

CONVÊNIO UFP_r - MINEROPAR

LINEAMENTOS TECTÔNICOS E

POSSÍVEIS MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

NO PRÉ - CAMBRIANO PARANAENSE

VOL. 1- TEXTO FINAL

CURITIBA, OUTUBRO DE 1984

PARTICIPANTES DO PROJETO

** ALBERTO PIO FIORI
** EMERSON CARNEIRO CAMARGO
** MAURO SALGADO MONASTIER
** RENATO EUGÊNIO DE LIMA

* CELSO EDUARDO FUMAGALLI
* EDUARDO SALAMUNI
* ELVO FASSBINDER
* JOSÉ ROBERTO GOIS

CONVÊNIO UFPR- MINEROPAR
CURITIBA, OUTUBRO DE 1984.

** Professores do Departamento de Geologia da UFPR.
* Estagiários. Alunos do Curso de Geologia da UFPR.

551.72
(816 2)
F 519
v. 1

ANT. 279

Registro n. 279

Biblioteca/Mineropar

MINEROPAR
Minerais do Paraná S/A.
BIBLIOTÉCA
REG. 279 DATA 15.02.85

Í N D I C E

<u>RESUMO</u>	:	
1 - <u>INTRODUÇÃO</u> .		
1.1 - <u>GENERALIDADES</u>	:	01
1.2 - <u>LOCALIZAÇÃO E EXTENSÃO DA ÁREA</u>	:	02
1.3 - <u>PARTICIPANTES DO PROJETO</u>	:	02
1.4 - <u>METODOLOGIA</u>	:	04
1.5 - <u>AGRADECIMENTOS</u>	:	04
2 - <u>ANÁLISE DOS LINEAMENTOS FOTOGEOLÓGICOS</u> .		
2.1 - <u>O TERMO LINEAMENTO</u>	:	06
2.2 - <u>TRAÇADO DOS LINEAMENTOS TECTÔNICOS</u>	:	07
2.3 - <u>OS MAPAS DE LINEAMENTOS TECTÔNICOS</u>	:	08
2.3.1 - O MAPA DE 1:250.000.	:	08
2.3.2 - O MAPA 1:500.000.	:	10
2.4 - <u>OS GRANDES LINEAMENTOS TECTÔNICOS</u>	:	10
2.4.1 - <u>LINEAMENTO CASTRO - PIRAÍ DO SUL</u>	:	11
2.4.2 - <u>FALHA DE ITAPIRAPUÃ</u>	:	11
2.4.3 - <u>FALHA DE MORRO AGUDO</u>	:	12
2.4.4 - <u>FALHA DA LANCINHA</u>	:	15
2.4.5 - <u>LINEAMENTO SÃO JOÃO - LAMENHA GRANDE</u>	:	18
2.4.6 - <u>LINEAMENTO PIÊN - TIJUCAS DO SUL</u>	:	19
2.5 - <u>COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS</u>	:	21

2.5.1 - COMPARTIMENTO TIBAGI (A).	22
2.5.2 - COMPARTIMENTO SOCAVÃO (B).	23
2.5.3 - COMPARTIMENTO CERRO AZUL (C).	23
2.5.4 - COMPARTIMENTO TUNAS (D).	23
2.5.5 - COMPARTIMENTO BOCAIUVA DO SUL (E).	24
2.5.6 - COMPARTIMENTO CURITIBA (F).	24
2.5.7 - COMPARTIMENTO PARANAGUÁ (G).	24
2.5.8 - COMPARTIMENTO SERRA NEGRA (H).	25
2.6 - <u>ANÁLISE DOS DADOS DIRECIONAIS DOS COMPARTIMENTOS</u>	25
2.6.1 - MÉTODO DE ELABORAÇÃO DOS DIAGRAMAS DE ROSETAS.	25
2.6.2 - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS.	48
2.7 - <u>MODELO DE FALHAMENTOS TRANSCORRENTES</u>	49
2.7.1 - DOBRAS ESCALONADAS ("EN ECHELON FOLDS").	53
2.7.2 - FALHAS TRANSCORRENTES CONJUGADAS.	55
2.7.3 - FALHA TRANSCORRENTE PRINCIPAL.	60
2.7.4 - FALHAS NORMAIS E FRATURAS DE TENSÃO ESCALONADAS.	62
2.8 - <u>ESTRUTURAS GERADAS AO LONGO DE FALHAS TRANSCORRENTES DA REGIÃO ESTUDADA</u>	64
2.8.1 - CONJUNTO A.	64
2.8.1.1 - <u>Dobras de Arrasto Escalonadas</u>	64
2.8.1.1.1 - Falha de Itapirapuã.	65
2.8.1.1.2 - Falha de Morro Agudo.	65
2.8.1.1.3 - Falha da Lancinha.	66
2.8.1.2 - <u>Falhas Antitéticas e Sintéticas</u>	73
2.8.1.3 - <u>A Falha Transcorrente Principal</u>	76
2.8.2 - CONJUNTO B.	83
2.8.3 - ALGUNS ASPECTOS EVOLUTIVOS DAS FALHAS.	83
2.8.4 - ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO EM FALHAS TRANSCORRENTES.	85

2.8.4.1 - <u>Aplicação da Técnica à Área Estudada</u>	90
3 - <u>CONSIDERAÇÕES ACERCA DO CONTEÚDO LITOLÓGICO DOS</u> <u>COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS</u>	107
3.1 - <u>GENERALIDADES</u>	107
3.2 - <u>DESCRIÇÃO DA GEOLOGIA</u>	109
3.2.1 - O ARQUEANO.	109
3.2.2 - PROTEROZÓICO MÉDIO A INFERIOR.	111
3.2.2.1 - Complexo Prê-Setuva.	111
3.2.2.2 - Unidade Setuva (Grupo Setuva).	112
3.2.3 - PROTEROZÓICO SUPERIOR.	113
3.2.3.1 - <u>Grupo Açungui</u>	113
3.2.4 - EO-PALEOZÓICO (CAMBRO-ORDOVICIANO).	114
3.2.4.1 - <u>Grupo Castro</u>	114
3.2.3.2 - <u>Formação Camarinha</u>	115
3.2.4.3 - <u>Formação Guaratubinha</u>	116
3.2.5 - MESOZÓICO.	116
3.2.6 - CENOZÓICO (PLEISTOCENO).	118
3.2.6.1 - <u>Formação Alexandra</u>	118
3.2.6.2 - <u>Formação Guabirotuba</u>	118
3.3 - <u>DESCRIÇÃO DOS COMPARTIMENTOS</u>	118
3.3.1 - COMPARTIMENTO TIBAGI (A).	119
3.3.2 - COMPARTIMENTO SOCAVÃO (B).	119
3.3.3 - COMPARTIMENTO CÊRRO AZUL (C).	121
3.3.4 - COMPARTIMENTO TUNAS (D).	122
3.3.5 - COMPARTIMENTO BOCAIUVA DO SUL (E).	123
3.3.6 - COMPARTIMENTO CURITIBA (F).	124
3.3.7 - COMPARTIMENTO DE PARANAGUÁ (G) e SERRA NEGRA (H)....	125

4 - <u>GRANITOS DO PRÉ-CAMBRIANO PARANAENSE.</u>	
4.1 - <u>GRANITO JOAQUIM MURTINHO.</u>	127
4.1.1 - GENERALIDADES.	127
4.1.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	128
4.1.2.1 - <u>Fácies Equigranular.</u>	128
4.1.2.2 - <u>Fácies Porfirítico.</u>	128
4.1.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	128
4.2 - <u>GRANITO CARAMBEÍ.</u>	129
4.2.1 - GENERALIDADES.	129
4.2.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	130
4.2.2.1 - <u>Fácies Granular Hipidiomórfico.</u>	130
4.2.2.2 - <u>Fácies Porfiróide-Granito.</u>	130
4.2.2.3 - <u>Fácies Granófiro.</u>	131
4.2.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	131
4.3. - <u>COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPORANGA.</u>	131
4.3.1 - GENERALIDADES.	131
4.3.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	133
4.3.2.1 - <u>Fácies Porfiróide.</u>	133
4.3.2.2 - <u>Fácies Equigranular.</u>	133
4.3.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	134
4.4 - <u>GRANITO VILA BRANCA ou FRANCISCO SIMAS.</u>	135
4.4.1 - GENERALIDADES.	135
4.4.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	135
4.5 - <u>COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS.</u>	136
4.5.1 - GENERALIDADES.	136
4.5.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	139
4.5.2.1 - <u>Fácies Porfirítico.</u>	139
4.5.2.2 - <u>Fácies Equigranular.</u>	140
4.5.2.3 - <u>Fácies Cataclástico.</u>	140
4.5.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	141

4.6 - <u>GRANITO ITAÓCA</u>	142
4.6.1 - GENERALIDADES.	142
4.6.1.1 - <u>Suíte Itaóca</u>	143
4.6.1.2 - <u>Suíte Saltinho</u>	143
4.6.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	144
4.6.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	144
4.7 - <u>GRANITO EPITÁCIO PESSOA</u>	145
4.7.1 - GENERALIDADES.	145
4.7.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	145
4.7.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	146
4.8 - <u>GRANITO VARGINHA</u>	146
4.8.1 - GENERALIDADES.	146
4.8.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	147
4.8.2.1 - <u>Fácies Porfirítico</u>	147
4.8.2.2 - <u>Fácies Equigranular</u>	148
4.8.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	148
4.9 - <u>GRANITO MORRO GRANDE</u>	148
4.9.1 - GENERALIDADES.	148
4.9.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	149
4.9.2.1 - <u>Fácies Biotita Granito</u>	149
4.9.2.2 - <u>Fácies Biotita Monzogranito</u>	150
4.9.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	150
4.10 - <u>GRANITO BARRA DO SANTANA ou TAICI ou PINTA</u>	151
4.10.1 - GENERALIDADES.	151
4.10.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	151
4.11 - <u>GRANITO PIEDADE</u>	152
4.11.1 - GENERALIDADES.	152
4.11.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	153
4.11.2.1 - <u>Fácies Granito</u>	153
4.11.2.2 - <u>Fácies Quartzo-Sienito a Alkali-Quatzo-Sienito</u> :	153
4.12 - <u>GRANITO PULA SAPO</u>	154
4.12.1 - GENERALIDADES.	154

4.12.2 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	154
4.13 - <u>GRANITO RIO ABAIXO</u>	154
4.13.1 - GENERALIDADES.	154
4.13.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	155
4.13.2.1 - <u>Fácies Granular Hipidiomórfico Róseo</u>	155
4.13.2.2 - <u>Fácies Porfirítico Róseo</u>	156
4.13.2.3 - <u>Fácies Cataclástico Cinzento</u>	156
4.13.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	157
4.14 - <u>GRANITO CHACRINHA</u>	157
4.14.1 - GENERALIDADES.	157
4.14.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	157
4.15 - <u>GRANITO DO CERNE</u>	158
4.15.1 - GENERALIDADES.	158
4.15.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	159
4.15.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	159
4.16 - <u>GRANITO PASSA TRÊS</u>	160
4.16.1 - GENERALIDADES.	160
4.16.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	160
4.16.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	161
4.17 - <u>GRANITO GUAJUVIRA</u>	161
4.17.1 - GENERALIDADES.	161
4.17.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	161
4.17.2.1 - <u>Fácies Equigranular</u>	161
4.17.2.2 - <u>Fácies Porfirítico</u>	162
4.18 - <u>GRANITO MIRINGUAVA ou SÃO JOSÉ DOS PINHAIS</u>	162
4.18.1 - GENERALIDADES.	162
4.18.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	163
4.19 - <u>GRANITO MARUMBI</u>	163
4.19.1 GENERALIDADES.	163
4.19.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	164
4.20 - <u>GRANITO ANHANGAVA</u>	165

4.20.1 - GENERALIDADES.	165
4.20.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	166
4.21 - <u>GRANITO GRACIOSA</u>	167
4.21.1 - GENERALIDADES.	167
4.21.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	168
4.22 - <u>GRANITO RIO DO SALTO</u>	169
4.22.1 - GENERALIDADES.	169
4.23 - <u>GRANITO FAZINAL</u>	169
4.23.1 - GENERALIDADES.	169
4.23.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	170
4.24 - <u>GRANITO ALTO TURVO</u>	170
4.24.1 - GENERALIDADES.	170
4.24.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	171
4.24.2.1 - <u>Fácies Porfiróide</u>	172
4.24.2.2 - <u>Fácies Equigranular</u>	172
4.25 - <u>GRANITO TAGAÇAÇA</u>	172
4.25.1 - GENERALIDADES.	172
4.25.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	173
4.26 - <u>GRANITO BANHADO</u>	174
4.26.1 - GENERALIDADES.	174
4.26.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	175
4.26.2.1 - <u>Fácies Biotita Monzogranito Porfirítico</u>	175
4.26.2.2 - <u>Fácies Monzogranito Granular Cataclasado</u>	175
4.26.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	176
4.27 - <u>GRANITO VAGUAÇU</u>	176
4.27.1 - GENERALIDADES.	176
4.27.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	176
4.27.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	177
4.28 - <u>GRANITO NAGIB SILVA</u>	177
4.28.1 - GENERALIDADES.	177
4.28.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	178

4.28.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	178
4.29 - <u>GRANITO AREIA BRANCA</u>	179
4.29.1 - GENERALIDADES.	179
4.29.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	179
4.29.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS.	179
4.30 - <u>GRANITO NHUNDIAQUARA ou SERRA DO MORATO</u>	180
4.30.1 - GENERALIDADES.	180
4.30.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	180
4.31 - <u>GRANITO GUARAQUEÇABA</u>	181
4.31.1 - GENERALIDADES.	181
4.32 - <u>GRANITO VARADOURO</u>	181
4.32.1 - GENERALIDADES.	182
4.33 - <u>GRANITO SERRA DO TROMOMÔ</u>	182
4.33.1 - GENERALIDADES.	182
4.34 - <u>GRANITO NHAPORANGA</u>	183
4.34.1 - GENERALIDADES.	183
4.35 - <u>GRANITO ESPIGÃO DO FEITICEIRO</u>	183
4.35.1 - GENERALIDADES.	183
4.36 - <u>GRANITO ANTONINA</u>	184
4.36.1 - GENERALIDADES.	184
4.37 - <u>GRANITO SERRA DA IGREJA</u>	185
4.37.1 - GENERALIDADES.	185
4.37.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	185
4.38 - <u>GRANITO SERRA DAS CANAVIEIRAS</u>	185
4.38.1 - GENERALIDADES.	185
4.38.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	186
4.39 - <u>GRANITO SERRA DA PRATA</u>	186
4.39.1 - GENERALIDADES.	186
4.39.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	187
4.40 - <u>GRANITO PEDRA BRANCA DO ARARAQUARA</u>	187

4.40.1 - GENERALIDADES.	187
4.40.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	188
4.41 - <u>GRANITO MORRO REDONDO</u>	188
4.41.1 GENERALIDADES.	188
4.42 - <u>GRANITO AGUDOS DO SUL</u>	188
4.42.1 - GENERALIDADES.	188
4.42.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS.	189
5 - <u>JAZIDAS E RECURSOS MINERAIS DO PRÉ-CAMBRIANO PARANA - ENSE</u>	195
5.1 - <u>GENERALIDADES</u>	195
5.2 - <u>MÉTODO DE TRABALHO</u>	196
5.3 - <u>AS JAZIDAS E AS OCORRÊNCIAS MINERAIS</u>	198
5.3.1 - JAZIDAS E OCORRÊNCIAS DE Pb/Ag e Pb/Cu.	198
5.3.1.1 - <u>Mina do Rocha</u>	201
5.3.1.2 - <u>Mina da Barrinha</u>	201
5.3.1.3 - <u>Mina de Panelas</u>	203
5.3.1.4 - <u>Mina do Perau</u>	203
5.3.1.5 - <u>Ocorrência de cobre de 7 barras</u>	204
5.3.2 - JAZIDAS E OCORRÊNCIAS DE TALCO.	205
5.3.2.1 - <u>Mina do Costalco</u>	208
5.3.2.2 - <u>Mina Itajara</u>	208
5.3.2.3 - <u>Mina do Giraldi</u>	208
5.3.2.4 - <u>Mina nº 7 (Folha Piraíã do Sul)</u>	210
5.3.2.5 - <u>Mina Barra Moura</u>	210
5.3.3 - O OURO DA REGIÃO DE "POVINHO DO SÃO JOÃO".	210
5.3.3.1 - <u>Lavra da Andraus</u>	213
5.3.3.2 - <u>Lavra do Seu Alfredo</u>	213
5.3.3.3 - <u>Lavra do Ireno</u>	214
5.3.3.4 - <u>Lavra de Medeiros</u>	214

5.3.4 - OUTRAS MINAS E OCORRÊNCIAS. :	214
6 - <u>RELAÇÕES ENTRE LINEAMENTOS TECTÔNICOS E MINERALIZAÇÕES</u> :	216
6.1 - <u>GENERALIDADES</u> :	216
6.2 - <u>OS DEPÓSITOS DO TIPO "PORPHYRY COPPER"</u> :	218
6.2.1 - EXEMPLOS DE DEPÓSITOS "PORPHYRY COPPER" E ESTRUTURAS ASSOCIADAS. :	219
6.2.2 - O NÍVEL DE EROÇÃO. :	227
6.2.3 - A IDADE DOS DEPÓSITOS TIPO "PORPHYRY COPPER". :	228
6.2.4 - A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL. :	229
6.3 - <u>ANÁLISE DOS SISTEMAS DE LINEAMENTOS TECTÔNICOS E RELAÇÕES COM GRANITOS</u> :	232
6.3.1 - SISTEMA NORDESTE. :	232
6.3.2 - SISTEMA NORTE-NOROESTE. :	234
6.3.3 - SISTEMA NOROESTE. :	235
6.3.4 - SISTEMA LESTE-OESTE. :	236
6.4 - <u>GRANITOS E INTERSECÇÕES DE LINEAMENTOS</u> :	236
6.5 - <u>RELAÇÕES ESTRUTURAIS ENTRE OS DIFERENTES SISTEMAS DE LINEAMENTOS E POSSÍVEIS MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS</u> :	236
6.5 - <u>RELAÇÕES ENTRE LINEAMENTOS, GRANITOS E JAZIDAS OU OCORRÊNCIAS MINEAIS</u> :	241
7 - <u>CONCLUSÕES</u> :	243
7.1 - <u>ALGUMAS SUGESTÕES</u> :	248
8 - <u>BIBLIOGRAFIA</u> :	250

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

1. Mapa de localização da área estudada.:	03
2. Fotografia de imagem Landsat - aspectos da falha de Itapirapã.:	13
3. Fotografia de imagem Landsat - aspectos da falha de Morro Agudo.:	13
4. Fotografia de imagem Landsat - aspectos da falha de Morro Agudo.:	16
5. Fotografia de imagem Landsat - aspectos da falha da Lancinha.:	16
6. Fotografia de imagem Landsat - aspectos da falha da Lancinha.:	20
7. Fotografia de imagem Landsat - aspectos do lineamento São João.:	20
8. Diagramas de roseta. Bloco A+B+C+D+E+F+G+H, escala 1:500.000.:	28
9. Diagramas de roseta. Bloco A+B+C+D+E+F+G+H, escala 1.250.000.:	29
10. Diagrama de roseta. Bloco A (1/250.000).:	30
11. Diagrama de roseta. Bloco B (1/250.000).:	31
12. Diagrama de roseta. Bloco B (1/500.000).:	33
13. Diagrama de roseta. Bloco C (1/250.000).:	34
14. Diagrama de roseta. Bloco C (1/500.000).:	35
15. Diagrama de roseta. Bloco D (1/250.000).:	36
16. Diagrama de roseta. Bloco D (1/500.000).:	37
17. Diagrama de roseta. Bloco E (1/250.000).:	39
18. Diagrama de roseta. Bloco E (1/500.000).:	40
19. Diagrama de roseta. Bloco F (1/250.000).:	41
20. Diagrama de roseta. Bloco F (1/500.000).:	42

21. Diagramas de roseta. Bloco G (1/250.000).	44
22. Diagramas de roseta. Bloco G (1/500.000).	45
23. Diagramas de roseta. Bloco H (1/250.000).	46
24. Diagramas de roseta. Bloco H (1/500.000).	47
25. Elipsóide triaxial de esforços.	51
26. Elipsóide de esforços e falhas transcorrentes.	51
27. Sistema mundial de falhamentos transcorrentes - modelo de Moody e Hill.	54
28. Sistemas meridional e equatorial de falhas transcorrentes.	54
29. Esquema de dobras escalonadas em falhas transcorrentes.	56
30. Diagrama do experimento de Riedel.	57
31. Forças e estruturas em relação à elipse de deformação em falha transcorrente.	59
32. Comparação de estruturas em zonas de cisalhamento simples de magnitudes diferentes.	61
33. Dobras de arrasto e o elipsóide de deformação.	63
34. Inflexão de traços axiais pré-existentes.	68
35. Relação ângulo X distância entre traços axiais e falhas transcorrentes.	69
36. Forma de medir o ângulo θ e a distância d.	70
37. Histograma dos ângulos entre traços axiais e falhas transcorrentes.	71
38. Microfalhas transcorrentes laterais esquerda no Grupo Açungui.	75
39. Microfalhas transcorrentes laterais esquerda no Grupo Açungui.	75
40. Aspecto da falha da Lancinha.	78
41. Aspecto da falha da Lancinha.	78
42. Aspecto da falha da Lancinha.	79
43. Aspecto da falha da Lancinha.	79

44. Aspecto dos sedimentos da Formação Camarinha próximos à falha da Lancinha.:	81
45. Aspectos da lenticularização de rocha na zona de falha de Morro Agudo.:	82
46. Aspecto dos seixos de um conglomerado próximos à falha de Morro Agudo.:	82
47. Relação entre elipse de deformação e cisalhamento simples.:	87
48. Representação esquemática da deformação em zona de cisalhamento simples.:	88
49. Variação no cisalhamento simples γ:	89
50. Variação do ângulo θ com o aumento da deformação. ...:	89
51. Representação esquemática da integração da deformação.:	92
52. Falhas da Lancinha e Morro Agudo e as dobras de arrasto - cálculo do valor de γ:	93
53. Gráficos de γ x d, ao longo da falha da Lancinha. ...:	95
54. Gráficos de γ x d, ao longo da falha de Morro Agudo.::	96
55. Cálculo do deslocamento na megantiforma da Serra do Cadeado.:	97
56. Gráficos de γ x d, na megantiforma da Serra do Cadeado.:	98
57. Deslocamento de diques ao longo da falha de Lancinha:	103
58. Mapa de jazidas e ocorrências de chumbo.:	199
59. Diagramas de fraturas de mineralizações.:	200
60. Esboço da distribuição dos filões na Minas do Rocha.::	202
61. Estruturas do tipo "pinch-and-swell" na Mina do Perau.:	204
62. Diagrama de fraturas da ocorrência de cobre de 7 Barras.:	205
63. Diagrama de fraturas de minas de chumbo do Vale do Ribeira.:	206
64. Disposição das minas de talco da faixa Itaiacóca. ...:	209

65. Diagrama mostrando níveis silíceos dobrados dentro de bolsão de talco.:	211
66. Planta esquemática da mina Barra-Moura.:	211
67. Diagramas de fraturas das minas de talco.:	212
68. Zonas tensionais associadas a falhamentos.:	217
69. Depósito de Chuquicamata, Chile.:	220
70. Mapa geológico de Michiquillay, Peru.:	222
71. Mapa geológico de Chaucha, Equador.:	223
72. Campanha Mahuida, Argentina.:	224
73. Mapa estrutural de Toquepala, Peru.:	225
74. Aspectos gerais dos depósitos do Distrito de Babene e a reconstituição do campo de esforços.:	226
75. Modelo hipotético de alteração hidrotermal de Lowell e Guilbert.:	230
76. Mapa dos principais sistemas de lineamentos tectônicos do pré-Cambriano paranaense.:	233
77. Sistema de falhas transcorrentes de 2º ordem associado a uma falha transcorrente lateral direita.:	238

QUADROS

1. Resumo dos dados de lineamentos tectônicos.:	27
2. Síntese sobre as rochas graníticas do Paraná.:	190
3. Intersecções de lineamentos e granitos associados. ...:	237

ANEXOS (VOL.2)

1. Dados de direções de lineamentos tectônicos do pré-Cambriano paranaense utilizados na confecção dos diagramas de rose <u>tas</u> .	
---	--

2. Mapa de lineamentos tectônicos do pré-Cambriano paranaense, escala 1:250.000.
3. Mapa de lineamentos tectônicos do pré-Cambriano paranaense, escala 1:500.000.
4. Grandes falhas (lineamentos) e compartimentação tectônica do pré-Cambriano paranaense.
5. Mapa de compartimentos tectônicos e diagramas de rosetas correspondentes aos lineamentos fotogeológicos. Escala 1:250.000.
6. Mapa de compartimentos tectônicos e diagramas de rosetas correspondentes aos lineamentos fotogeológicos. Escala 1:500.000.
7. Mapa de corpos graníticos do Estudo do Paraná, escala 1:500.000.
8. Mapa de jazidas e ocorrências minerais do pré-Cambriano paranaense.
9. Relação das mineralizações para representação no mapa de jazidas e ocorrências minerais do pré-Cambriano do Paraná.
10. Difratoograma da encaixante dos bolsões de talco da mina Itajara.
11. Difratoograma da rocha mineralizada, na mina Itajara.

