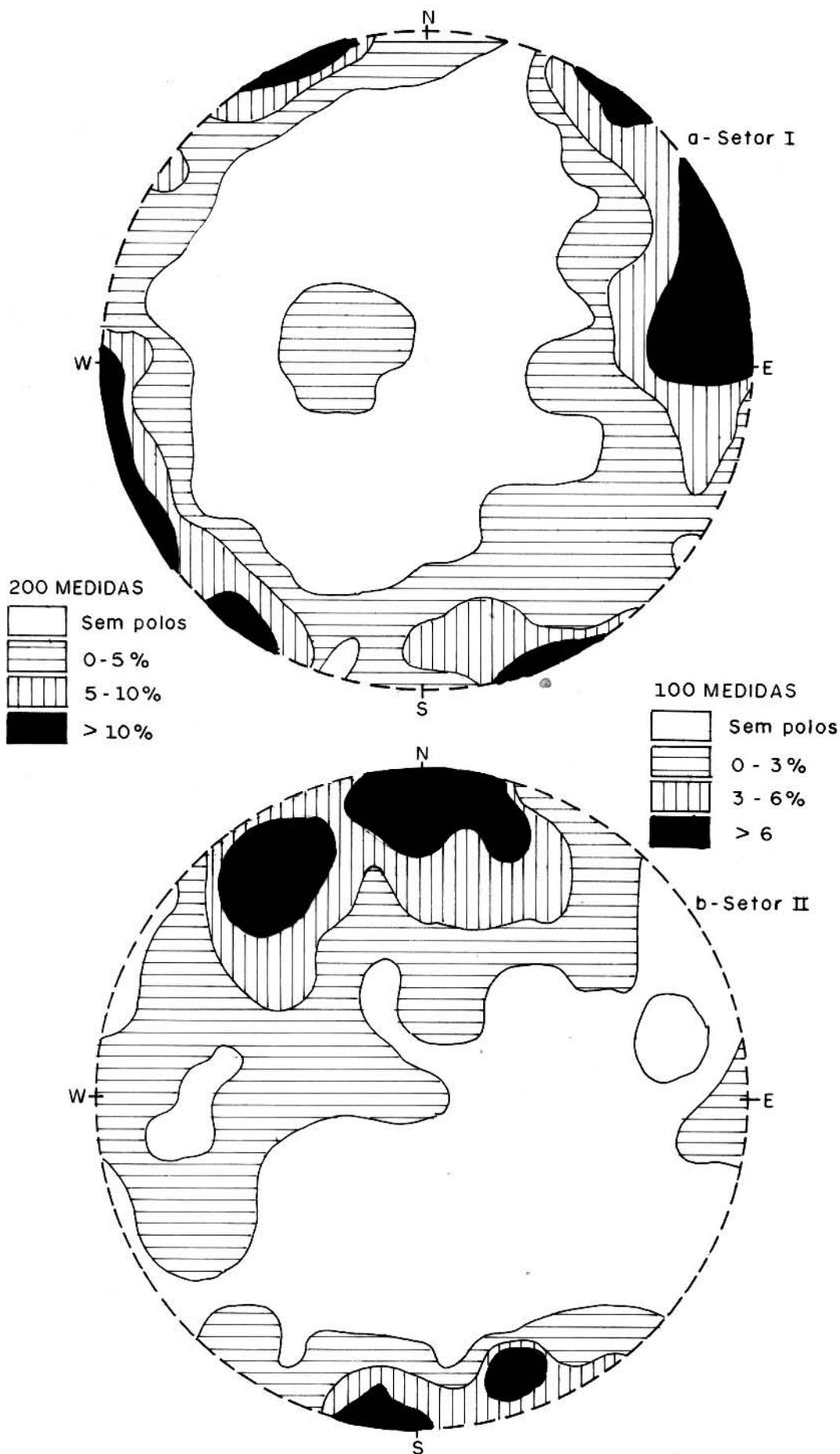


Fig.44 - Diagrama de isofrequência de junta.