RESUMO

O presente trabalho é resultado do Convênio UFPr - Mineropar, Termo Aditivo nº 001/83, desenvolvido de meados de outubro de 1983 à meados de outubro de 1984.

O objetivo principal dessa primeira etapa foi investigar os principais sistemas de lineamentos tectônicos do pré-cambriano paranaense e suas relações com intrusões graníticas e jazidas e/ou ocorrências associadas.

O traçado sistemático dos lineamentos tectônicos, feito através de imagens de satélite Landsat, às escalas 1:500.000 e 1:250.000, permitiu a definição de oito blocos ou compartimentos tectônicos, limitados de forma natural pelos grandes falhamentos e/ou lineamentos de direção nordeste.

A presença de dobras de arrasto ao longo das Falhas da Lancinha e Morro Agudo permitiu a definição do sentido e magnitude do movimento transcorrente. Assim, a Falha da Lancinha tem um deslocamento total de cerca 116 km e a de Morro Agudo, de cerca 102 km, ambas com sentido dextrógiro. No entanto, através da inflexão de dois diques de diabásio, pode-se definir um movimento sinistrógiro para a Falha da Lancinha de cerca 950 m, a partir do mesozóico. As demais falhas não apresentam dados suficientes para o cálculo do deslocamento total.

A análise dos lineamentos mostrou a presença de quatro'

sistemas principais, denominados de sistemas nordeste, norte - noroeste, noroeste e leste-oeste. O primeiro inclui as principais falhas transcorrentes paranaenses, o segundo falhas transcorrentes antitéticas e os dois últimos, lineamentos essencialmente de caráter tensional. A intrusão de diques mesozóicos por ocasião da Reativação Wealdeniana, aproveitou as zonas de fraqueza noroeste' pré-existentes.

As grandes falhas transcorrentes da Lancinha, Morro Agudo e possivelmente de Itapirapuã, representam reflexos na cobertura (Grupo Açungui e correlatos) de falhamentos transcorrentes do embasamento; as falhas do sistema norte-noroeste e noroeste originaram-se por esforços compressivos de segunda ordem, sendo os de direção noroeste, essencialmente tensionais. As falhas do sistema nordeste podem ser consideradas como falhas profundas, pois desenvolveram-se diretamente sobre falhas transcorrentes do embasamento, havendo uma ligação física entre ambas. As demais desenvolveram-se somente na cobertura, não devendo penetrar pelo embasamento.

As intrusões graníticas acham-se controladas pelos lineamentos nordeste, com a maioria delas tendo forma ovalada, com o eixo maior paralelo e o menor perpendicular aos lineamentos nordeste, evidenciando seu caráter sin a tardi-tectônico.

Verificou-se que as intersecções de lineamentos com melhores evidências de atividade hidrotermal são as do sistema nordeste com as do sistema noroeste. Este último, dado ao seu caráter tensional na época dos grandes falhamentos e intrusões graníticas, transformou-se em via natural para a percolação das soluções hidrotermais, que a esse sistema tem acesso através do primeiro. Os melhores exemplos dessa atividade são os depósitos de talco da faixa Itaiacoca e os veios de quartzo aurífero da localidade de Povinho de São João.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - GENERALIDADES

O presente relatório refere-se ao programa de trabalho no âmbito do Convênio nº 28/83 - UFPr, firmado-entre a Universidade Federal do Paraná e a Minerais do Paraná S.A. - MINEROPAR, e cuja realização coube ao Departamento de Geologia da citada Universidade. Os resultados ora alcançados referem-se à primeira etapa desse convênio, iniciado em meados de outubro de 1983, e cujo programa prevê um total de 12 meses para sua execução.

A autorização de execução do convênio foi firmada pelo Magnífico Reitor da UFPr, Dr. ALCY JOAQUIM RAMALHO, através do Ato Executivo nº 70/83, de 01/11/83. Designou também o professor Dr. ALBERTO PIO FIORI para exercer as funções de coordenador do Convênio, em Portaria nº 1793, de 04/11/83.

Por parte da Mineropar S.A., assinaram o Convênio os professores Dr. RIAD SALAMUNI, Diretor Presidente e Dr. ARSÊNIO MURATORI, Diretor Técnico da empresa.

O trabalho a ser executado, devido a sua natureza, ficou enquadrado dentro das atividades da então Gerência de Integração e Avaliação Regional - GIAR, gerenciada pelo professor Dr. ELIMAR TREIN.

O Plano de Trabalho referente a esse Convênio acha-se'

descrito no Termo Aditivo nº 001/83, cujo projeto tem por título "Lineamentos Tectônicos e Possíveis Mineralizações Associadas no Pré-Cambriano Paranaense".

1.2 - LOCALIZAÇÃO E EXTENSÃO DA ÁREA

A área de estudo do presente trabalho, refere-se ao Primeiro Planalto Paranaense, ou à faixa de afloramento das rochas pré-cambrianas paranaenses. Tal faixa limita-se a norte e a sudoeste pelos Sedimentos da Bacia do Paraná, a sudeste pelo Oceano Atlântico e a nordeste pelo Estado de São Paulo. Ocupa uma área de cerca 25.000 Km², limitada entre os paralelos de 48 e 50°W e entre os meridianos de 24 e 26°S. (Fig. 01).

A região acha-se como um todo, regularmente servida por vias de acesso. Algumas áreas apresentam, no entanto, uma elevada densidade de acesso, com um bom número de rodovias Federais, Estaduais e Municipais; outras, como a Serra do Mar, apresentam-se deficitárias em termos de rodovias, sendo difícil o acesso.

1.3 - PARTICIPANTES DO PROJETO

O projeto contou com a participação de quatro professores da UFPr e quatro estagiários, selecionados dentre os estudantes do curso de Geologia da UFPr.

Os professores participantes são os seguintes:

Prof. Dr. Alberto Pio Fiori, coordenador do Convênio;
Prof. Mauro Salgado Monastier;
Prof. Emerson Carneiro Camargo; e
Prof. Renato Eugênio de Lima.

Os estagiários participantes são os seguintes:

Celso Eduardo Fumagalli;
Eduardo Salamuni;
Elvo Fassbinder; e
José Roberto Góis

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

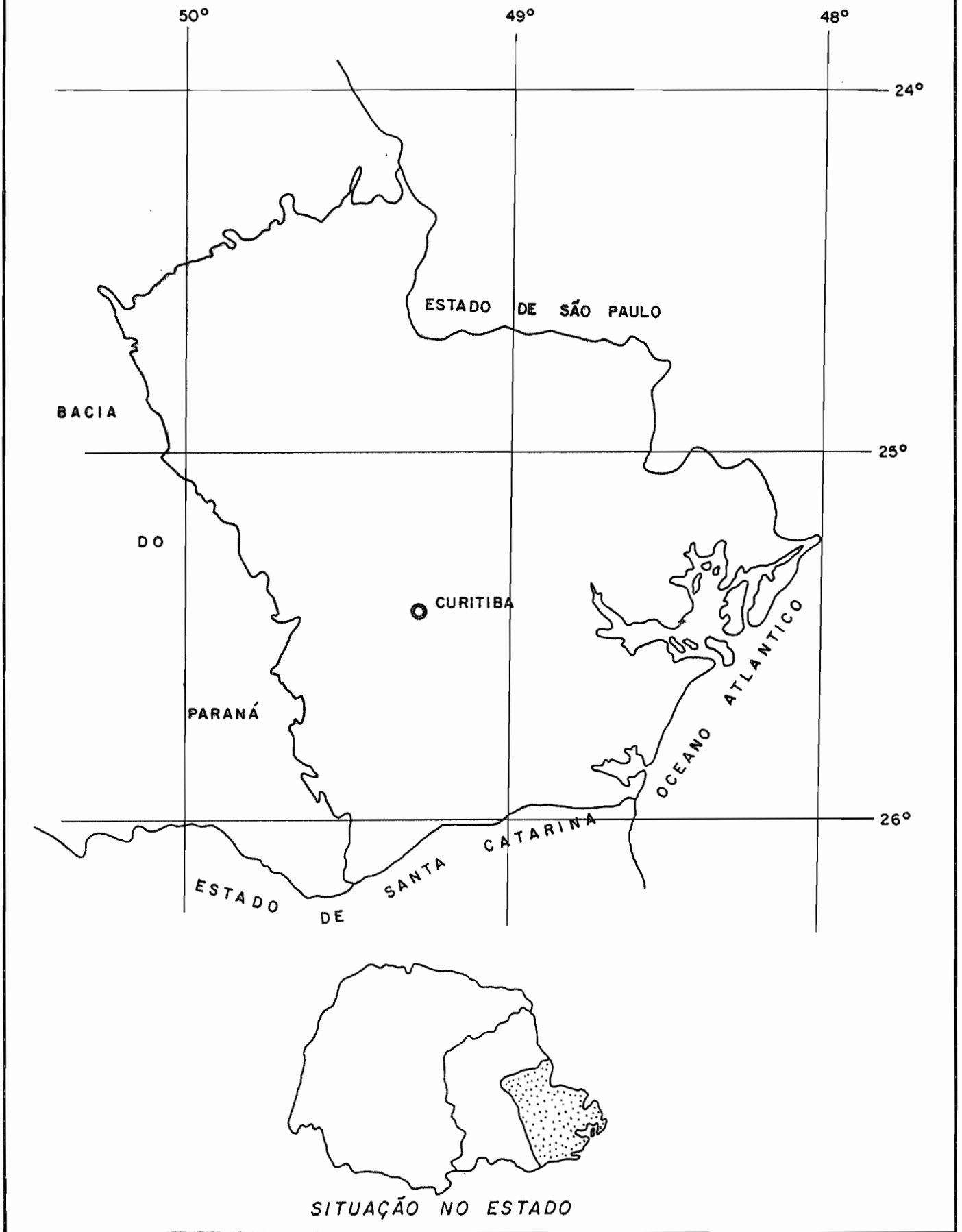


FIG. 1 — MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

Além desses, tiveram participação esporádica as geólogas recém formadas Ana Maria Rodrigues Ribeiro e Soraia Marinon' Zardo, tanto em trabalhos de campo, como de escritório, e ainda a estudante de geologia Célia Regina Yamauchi, em trabalhos de escritório.

1.4 - METODOLOGIA

A metodologia básica do trabalho envolveu inicialmente a interpretação sistemática de imagens de satélite Landsat , canais 5 e 7, às escalas 1:250.000 e 1:500.000, e elaboração de mapas de lineamentos tectônicos do pré-cambriano paranaense. Além disso, realizaram-se trabalhos de campo, com descrições de afloramentos, coleta de amostras para laminação e obtenção de fotografias de afloramentos mais interessantes.

No escritório procedeu-se à coleta e tratamento de dados direcionais previamente definidos pela fotointerpretação , através da elaboração de diagramas de rosetas, tratando-se em separado os diques mesozóicos. Em uma outra etapa, procurou-se definir o sentido e a quantidade de movimento ao longo de alguns falhamentos transcorrentes, através da análise de deformação.

Paralelamente elaboraram-se os mapas de granitos e de jazidas e ocorrências minerais, através da compilação de diversos mapas geológicos e intensa análise bibliográfica. Finalmente procedeu-se a uma análise conjunta dos lineamentos tectônicos , granitos e ocorrências minerais, obtendo-se um mapa previsional.

1.5 - AGRADECIMENTOS

Queremos deixar expresso nossos mais profundos agradecimentos à Universidade Federal do Paraná, na pessoa de seu Magnífico Reitor, Prof. Dr. Alcy Joaquim Ramalho, pela autorização concedida à realização do convênio;

À Mineropar - Minerais do Paraná S/A, nas pessoas do Diretor Presidente Prof. Dr. Riad Salamuni e do Diretor Técnico, Prof. Dr. Arsênio Muratori, pelo apoio financeiro e logístico , tendo inclusive feito a doação de um veículo para os trabalhos de campo;

Ao Prof. Dr. Elimar Trein, então gerente da GIAR, pela presteza no atendimento às solicitações feitas durante a vigência do convênio;

Ao chefe do Departamento de Geologia, Prof. Mauro Salgado Monastier, por providenciar o espaço físico necessário ao desenvolvimento dos trabalhos;

Ao Dr. Paulo Cesar Soares, pelas profícuas discussões;

Às geólogas Ana Maria Rodrigues Ribeiro e Soraia Marimon Zardo, e ainda à estudante de geologia Célia Regina Yamauchi, pela participação voluntária nos trabalhos;

Aos desenhistas Oto Laurentino Rosa do Departamento de Geologia da UFPr e Edvaldo Alves de Sá da Mineropar S/A, pelo zelo na elaboração de mapas, diagramas e figuras do texto;

Ao estagiário Elvo Fassbinder, pelo esmero na datilografia.

Finalmente cumpre ressaltar a eficiência e o empenho demonstrado pelos estagiários do convênio, durante todo o período de realização do trabalho, tanto nas tarefas de escritório, como nos trabalhos de campo.

A todas as pessoas, que direta ou indiretamente tornaram viável esse trabalho, nossos mais sinceros agradecimentos.

2 - ANÁLISE DOS LINEAMENTOS FOTOGEOLÓGICOS

2.1 - O TERMO LINEAMENTO

Antes de entrar propriamente na análise dos lineamentos, é útil estabelecer o significado estrutural dos lineamentos observados na superfície do terreno, através de imagens de satélite.

Hobbs(1912,p 227) utilizou o termo "Lineament" para descrever linhas significativas da paisagem e que revelam a arquitetura oculta das rochas subjacentes. Por muitos anos após esse trabalho pioneiro, os lineamentos foram considerados essencialmente de natureza fisiográfica ou geomórfica, sendo compreensível uma natural relutância por parte dos geólogos em aceitá-los como elementos indicadores da arquitetura das rochas subjacentes. Nas décadas de 40 e 50 (1940-1950), entretanto apareceram diversos artigos enfatizando a sua importância estrutural. Vening Meinesz(1947) e Sonder(1947) consideraram-os como parte integrante de um sistema mundial de fraturas do embasamento, referido por Sonder como o sistema de fraturas regmático. Em 1956, Hills descreve os maiores alinhamentos da Austrália, relacionando-os ao estilo tectônico do continente; Moody e Hill(1956), talvez mais do que qualquer outro autor, popularizaram os lineamentos, considerando-os como possíveis falhas transcorrentes. Enquanto isso,

Carey(1958) utilizou o termo lineamento como "megashears", em seu estudo de caráter mundial da deriva continental como resposta à expansão da terra. Mais recentemente, Sales(1968) mostrou o significado estrutural e a importância para a descoberta do petróleo dos lineamentos e Stone(1969) usou o termo lineamento ao trabalhar com falhas transcorrentes nas Montanhas Rochosas. O'Driscoll(1971) avançou um passo a mais ao desenvolver um modelo deformacional incorporando intersecções de lineamentos na Austrália.

O termo lineamento tem assim evoluído, com o aprofundamento dos conhecimentos, de um sentido puramente fisiográfico ou geomórfico, a uma conotação estrutural. Deve-se no entanto mencionar, que lineamento é um termo usado para definir uma feição linear na superfície do terreno. A sua causa exata, em subsuperfície não é sempre facilmente reconhecida, devendo-se realizar estudos detalhados ao longo dessas feições para se descobrir seu verdadeiro significado geológico.

2.2 - TRAÇADO DOS LINEAMENTOS TECTÔNICOS

O traçado dos lineamentos tectônicos do pré-cambriano paranaense foi feito através de interpretação de imagens de satélite Landsat, às escalas 1:250.000 e 1:500.000.

Para se obter um melhor resultado, utilizou-se ao mesmo tempo dos canais 5 e 7, com auxílio de um estereoscópio de espelho. Essa técnica permite a superposição de dois canais diferentes, e a fusão das duas imagens sob o estereoscópio dá a sensação visual de uma "falsa" estereoscopia, aumentando assim em muito, o poder de resolução das imagens, quando consideradas individualmente. A utilização simultânea de dois canais diferentes da mesma imagem através do estereoscópio de espelho, além de permitir uma "falsa" estereoscopia, traz ainda a vantagem adicional de somar visualmente as informações dos dois canais (que são diferentes), permitindo uma maior segurança na interpretação e a obtenção de um maior número de informações. Esse procedimento foi adotado na interpretação das imagens à escala 1:250.000 e 1:500.000, tendo-se obviamente maior dificuldade de manuseio das imagens à escala 1:250.000.

O traçado dos lineamentos foi feita com grafites colo-

ridas em overlay (papel ultrafan), colocado sobre uma das imagens. Em vermelho foram traçados os lineamentos e lineações de direção nordeste e norte - sul, e em azul, os lineamentos e lineações noroeste. Esta distinção foi feita tendo-se por base o fato conhecido que os lineamentos noroeste representam essencialmente os diques de diabásio relacionados ao arco de Ponta Grossa, de idade mesozóica.

Após o traçado dos lineamentos e lineações, os dados do overlay foram transferidos para um mapa base à mesma escala, isto é, 1:250.000 e 1:500.000 respectivamente, através do aersketchmaster. Como elementos de controle foram utilizadas algumas rodovias e os principais rios da região.

2.3 - OS MAPAS DE LINEAMENTOS TECTÔNICOS

Conforme referido anteriormente, foram elaborados dois mapas distintos de lineamentos tectônicos do pré-cambriano paranaense: um à escala 1:250.000 e outro à escala 1:500.000. Ambos foram elaborados diretamente a partir das imagens Landsat, canais 5 e 7, nas respectivas escalas. Os resultados acham-se apresentados nos anexos 1 e 2.

2.3.1 - O MAPA DE 1:250.000

A característica mais marcante desse mapa é a nítida predominância de três direções preferenciais de famílias de lineamentos tectônicos. A direção mais marcante é a nordeste, representada por grandes lineamentos com extensões de mais de uma centena de quilômetros, muitos traçados de forma contínua. A maior densidade de lineamentos e lineações associadas ocorre em uma faixa central na área estudada, praticamente situada entre a Falha de Morro Agudo e o Lineamento São João - Lamenha Grande. Outra faixa de concentração desses lineamentos nordeste, porém bem mais estreita, situa-se mais a norte, junto à Falha de Itapirapuã. Entre os lineamentos maiores, ocorrem lineamentos menores, descontínuos, aproximadamente paralelos aos maiores. Evidenciam-se também lineamentos discordantes, porém também de direção nordeste.

Outra família de lineamentos não menos importante, é

a de direção noroeste. Na parte central do mapa, há uma faixa que se estende desde a altura de Rio Branco do Sul até próximo a Tunas, com cerca de 35 Km de largura, onde se verifica uma elevada densidade de lineamentos e lineações. Parece também haver uma certa preferência de incidência desses lineamentos; assim, entre a Falha da Lancinha e a Falha de Morro Agudo, verifica-se uma elevada densidade, enquanto que nos blocos adjacentes, no prolongamento dessa faixa, diminui bastante a densidade de incidência dos lineamentos ou lineações noroeste.

A terceira família de lineamentos possível de ser identificada tem direção aproximada norte-sul, com os lineamentos tendendo a NNW e NNE. Não é porém tão bem desenvolvida como as duas outras direções.

Os maiores lineamentos, conforme pode-se verificar, coincidem com as grandes falhas transcorrentes mapeadas no Paraná. São normalmente marcados ou por um alinhamento individual bem evidenciado como são os casos das Falhas de Itapirapuã e do lineamento Piên - Tijucas do Sul, ou então por uma maior concentração de lineações ou alinhamentos menores, como é o caso das Falhas da Lancinha e de Morro Agudo. Neste último caso, o lineamento representa, na realidade, uma zona de concentração de falhas menores podendo se alargar e se estreitar ao longo de sua extensão.

Além dos lineamentos que já tem denominação consagrada, outros receberam denominação nesse trabalho. Assim, os grandes lineamentos e/ou falhas de norte para sul, são os seguintes (ver anexo 3): Lineamento Castro - Piraí do Sul; Falha de Itapirapuã; Falha de Morro Agudo; Falha da Lancinha; Lineamento São João - Lamenha Grande e Lineamento Piên - Tijucas do Sul. Este último, na altura de São João da Graciosa se bifurca no Lineamento Serra Negra, de direção aproximadamente E-W, infletindo-se em seguida novamente para nordeste, já dentro do Estado de São Paulo.

Todos esses grandes lineamentos representam limites naturais entre diferentes blocos tectônicos, como será visto adiante.

2.3.2 - O MAPA 1:500.000

Como no mapa 1:250.000, aqui também destacam-se nitidamente três famílias de lineamentos, com direções diferentes. A mais marcante de todas, é a de direção nordeste, caracterizada pela presença de lineamentos contínuos, com extensões de mais de uma centena de quilômetros. Esses maiores lineamentos apresentam uma série de lineações ou alinhamentos menores dispostos paralelamente ou sub paralelamente. Nesse mapa é também evidente uma maior concentração de lineamentos entre a Falha de Morro Agudó e o Lineamento São João - Lamenha Grande.

A família de lineamentos de direção noroeste é aqui também muito bem marcada, caracterizando-se pela presença de lineamentos com extensões decaquilométricas e com direção constante. A sua maior concentração se dá segundo uma faixa mais ou menos central na área, extendendo-se desde proximidades de Paranaguá até a altura de Piraí do Sul, daí adentrando na Bacia do Paraná, com uma largura média de 25 km. A extensão dessa faixa é de cerca 180 km, somente considerando-se a área do embasamento pré-cambriano.

A terceira família de lineamentos tem direção aproximadamente meridiana, havendo no entanto uma certa preferência pela direção NNW. Esse lineamentos parecem também se concentrar em faixas relativamente estreitas, sendo duas situadas a norte de Campo Largo e uma terceira, situada a oeste de Paranaguá. Outros lineamentos pertencentes a essa família, ocorrem isolados na região estudada.

Os grandes lineamentos de direção nordeste, traçados à escala 1:500.000 coincidem com aqueles traçados à escala 1:250.000, e igualmente permitem a divisão do pré-cambriano paranaense em oito blocos tectônicos distintos, como será visto mais adiante.

2.4 - OS GRANDES LINEAMENTOS TECTÔNICOS

As características dos lineamentos tectônicos a seguir transcritas, foram extraídas principalmente do mapa de lineamentos tectônicos à escala 1:250.000, ou então, diretamente das imagens à essa escala, por apresentarem uma maior densidade de in-

formações em relação ao mapa e às imagens à escala 1:500.000.

2.4.1 - LINEAMENTO CASTRO - PIRAÍ DO SUL

Esse lineamento ocorre próximo ao limite norte do pré-cambriano paranaense, situando-se em sua maior parte, dentro da Bacia do Paraná. Surge por debaixo dos sedimentos paleozóicos na altura de Carambeí, com direção N40E. Logo a seguir, a nordeste de Castro, sofre uma inflexão para N20E, passando por Piraí do Sul e adentrando-se novamente na Bacia do Paraná. No entanto, continua sendo bem evidenciado, tendo afetado as rochas sedimentares. Assim, após passar por Jaguariaíva, inflete-se novamente para N70E, seguindo daí para o vizinho Estado de São Paulo. Da altura de Piraí do Sul até Jaguariaíva, representa uma zona de falha, com várias falhas e/ou fraturas paralelas. Nos trechos entre Carambeí e Piraí do Sul e entre Jaguariaíva e o limite estadual de São Paulo/Paraná, é representado por um único alinhamento ou falha. No mapa geológico da área do Escudo do Estado do Paraná (Mineropar, 1983) o trecho entre Carambeí e Piraí do Sul, acha-se bem marcado.

Nas imagens de satélite, esse lineamento é facilmente identificado, na área da Bacia do Paraná, através de um alinhamento de drenagem fortemente estruturado, ligeiramente encurvado. Nessa área, o lineamento apresenta inclusive, uma tonalidade ora mais clara, junto ao limite da Bacia com o embasamento, ora mais escuro, em área situada mais a nordeste, dentro da Bacia do Paraná. Na área do embasamento, o lineamento não se tão claramente identificado, à escala 1:250.000, notando-se no entanto uma suave e difusa mudança de tonalidade. À escala 1:500.000, seu traçado na área do embasamento é mais fácil, sendo identificado por uma forma linear estreita, de tonalidade cinza escuro, de direção nordeste, destacando-se do restante da imagem.

2.4.2 - FALHA DE ITAPIRAPUÃ

A Falha de Itapirapuã ocorre na parte norte da área, dispondo-se segundo uma direção constante N40E. Surge por debaixo da Bacia do Paraná, na altura de Itaiacoca, e estende-se até o limite dos estados do Paraná/São Paulo, na altura da Serra de

Paranapiacaba.

Segundo Rodrigues et al(1977), trata-se de um falhamento de caráter regional, situado na borda ocidental do Complexo Granítico Três Córregos. O mesmo determina o contato entre as rochas do Açungui e as intrusivas ácidas.

Na realidade, representa uma zona de falha, provavelmente com um grande número de falhas menores paralelas à falha principal. Este fato é bem evidenciado pelas imagens de satélite, especialmente na porção noroeste e sudeste da falha, próximo aos limites com o Estado de São Paulo e da Bacia do Paraná, respectivamente, quando se abre em dois leques.

A Falha de Itapirapuã, na imagem de satélite à escala 1:250.000, caracteriza-se por um lineamento algo difuso, sendo difícil seu traçado segundo uma linha única, contínua. O que se nota é uma zona de deformação mais acentuada, de largura variável, de direção NE, instalada entre duas zonas homólogas com características semelhantes.

O lineamento, conforme mencionado anteriormente, abre-se em dois leques, um voltado para nordeste, e iniciando-se na altura de Varzeão e daí adentrando o Estado de São Paulo, e o outro iniciando-se na altura da Lagoa dos Ribas e voltado para sudoeste, desaparecendo sob os sedimentos paleozóicos. Na parte sudoeste, o lineamento torna-se difuso, sendo difícil a sua delimitação.

A Falha de Itapirapuã foi traçada ao longo do limite sul da faixa homóloga mais estreita e de maior deformação, que separa as duas zonas homólogas semelhantes, situadas a norte e a sul. (Fig. 02).

2.4.3 - FALHA DE MORRO AGUDO

Esta falha faz parte do Grupo de Lineamentos/Falhas da parte central do pré-cambriano paranaense, juntamente com a Falha da Lancinha e o Lineamento São João - Lamenha Grande. Surge por debaixo dos sedimentos da Bacia do Paraná, a nordeste da Colônia Witmarsun, tratando-se na realidade, de uma zona de falha, de largura variável, ora estreitando-se, ora alargando-se. Da altura de Curriola (ver mapa 1:250.000) para sudoeste, até a Bacia do Paraná, abre-se em leque, distribuindo a deformação por uma área maior, (Fig. 03). Dessa localidade até a altura do Rio do

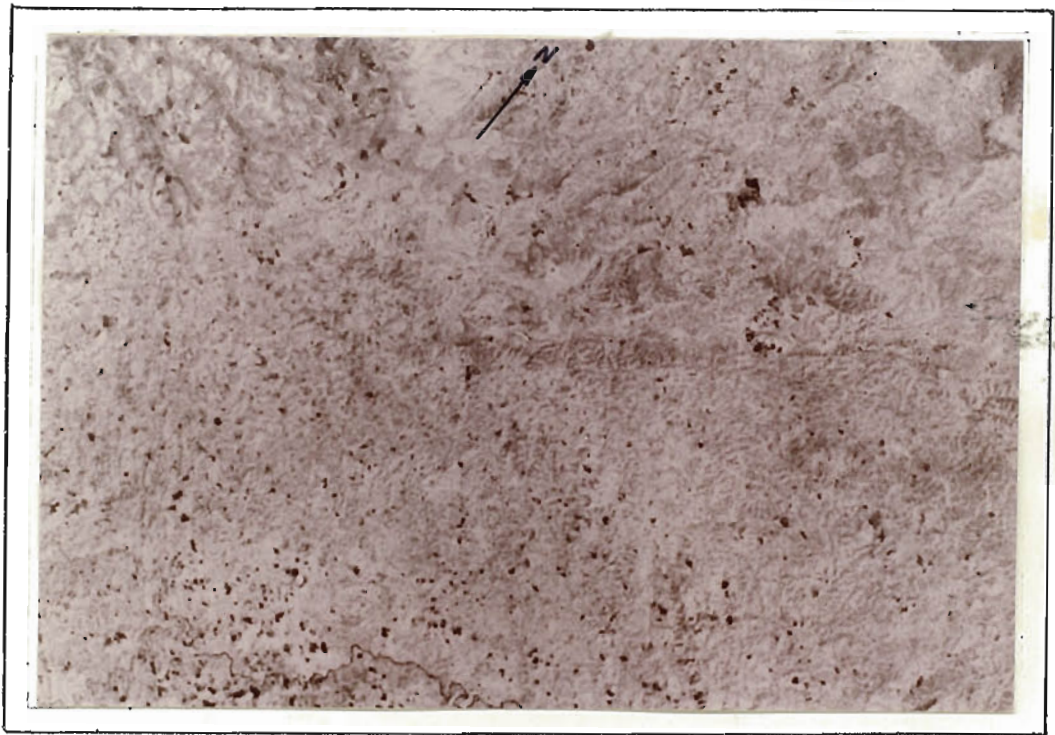


Fig. 2 - Fotografia de Imagem de Satélite Landsat, mostrando um aspecto da Falha de Itapirapuã, sendo assinalada por um lineamento pouco evidente e por uma variação de tonalidade.

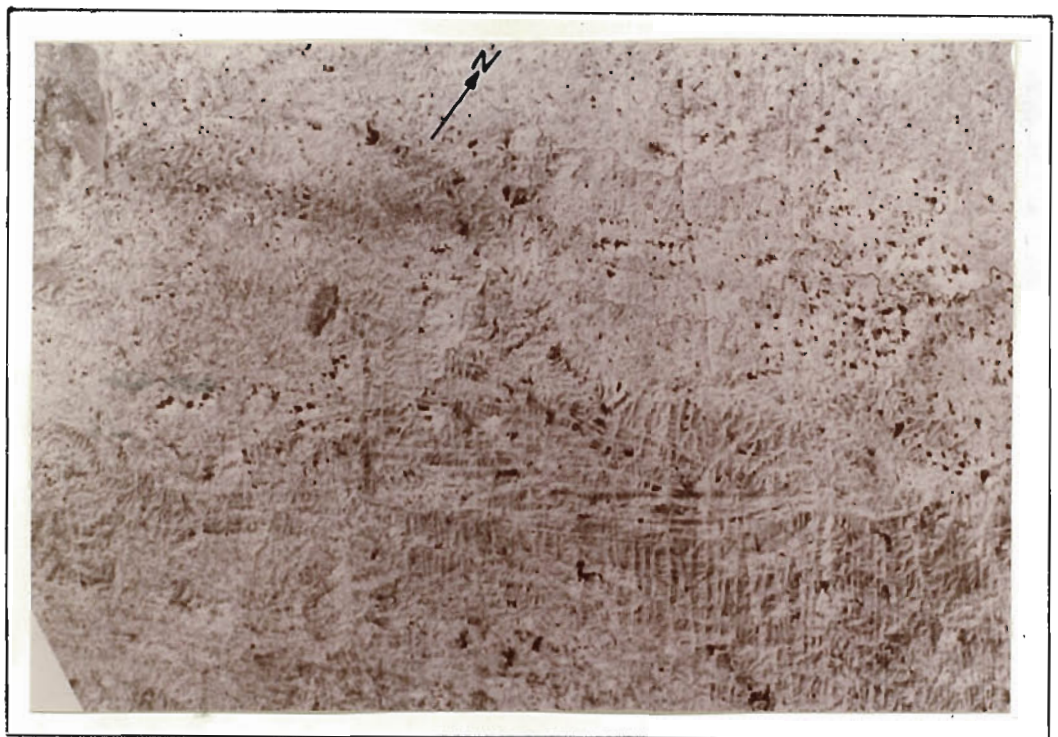


Fig. 3 - Falha de Morro Agudo, com vista em imagem de satélite. Observar o leque formado por um conjunto de falhas menores subparalelas, definindo uma zona de falha.

Campo (a leste de Cerro Azul), o lineamento é limitado a uma faixa estreita, quando a partir do referido rio para nordeste, volta a se abrir em leque, envolvendo a região de Adrianópolis e adentrando-se no Estado de São Paulo. Uma das ramificações dessa falha vem a constituir um lineamento de direção aproximadamente leste-oeste, que passando por Descampado e Ressaca, adentra-se no Estado de São Paulo após acompanhar sub-paralelamente o limite dos Estados do Paraná e São Paulo. Essa ramificação recebeu a denominação de Falha da Ribeira.

O Lineamento Ribeira, foi denominado por Algarte e Kaefer(1977). Segundo tais autores, estende-se ao longo do perfil longitudinal do Rio Ribeira, caracterizando-se por um falhamento complexo, transcorrente. Posiciona-se segundo uma direção este-oeste, e prolongando-se vai encontrar o Falhamento de Cubatão, dentro do Estado de São Paulo. Ainda segundo esses autores, constitui-se num dos falhamentos mais importantes da área, pela expressão registrada em fotografias aéreas e pela espessa zona de falha, a qual exhibe a presença de milonitos, filonitos e silicificação.

No entanto, a nível das imagens de satélite Landsat, o Lineamento Ribeira não é bem evidente, sendo no entanto, possível traçar um lineamento de direção aproximadamente leste-oeste, mas situado a sul do Rio Ribeira. Tal lineamento intersepta o Rio Ribeira na altura de Ressaca, quando aí inflete-se para nordeste, confundindo-se com outros lineamentos nordeste dentro do Estado de São Paulo.

A Falha da Figueira, segundo Paiva et al(1977) estende-se para nordeste a partir do Lineamento Ribeira na altura sul do Granito Itaóca. Esta linha tectônica estabelece a separação entre uma faixa de epicalcários e rochas meta sedimentares siltico-argilosas. Segundo Algarte e Kaefer(1972), um processo de brechagem e cataclase é observado ao longo do seu traçado, bem como ocorrências de minerais metálicos (galena no Morro do Chumbo).

À imagem de satélite 1:250.000, esse lineamento mostra um aspecto anastomosado, aumentando e diminuindo a largura da faixa deformada, abrindo-se um leque como pode ser observado a nordeste, próximo ao limite dos Estados do Paraná e São Paulo, quando dá origem a um leque de falhas menores aberto para nordeste (Fig.04). Para sudeste, novamente abre-se em leque, desta vez voltado para sudoeste e novamente estreitando-se antes de

desaparecer sob a Bacia do Paraná, com seu traçado, nesse caso, tornando-se difuso.

Esse lineamento separa zonas homólogas distintas a norte e a sudeste de seu traçado. A zona homóloga a noroeste caracteriza-se por um padrão textural mais homogêneo, com baixa densidade de elementos texturais de relevo e de drenagem, e de tonalidade mais clara, enquanto que a sudeste ocorre uma alta densidade de elementos texturais tanto de relevo como de drenagem (Fig. 04). Os elementos texturais de relevo e de drenagem caracterizam-se por lineações orientadas tanto para noroeste como para nordeste, sendo os mais evidentes, orientados para noroeste. Os elementos texturais de drenagem orientados para nordeste situam-se nas vertentes de drenagem condicionadas por lineações e/ou alinhamentos noroeste, e são sempre menores do que os de direção noroeste.

De um modo geral, a falha de Morro Agudo pode ser identificada através de um lineamento bem evidenciado na imagem à escala 1:250.000. Nas zonas em que a deformação dessa falha abre-se em leque, procurou-se seguir o "trend" do lineamento principal na continuação do traçado da falha.

2.4.4 - FALHA DA LANCINHA

A Falha da Lancinha surge por debaixo da Bacia do Paraná próximo a São Luiz do Purunã, passando por Retiro Grande e Rio Branco do Sul. Estende-se segundo uma direção N50-60E e passando pelas proximidades de Barra do Turvo, adentra-se no Estado de São Paulo. Trata-se igualmente de uma zona de falha, mostrando um grande número de ramificações na sua porção sudoeste, entre Rio Branco do Sul e Retiro Grande, quando é difícil precisar exatamente o ramo mais importante dessa falha. Na sua parte média, dentro do Estado do Paraná, igualmente apresenta uma grande ramificação especialmente do seu lado norte. A norte de Marquês de Abrantes, mostra uma nítida inflexão para sul, logo retornando sua direção noroeste característica, atravessando o limite estadual na altura de Barra do Turvo. As ramificações a norte da Falha da Lancinha não são muito largas, algumas terminando de encontro ao Lineamento da Ribeira.

Segundo Lopes Jr. et al(1977), essa falha separa rochas metasedimentares de natureza siltico-argilosa de rochas metasedimentares de natureza calco-areno-argilosa. A mesma falha e suas'

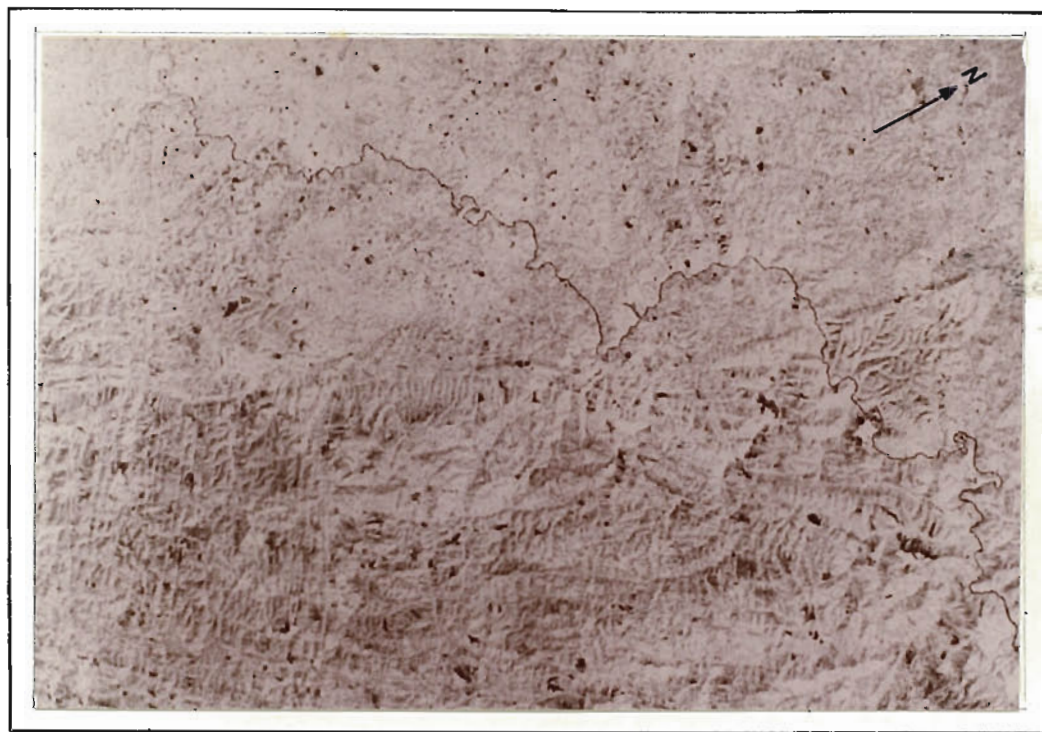


Fig. 4 - Observar a diferença entre zonas homólogas separadas por um lineamento. O lineamento representa a Falha de Morro Agudo.



Fig. 5 - Aspectos da Falha da Lancinha. Observar a descontinuidade de zonas homólogas ao longo de um alinhamento, e a forma das camadas dobradas a sul desse lineamento.

componentes colocam também em contato à sudoeste, rochas do Grupo Açungui com as da Formação Setuva.

Ainda segundo os citados autores, a natureza da Falha da Lancinha não está ainda totalmente definida, sendo julgada direcional e inversa, estando esta última qualificação ligada ao fato de justapor sedimentos de natureza pelítica considerados como formados em níveis mais inferiores, aos sedimentos de natureza calco-psamítica, formados em níveis mais elevados. A única manifestação de trituração evidenciada pela Falha da Lancinha, segundo esses autores, é dada pela brecha calcária de Toquinhas, estudada por Bigarella(1947). Para Marini(1970), a Falha da Lancinha é direcional, tratando-se na realidade, de um entrelaçamento contínuo de várias falhas paralelas entre as quais ocorrem fatias tectônicas onde as camadas apresentam atitudes anômalas, como ocorre a noroeste de Rio Branco do Sul.

Na imagem de satélite, à escala 1:250.000, canal 7, este lineamento ou falha, apresenta-se fortemente estruturado, sendo demarcado, na realidade, por uma faixa de largura variável, com um grande número de lineações e/ou lineamentos menores paralelos ou subparalelos. O traçado dessa falha foi feito no limite norte da zona de falha, por ser aí possível traçar um lineamento contínuo, relativamente reto. Além disso, ao longo desse limite, observa-se uma discordância ou uma discontinuidade de zonas homólogas, com lineamentos de direção N40E terminando abruptamente contra esse limite, como pode ser bem observado em sua parte norte, nas proximidades de Tunas (Fig. 05). Ainda nessa região, a sul do lineamento, observa-se uma zona homóloga caracterizada por lineamentos de formas dobradas, possivelmente representando acamadamento.

As zonas homólogas separadas por esse lineamento são bastante diferentes entre si; na zona homóloga a norte predominam lineamentos relativamente retos e mais espaçados, representando possivelmente falhas ou fraturas ou até eixos de dobras, com orientações nordeste, formando um ângulo médio de cerca 20 - 30° com a Falha da Lancinha. A sul os lineamentos representando acamadamento é apesar de estarem dobrados, apresentam uma disposição geral sub-paralela à falha. Além disso, a tonalidade entre as duas zonas homólogas é diferente, sendo a zona homóloga a sul, de tonalidade mais clara que a norte. Para sudoeste, a zona de influência da Falha da Lancinha diminui em largura, tornando-

se algo mais difusa, até desaparecer por debaixo dos sedimentos da Bacia do Paraná. A nordeste de Tunas, conforme referido anteriormente, sofre uma nítida inflexão para sudeste, retornando a sua orientação normal após cerca de 12,5 km. Nessa inflexão, emite alguns ramos para nordeste, ao longo de sua continuação normal, porém não são muito longos (Fig. 06).

2.4.5 - LINEAMENTO SÃO JOÃO - LAMENHA GRANDE

Atribui-se a denominação acima, neste trabalho, ao lineamento que passa imediatamente a sul da Folha da Lancinha. Trata-se de um lineamento de direção média N60E, com uma extensão de cerca 150 km, estendendo-se desde a altura de Campo Largo (desaparecendo por debaixo da Bacia do Paraná) até sudoeste de Barra do Turvo, quando sofre uma rápida inflexão para norte-nordeste, juntando-se à Falha da Lancinha. No mapa 1:250.000, no entanto, essa inflexão não foi bem caracterizada, com o alinhamento estendendo-se com direção nordeste, para o Estado de São Paulo. Igualmente, trata-se de uma zona de falha, sendo melhor evidenciada na região de Roseira (a oeste de Campina Grande do Sul) até o limite dos Estados do Paraná e São Paulo. A partir da região de Roseira para nordeste, abre-se em leque, relativamente estreito, constituído de pequenas falhas subsidiárias subparalelas. De Roseiras para sudoeste é representado por um lineamento único, à escala 1:250.000, mas formando um pequeno leque de falhas subsidiárias no mapa à escala 1:500.000. Aliás, a região compreendida entre Campo Largo e a confluência do rio Três Barras e o rio Açungui (logo a norte de Retiro Grande) é uma zona de intensa deformação cataclástica, pois nessa região a Falha de Morro Agudo, Falha da Lancinha e Lineamento São João - Lamenha Grande se aproximam bastante um dos outros, a ponto de passarem todos de uma distância de 18 km tomados perpendicularmente. No extremo do Estado, junto ao limite São Paulo/Paraná, a distância entre esses lineamentos/falhas é de cerca 60 km.

No mapa do Projeto Leste do Paraná (CPRM, 1977) e no Mapa Geológico da Área do Escudo do Estado do Paraná (Mineropar, 1983), esse lineamento não se apresenta bem marcado a não ser no trecho desde o limite São Paulo/Paraná até a altura de Bocaiúva do Sul.

Na imagem de satélite à escala 1:250.000, o lineamento

em questão é bem visível na sua parte nordeste, a partir da altura da represa do rio Marrecas, a leste de Bocaiúva do Sul. Daí para sudoeste torna-se difuso, sendo difícil a sua delimitação, podendo ser traçado ao longo de uma mudança de zona homóloga. No entanto essa mudança não se dá ao longo de uma linha bem definida, havendo na realidade uma zona de transição de uma zona homóloga a norte, com alta densidade de elementos texturais de drenagem e de relevo e de tonalidades mais clara, para uma zona homóloga a sul, com baixa densidade de elementos texturais e de tonalidade cinza escuro.

Na parte nordeste, esse lineamento é bem marcado por um alinhamento fortemente estruturado e por uma brusca mudança de zonas homólogas (Fig. 07).

2.4.6 - LINEAMENTO PIÊN - TIJUCAS DO SUL

Este lineamento estende-se desde a localidade de Piên, no extremo sudoeste, indo em direção a Tijucas do Sul, segundo uma direção bem definida N50E. Em Tijucas do Sul, sofre uma inflexão para norte, adquirindo uma direção N20E, estendendo-se com essa direção até proximidades de Cachoeira de Cima. Daí em diante, inflete-se novamente para leste, adquirindo uma direção N45-50E, adentrando-se em seguida no Estado de São Paulo. Nas proximidades da intersecção desse lineamento com o Rio Nhundiaquara (a norte de Morretes) o lineamento sofre uma bifurcação emitindo um ramo de direção aproximadamente leste-oeste, infletindo-se logo a seguir para N40E, na altura da Enseada do Benito.

Trata-se de um lineamento relativamente isolado, não representando uma zona de falha, ao menos como visto à escala 1:250.000. Na região de Agudos do Sul (Fiori, 1984) trabalhando à escala 1:25.000, mapeou duas falhas paralelas, às quais denominou de Falha de Agudos e Falha de Papanduvinha-Lagoa. Ambas são paralelas, sendo que a que coincide com o Lineamento Piên - Tijucas do Sul é a Falha de Papanduvinhas - Lagoa. Nessa região, o citado autor considerou-as como de caráter tensional, por apresentarem granitos intrusivos ao longo de sua extensão, especialmente ao longo da Falha de Agudos. A Falha de Papanduvinhas - Lagoa (segmento do Lineamento Piên - Tijucas do Sul) é uma falha algo mais tardia, seccionando intrusões tardias de fácies graníticas dentro do Granito Agudos do Sul (como é o caso da Estrutu-

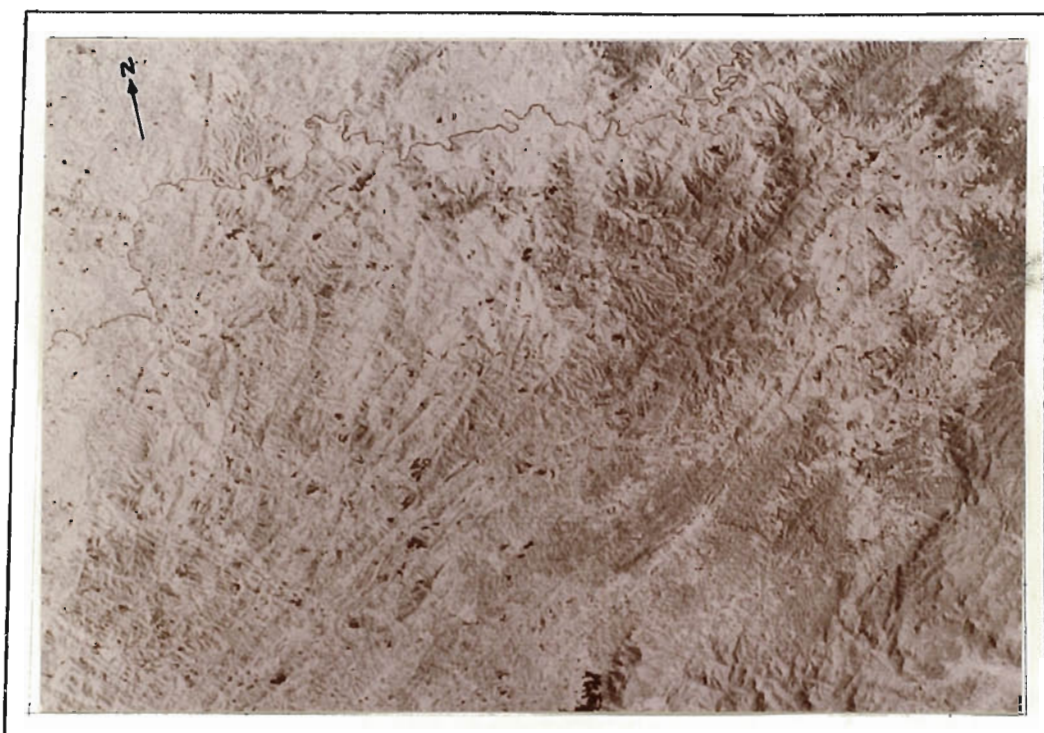


Fig. 6 - Aspecto mais geral da Falha da Lancinha. Observar na parte central da figura, a rápida inflexão sofrida pela falha.

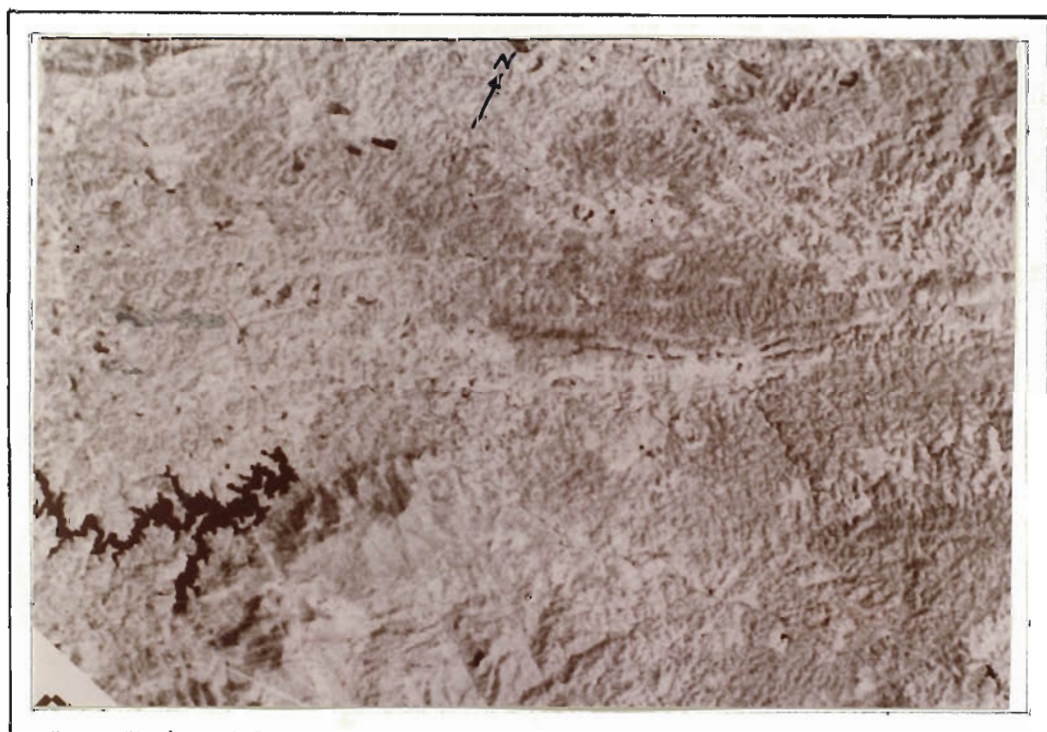


Fig. 7 - Lineamento São João - Lamenha Grande. Esse lineamento é mais facilmente identificável a nordeste da represa, tornando-se difuso da represa para sudoeste.

ra de Lavras) ao invés de controlar tal intrusão. Ao que tudo indica, no local, essas falhas foram acompanhadas de uma atividade metassomática, culminando com um aporte de feldspato potássico e quartzo cinza na forma de "veios", com contatos gradacionais com a encaixante. Não foram detectados em nenhum ponto, zonas miloníticas ou filoníticas, e sim zonas cataclazadas. A Falha de Agudos, segundo Fiori (op cit), deve ser uma falha profunda, pois os granitos a ela associados são do tipo magnetita granito, de origem profunda (Isishara, 1981).