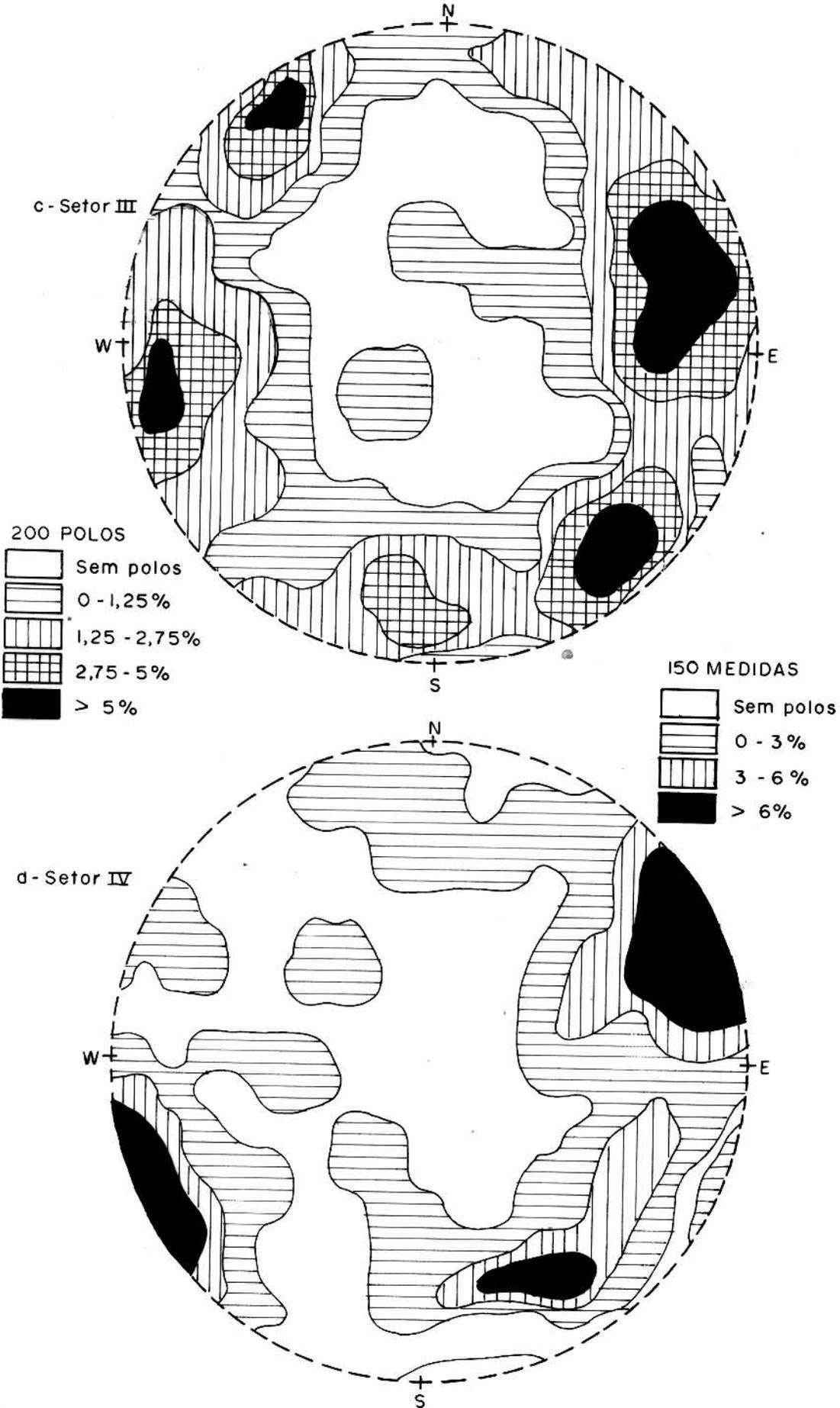


Fig. 44 - Continuação

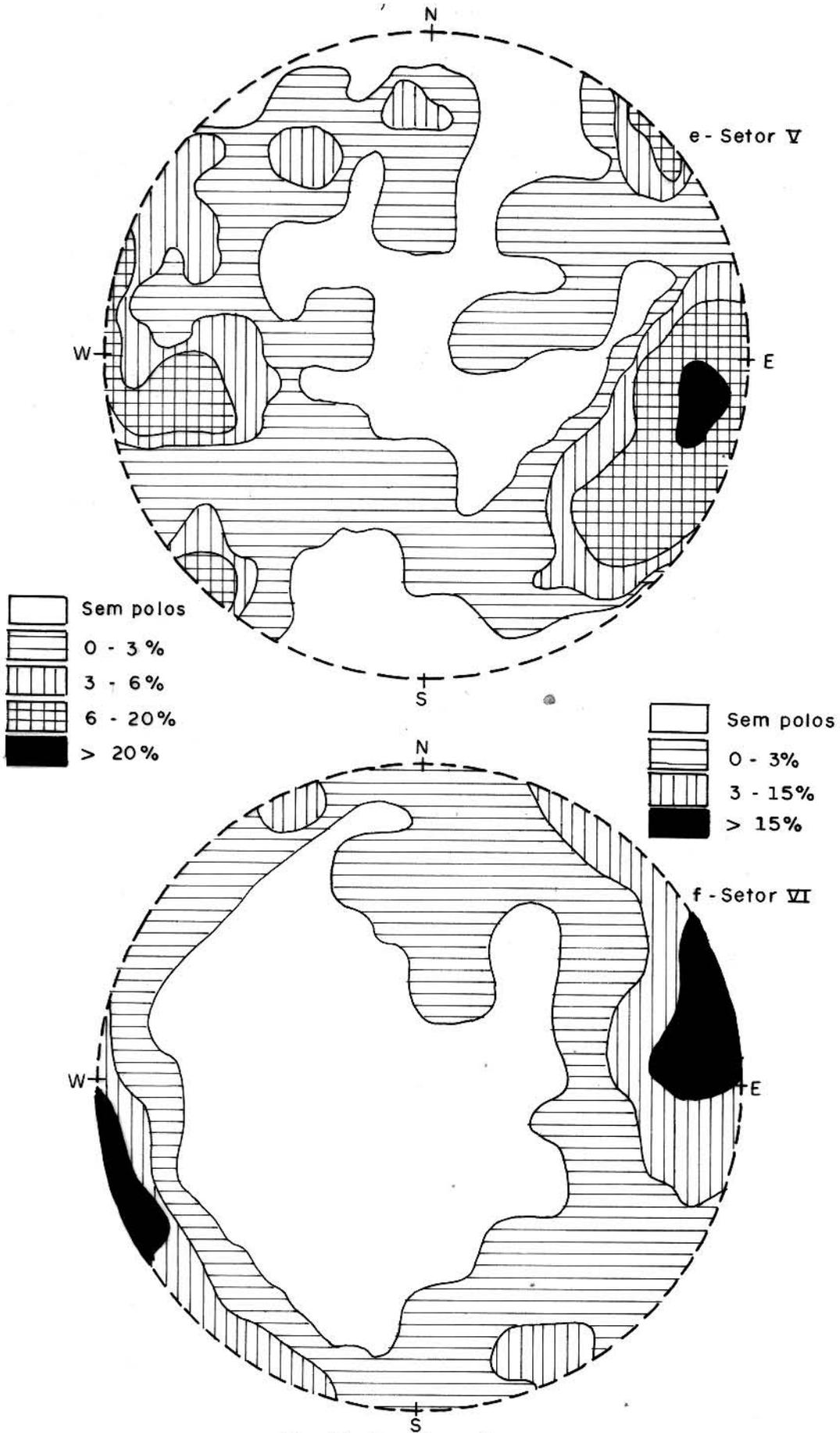


Fig.44 - Continuação

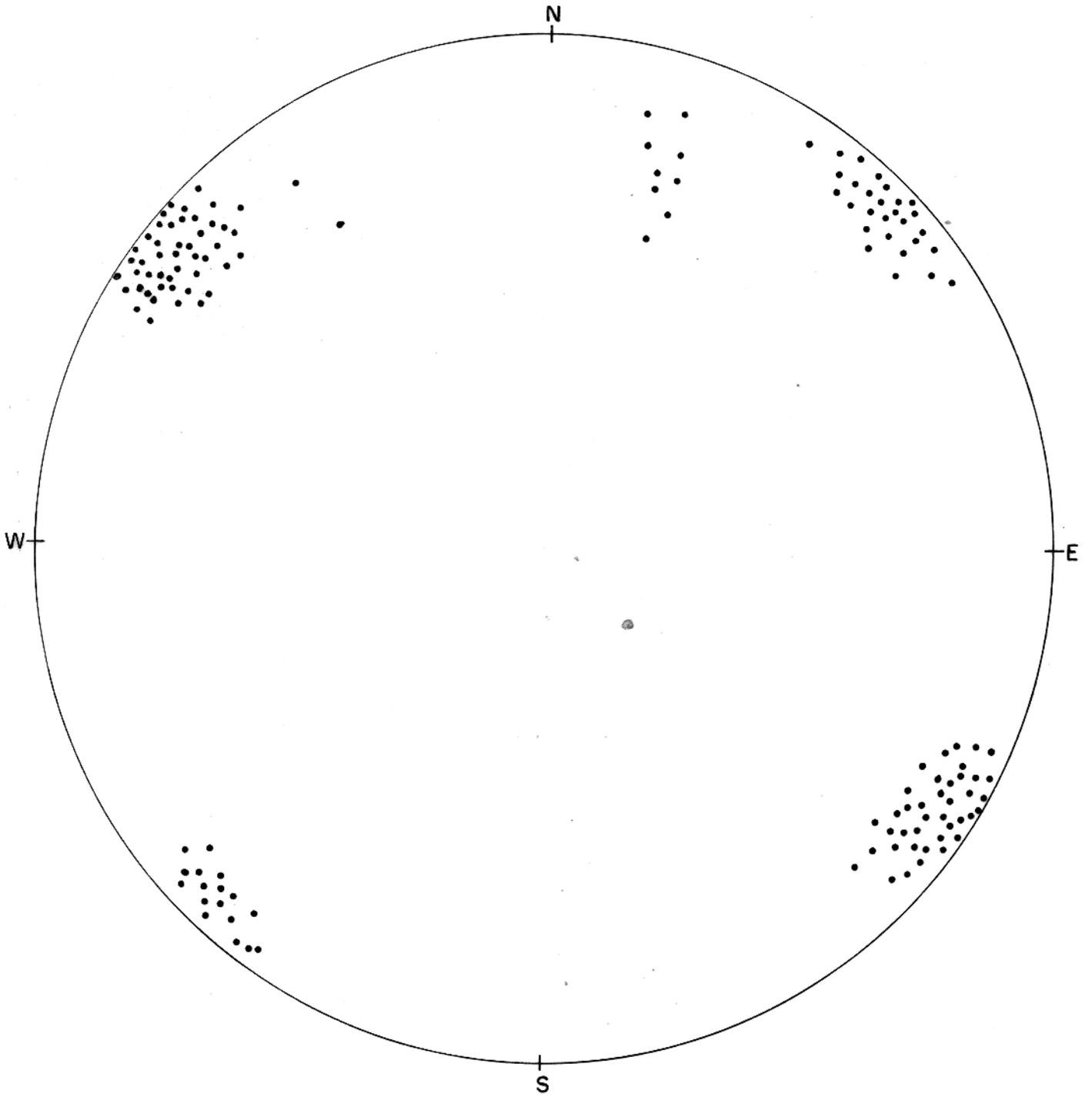


Fig. 44 - Setor VII. (150 medidas)

SETORES FAMILIAS	SETOR I	SETOR II	SETOR III	SETOR IV	SETOR V	SETOR VI	SETOR VII
1	N70E/SV	N70E 75/SE N60E 80/NW	N60E 75/SW N55E 60/NW	N70E 70/NW		N70E/SV	
2	N60W/SV				N50W/SV		N45W/SV
3	N0 - 30W/SV		N15W 70/SW	N50W/SV		N10W/SV	
4		EW/SV					
5			N - S 80E				
6					N10E 80/NW		
7							N45E

Fig. 45 - Quadro geral das principais familias de juntas finais.

Reconheceu-se, também, duas gerações de dobras desenhadas pela xistosidade. A primeira, com eixos NS, com uma lineação mineral associada e planos axiais empinados, que também se relaciona à evolução do Supergrupo Baixo Araguaia, correspondendo a segunda fase de deformação de Abreu (1979). As dobras de xistosidade com eixos orientados ENE e SSE (Fig. 19) tem estilos semelhantes e podem ser pensadas como resultantes de um episódio único de deformação, acarretando ondulações cruzadas. Esse episódio não havia sido até agora mencionado para o Supergrupo Baixo Araguaia.

Como todas as dobras mostradas pela Formação Couto Magalhães estão, no campo, cortadas por falhas e juntas, é evidente que as deformações continuaram após suas gerações.

4.3.2.2 Grupo Tucuruí

Essa unidade mostra estilos de estruturas completamente diferentes daqueles identificados para o Grupo Tocantins.