Esse lineamento não se acha marcado no Mapa Geológico do Escudo do Estado do Paraná (Mineropar, 1983) a não ser localmente, como é o caso do trecho compreendido entre a confluência dos rios Faxinal e Pardinho (próximo ao limite dos Estados São Paulo/Paraná e a localidade de Piraquara, próximo à Curitiba).

À imagem de satélite, esse lineamento não é facilmente evidenciado. Na sua porção sul, pode ser definido vagamente por uma ligeira mudança de densidade de textura, dos lados leste e oeste do lineamento, enquanto que na parte norte, na altura da represa do rio Marrecas a leste de Bocaiúva do Sul, pode ser facilmente traçado ao longo de uma linha que separa nitidamente duas zonas homólogas com características texturais diferentes. A noroeste, a zona homóloga caracteriza-se por uma elevada densidade de elementos texturais de relêvo e de drenagem e pela homogeneidade desses elementos, dando um padrão estrutural bem definido. A sul, os elementos texturais são, em parte, diferentes entre si, alguns maiores e orientados diversamente daqueles a norte do lineamento.

2.5 - COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS

O traçado sistemático dos lineamentos, mostrou que o pré-cambriano paranaense se caracteriza por sua estruturação em compartimentos ou blocos de falhas, limitados de forma natural pelos grandes lineamentos ou falhas presentes. O reconhecimento desse aspecto é de fundamental importância, pois cada bloco pode conter uma estratigrafia e um padrão estrutural diferente entre si. As diferenças estratigráficas podem ser devidas não só à possibilidade de haver contemporaneidade entre a deposição dos sedimentos Açungui (e correlatos) com a tectônica de falhas indu

zindo cada bloco a ter um comportamento tectônico diferencial , que culminaria com a definição de sub bacias, como também pela atuação prolongada dessas falhas, que podem ter promovido grandes deslocamentos, colocando em justaposição níveis estratigráficos' muito diferentes. As diferenças estruturais podem ter várias ' causas, mas a mais simples é a rotação e basculamento diferencial de cada bloco, podendo alterar bastante a posição original das estruturas formadas, como por exemplo, planos de acamamento, de xistosidade e eixos de dobras.

Os compartimentos definidos são em número de 8 (oito), e receberam denominações de importantes localidades neles situados, estando abaixo relacionados, de norte para sul (anexo 03):

- A) Compartimento TIBAGI
- B) Compartimento SOCAVÃO
- C) Compartimento CERRO AZUL
- D) Compartimento TUNAS
- E) Compartimento BOCAIUVA DO SUL
- F) Compartimento CURITIBA
- G) Compartimento PARANAGUÁ
- H) Compartimento SERRA NEGRA.

2.5.1 - COMPARTIMENTO TIBAGI (A)

O compartimento Tibagi tem seu limite sul definido ' pelo Lineamento Castro - Piraí do Sul, enquanto que seu limite ' norte não pode ser definido nesse trabalho.

O Lineamento Castro - Piraí do Sul surge a leste, sob' as sedimentares da Bacia do Paraná, a após atravessar uma pequena porção de rochas cristalinas (principalmente do Grupo Castro) volta a atravessar rochas da Bacia do Paraná, adentrando-se em seguida no Estado de São Paulo. Mesmo dentro da Bacia do Paraná, este lineamento pode ser traçado com relativa facilidade.

Litologicamente, esse compartimento é composto por sedimentos da Bacia do Paraná, especialmente da Formação Furnas.

2.5.2 - COMPARTIMENTO SOCAVÃO (B)

O compartimento Socavão é limitado a norte pelo Lineamento Castro - Piraí do Sul e a sul pela Falha de Itapirapuã. É um compartimento de forma algo abaulada para norte, contendo ainda uma parte de sedimentos da Bacia do Paraná. Tem uma largura máxima de 50 km por um comprimento de 120 km.

Litologicamente é constituído essencialmente por rochas graníticas do Complexo Granítico Cunhaporanga, ocorrendo no entanto, também migmatitos (mais antigos); metasedimentos referíveis à Formação Itaiacoca e metasedimentos molassóides, do Grupo Castro. Além disso, ocorrem diques de rochas básicas mesozóicas de direção noroeste.

2.5.3 - COMPARTIMENTO CERRO AZUL (C)

Esse compartimento é limitado a norte pela Falha de Itapirapuã e a sul pela Falha de Morro Agudo. Trata-se de um bloco tectônico de forma aproximadamente retangular, com uma largura média de cerca 35 km e um comprimento máximo de cerca 120 km.

Litologicamente é constituído essencialmente por rochas graníticas do Complexo Três Córregos. Em menores proporções ocorrem rochas do Grupo Açungui, rochas básicas intrusivas, na forma de diques e diversos maciços alcalinos, como o de Barra do Itapirapuã, Banhadão, Sete Quedas e Barra do Teixeira.

2.5.4 - COMPARTIMENTO TUNAS (D)

O compartimento Tunas é limitado a norte pela Falha de Morro Agudo e a sul pela Falha da Lancinha. Trata-se de um compartimento de forma algo afunilada para oeste, tendo um comprimento máximo de 130 km, uma largura máxima de 40 km a leste e uma largura mínima de 10 km a oeste.

Litologicamente é constituído por rochas pertencentes ao Grupo Açungui (Formação Água Clara e Votuverava), Formação Camarinha; corpos graníticos brasileiros; diques básicos mesozóicos e complexos alcalinos, como de Tunas e Mato Preto.

2.5.5 - COMPARTIMENTO BOCAIUVA DO SUL (E)

Esse compartimento limita-se a norte com a Falha da Lancinha e a sul com o Lineamento São João - Lamenha Grande. Tem uma forma estreita e alongada, tendo sua terminação leste dentro ainda do Estado do Paraná (à escala 1:500.000) e possivelmente tendo sua terminação oeste sob a Bacia do Paraná. Tem uma largura máxima de 15 km e um comprimento de 15 km.

Litologicamente é constituído por uma grande variedade de rochas, pertencentes aos Grupos Açungui e Setuva, complexo Pré-Setuva e mais raramente ao Embasamento Cristalino. Acha-se intrudido por granitoides brasileiros e recortado por diques básicos mesozóicos. Fato a destacar nesse bloco é a presença do Anticlinal do Setuva.

2.5.6 - COMPARTIMENTO CURITIBA (F)

O compartimento Curitiba limita-se a norte com o Lineamento São João - Lamenha Grande, e a sul com o Lineamento Piên - Tijucas do Sul. Trata-se de um dos maiores dentro do Estado do Paraná, tendo uma forma afunilada para leste. Apresenta uma largura máxima junto ao contato com a cobertura da Bacia do Paraná de cerca 70 km, e de uma largura mínima junto a divisa dos Estados São Paulo/Paraná de cerca 15 km.

Litologicamente é constituído essencialmente por rochas pertencentes ao Complexo Cristalino, como migmatitos e gnaisses diversos. Acha-se profundamente intrudido por granitoides brasileiros e recortado por diques básicos mesozóicos. Destaca-se nesse compartimento a Bacia de Curitiba, situada em sua porção média.

2.5.7 - COMPARTIMENTO PARANAGUÁ (G)

Esse compartimento é limitado a norte pelo Lineamento Piên - Tijucas do Sul, e a sul, terminando no Oceano Atlântico. É um dos maiores compartimentos, juntamente com o compartimento Curitiba. Tem uma forma abaulada para norte, com uma largura máxima de 55 km e um comprimento de 180 km.

Litologicamente é constituído essencialmente por rochas

do Complexo Cristalino, como granulitos, migmatitos e gnaisses. Secundariamente ocorrem intrusões graníticas diversas, e diques' mesozóicos, de direção noroeste.

2.5.8 - COMPARTIMENTO SERRA NEGRA (H)

O compartimento Serra Negra resulta da bifurcação do' Lineamento Piên - Tijucas do Sul, na altura de São João da Gra - ciosa, tendo uma forma grosseiramente triangular. Acha-se limita do a norte pelo Lineamento Piên - Tijucas do Sul e a sul pelo ' Lineamento Serra Negra. Sua maior extensão é dentro do Estado de São Paulo, limitando-se a uma relativamente pequena porção no Estado do Paraná.

Litologicamente é constituído por rochas pertencentes' ao Complexo Cristalino, como granulitos, migmatitos e gnaisses ' diversos, de idade arqueana. Além disso, notam-se intrusões di - versas de granitóides brasileiros e de rochas básicas, na forma' de diques, de direção noroeste.

2.6 - ANÁLISE DOS DADOS DIRECIONAIS DOS COMPARTIMENTOS

Conforme pode ser visto nos anexos 01 e 02, os compar - timentos tectônicos apresentam internamente um grande número de falhas e/ou fraturas. Com o intuito de se fazer uma análise dos dados direcionais, elaboraram-se diagramas de rosetas de cada ' bloco tectônico, tanto do mapa de lineamentos à escala 1:250.000, como à escala 1:500.000. Os diagramas de rosetas foram posterior - mente reduzidos e colocados dentro do respectivo compartimento ' tectônico a fim de facilitar a rápida visualização dos dados ' (Anexos 04 e 05).

2.6.1 - MÉTODO DE ELABORAÇÃO DOS DIAGRAMAS DE ROSETAS

Os dados direcionais foram obtidos separadamente dentro de cada compartimento tectônico. O mapa à escala 1:500.000 foi ' dividido em celas quadráticas de 4 cm^2 ($2 \times 2 \text{ cm}$) ou 100 km^2 , en - quanto que o mapa à escala 1:250.000 foi dividido em celas qua - dráticas de 9 cm^2 ($3 \times 3 \text{ cm}$) ou $56,25 \text{ km}^2$.

A divisão em celas quadráticas orientadas segundo as direções norte-sul e leste-oeste, visam não só facilitar a rápida e precisa obtenção de dados, como também definir proporções em termos de comprimento dos lineamentos. Assim, lineamentos muito longos, de mais de uma centena de quilômetros são sucessivamente subdivididos em frações menores dentro de cada cela, na mesma proporção que lineamentos menores. Os ângulos dos lineamentos em relação ao norte foram obtidos dentro de intervalos de 10 em 10 graus. Os diques foram anotados em separado, mas suas medidas observaram os mesmos critérios dos demais lineamentos. As tabelas com os totais de medidas em cada intervalo de classe, bem como o valor das respectivas frequências calculadas, acham-se apresentadas em anexo, para cada bloco.

No mapa à escala 1:500.000 foram obtidos um total de 847 dados direcionais de lineamentos, com maior incidência para as direções N30-40E (11,93%), N40-50E (11,93%) e N50-60E (12,04%). (Ver Fig. 08 e Quadro 01).

No mapa à escala 1:250.000 foram obtidos 1399 dados direcionais de lineamentos, com maior incidência para a direção N40-50E (20,30%) ou N30-60E com 53,39%, destacando-se um pequeno pico na classe N10-20W, com 4,00% (Ver Fig. 09 e quadro 01).

O compartimento tectônico A, à escala 1:500.000 apresenta um total de 88 medidas direcionais de fraturas e/ou falhas, dando origem a um diagrama bimodal, com um valor modal na classe N30-40E, com 22,73% dos dados e outro no intervalo de N60-70E, com 20,45%. Destaca-se um pequeno pico, no intervalo N70-80W, com 3,41% dos dados.

No mesmo bloco foram obtidos 46 valores direcionais de diques, todos situados no intervalo N30-70W, com um valor modal na classe N50-60W, com 45,65% dos dados e no intervalo N40-60W, com um total de 80,43% dos dados (Fig. 10).

No compartimento B, à escala 1:250.000 foram medidos 204 dados direcionais de lineamentos e/ou lineações, com a quase totalidade dos dados se situando no intervalo N20-70E (81,38%) e com um valor modal na classe N40-50E, com 28,43% dos dados. No intervalo N30-50E situam-se 48,53% dos dados (Fig. 11).

À escala 1:500.000, com 106 medidas direcionais, verifica-se uma maior diversificação de direções, com o diagrama

QUADRO 1
RESUMO DOS DADOS

1.1 - TABELA DOS DADOS:

ESCALA	Bloco		A	B	C	D	E	F	G	H
	Tipo de Dados									
1/250.000	Lineamentos		-	204	239	325	139	146	172	174
	Diques		-	74	99	202	85	75	129	57
1/500.000	Lineamentos		88	106	153	70	56	153	110	111
	Diques		46	20	23	22	14	46	50	15

1.2 - RESULTADOS (Σ):

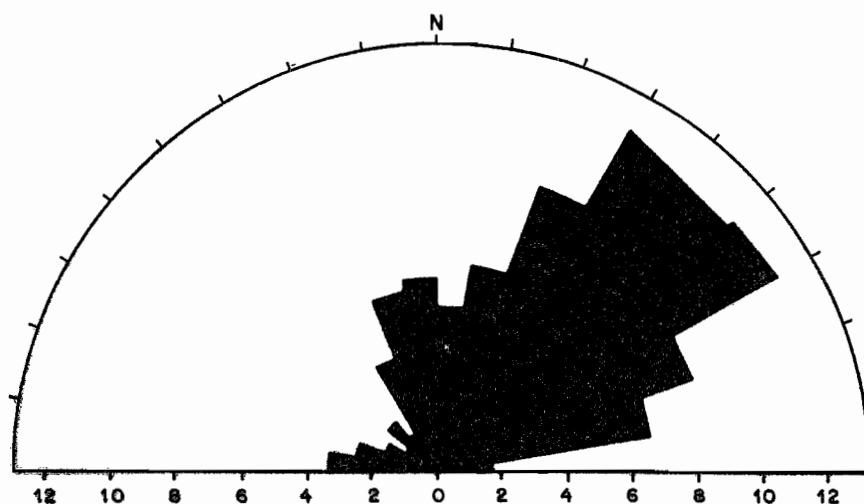
ESCALA	TIPO DE DADOS	BLOCOS CONSIDERADOS NA Σ	TOTAL
1/250.000	Σ Lineamentos	$B + C + D + E + F + G + H$	1 399
	Σ Diques		721
	Σ Lineamentos + Diques		2.120
1/500.000	Σ Lineamentos	$A + B + C + D + E + F + G + H$	847
	Σ Diques		236
	Σ Lineamentos + Diques		1.083

DIAGRAMA DE ROSETAS

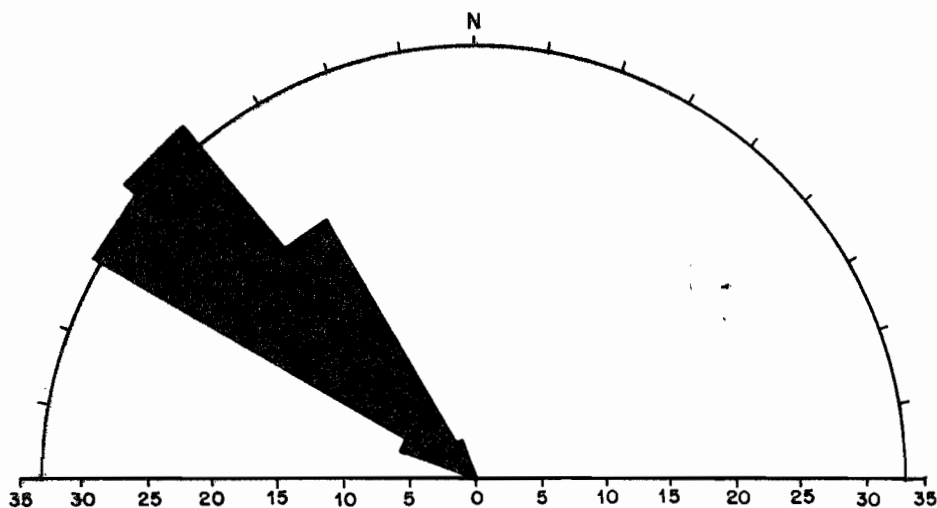
Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Blocos A+B+C+D+E+F+G+H

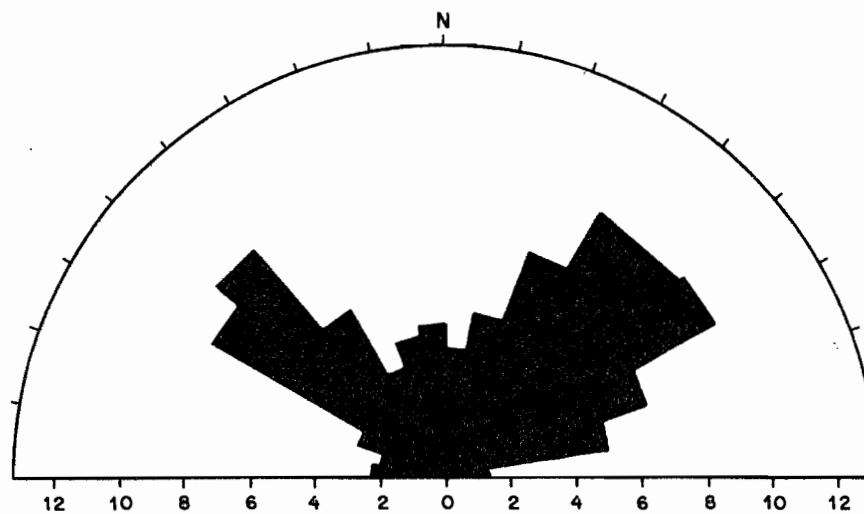
Escala 1/500.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 847



Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 236



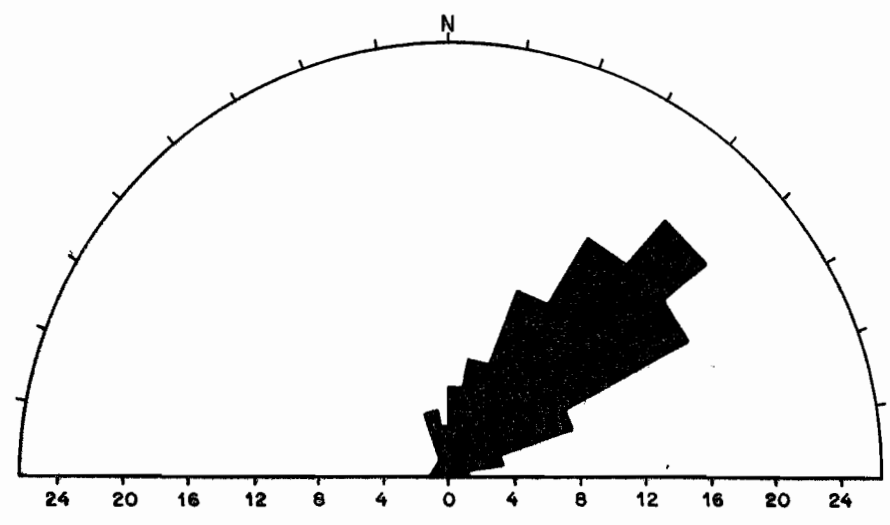
Dados ref.: LINEAMENTOS + DIQUES
Nº de medidas: 1.083

Figura 08

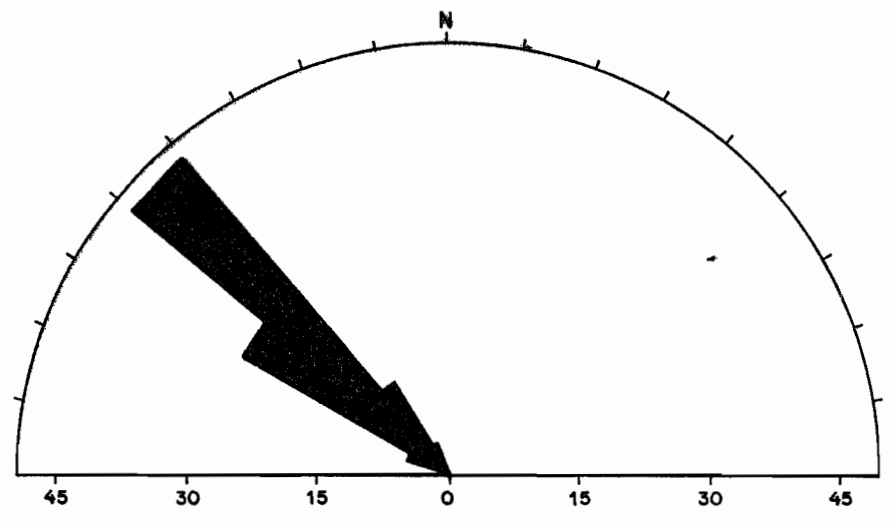
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

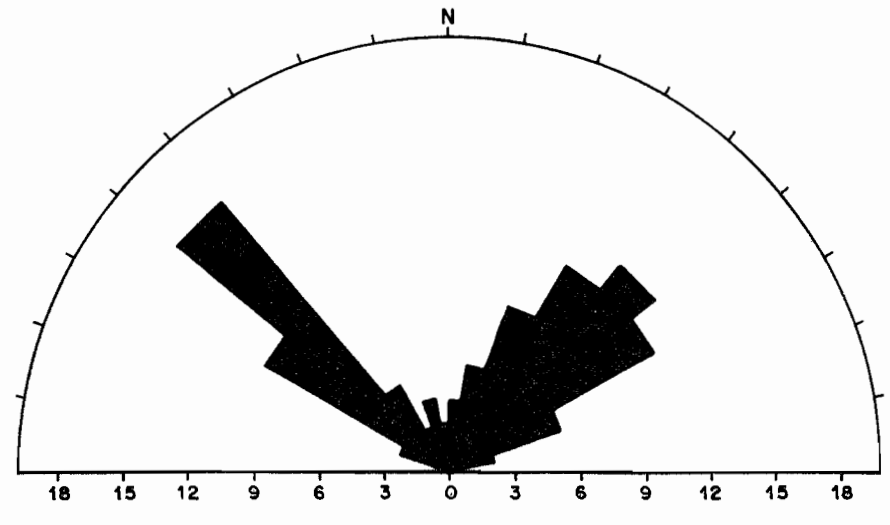
Blocos B+C+D+E+F+G+H
Escala 1/250.000.