Os eixos das dobras desenhadas pelo acamamento nas rochas do Grupo Tucuruí mostram duas orientações principais (Fig. 27). As dobras com eixos orientados NNE, são perpendiculares à direção do encurtamento deduzida para o empurrão (Fig. 41) e mostram nítida associação com os falhamentos observados nos diversos afloramentos, o que permite vincular essa geração de dobras ao falhamento de empurrão. Os eixos de dobras NW-SE, apesar de estarem paralelos à direção de encurtamento associado ao empurrão, devem fazer parte da mesma geração que as NNE. Eles se referem aos setores 2 e 4, onde tem-se o traço da falha com direção também NW-SE evidenciando suas interações genéticas. Essas orientações anômalas parecem ser produto de reorientações locais das tensões associadas ao empurrão.

4.3.2.3 Falha de Tucuruí

As figuras 23a e b mostram dobras desenhadas por superfície de falhas, enquanto a figura 11 mostra falhas cortando rochas máficas pós-metamorfismo, cujas superfícies encontram-se dobradas e ramificadas. Isso evidencia que o falhamento de empurrão não aconteceu em um momento na história da deformação da área, mas

deu-se de uma maneira progressiva, de modo que as estruturas formadas precocemente foram deformadas no instante seguinte da deformação. As primeiras dobras foram falhadas e as falhas se dobraram no momento seguinte e se ramificaram. As juntas precoces, também evoluíram para as falhas, sofrendo posteriores ondulações. Epidotização e silicificação acompanharam parte desse processo. Tem-se, portanto, evidências de um evento de deformação progressivo, durante o qual o pacote rochoso parece ter se comportado segundo pulsações oscilando dentro do campo de transição frágil - dúctil de Hobbs et alii (1976).

A existência dessa progressão na deformação associada ao falhamento de empurrão, não permitiu relacionar a análise feita para as juntas aos eixos cinemáticos deduzidos para o empurrão. As juntas inicialmente formadas tiveram suas posições modificadas no curso da deformação, uma vez que, a cada novo instante, novas anisotropias eram geradas a cada estrutura formada ou modificada, portanto, somente as juntas finais puderam ser medidas e correspondem às famílias, algumas mais gerais e outras de ocorrência local, resumidas na figura 28.

4.3.3 Evolução Estrutural

A história da deformação da região de Tucuruí, engloba algumas etapas que se sucederam no tempo, marcando diferentemente as diversas unidades estratigráficas presentes. Estas etapas são resumidas em seguida.

Primeira Etapa de Deformação

Foi responsável pela formação de dobras desenhadas pela superfície de acamamento das rochas psamo-pelíticas da Formação Couto Magalhães, com o desenvolvimento concomitante de uma xistosidade em posição plano-axial.

Não foi registrado qualquer efeito destas deformações nos litotipos do Grupo Tucuruí.

Segunda Etapa de Deformação

Estão associadas a esta etapa dobras desenhadas pela xistosidade, com eixos de direções submeridianas e planos axiais subverticais, na Formação Couto Magalhães.

Também relacionada a esta etapa se desenvolveu uma lineação mineral nos planos de xistosidade, se apresentando paralela aos eixos dessas dobras de segunda geração.

Os efeitos desta etapa deformatória, não foram observados nos litotipos das outras unidades.

Terceira Etapa de Deformação

Gerou obras desenhadas pela xistosidade, com eixos SSE e ENE, caracterizando um dobramento cruzado. Essas dobras não possuem lineações minerais associadas e estão restritas à Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins), não tendo sido observados quaisquer efeitos dessa etapa nos litotipos das outras unidades.

Quarta Etapa de Deformação

Esta etapa foi responsável pelo empurrão dos metamorfitos da Formação Couto Magalhães sobre os sedimentos grauváquicos da Formação Morrote.

Este evento imprimiu diversas feições estruturais tanto nessas duas unidades como em parte da sequência máfica e ultramáfica pós-metamórfica, segundo uma fase progressiva de deformação na qual as estruturas formadas foram modificadas a cada novo incremento do empurrão.

Especificamente no Grupo Tucuruí, esta etapa imprimiu dobras nos sedimentos grauváquicos da Formação Morrote, na sua maioria isópacas, desenhadas pela superfície de acamamento, sem que se desenvolvesse foliações plano-axiais. Essas dobras têm eixos orientados na direção NNE, compatíveis com a direção de encurtamento deuzida para o empurrão. Localmente, esses eixos orientam-se NW-SE, como resultado de reorientação das tensões em sinuosidades das falhas.

Também como efeito deste evento temos uma densa rede de falhas centimétricas a métricas, dobradas e ramificadas, cortando

as sequências dos Grupos Tukurufe Tocantins e as máficas pós-meta mórnicas.

Intensa foliação cataclástica foi desenvolvida, ainda, nesta etapa, principalmente marcante nas rochas máficas e ultramáficas intrusivas na Formação Couto Magalhães, acompanhada de recristalizações localizadas.

Tardiamente nesta etapa, se desenvolveram várias famílias de juntas que cortam toda a área.

4.4 Metamorfismo

O Grupo Tocantins, representado na área pela Formação Couto Magalhães, é constituído por rochas filíticas e quartzíticas com efeitos de metamorfismo regional através do desenvolvimento de xistosidade e associação mineral típica a fácies xisto-verde: sericita + clorita + quartzo + calcita. Este evento metamórfico está associado à evolução da Faixa Araguaia e foi reportado por Silva (1970).

As rochas componentes do Grupo Tukurufe não mostraram, quer macroscopicamente, quer ao microscópio, qualquer evidência desse metamorfismo regional, em contraste com o Grupo Tocantins.

Associado ao evento do empurrão ocorreram transformações mineralógicas de intensidade variadas. Na zona do empurrão as rochas dos Grupos Tocantins e Tukurufe, bem como os magmatitos pós-Tocantins, mostram foliações cataclásticas e ocorrência de epidoto, clorita e carbonatos, associados a essas foliações, parecendo indicar alterações hidrotermais facilitadas pela densa rede de descon tinuidades geradas pelo falhamento de empurrão.

Trow et alii (1976) mencionaram ocorrência de prehnita e pumpellyita nas rochas do Grupo Tukurufe, como indicação de metamorfismo de soterramento sofrido por esta unidade. Nas amostras analisadas ao microscópio, não notamos a presença de prehnita em qualquer delas. Com relação à pumpellyita, somente foi identificada em veios que cortam os basaltos da Formação Caraipé. Acreditamos que esse mineral esteja associado ao mesmo fenômeno hidrotermal já mencionado e relacionado ao evento do empurrão. Portanto, como os clastos dos sedimentos, além dos plagioclásios e piroxênios dos

basaltos, se encontram intactos, não vemos razão para considerar essas rochas como metamórficas.

Coutinho e Hasui (1976) haviam mencionado ocorrências de xistos glaucofanóides entre os litotipos do Grupo Tocantins. A ocorrência desse mineral na região de Tucuruí representaria uma descoberta importante, porque não se conhece na literatura (salvo um ou dois casos duvidosos) ocorrências de glaucofânio em formações metamórficas pré-cambrianas, pois as fácies glaucofânicas se restringem a zonas de sutura de encontro de placas de movimentação bem mais recente (Paleozóico Superior ao Terciário), observação mais minuciosa e análise química com microsonda, revelaram não ser o mineral glaucofânio e sim magnésio-riebeckita de ocorrência e condições de formação (P e T) mais ecléticas, (J.M.V. Coutinho, comunicação escrita).

4.5 Magmatismo

4.5.1 Eventos Magmáticos da Área

Na área de trabalho foram caracterizados quatro eventos magmáticos distintos, cujas datações relativas tiveram como referência o metamorfismo dínamo-termal da Faixa Araguaia e o falhamento de empurrão de Tucuruí, bem como o evento térmico associado ao Ciclo Brasileiro.