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 1.399



Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 721



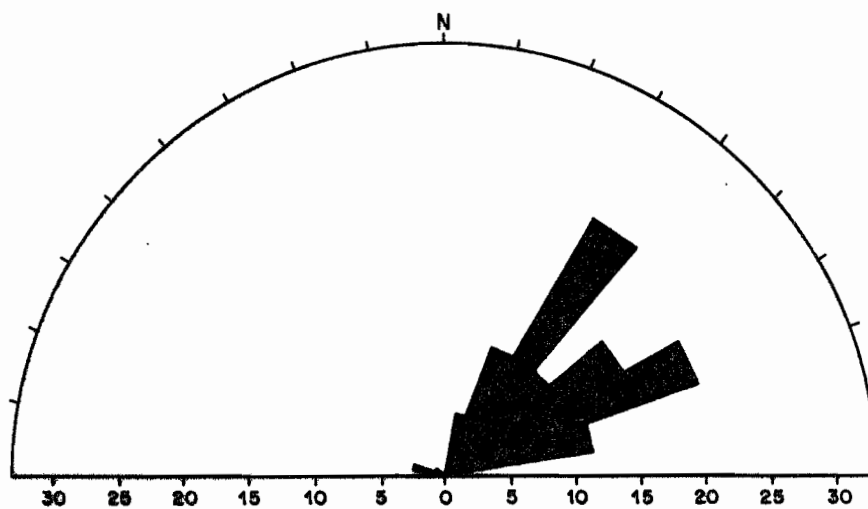
Dados ref.: LINEAMENTOS + DIQUES
Nº de medidas: 2.120

Figura 09

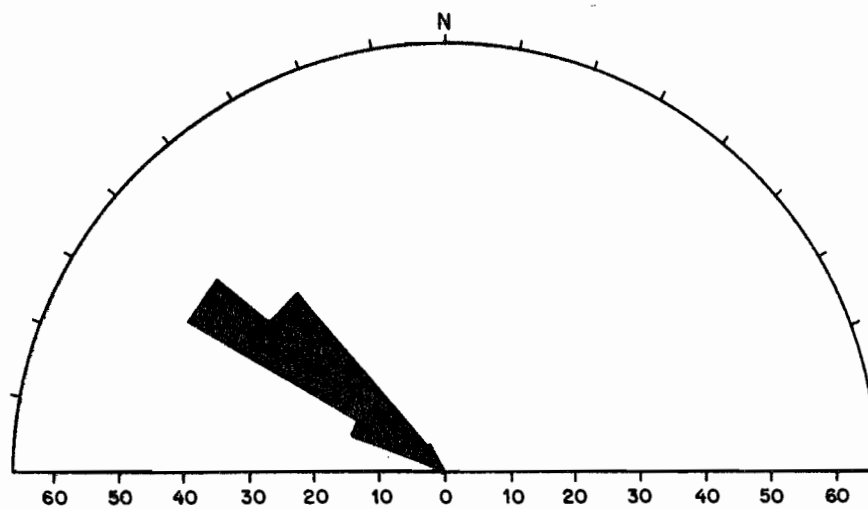
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco A
Escala 1/500.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 88



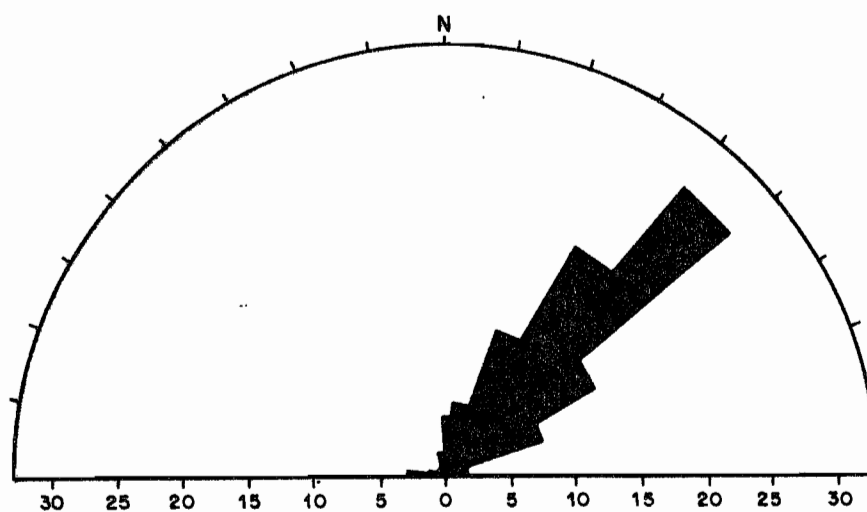
Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 46

Figura 10

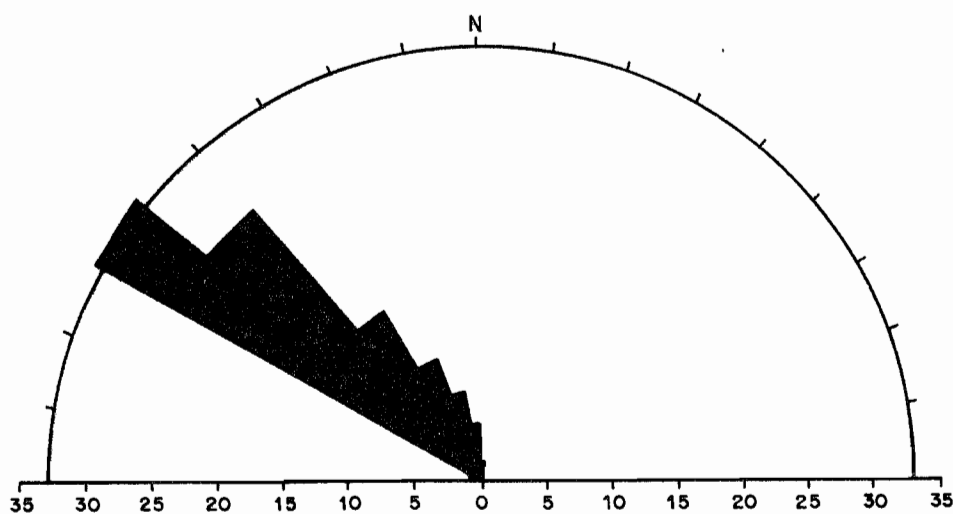
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco B
Escala 1/250.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 204



Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 74

Figura 11

apresentando duas modas principais, nas classes N10-20W (12,27%) e N40-50E (15,10%). Outros picos existem nas classes N0-10E (10,38%) e N0-10W (9,43%) (Fig.12).

Os diques, tanto à escala 1:250.000, num total de 74 dados, como a escala 1:500.000, num total de 20, mostram padrões similares, apresentando uma concentração no intervalo N50-60W (33,78% à escala 1:250.000 e 40,00% à escala 1:500.000), sendo que no intervalo N40-60W situam-se 60,81% dos dados à escala 1:250.000 e no mesmo intervalo, 70,00% dos dados à escala 1:500.000 (ver Figs. 11 e 12).

No compartimento C, nota-se uma nítida concentração dos lineamentos e/ou fraturas na classe N40-50E, com 25,10% dos dados e no intervalo N30-60E, com um total de 65,27% dos 239 dados obtidos à escala 1:250.000. À escala 1:500.000 nota-se uma disposição binomial dos 153 dados com uma moda se situando no intervalo N30-40E (24,84%) e a outra no intervalo N80-90W, com 11,11% dos dados. No intervalo N10-50E, situam-se 56,21% dos dados (Fig. 13 e 14).

Quanto aos diques, nota-se uma maior concentração na classe N40-50W (47,83%) e no intervalo N30-50W com um total de 86,96% dos 23 dados, à escala 1:500.000. À escala 1:250.000, de um total de 99 dados, nota-se uma distribuição similar, porém com uma concentração máxima na classe N50-60W (35,35%) e no intervalo N40-60W com um total de 68,69% (Fig. 13 e 14).

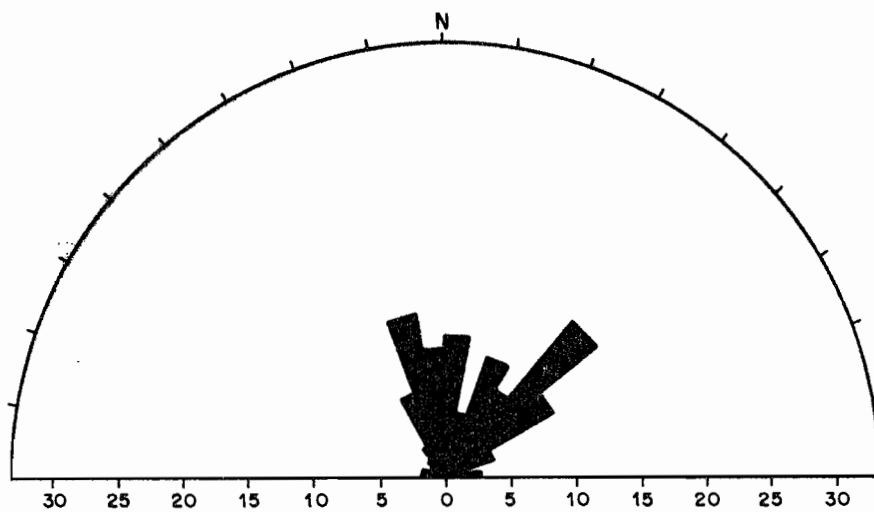
No compartimento D foram obtidos 325 dados, à escala 1:250.000, notando-se uma nítida concentração na classe N30-40E (25,54%) e no intervalo N30-50E com uma concentração de 44,00% dos dados obtidos. Nota-se um pico isolado no intervalo N10-20W, com 6,77% dos dados, à escala 1:250.000 (Fig. 15). À escala 1:500.000 foram obtidos 70 dados, sendo o padrão similar, obtendo-se uma concentração de dados no intervalo N40-60E de 38,57%, com um valor modal na classe N50-60E (20,00%). Nota-se aqui também o pico na classe N10-20W (4,29%), porém surge outro pico na classe N70-80W (5,71%), não observado na escala 1:250.000 (Figuras 15 e 16).

Quanto aos diques, foram obtidos 202 dados à escala 1:250.000 e 22 à escala 1:500.000. No primeiro caso, nota-se uma única moda, bem evidenciada na classe N40-50W (67,33%) com a

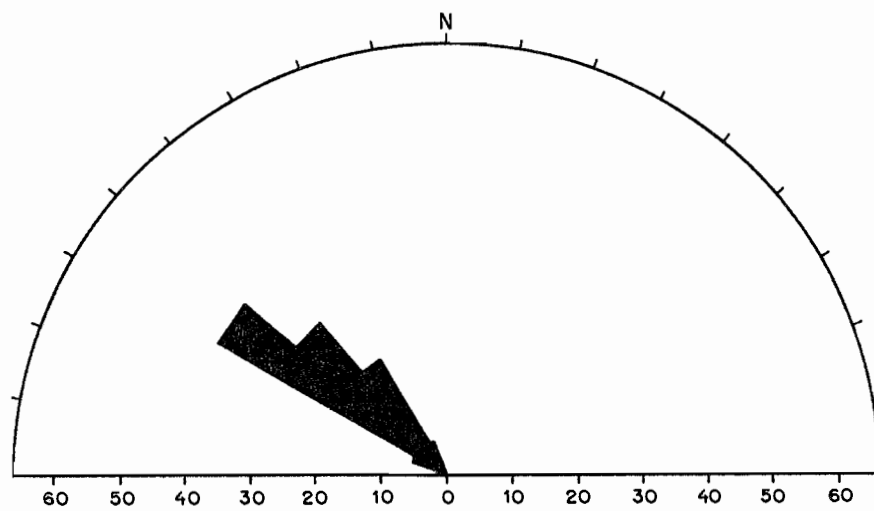
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S.A.

Bloco B
Escala 1/500.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 106

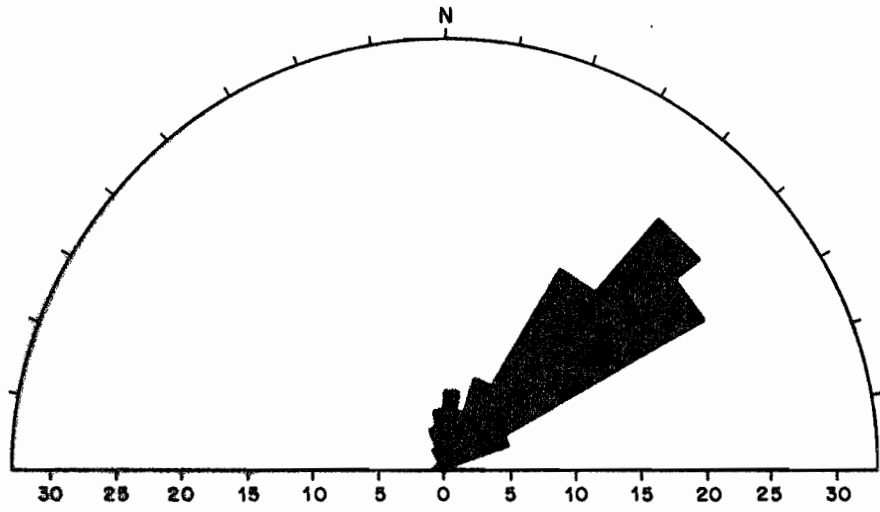


Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 20

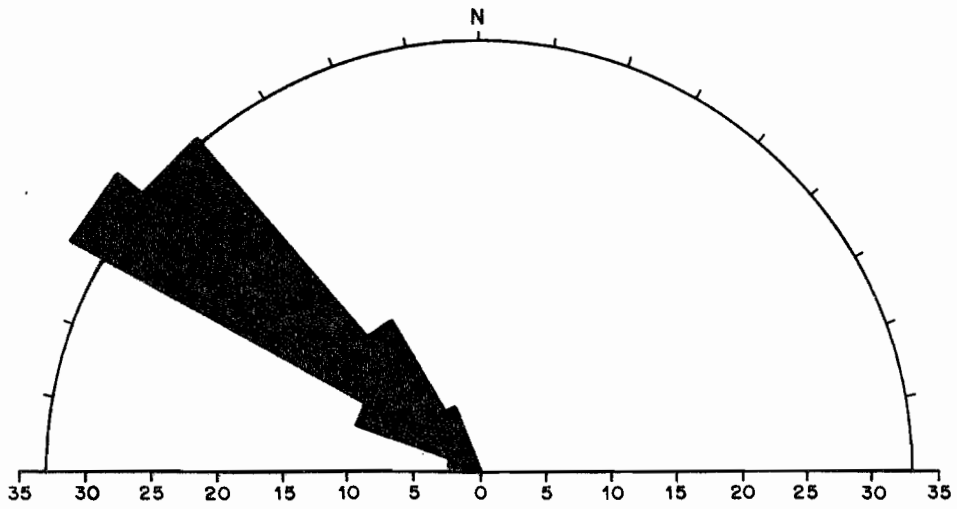
Figura 12

DIAGRAMA DE ROSETAS
Convênio UFPr/MINEROPAR S.A.

Bloco C
Escala 1/250.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 239



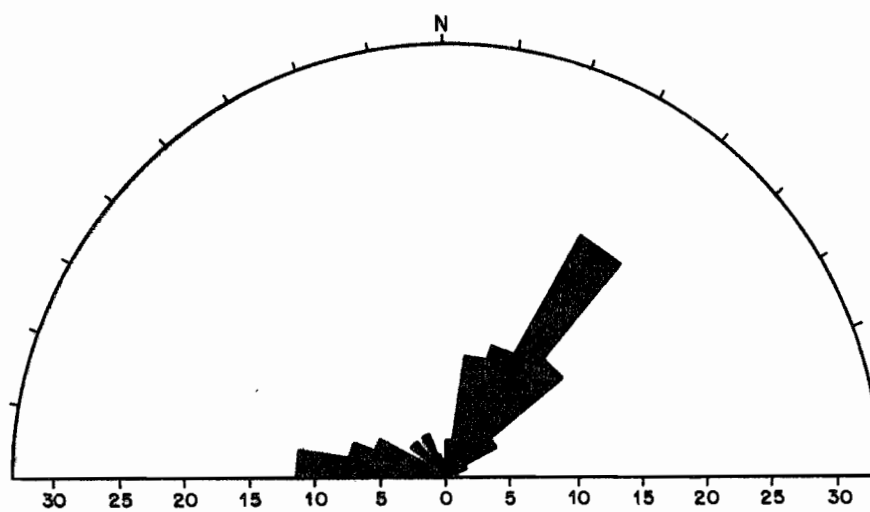
Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 99

Figura 13

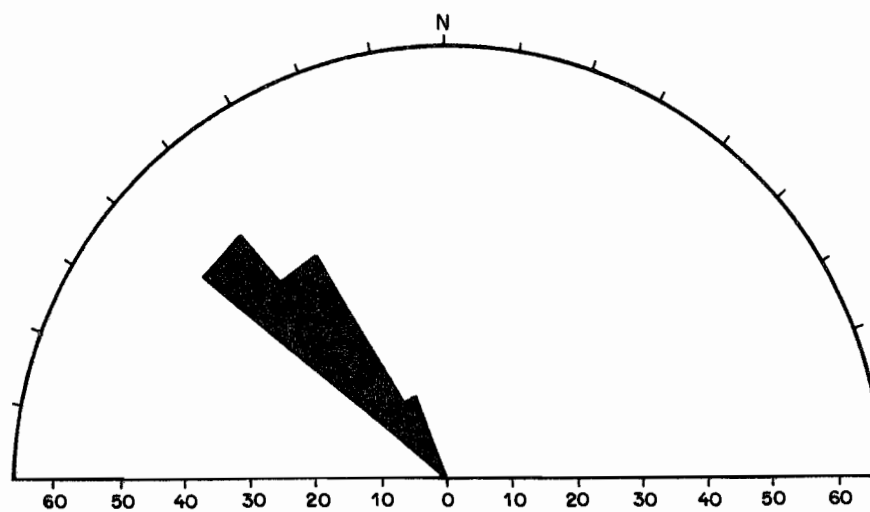
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S.A.

Bloco C
Escala 1/500.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 153

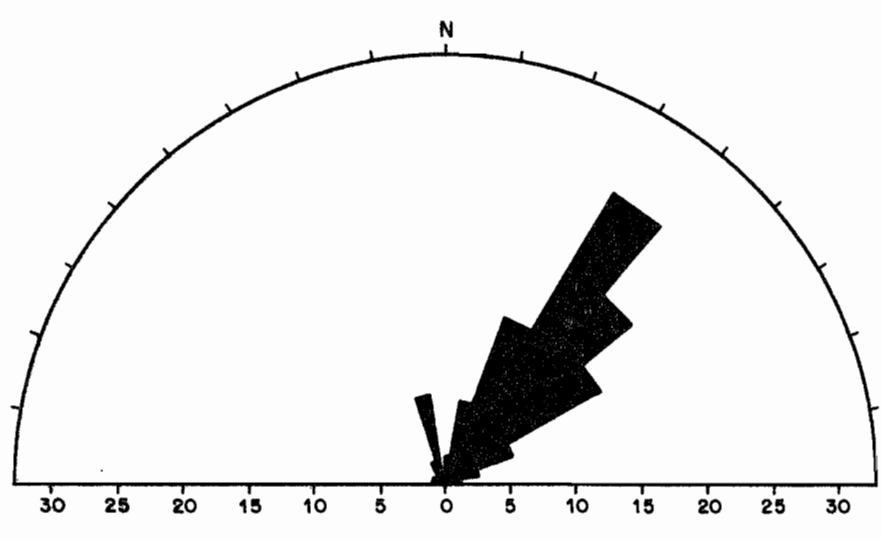


Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 23

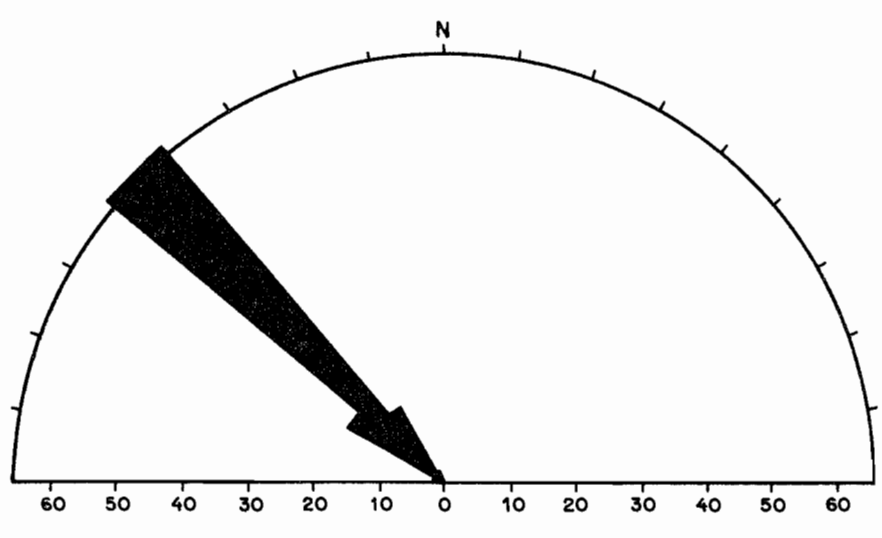
Figura 14

DIAGRAMA DE ROSETAS
Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco D
Escala 1/250.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 325



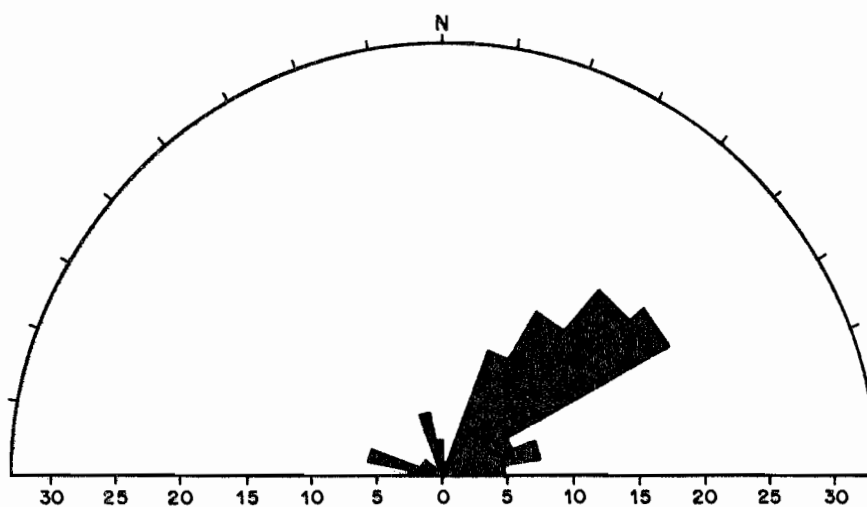
Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 202

Figura 15

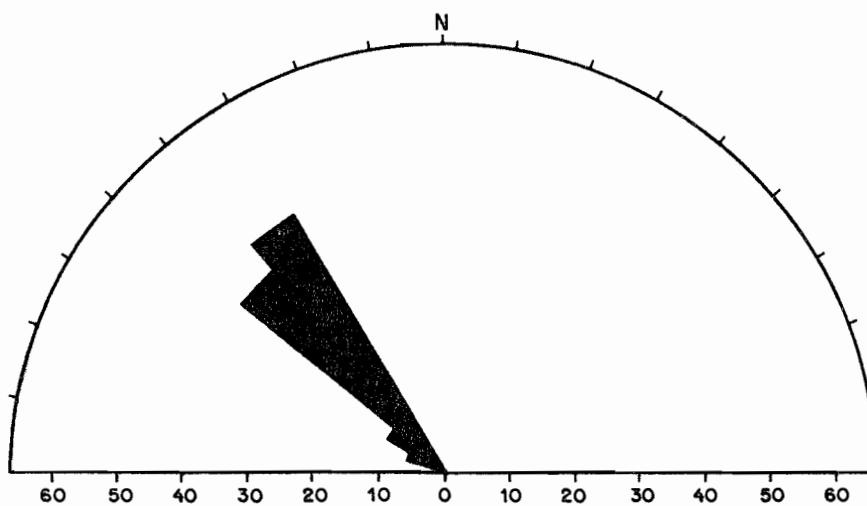
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco D
Escala 1/500.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 70



Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 22

Figura 16

quase totalidade dos dados situando-se no intervalo N30-60W. A escala 1:500.000, nota-se um valor modal na classe N30-40W (45,45%) com a predominância dos dados situando-se no intervalo N30-50W (86,36%) (Fig. 15 e 16).

No compartimento E foram obtidos 139 dados acerca de fraturas e/ou falhas, à escala 1:250.000 e 56 dados à escala 1:500.000.

À escala 1:250.000 nota-se um valor modal bem definido na classe N50-60E (33,80%) com um total de dados de 75,52% no intervalo N40-70E. Nota-se um pico isolado na classe N60-70W (3,60%). À escala 1:500.000 nota-se um valor modal bem definido no intervalo N60-70E (35,71%) havendo 55,35% dos dados no intervalo N50-70E. Notam-se dois picos isolados, um na classe N10-20W (5,35%) e outro menor, na classe N70-90W, com 3,58% dos dados (Ver figuras 17 e 18).

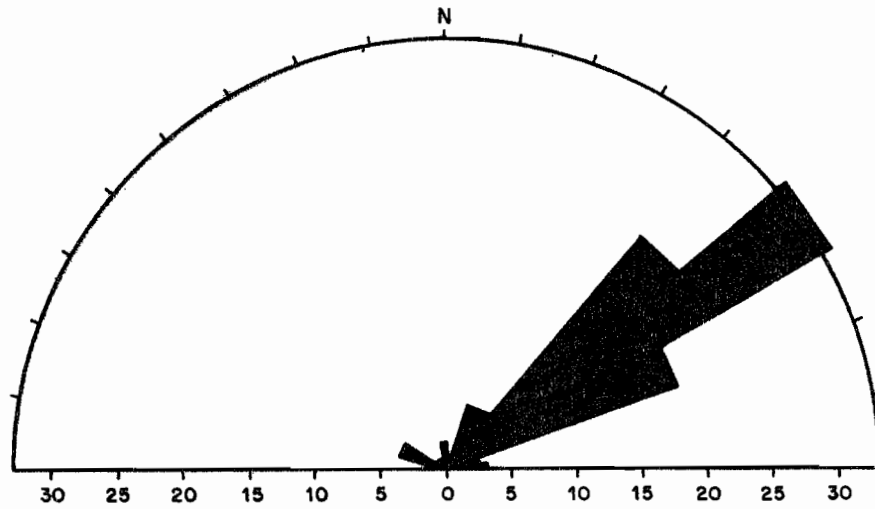
Os diques mostram também nesse bloco um padrão bem definido, tanto à escala 1:500.000 como à escala 1:250.000. No primeiro caso, foram obtidos 14 dados de diques, com um valor modal bem definido no intervalo N40-50W (57,14%), enquanto na segunda, foram obtidos 85 dados de diques, obtendo-se um valor modal bem definido na classe N40-50W (76,47%), estando perfeitamente em acordo com os dados à escala 1:500.000 (Fig. 17 e 18).

No compartimento F foram obtidas 146 medidas de fraturas e/ou falhas, à escala 1:250.000 e 153 à escala 1:500.000. Nesse bloco, observa-se uma maior dispersão dos dados, tendo-se obtido à escala 1:250.000 três valores modais, nas classes N10-20E (17,12%), N40-50E (14,38%) e N60-70E (12,33%). À escala 1:500.000, observa-se também o mesmo fenômeno da dispersão, notando-se aqui no entanto mais valores modais: N00-10W (9,80%), N20-30E (9,80%), N50-60E (12,42%) e N70-80E (11,77%). Em ambos os casos, fato a destacar é a relativamente baixa concentração de lineamentos na classe N30-40E, que separa dois conjuntos de lineamentos NNE e NE (Ver figuras 19 e 20).