O evento mais antigo está relacionado com os derrames basálticos da Formação Caraipé, que se desenvolveram sobre a área cratônica ainda antes do estabelecimento da Faixa Araguaia.

Gorayeb (1981) mencionou um evento magmático pré-metamorfismo, de características ultramáficas, relacionado com a evolução do Supergrupo Baixo Araguaia. Esse evento não foi identificado na área estudada.

O segundo evento magmático registrado foi responsável por uma série de intrusões máficas e ultramáficas, que cortam os metasedimentos do Grupo Tocantins, sem mostrar quaisquer efeitos do metamorfismo regional. São corpos, em sua maioria, de diabásio que foram afetados pelo falhamento de empurrão, mostrando rica variação textural, desde termos bastante homogêneos até rochas bastante catacladasas, com intensas transformações mineralógicas, podendo lo

calmente serem denominadas de clorita xistos. Um desses corpos me nos cataclasados do segundo evento, posicionado na zona de falha, mostra efeitos que podem estar relacionados a alteração metassomática, com descalcificação dos plagioclásios (albitização) e a liberação de cálcio favorecendo a formação de epidotos e carbonatos.

Ainda um terceiro evento magmático, foi responsável por intrusões de diabásio, tendo como palco de ocorrência as Formações Couto Magalhães e Morrote. Trata-se de diques bastante homogêneos que não mostram qualquer efeito de metamorfismo regional nem foram tampouco alterados pelo empurrão. Ocorrências desses corpos têm sido mencionadas na extensão para o sul da Faixa Araguaia (Hasui et alii, 1980b; Teixeira, 1978; Gorayeb, 1981) e suas idades apresentam valores em torno de 500 m.a. (Evento Brasileiro).

Como último evento magmático da área reconheceu-se diques de diabásio, com idades em torno de 220-100 m.a. caracterizando a reativação mesozóica na área (Teixeira, 1978).

Esses dois últimos eventos são de difícil separação no terreno.

4.5.2 Aspectos Químicos do Magmatismo

Foram realizadas análises químicas para os elementos Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, P, Ti e Mn, em sete amostras de rochas magmáticas da área. Para a análise de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , K_2O e P_2O_5 utilizou-se a espectrometria de fluorescência de raios-x e Na_2O , MgO e MnO foram analisados por espectrometria de absorção atômica. Do total das sete amostras analisadas, três representam o primeiro evento magmático e as restantes o segundo evento (Tabela 1). As normas C.I.P.W. são apresentadas na Tabela 2.

Com as normas obtidas plotou-se as amostras nos diagramas $(\text{O}1 + \text{D}i + \text{H}y - (\text{Q}) - (\text{O}r + \text{A}b + \text{A}n) - \text{N}e + \text{L}c + \text{K}p1 \text{ e } \text{K}21 - \text{N}a_2\text{O} - \text{C}a\text{O}$ (Figs. 47 e 48, de Le Maitre (1976).

Da análise desses três diagramas, nota-se claramente, um quimismo típico de basalto toleítico para as amostras estudadas, pertencentes ao 1º e 2º eventos magmáticos da área.

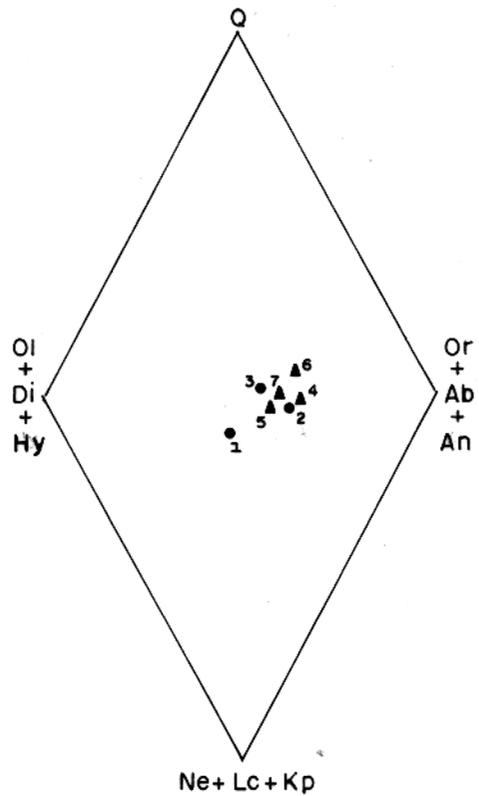
A amostra nº 6 representativa do 2º evento mostra, nas Figuras 46, 47 e 48, comportamento químico de rocha ultramáfica,

TABELA 1 - Análises Químicas para elementos maiores das rochas magmáticas referentes ao 1º e 2º eventos.

Evento	AMOSTRAS	Litologia	SiO2%	Al2O3%	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TiO2	MnO	TOTAL
1º	TUM-009	Basalto	48,09	14,00	12,36	6,80	11,73	2,60	0,52	0,28	2,37	0,12	98,87
1º	TUM-037	Basalto	47,50	14,30	12,54	9,00	10,19	3,11	0,25	0,26	2,42	0,21	99,78
1º	TUM-039	Basalto	49,80	12,40	16,60	6,30	9,62	2,16	0,50	0,26	2,64	0,15	100,43
2º	TUM-015	Diabásio	48,00	12,90	15,70	8,20	8,05	3,25	0,44	0,21	2,46	0,17	99,38
2º	TUM-016	Diabásio	48,80	11,90	13,39	8,70	9,40	3,80	0,85	0,32	3,50	0,20	100,86
2º	TUM-036	Clóríta/xisto	43,80	12,90	13,89	11,86	9,24	4,06	0,16	0,37	3,37	0,21	99,86
2º	TUM-038	Diabásio	47,90	12,95	16,75	8,52	8,15	3,12	0,13	0,24	2,49	0,16	100,91