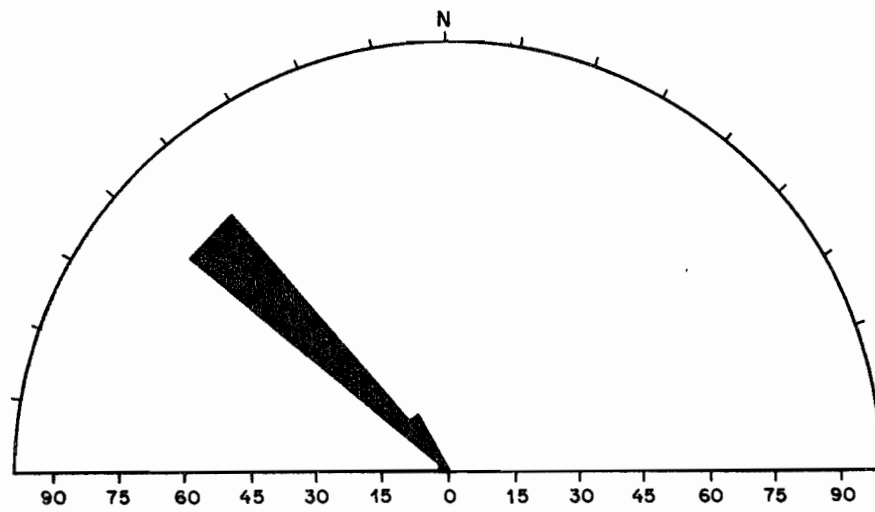
Os diques nesse bloco, mostram o mesmo padrão dos demais compartimentos. À escala 1:250.000 foram obtidos 75 dados direcionais, com uma moda na classe N40-50W (34,67%) sendo que no intervalo N30-50W situam-se 62,67% dos dados obtidos. À escala 1:500.000 foram obtidos 46 dados, havendo praticamente a mesma concentração de dados no intervalo N30-60W, num total de

DIAGRAMA DE ROSETAS
Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco E
Escala 1/250.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 139



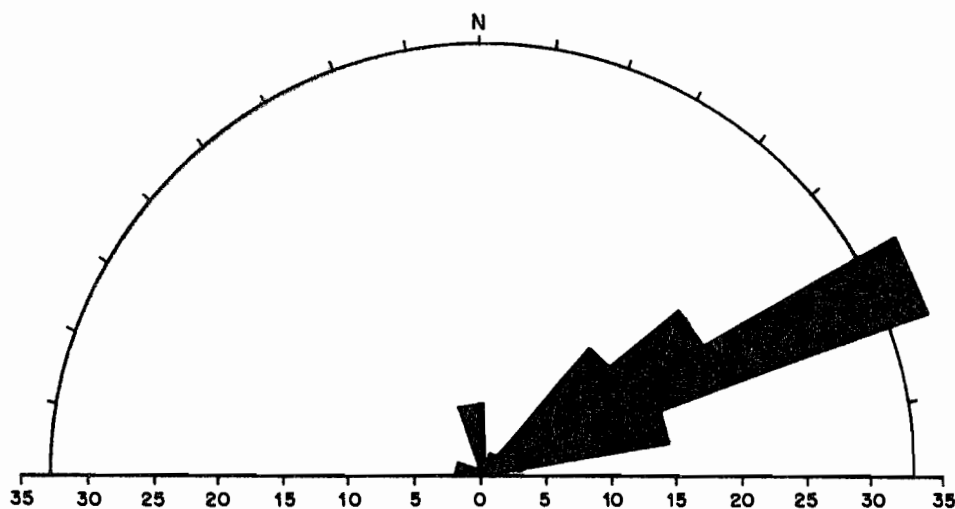
Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 85

Figura 17

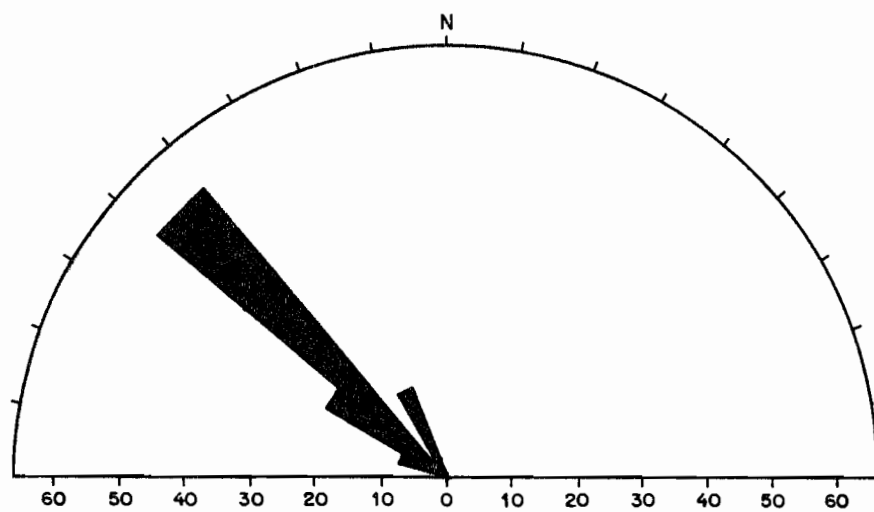
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco E
Escala 1/500.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 56



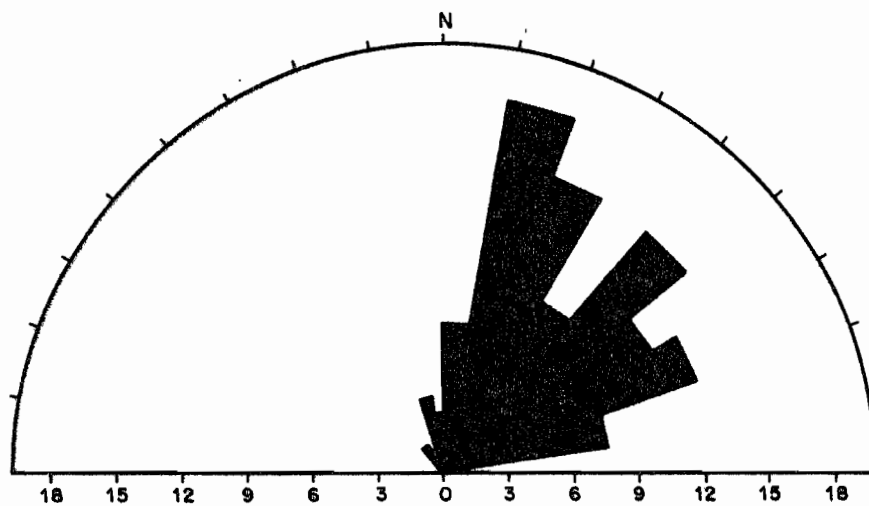
Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 14

Figura 18

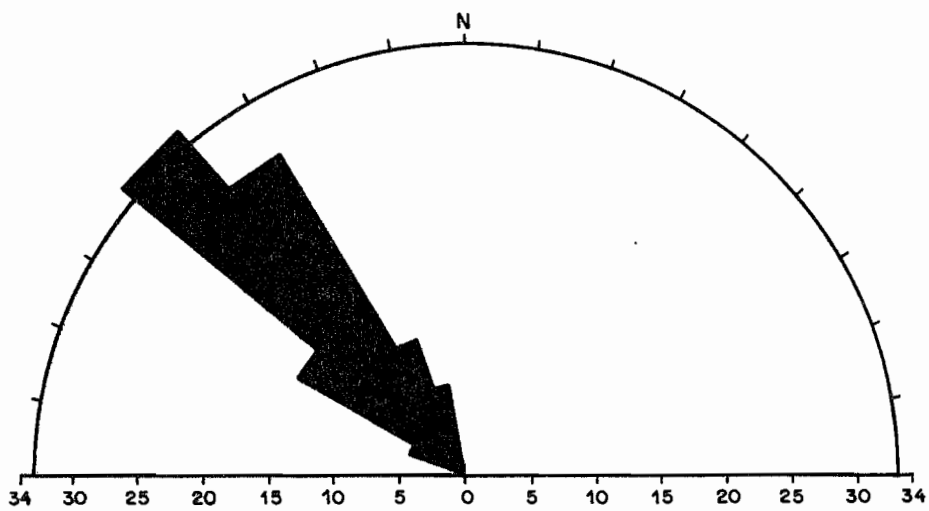
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco F
Escala 1/250.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 146



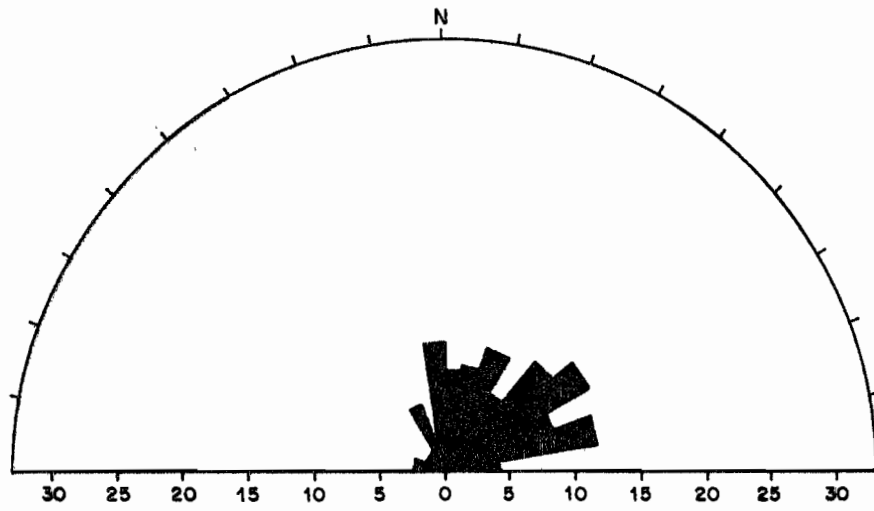
Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 75

Figura 19

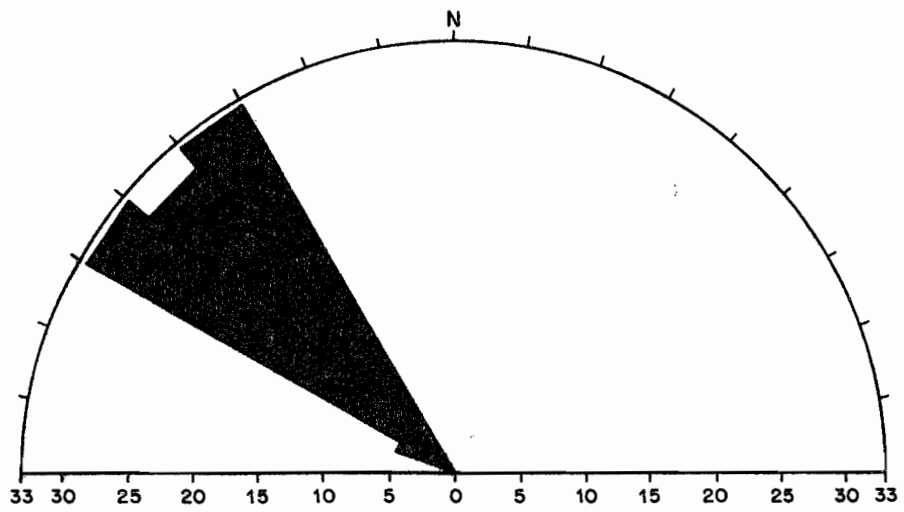
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S.A.

Bloco F
Escala 1/500.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 153



Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 46

Figura 20

95,65% dos dados (ver figuras 19 e 20).

No compartimento G foram obtidos 172 dados direcionais de fraturas e/ou falhas à escala 1:250.000 contra 110 dados à escala 1:500.000. No primeiro caso, observa-se uma distribuição bimodal dos dados, com um máximo principal na classe N20-30E (22,09%) com um total de medidas de 63,37% no intervalo N10-50E. Outro máximo, menos destacado e isolado, situa-se na classe N10-20W, com 9,30% dos dados. No segundo caso, observa-se uma distribuição polimodal, com três modas bem destacadas: N10-20W (11,82%), N20-30E (18,18%) e N50-60E (14,54%). A principal diferença de ambas escalas está no máximo N50-60E, obtido à escala 1:500.000 e não presente à escala 1:250.000 (ver figs. 21 e 22).

Os diques nesse bloco, também mostram o mesmo padrão dos demais compartimentos, demonstrando assim a grande estabilidade direcional dos diques e/ou lineamentos noroeste. À escala 1:250.000 foram obtidos 129 dados, que se concentram praticamente no intervalo N40-70W (93,02%) com um valor modal na classe N50-60W (52,71%). À escala 1:500.000 os diques concentram-se principalmente no intervalo N30-60W (96,00%), com um valor modal na classe N50-60W (48,00%), coincidindo com a moda à escala 1:250.000 (ver figuras 21 e 22).

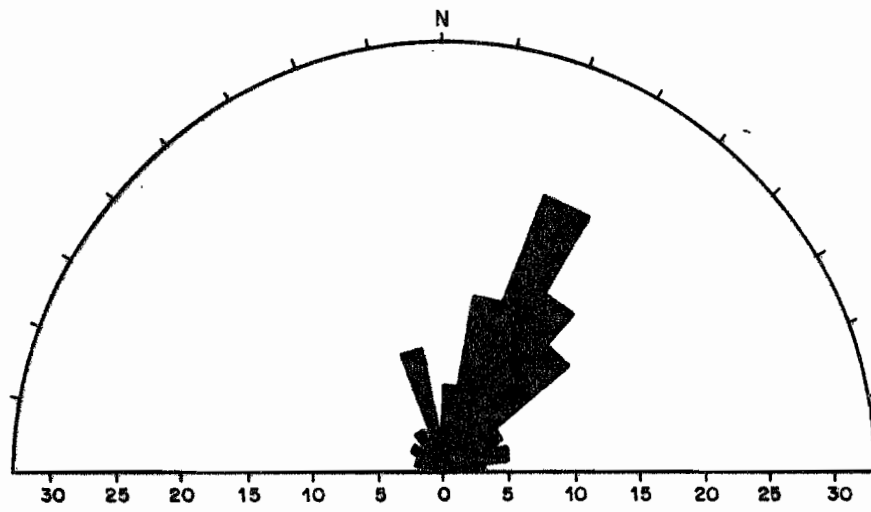
Finalmente, no compartimento H, foram obtidas 174 medidas de falhas e/ou fraturas, à escala 1:250.000 e 111 à escala 1:500.000. Nota-se uma forte diferença entre as concentrações das direções nos dois mapas; assim à escala 1:250.000, obtem-se uma grande concentração de dados no intervalo N40-60E (37,93%) com uma ligeira concentração na classe N50-60E (19,54%). Nota-se um pico menor na classe N00-10E (9,20%). À escala 1:500.000, por outro lado, obtem-se um valor modal na classe N00-10E (13,51%) com um total de 26,12% das medidas no intervalo N00-20E. Observa-se uma outra concentração de dados no intervalo N30-60E (25,23%), com uma ligeira predominância da classe N50-60E (9,91%). Outras concentrações de menor importância, verificam-se nas classes N70-80E (8,11%) e N50-60W (5,41%). Fato a destacar é a concentração na classe N10-20W (9,01%) à escala 1:500.000, não evidenciada à escala 1:250.000 (Ver figuras 23 e 24).

Os dados direcionais dos diques nesse bloco, em número de 57 à escala 1:250.000, mostram um valor modal na classe N40-50W (47,37%) e em número de 15 à escala 1:500.000, mostrando

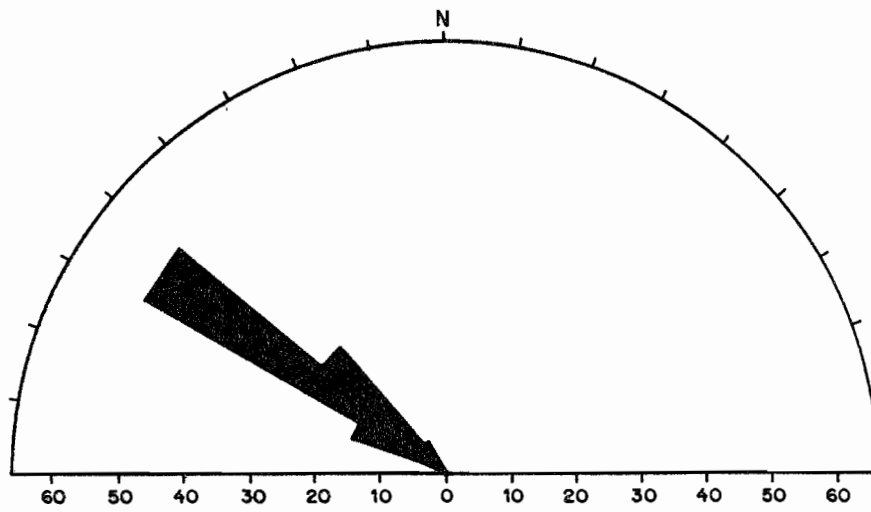
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco G
Escala 1/250.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 172



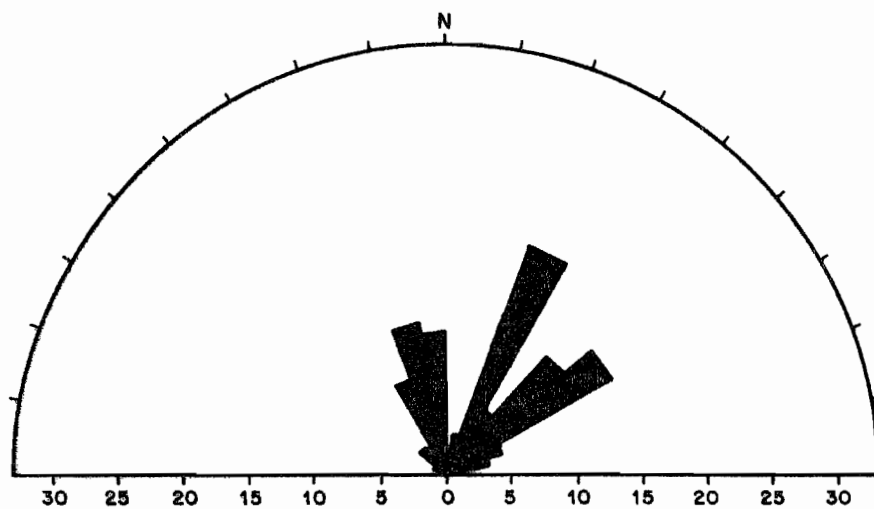
Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 129

Figura 21

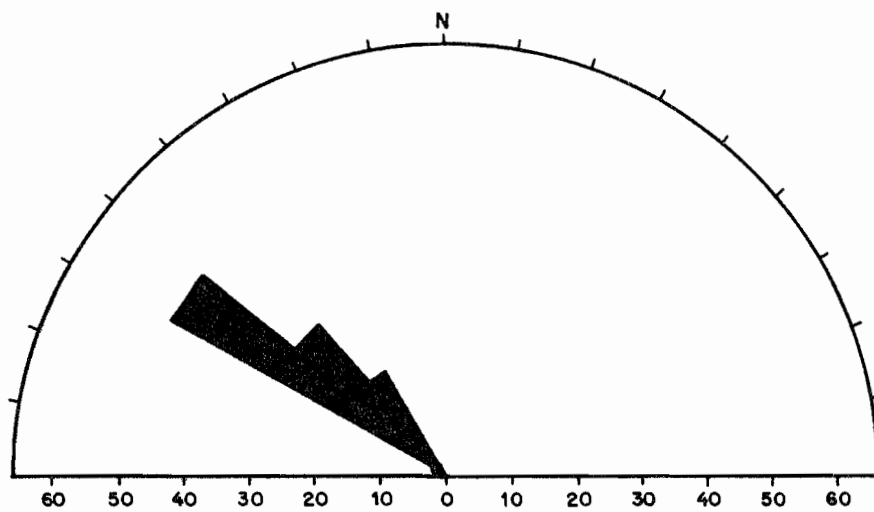
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S.A.

Bloco G
Escala 1/500.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 110

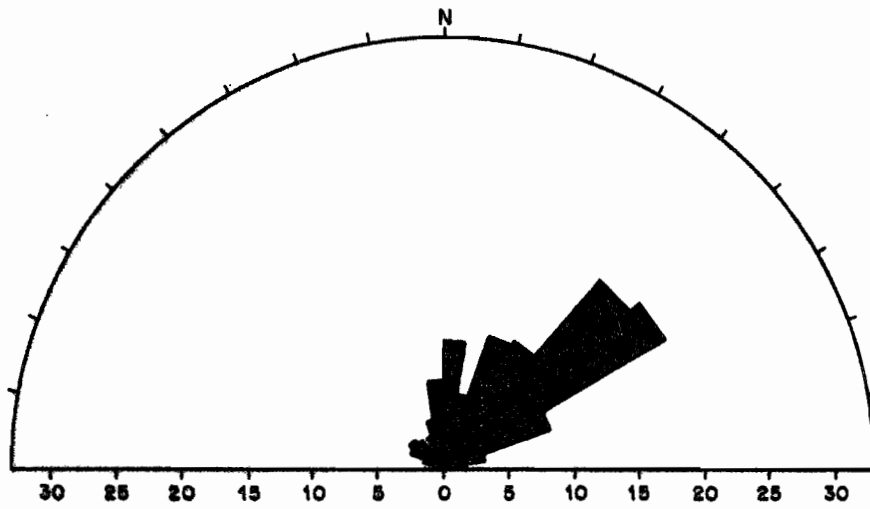


Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 50

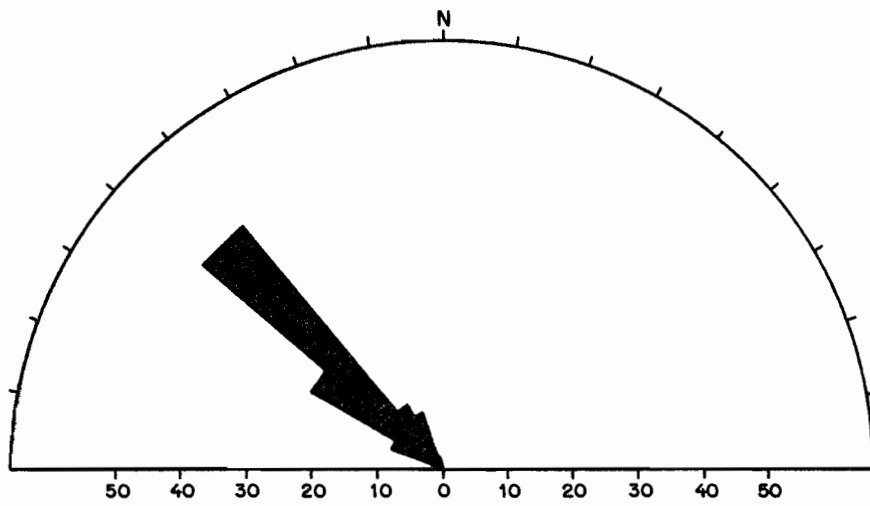
Figura 22

DIAGRAMA DE ROSETAS
Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco H
Escala 1/250.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 174



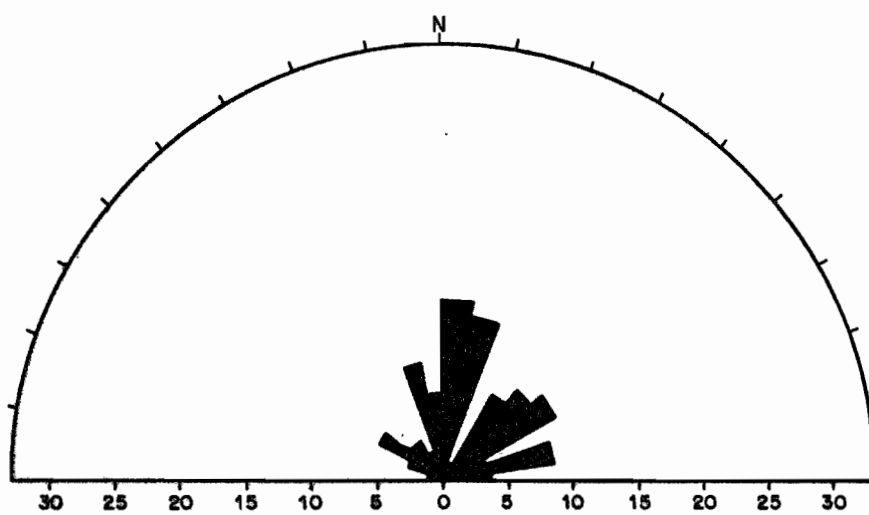
Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 57

Figura 23

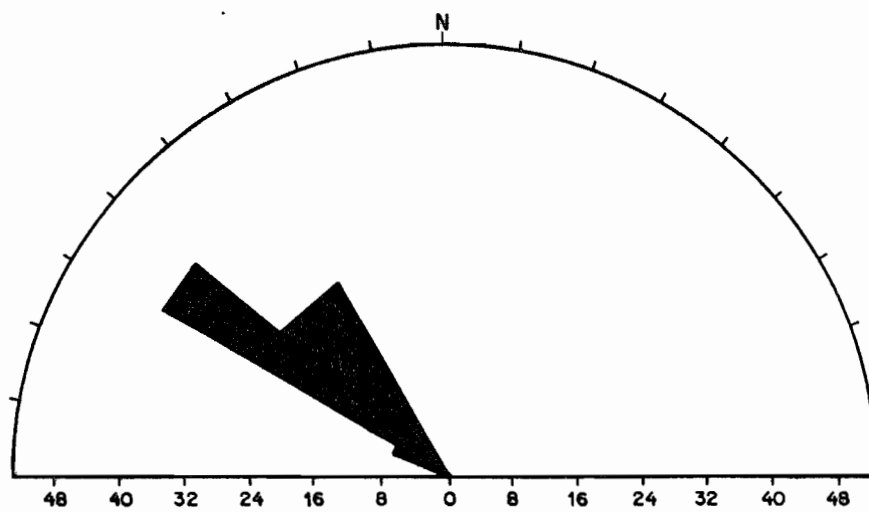
DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

Bloco H
Escala 1/500.000



Dados ref.: LINEAMENTOS
Nº de medidas: 111



Dados ref.: DIQUES
Nº de medidas: 15

Figura 24

este ultimo um valor modal na classe N50-60W (40,00%) mas com uma concentração no intervalo de N30-50W de 53,34% (Figuras 23 e 24).

2.6.2 - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Nos mapas de Compartimentos Tectônicos e Diagramas de Rosetas (anexos 03, 04 e 05), observa-se claramente uma maior concentração de dados na direção nordeste nos compartimentos B, C, D e E, sendo praticamente ausentes lineamentos em outras direções, exceções feitas aos compartimentos de Tunas (ou D), quando surge um pequeno pico na direção noroeste, e no compartimento C, quando observa-se uma grande dispersão de dados no quadrante noroeste, sem contudo definir claramente um pico máximo. Por outro lado, nos compartimentos F, G e H, observa-se uma maior dispersão de dados, havendo contudo predomínio de direções nordeste. No compartimento F, observam-se dados cobrindo praticamente todo o quadrante nordeste, enquanto que nos compartimentos G e H ocorre uma concentração de dados relativamente melhor. Destaca-se nesses blocos (F, G e H) um forte aumento das direções meridianas (NNE e NNW), praticamente ausentes nos demais, exceção feita ao compartimento D, com um pequeno pico em N10-20W, no mapa 1:250.000.

No mapa 1:500.000, as diferenças de orientações entre os compartimentos B, C, D e E, e os compartimentos F, G e H são ainda mais marcantes. Nos primeiros, observa-se uma nítida concentração das direções no quadrante nordeste com o compartimento B apresentando uma maior dispersão de dados com valores nordeste e noroeste, e máximos em N40-50E e N10-20W. Nos compartimentos F, G e H, há uma grande dispersão de dados, sendo comuns picos diversos nas direções NE, NW e NS.

Parece haver uma tendência dos dados direcionais dos compartimentos D e E de formarem um ângulo maior em relação ao norte do que os dos compartimentos B e C. Esses dois últimos, à escala 1:250.000, tem picos máximos iguais em N40-50E, com uma pequena modificação no compartimento C, que à escala 1:500.000, mostra um máximo na classe N30-40E. Por outro lado, os compartimentos D e E, à escala 1:500.000 tem concentrações máximas em N50-60E e N60-70E. Este fato pode estar relacionado a uma maior intensidade de deformação presente nos compartimentos D e E, em relação aos compartimentos B e C, devido à maior proximidade das Falhas de Morro Agudo, Lancinha e o Lineamento São João - Lamenha

Grande, em relação às Falhas de Morro Agudo e de Itapirapuã.

As diferenças em orientação nos compartimentos B, C, D e E, em relação aos compartimentos F, G e H, parecem ser devidas a atuação de dois ciclos de fraturamento de idades diferentes. Assim, os compartimentos D e E correspondem essencialmente aos metasedimentos do Grupo Açungui e correlatos; os blocos F, G, H, aos migmatitos (e granitos) do embasamento do Grupo Açungui e os compartimentos B e C, correspondem essencialmente aos maciços graníticos de Cunhaporanga e Três Córregos. Como o padrão de lineamentos tectônicos nos compartimentos B, C, D e E é similar, conclui-se que esse padrão é do pré-cambriano superior ou mais jovem, uma vez que afetou rochas do pré-cambriano superior, como os granitos dos compartimentos B e C (e o Grupo Açungui). Por outro lado, nos compartimentos F, G e H, parece existir dois padrões superpostos. Um nordeste, correlato aos dos blocos B, C, D e E, mais jovem, e um mais antigo, de direção meridiana (NNE - NNW), presente quase que exclusivamente nesses compartimentos, e que são compostos por rochas mais antigas, do embasamento do Grupo Açungui.

As direções noroeste, representando os diques básicos mesozóicos, aparecem em todos os compartimentos tectônicos praticamente com a mesma direção, situando-se predominantemente na classe N40-50W.

Como é sabido, a intrusão dos diques relaciona-se à Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) da Plataforma Brasileira, de idade mesozóica. No entanto, existe a possibilidade dos diques terem ocupado zonas de fraqueza de direção noroeste mais antigas de mesma idade dos grandes falhamentos nordeste, que afetaram o Grupo Açungui e correlatos. Tal hipótese será discutida mais adiante.

2.7 - MODELOS DE FALHAMENTOS TRANSCORRENTES

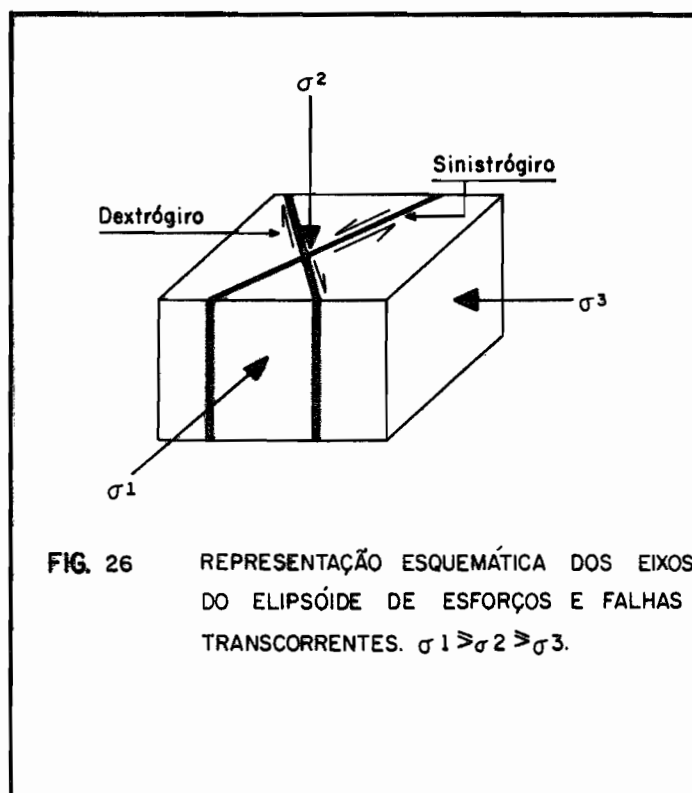
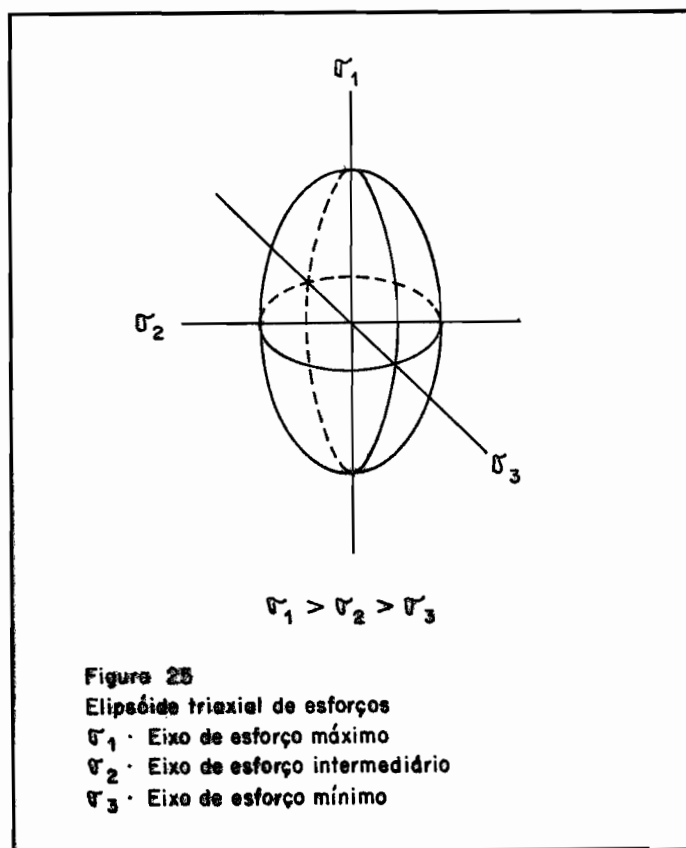
Existem vários modelos de falhamentos transcorrentes. Anderson(1951) foi o primeiro autor a fazer uma classificação de falhamentos, em função do elipsóide de esforços. O aspecto fundamental de sua classificação é a expressão do esforço em termos de uma série de três eixos mutuamente perpendiculares. Em um material isotrópico e homogêneo, submetido a um esforço compressi-

vo, o esforço máximo compressivo pode ser representado como atuando em uma única direção. A direção do esforço mínimo, situa-se a um ângulo reto da direção do esforço máximo, e o terceiro eixo, representando o esforço intermediário, deverá ser perpendicular aos outros dois. Esses três eixos tem comprimentos desiguais, sendo proporcionais à magnitude dos esforços, e descrevem uma figura tridimensional denominada de elipsóide de esforços (Ver Figura 25).

Segundo o autor acima citado, o falhamento transcorrente caracteriza-se por um esforço máximo horizontal (σ_1), um esforço intermediário vertical (σ_2), ou coincidente com a força da gravidade local e um esforço mínimo horizontal (σ_3), perpendicular aos outros dois. Dessa forma, geram-se pelo menos dois planos de falhas transcorrentes, situados a 60° um do outro ou a 30° do esforço principal máximo (σ_1). Os planos de falha além disso, deverão ser subverticais e com deslocamento horizontal, um com movimento dextrógiro, e outro com movimento sinistrógiro (Fig. 26).

Moody e Hill(1956) elaboraram um modelo mais completo de falhamentos transcorrentes ao estudar praticamente todas as falhas transcorrentes do mundo, conhecidas na época. Segundo tais autores, um esforço principal de primeira ordem, atuando na crosta terrestre, induz à formação de dois sistemas de falhas transcorrentes, ditos de primeira ordem, com um dos sistemas se desenvolvendo melhor ou preferencialmente em relação ao outro. O esforço principal máximo se situa na bissetriz do ângulo formado pelos dois sistemas de falhas de primeira ordem, como no modelo de Anderson(1951).

O ângulo entre as falhas transcorrentes de primeira ordem e o esforço máximo principal foi denominado por Moody e Hill (op cit) de ângulo β . Hubbert(1951) observou que, embora o ângulo β varia de material para material, um valor médio para os corpos rochosos na natureza é de $31 \pm 2^\circ$, enquanto que Billings (1954) afirma que o ângulo entre o esforço principal compressivo e as fraturas de cisalhamento é de 30° . Moody e Hill(1956) utilizaram o valor de 30° como um valor médio do ângulo β , na análise dos principais sistemas de falhamentos transcorrentes conhecidos na época. Este ângulo, na realidade, não coincide com os planos de cisalhamentos máximos teóricos, que se situam à 45° do esforço compressivo máximo. Os fatores que contribuem para a di-



minuição do ângulo são incluídos no "ângulo de fricção interna", que é um dos fatores que controlam o ângulo β .

Com a continuação da aplicação do esforço, e após a implantação das rupturas de primeira ordem, induzem-se tensões nos blocos contíguos, e como consequência, a tensão se reorienta, estabelecendo as direções cisalhantes de segunda ordem bem como as dobras de arrasto de segunda ordem associadas. O processo é repetitivo, produzindo cisalhamentos de terceira ordem ou até de ordem mais elevada, mas segundo mostrou Moody(1973), em terceira ordem as direções de cisalhamento tornam-se repetitivas, com a deformação produzindo somente oito direções de falhamentos transcorrentes e quatro direções preferenciais de dobras de arrasto. O ângulo β repete-se em segunda e terceira ordem.

O ângulo entre os planos de falha transcorrentes e as dobras de arrasto foi denominado de ângulo γ por Moody Hill. O valor desse ângulo, que se repete em segunda e terceira ordem não foi ainda determinado satisfatoriamente, situando-se normalmente entre 5 e 30°, com um valor médio de 15°. Em alguns casos, o ângulo γ é zero, com o eixo da dobra de arrasto dispondo-se paralelamente à falha transcorrente. Perpendicularmente aos eixos das dobras de arrasto se orientam os esforços compressivos de primeira, segunda e terceira ordem. Paralelamente a esses eixos, podem ainda se desenvolver falhas inversas ou de empurrão (ver figura 27).

A teoria das falhas transcorrentes supõe que no início da história da formação da terra, ocorreu uma compressão lateral, cujo resultado foi o rompimento da crosta em planos de cisalhamento complementares, de ordem mundial, denominado por Sonder (1947) de padrão de fraturas e/ou falhas "regmático". Oito direções principais de falhamentos transcorrentes são definidos em termos de maiores elementos da crosta terrestre, que segundo Moody(1973) resultam de uma compressão meridional (já admitida por Moody e Hill, 1956) à qual se superimpôs um pouco mais tarde, uma compressão equatorial. Como resultado, as oito direções preferenciais de falhamentos transcorrentes se transformam em quatro direções de primeira ordem e quatro direções de segunda ordem. As direções de primeira ordem do sistema equatorial foram denominadas de Texas (lateral esquerda) e Nova Zelândia (lateral direita) e as do sistema meridional foram denominadas de Great Glenn (lateral esquerda) e San Andreas (lateral direita).

As falhas transcorrentes de segunda ordem foram denominadas de Bartlett e Colombia (laterais esquerda) e Oca e Nevada (laterais direita) (Ver figura 28).

Na América do Norte, dada a importância econômica das falhas transcorrentes que originam "traps" específicos para o acúmulo de petróleo, desenvolveu-se um novo enfoque acerca desses falhamentos, após o trabalho pioneiro de Moody e Hill(1956). Nesse novo enfoque muitos lineamentos que afetaram áreas sedimentares ou metasedimentares foram interpretadas como estando situadas sobre zonas de fraqueza do embasamento. Com a movimentação ao longo do falhamento no embasamento, induz-se uma deformação nas rochas da cobertura sedimentar, gerando diversas estruturas, que foram apresentadas de forma bastante clara por Wilcox et al (1973) e resumidas a seguir. A diferença entre esse novo tipo de enfoque e o modelo de Moody e Hill(1956) e Moody(1973) é que o esforço compressivo de primeira ordem não atua diretamente sobre os sedimentos (ou metasedimentos) da cobertura, e sim no embasamento. Dessa forma, não se desenvolvem na cobertura dobras de arrasto e falhas de empurrão relacionadas ao esforço de primeira ordem.

As falhas transcorrentes, nessa nova concepção, formam-se na cobertura, em resposta a um binário de esforços cizalhantes horizontais, e esse binário pode ser simulado em modelos de argila ao se movimentar camadas ou lâminas de argila colocadas sobre uma base constituída por dois blocos separados por um plano e que representa a falha transcorrente. Ao se movimentar os blocos em sentidos opostos, ao longo do plano, geram-se esforços compressionais e tensionais na cobertura (ou na camada de argila), que dão origem às diversas estruturas abaixo transcritas:

2.7.1 - DOBRAS ESCALONADAS ("EN ECHELON FOLDS")

O termo escalonado refere-se ao arranjo de estruturas ao longo de uma zona linear de forma que as dobras (ou falhas) individuais da mesma espécie são paralelas uma às outras e são igualmente inclinadas em relação à falha principal. A nomenclatura para descrever dobras escalonadas é similar aquela para descrever deslocamentos em falhas transcorrentes. Ou seja, uma falha transcorrente lateral direita produz uma série de dobras escalonadas à direita e uma falha transcorrente lateral esquerda, pro-

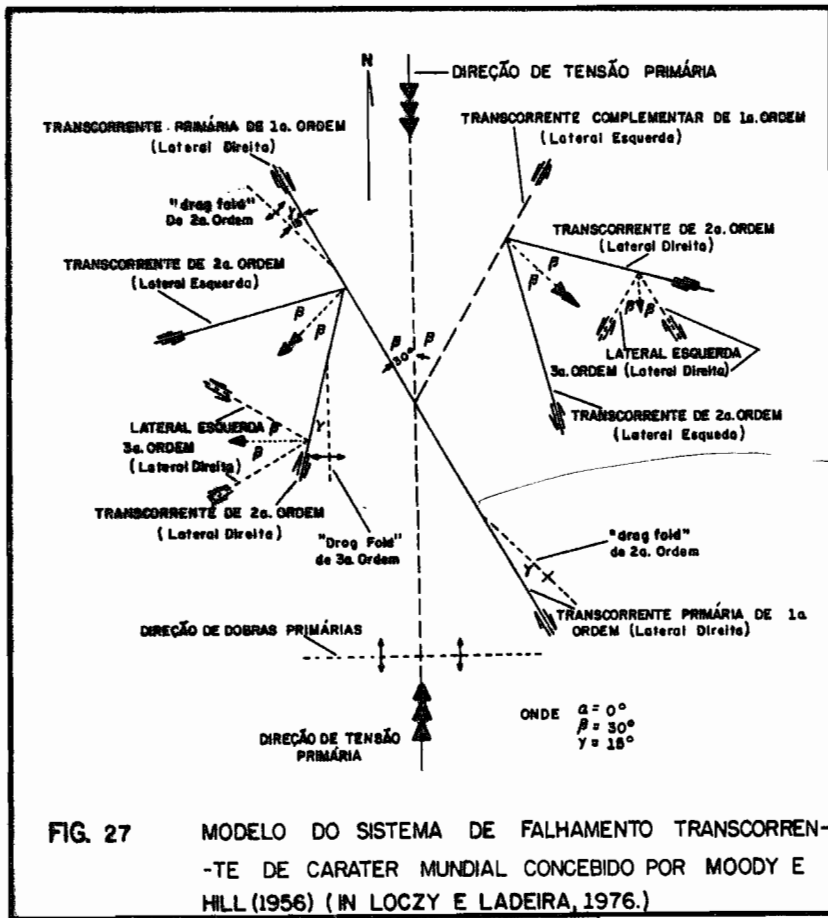


FIG. 27 MODELO DO SISTEMA DE FALHAMENTO TRANSCORRENTE DE CARATER MUNDIAL CONCEBIDO POR MOODY E HILL (1956) (IN LOCZY E LADEIRA, 1976.)

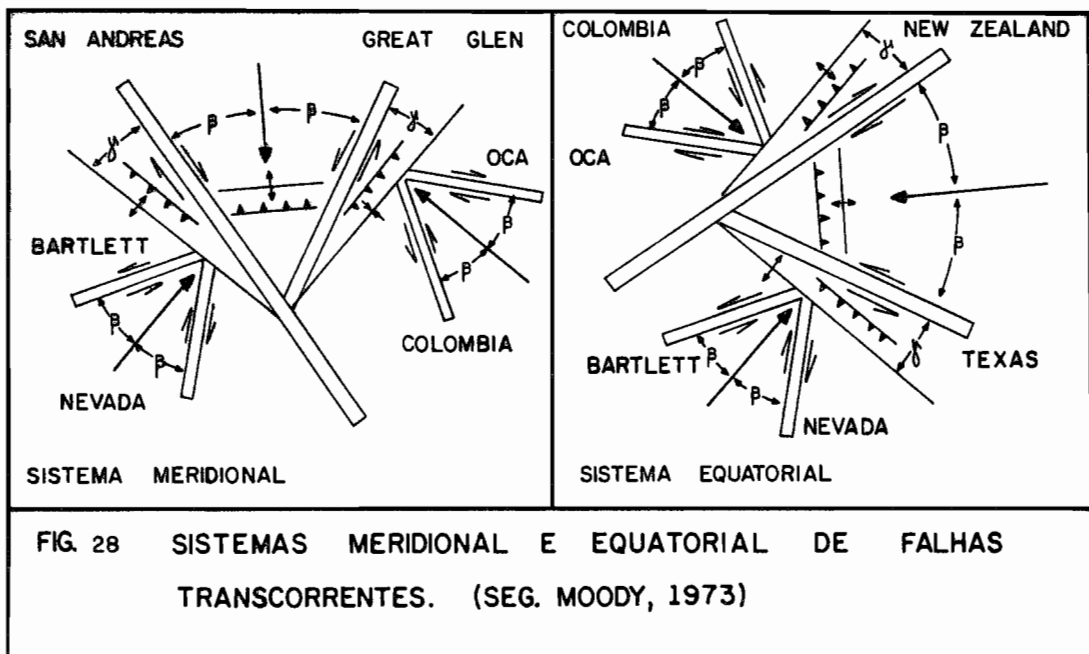


FIG. 28 SISTEMAS MERIDIONAL E EQUATORIAL DE FALHAS TRANSCORRENTES. (SEG. MOODY, 1973)

duz uma série de dobras escalonadas à esquerda, de tal forma que a partir de suas terminações, é necessário girar para a esquerda (ou direita no primeiro caso) para atingir a dobra seguinte da série escalonada ou a falha transcorrente principal (ver fig.29).

As dobras escalonadas formam-se logo no início da de - formação, e a medida que aumenta a quantidade de deslocamento na zona de transcorrência, são rompidas primeiro por fraturas, e depois por falhas. Nos últimos estágios de transcorrência, podem ser totalmente destruídas. Além disso, as dobras sofrem uma progressiva rotação, paralelizando-se com o traço da falha principal (Thomas, 1974).

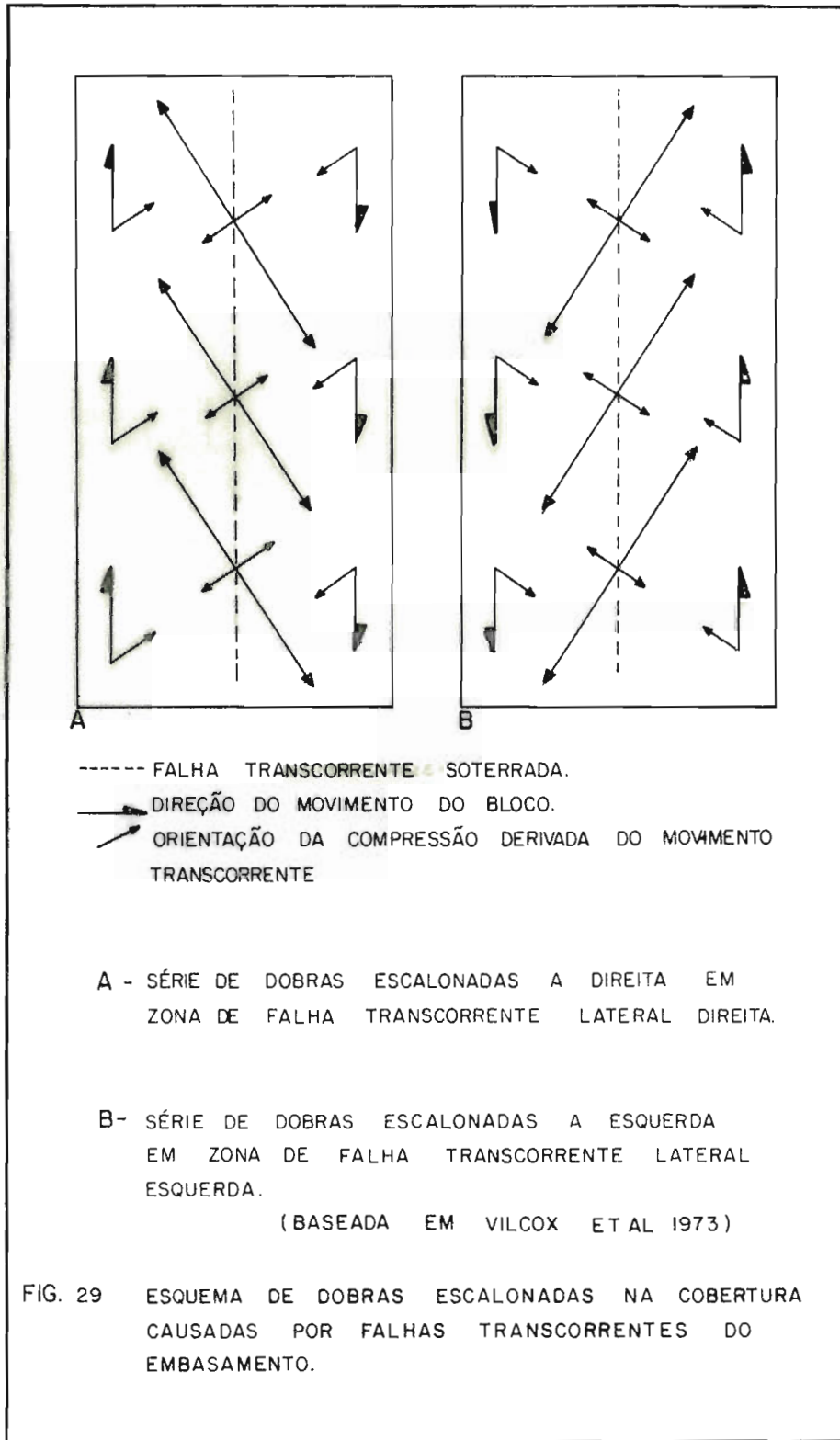
Todas as dobras escalonadas de uma zona de falha são usualmente similares em forma e extensão. Para um cisalhamento simples, o ângulo teórico entre o eixo da dobra (eixo maior da elipse) e a direção da falha transcorrente principal é sempre menor que 45° . Em muitos experimentos simulando falhas transcorrentes com modelos de argila, o ângulo entre o eixo das dobras e a falha transcorrente é de aproximadamente 30° , sendo que as dobras que se formam mais tardiamente tem ângulos menores. Na natureza o ângulo entre as dobras escalonadas e a falha transcorrente é geralmente de $30^\circ \pm 15^\circ$.