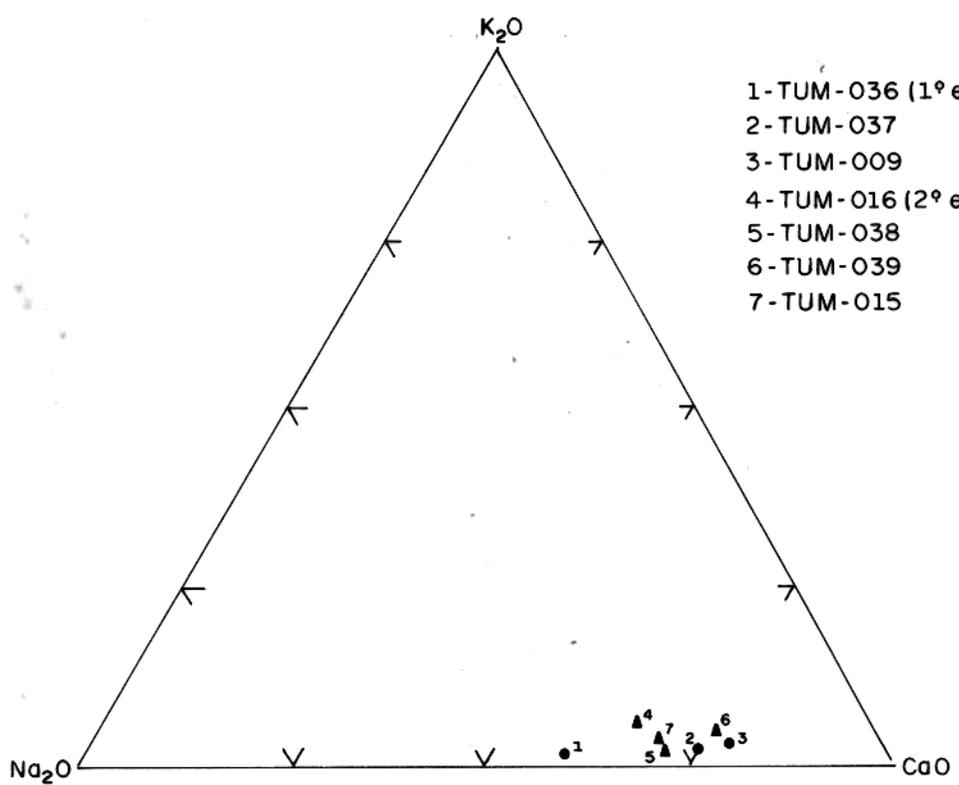
TABELA 2 - Normas CIPW das rochas magmáticas referentes ao 1º e 2º eventos

Evento	AMOSTRAS	Litologia	Q	Or	Ab	An	Mt	Il	Ap	Hy	Di	O1	Ne
1º	TUM-009	Basalto	2,93	3,08	22,07	25,07	8,89	4,51	0,67	7,83	24,86	-	-
1º	TUM-037	Basalto	1,48	1,48	26,37	24,37	9,11	4,61	0,62	19,20	19,37	4,88	-
1º	TUM-038	Basalto	9,10	2,94	18,19	22,56	11,98	4,99	0,61	11,06	18,56	-	-
2º	TUM-015	Diabásio	0,79	2,62	27,67	19,43	11,45	4,70	0,50	17,47	15,37	-	-
2º	TUM-016	Diabásio	-	4,98	31,87	12,79	9,62	6,59	0,75	2,80	24,57	6,02	-
2º	TUM-036	Clorita/xisto	-	0,95	21,97	16,06	10,07	6,40	0,88	-	21,45	15,06	7,17
2º	TUM-038	Diabásio	1,52	0,76	26,29	20,86	12,09	4,71	0,57	19,03	14,18	-	-



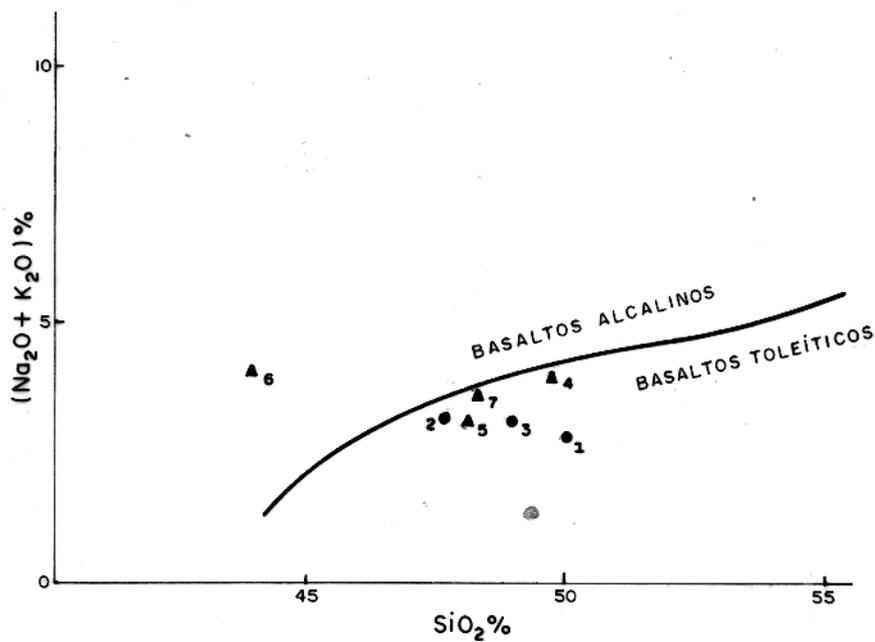
- 1 - TUM-036 (1º evento) (●)
- 2 - TUM-037 "
- 3 - TUM-009 "
- 4 - TUM-016 (2º evento) (▲)
- 5 - TUM-038 "
- 6 - TUM-039 "
- 7 - TUM-015 "

Fig. 46- Diagrama Ol+Di+Hy - Ne+Lc+Kp - Q - Or+Ab+AN para as amostras representativas dos principais eventos magmáticos da área.



- 1 - TUM-036 (1º evento) (●)
- 2 - TUM-037 "
- 3 - TUM-009 "
- 4 - TUM-016 (2º evento) (▲)
- 5 - TUM-038 "
- 6 - TUM-039 "
- 7 - TUM-015 "

Fig. 47 - Diagrama K₂O - Na₂O - CaO para as amostras representativas dos principais eventos magmáticos da área.



AMOSTRAS

- 1 = TUM-036 (1º EVENTO) (●)
 2 = TUM-037 "
 3 = TUM-009 "
 4 = TUM-016 (2º EVENTO) (▲)
 5 = TUM-038 "
 6 = TUM-039 "
 7 = TUM-015 "

Fig. 48 - Diagrama de variação álcali-silica para os eventos magmáticos da área.

porém, como essa rocha porta muito feldspato, acreditamos que seja um corpo máfico, cujo empobrecimento em SiO_2 está relacionado ao evento do empurrão.

As outras seis amostras mostram aspectos químicos e normativos que correspondem perfeitamente aos dos toleitos nos diagramas apresentados por La Maitre (1976).

4.6 Evolução Geológica

A história evolutiva da área de Tucuruí, envolvendo duas províncias geotectônicas distintas - a Faixa Araguaia e o bloco cratônico ocidental - apresenta eventos distribuídos desde o Arqueano até o Meso-Cenozóico.

No bloco cratônico ocidental, o Complexo Xingu constitui o embasamento regional. O nível de conhecimento que se tem dessas rochas, é, ainda, excessivamente precário para que se possa entender sua evolução. Suas histórias deformacionais e metamórficas são porém, policíclicas, com dados geocronológicos indicando a incidência dos eventos Jequié e Transamazônico (Hasui et alii, 1980b).

O Grupo Tucuruí, com uma pacote vulcânico inferior e um sedimentar superior, representa cobertura do embasamento desenvolvida por processos de reativação associados ao Proterozóico Médio.

É possível a correlação da Formação Morrote com a Formação Gorotire (Cubencranquém) e neste caso, ter-se-ia uma idade mínima de 1550 m.a. para este pacote (Amaral, 1974).

Ainda no Proterozóico Médio começou a se formar a depressão geossinclinal que abrigou a sedimentação do Supergrupo Baixo Araguaia, representado na área pela sequência psamopelítica da Formação Couto Magalhães. A formação dessas depressões foi acompanhada de atividade da Geossutura Tocantins - Araguaia (Almeida, 1974b), possibilitando a ascensão de material magmático ultramáfico (Gorayeb, 1981).

Os processos termotectônicos do Evento Uruaçuano impuseram no Grupo Tocantins dobramentos em três fases distintas, acompanhadas de metamorfismo regional de condições de fácies xisto-verde. Não se registrou qualquer efeito desses processos na cobertura do bloco cratônico ocidental (Grupo Tucuruí).

Após cessado o metamorfismo da Faixa Araguaia, a Formação Couto Magalhães foi palco de uma série de intrusões máficas e ultramáficas, talvez ainda associadas às atividades da Geossutura Tocantins-Araguaia.

Tardiamente no Evento Uruaçuano começou a se desenvolver o falhamento de empurrão de Tucuruí, segundo um evento progressivo de deformação, lançando os metamorfitos da Faixa Araguaia sobre a cobertura sedimentar do bloco cratônico ocidental. A idade mínima desse processo é de 860 m.a. (Hasui et alii, 1980b). Durante o empurrão, associou-se intenso processo hidrotermal, com cristalizações de epidoto, quartzo, calcita e pumpelleyita e deformação na zona de falha, quer no bloco cavalgante, quer no cavalgado.

Uma série de feições estruturais foram, então, impressas gradativamente, nos litotipos dos Grupos Tocantins e Tucuruí, bem como nas máficas e ultramáficas pré-empurrão. A estratificação das grauvas de início ofereceu facilidades para deslocamento de estratos sobre estratos, mas na sequência do empurrão, falhas discordantes puderam se desenvolver, com movimentos inversos e normais. Essas descontinuidades inicialmente formadas foram sítio de percolação por soluções, principalmente as epidotizantes. Um testemunho desse fenômeno é o intenso metassomatismo que afetou as sequências máficas do segundo evento magmático na zona de falha.

Com a continuação do deslocamento do empurrão, ondulações suaves foram induzidas na estratificação das grauvas e nas próprias descontinuidades já formadas, quer nesta litologia, quer nos magmatitos. A partir daí, as condições físicas vigentes nos litotipos permitiram um comportamento próximo ao limite frágil - dúctil. Desse modo, as primeiras ondulações formadas, evoluíram para falhas, essas se dobraram e se ramificaram nos instantes seguintes da deformação, sempre acompanhadas de percolação por soluções e recristalizações minerais compatíveis com condições de fácies xisto verde.

Tardiamente, deu-se o aparecimento das últimas falhas, juntas, "kink-bands" e crenulações. Essas feições mais tardias não têm preenchimentos ou impregnações de epidoto, calcita ou sílica, parecendo indicar atenuação das condições físicas.

A Faixa Araguaia foi palco de atividades magmáticas, máficas, no fim do evento Brasiliano (Cambro-Ordoviciano) e, depois,

no Mesozóico durante a chamada reativação Wealdeniana.

Já no Cenozóico, a área foi parcialmente coberta pela sedimentação Barreiras (Terciário) com variação grande de granulometrias, com termos argilosos, frações arenosas e até possíveis níveis granulométricos. Uma reativação final, Cenozóica, foi responsável pelo fraturamento e falhamento de caráter normal, mostrados pelos litotipos da Formação Barreiras.

Areias, argilas e cascalhos, além de níveis lateríticos cobrem grande parte da área, modelando sua atual morfologia.

5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. de; SILVA; J.M.R. da; FARIA Jr, L.E.C. - 1978 - Projeto Xambioá-Vanderlândia, DNPM, Belém, 83 p.
- ABREU, F.A.M. de - 1978 - O Supergrupo Baixo Araguaia, Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, V. 2 p. 539-545.
- ABREU, F.A.M. de, HASUI, Y. - 1978 - Evolução Estrutural do Supergrupo Baixo Araguaia. Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, V. 1, p. 257-269.
- ABREU, F.A.M. de, - 1978 - Estratigrafia e Evolução Estrutural do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai. Tese de Mestrado, NCGG-UFPa., Belém, 90 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1965 - Geossinclíneo Paraguai. Sedeegeo. Porto Alegre, 1:87-101.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. B. Div. Geol. Mineralogia, Boletim 241, Rio de Janeiro, 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1960 - Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. Anais do XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. V. 1, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1974 - Antefossa do Alto Paraguai. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, V. 4, p. 05-09.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1974 - Sistema Tectônico Marginal do Craton do Guaporé. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia Porto Alegre. V. 4, p. 09-17.
- AMARAL, G. - 1974 - Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, USP. 212 p.
- ARTHAUD, F. - 1969 - Méthode de Détermination Graphique des Directions de Raccourcissement, d'allongement et Intermédiaire d'une Population de Failles. Bull. Soc. Géol. de France (7). XI, p. 729-737.
- 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, DNPM-Div. Geol. Min., 95 p.
- COSTA, J.B.S. - 1980 - Evolução Geológica da Região de Colméia-Goiás. Tese de Mestrado. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Belém, UFPa. 78 p.
- COUTINHO, J.M.V. - 1975 - Geologia e Petrologia na Região do Eixo-Montante da Barragem de Tucuruí. Rel. do Consórcio Engevix-Themag- São Paulo, 20 p.
- COUTINHO, J.M.V.; HASUI, Y. - 1976 - Petrography of thrust affected rocks from Tucuruí, Brazil. In: Inter. Geol. Cong. Abstracts, Austrália. V.1, p. 114.
- ELETRONORTE - 1976 - Geologia Local. Relatório Final (TUC-10-4076-RE) Rev. 1. Brasília, Consórcio Engevix - Themag. 37 p.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P; SILVA, O.F. da; SILVA, G.G. da - 1971 - Contribuição à Geologia da fôlha de São Luis (SA-23) no Estado do Pará. III-Estratigrafia; IV - Recurso Minerais. Bol. Mus. Pa. Emílio Goeldi, n. Ser. Geologia, Belém, 17:1-40.
- GORAYEB, P.S.S. - 1981 - Evolução Geológica da Região de Araguacema - Pequizeiro. Tese de Mestrado. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas - Belém, UFPa. 99 p.
- GUERREIRO, M.G.S. e SILVA, J.M.R. da - 1976 - Projeto Guaraí-Conceição, Belém. DNPM-UFPa. 50 p.
- HABELEHRNER, H. - 1975 - Considerações sobre a Geologia da Região de Tucuruí. Rel. TUC-10-4001-EF - Eletronorte - São Paulo - 22 p.
- HASUI, Y. - 1975 - Estruturas Geológicas na Área da Barragem de Tucuruí. Rel. do Consórcio Engevix-Themag. São Paulo, IPT, 20 p.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M. de; SILVA, F.M.R. da - 1977 - Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro-Norte do Brasil. Bol. I.6. USP - São Paulo, V.8, p.107-118
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de - 1970 - Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. Bol. Soc. Bras. Geol. São Paulo, 19(1) : 5-17.

- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. de - 1980a - Evolução Estrutural da Região de Colméia, GO. In: Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, V. 5, p. 2648-2658.
- HASUI, Y. COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. de - Em preparação- Província Tocantins- Setor Setentional In: Geologia do Pré-Cambriano do Brasil (F.F.M. de Almeida e Y.Hasui, eds.).
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IVANUCH, W. - 1975 - Idades K-Ar do Pré-Cambriano da região centro-norte do Brasil. Bol. Inst. Geoc. USP. São Paulo, p. 77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.B.; SIGA Jr, O.; TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K. - 1980b - Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geotectônico. In: Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 19 p.
- HEDBERG, H.D. - 1980 - Guia Estratigráfica Internacional - Barcelona, Editorial Reverté, 205 p.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.E. - 1976 - An Outline of Structural Geology. John Wiley, New York, 571 p.
- LE MAITRE, R.W. - 1976 - The Chemical Variability of some Common Igneous rocks. Journal of petrology. V. 17, part. 4, p. 389-637.
- LOCZY, L.; LADEIRA, E.A. - 1976 - Geologia Estrutural e Geotectônica, São Paulo. Edgard Blucher, 528 p.
- MATTAUER, M. - 1973 - Les deformations des matériaux de l'écorce terrestre - Paris, Hamann. 473 p.
- MORAES REGO, L.F. de - 1933 - Notas Geográficas e Geológicas sobre o Rio Tocantins. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 9:271-288.
- MORAES REGO, L.F. de - 1975 - Notas sobre a Geologia do Estado do Maranhão. São Paulo. Impr.off. do Estado. 30 p.
- PUTY, C.D.F.; MARTINS, R.G.; MONTALVÃO, R.M.G.; JOÃO, X.S.J.; CARREIRA, J.M.; SILVA, G.H.; NEVES, A.P.; GIFFONI, L.E.; LOURENÇO, R.S.; FRIZZO, S.J. - 1972 - Projeto Marabá, Belém, CPRM-DNPM. V. 1, 6 e 7.
- RAMSAY, I.G. - 1967 - Folding and fracturing of rocks New York. McGraw-Hill, 568 p.

- SILVA, J.M.R. da - 1980 - Metamorfismo das rochas pelíticas da Faixa Orogênica Araguaia - Tocantins. Tese de Mestrado. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Belém, UFPa. 48 p.
- SILVA, J.M.R. da; HASUI, Y. - 1978 - Evolução Metamórfica do Supergrupo Baixo Araguaia - In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, V.1, p. 435-443.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S. - 1974 - Geologia das Folhas SB-22 Araguaia e parte de SC-22 Tocantins. In: Projeto Radam, Rio de Janeiro, Depart. Nac. de Rod. Mineral. V.4, p. 1-143.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic textures. Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- SUDAM/HIDROSERVICE. Engenharia de Projetos - 1973 - Plano de Desenvolvimento Integrado da área da Bacia do Rio Tocantins. Belém, V. 3.
- TEIXEIRA, W. - 1978 - Significação Tectônica do Magmatismo Básico e Alcalino da Região Amazônica - Tese de Mestrado. Instituto de Geociências - USP - 99 p.
- TROW, R.A.J.; VAZ, L.F.; SLONGO, T.T.; NAKASATO, N. - 1976 - Geologia da Região de Tucuruí-Baixo Tocantins. Pará - In: Anais do XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, V.2, p. 137-148.
- TURNER, F.J.; WEISS, L.E. - 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites - New York - McGraw-Hill, 545 p.
- VIALON, P.; RUHLAND, M.; GROLIER, J. - 1976 - Elements de technique analytique. Paris. Ed. Masson. 118 p.
- WHITTEN, E.H.T. - 1966 - Structural geology of folded rocks Chicago, Raud McNally. 663 p.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas. Porto Alegre, Edegard Blücher, 257 p.

6 ANEXOS

- 1 - Mapa Geológico em escala 1:100.000
- 2 - Mapa Geológico em escala 1: 25.000
- 3 - Seção Geológica
- 4 - Desenho de Testemunho de Sondagem