A orientação das dobras escalonadas na realidade pode ser diferente ao longo da mesma falha transcorrente: algumas dobras, ou parte de uma dobra, podem mesmo paralelizar a falha transcorrente. Dentre os fatores que influem na forma e no "trend" das dobras escalonadas incluem-se a divergência e convergência dos blocos durante a transcorrência; mudanças na direção da falha; diferenças no tipo e espessura dos sedimentos e na mobilidade do embasamento próximo à falha.

As dobras escalonadas são similares às dobras de arrasto de segunda ordem do modelo de Moody e Hill(1956).

2.7.2 - FALHAS TRANSCORRENTES CONJUGADAS ESCALONADAS (Conjugate Strike-Slip Faults)

As falhas transcorrentes do embasamento causam na cobertura, quando da sua ativação, além das dobras escalonadas anteriormente descritas, falhas verticais com uma orientação previsível e que se interceptam. Uma família dessas falhas, forma-se a um ângulo agudo com a falha principal, em torno de $10-30^\circ$, deno



minada de falhas de cisalhamento ou falhas de Riedel, e anotadas como R na figura 30, enquanto que a outra família dispõe-se a um alto ângulo, interseptando a falha principal a ângulos em torno de 70-90° e é denominada de falhas de cisalhamento conjugadas ou falhas conjugadas de Riedel (e anotadas como R' na figura 30) em homenagem a Riedel, autor que já em 1929, apresentou um estudo detalhado dessas estruturas (ver também Hills, 1963; Tchalenko, 1970).

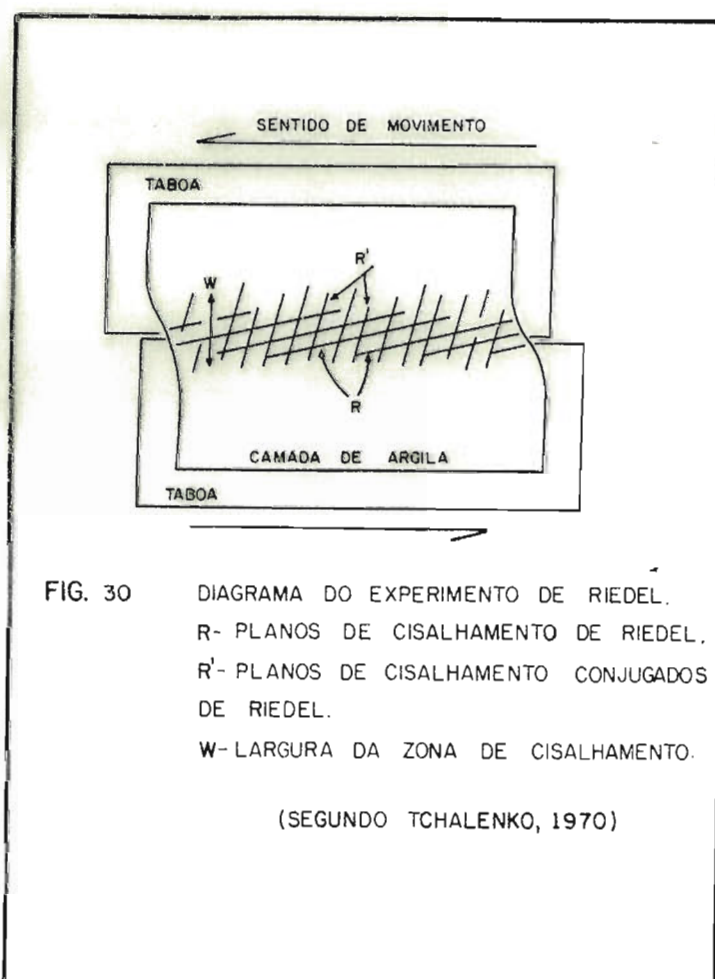


FIG. 30 DIAGRAMA DO EXPERIMENTO DE RIEDEL.
R- PLANOS DE CISALHAMENTO DE RIEDEL.
R'- PLANOS DE CISALHAMENTO CONJUGADOS DE RIEDEL.
W- LARGURA DA ZONA DE CISALHAMENTO.

(SEGUNDO TCHALENKO, 1970)

Já Harding (1973, 1974) preferiu denominar essas falhas respectivamente de falhas direcionais sintéticas (Syntetic Strike-Slip Fault) e falhas direcionais antitéticas (Antitetic Strike-Slip Fault). A orientação dessas estruturas e outras que se formam na cobertura como reflexo de falhas transcorrentes subjacentes,

em relação ao elipsóide de deformação, pode ser visto na figura 31.

As falhas conjugadas, na realidade, tanto podem ser juntas ou falhas ou ambas, dependendo da magnitude da transcorrença. O ângulo de intersecção das duas famílias depende da natureza das rochas e do grau de deformação, em geral situando-se entre 60-70°. Esse ângulo tem por bissetriz a direção da máxima compressão (equivalente ao esforço compressivo de segunda ordem do modelo de Moody e Hill (op cit)).

Em modelos de argila as falhas transcorrentes sintéticas interseptam a falha principal a um ângulo de aproximadamente 12°, e tem o mesmo sentido de deslocamento da falha principal. Por outro lado, as falhas antitéticas tem um sentido de deslocamento oposto ao da falha principal e formam um ângulo de cerca 70° com essa falha e um ângulo de 66° com as falhas sintéticas.

Após a instalação e desenvolvimento das falhas conjugadas, a deformação tem prosseguimento como uma combinação de falhas transcorrentes e de distorção plástica. Como consequência, as duas famílias de falhas conjugadas sofrem uma rotação afastando-se uma da outra. Essa rotação é tanto de natureza interna ou local, causada pela deformação compressiva, não estando relacionada unicamente à transcorrência, (o mesmo padrão de falhas conjugadas e a rotação podem ser obtidos quando rochas são submetidas a uma força compressiva externa, atuando segundo uma linha reta e com sentidos opostos (Ramsay, 1967, p60)), ou de natureza externa ou regional. As forças transcorrentes que resultam de um cisalhamento simples regional, atuam em direções opostas, porém não colineares, formando um binário, e a deformação resultante é geralmente restrita a uma zona paralela ao binário que tende a sofrer uma rotação de natureza interna. Uma falha transcorrente lateral esquerda tem um sentido de rotação externo (regional) anti-horário, enquanto que uma falha transcorrente lateral direita tem um sentido de rotação externa horário.

Segundo Wilcox et al (1973) os efeitos das rotações externa e interna tendem a acentuar ainda mais a diferença entre falhas transcorrentes sintéticas e antitéticas. Para uma falha transcorrente lateral esquerda, a rotação externa tende a mover a falha sintética no sentido anti-horário, afastando-a da falha transcorrente principal, enquanto que a rotação interna tende a mover a falha no sentido horário, em direção à falha principal.

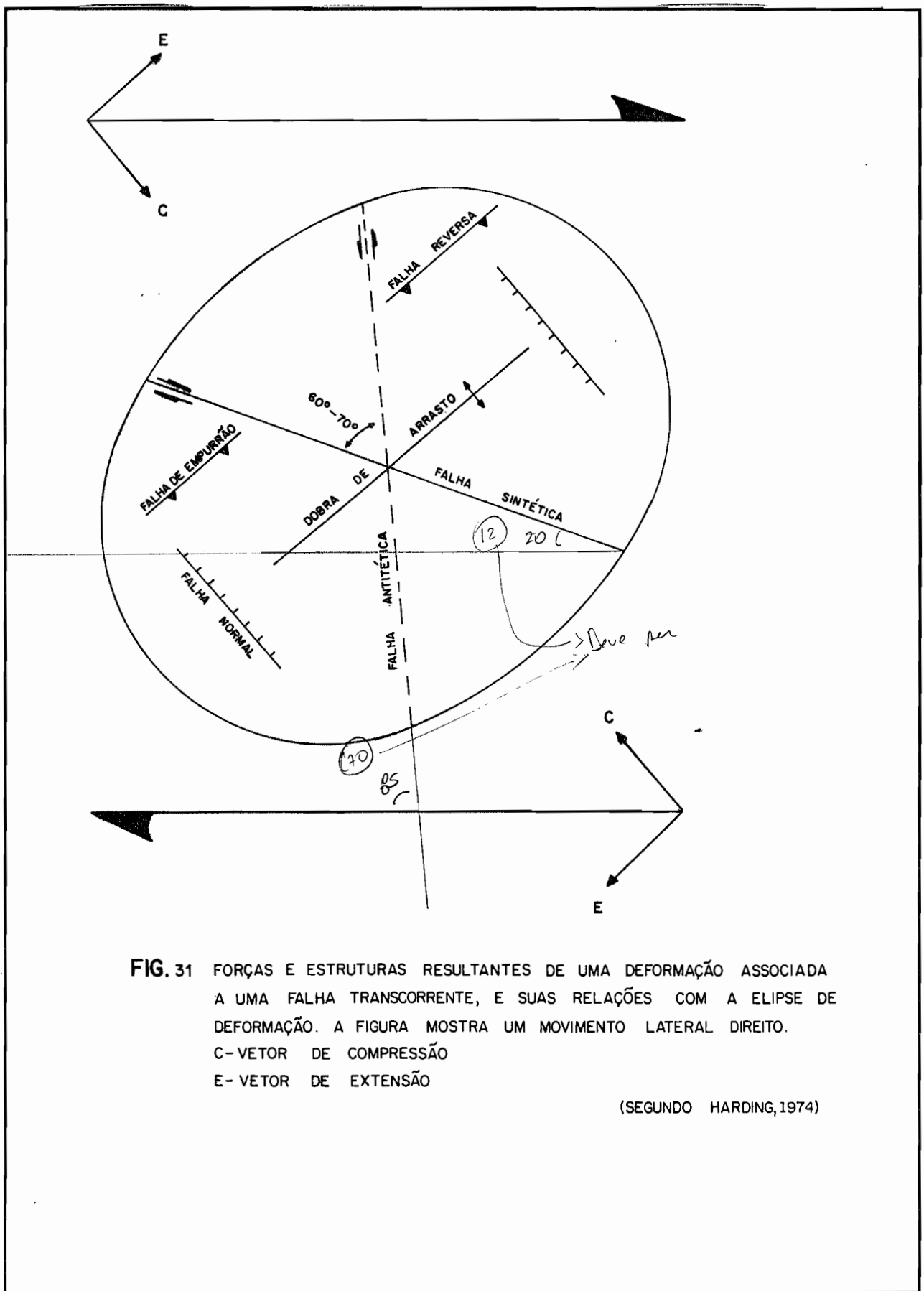


FIG. 31 FORÇAS E ESTRUTURAS RESULTANTES DE UMA DEFORMAÇÃO ASSOCIADA A UMA FALHA TRANSCORRENTE, E SUAS RELAÇÕES COM A ELIPSE DE DEFORMAÇÃO. A FIGURA MOSTRA UM MOVIMENTO LATERAL DIREITO.
C- VETOR DE COMPRESSÃO
E- VETOR DE EXTENSÃO

(SEGUNDO HARDING, 1974)

O resultado é uma pequena rotação da falha sintética em ambas direções. Como essa falha forma-se originalmente subparalela com a direção da falha transcorrente principal e com o jogo de rotações a que está submetida, permanece nessa posição favorável, tendo assim possibilidade de acomodar deslocamentos direcionais adicionais.

A falha antitética, entretanto, forma-se a um ângulo alto com a falha transcorrente principal e o aumento da deformação induz as rotações internas e externas a atuarem no mesmo sentido. Esse fato tende a aumentar o ângulo, originalmente alto, para 90° em relação à falha principal. Como consequência, os movimentos laterais ao longo das falhas antitéticas são geralmente pequenos quando comparados com os deslocamentos das falhas sintéticas ou da falha transcorrente principal. Em alguns casos, o desenvolvimento das falhas antitéticas é tão pequeno que o desenvolvimento dessas falhas é praticamente inibido. Em todos os modelos de argila, as falhas sintéticas são muito melhor desenvolvidas e apresentam deslocamentos transcorrentes muito maiores do que as falhas antitéticas.

Um estudo interessante em escala regional acerca dessas falhas foi feito por Tchalenko(1970), ao estudar os efeitos das falhas transcorrentes sobre uma cobertura sedimentar quaternária, imediatamente após terem se submetido a terremoto. Nesse trabalho o autor fez um detalhado levantamento das fraturas e falhas associadas com o terreno Dasht-e Bayāz, ocorrido em 31 de agosto de 1968, no Irã, que afetou e movimentou antigos traços de falhas. A fratura e falhas desenvolvidas, na forma de cristas e de aberturas quando vistas de fotografias aéreas obtidas imediatamente após o terremoto, mostram-se concentradas em zonas de cisalhamento similares aquelas descritas em modelos de argila e caixas de cisalhamento (Tchalenko e Ambraseys, 1970) (Ver figura 32)

2.7.3 - FALHA TRANSCORRENTE PRINCIPAL

O desenvolvimento da zona de falha transcorrente principal é o último estágio da fase inicial da deformação na zona de transcorrência. Esta fase inicial constitui-se em um breve período na longa história de uma grande transcorrência. Após um curto intervalo de dobramento e falhamentos conjugados, a rocha se fratura segundo uma faixa relativamente estreita, e falha

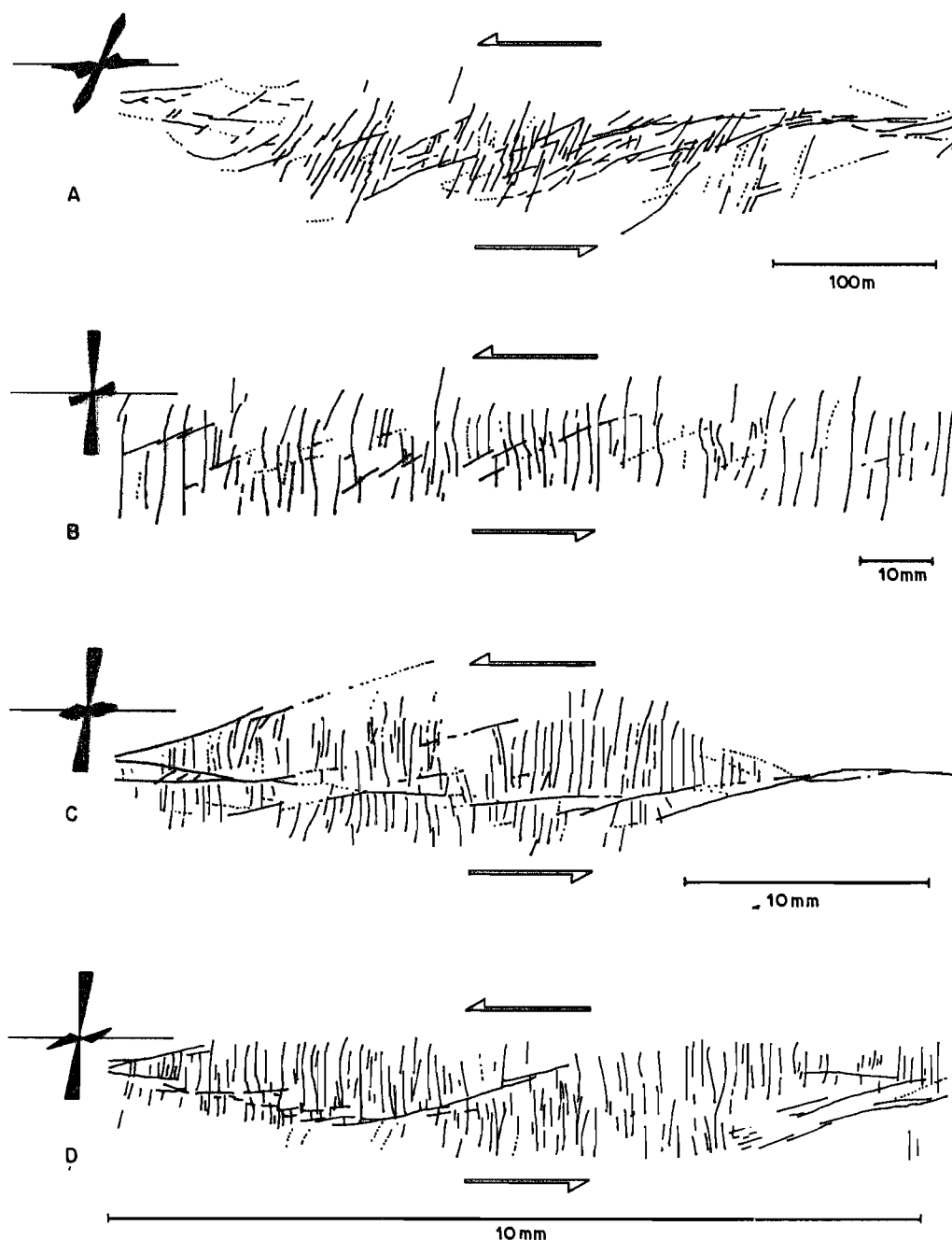


Figura 32
Comparação de estruturas em zonas de cisalhamento simples de magnitudes diferentes.
A - Padrão em zona de falha após o terremoto de DASHT e BAYAZ (TCHALENKO e AMBASEYS, 1970, figura 8).
B - Experimento de RIEDEL (TCHALENKO, 1967, figura 132).
C - Padrão obtido em experimento com caixa de cisalhamento (MORGENSTERN e TCHALENKO, 1965, figura 5).
D - Detalhe do padrão obtido em caixa de cisalhamento (MORGENSTERN e TCHALENKO, 1967, figura 12).
As linhas pontilhadas indicam planos de cisalhamento menos proeminentes. Os diagramas de roseta indicam as direções de cisalhamento e cisalhamento conjugado de RIEDEL (Segundo TCHALENKO, 1970).

transcorrente principal é criada na cobertura, sobre a falha do embasamento. O processo de rompimento da rocha começa em diversos pontos ao longo da zona de transcorrência principal. À medida que o processo continua, a falha principal emerge gradualmente na cobertura devido à interconexão das estruturas anteriormente formadas e de novos planos que se desenvolvem paralelamente e sobre o plano de falha do embasamento. À medida que o deslocamento na falha principal aumenta, diminui o deslocamento ao longo das falhas conjugadas. A distorção e o falhamento nessa zona torna-se complexo e o resultado é um padrão de falha anastomosado (braided) que é típico de uma grande zona de falha transcorrente.

2.7.4 - FALHAS NORMAIS E FRATURAS DE TENSÃO ESCALONADAS

As juntas de tensão e/ou falhas normais dispõem-se paralelamente ao eixo menor da elipse de deformação. Cruzam os eixos das dobras escalonadas em ângulo reto e bissectam o ângulo agudo entre os planos de cisalhamento conjugados (fig.31). As fraturas de tensão escalonadas podem ser formadas ao longo de uma falha transcorrente no estágio inicial da deformação, mas são facilmente destruídas à medida que o deslocamento aumenta e as estruturas compressivas (dobras e falhas conjugadas) tornam-se mais proeminentes. Segundo Wilcox et al(1973) as fraturas antitéticas tendem a herdar algum componente tensional da deformação e comumente tornam-se falhas verticais normais com movimentos laterais negligenciáveis.

Thomas(1974) reconhece que à medida que o cisalhamento simples nas zonas de ruptura aumenta em intensidade, e como consequência, as dobras escalonadas e as falhas conjugadas giram em paralelismo ao plano de falha principal, idealizou uma classificação da intensidade de rotação (e de deformação) baseada no ângulo entre o eixo maior do elipsóide de deformação, representado nesse caso, pelo eixo das dobras, e a falha principal. Assim, tal autor classificou os vários estágios de rotação em incipiente, moderado, avançado e extremo (ver figura 33).

O estágio incipiente é característico da fase inicial da deformação, com o ângulo entre a falha principal e o eixo das dobras escalonadas situando-se entre 45° e 23°. No estágio moderado, o ângulo varia de 22 a 12°, e no estágio avançado o ângulo

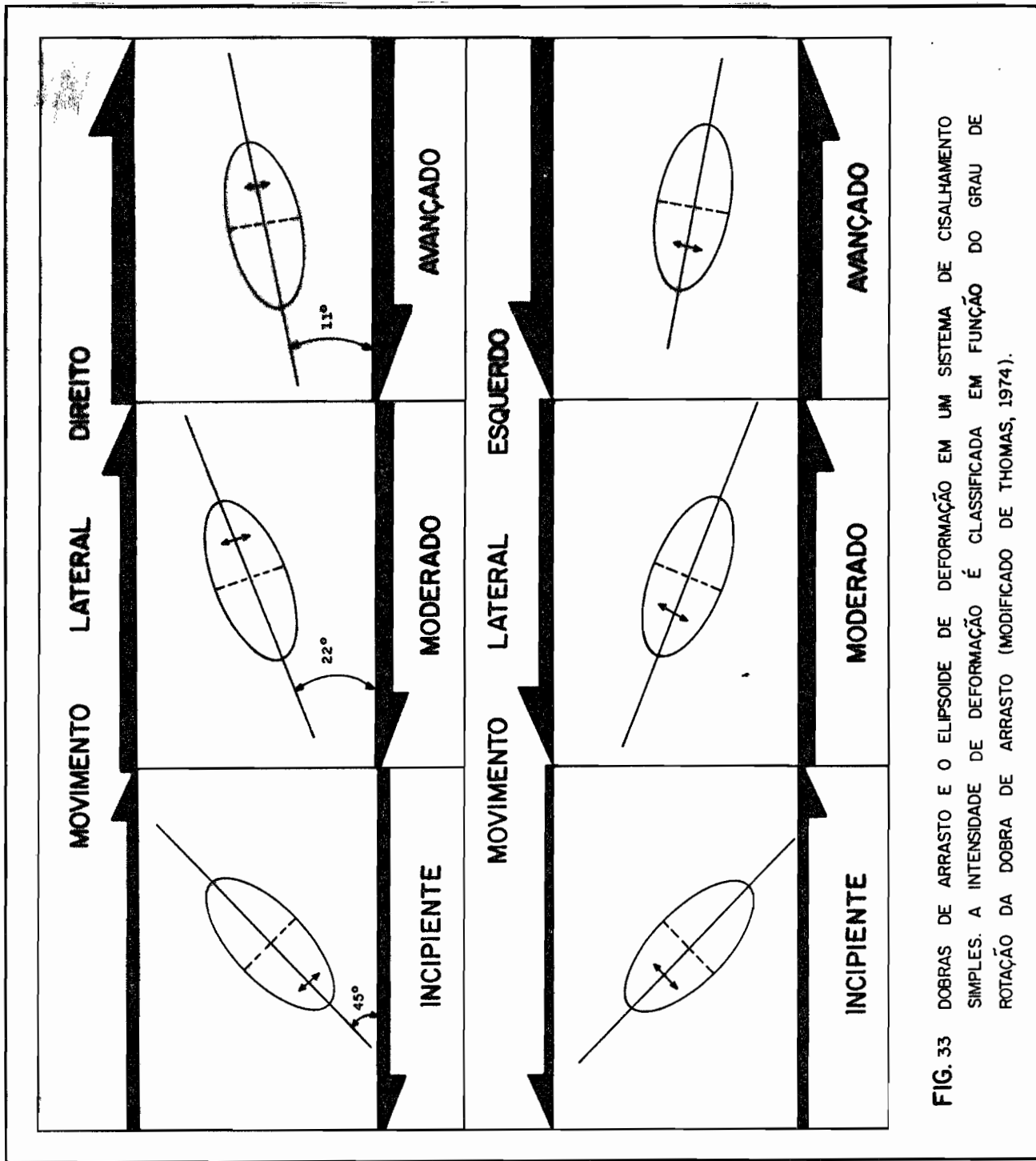


FIG. 33 DOBRAS DE ARRASTO E O ELIPSOIDE DE DEFORMAÇÃO EM UM SISTEMA DE CISALHAMENTO SIMPLES. A INTENSIDADE DE DEFORMAÇÃO É CLASSIFICADA EM FUNÇÃO DO GRAU DE ROTAÇÃO DA DOBRA DE ARRASTO (MODIFICADO DE THOMAS, 1974).

varia de 11° a zero graus. O estágio extremo é considerado quando ocorre o recobrimento de uma dobra escalonada por outra escalonada.

2.8 - ESTRUTURAS GERADAS AO LONGO DE FALHAS TRANSCORRENTES DA REGIÃO ESTUDADA

Uma rápida inspeção no mapa geológico à escala 1:250.000, elaborado pela Mineropar(1983) evidencia aspectos fundamentais relacionados às principais zonas de falhas e/ou lineamentos do pré-cambriano paranaense. Assim, as Falhas de Itapirapuã, Morro Agudo e Lancinha mostram ao longo de seu traçado, uma zona de largura variável de rochas fortemente estruturadas, com um rápido aumento na densidade de traços axiais nas suas proximidades. Por outro lado os Lineamentos de Castro - Piraí do Sul e Piên - Tijucas do Sul não mostram essa feição, havendo inclusive maior dificuldade no seu traçado a partir de imagens de satélite.

Dessa forma, as falhas e/ou lineamentos do pré-cambriano paranaense serão agrupados em dois conjuntos distintos em função dessas características, denominados aqui de Conjunto A e Conjunto B. Ao conjunto A relacionam-se as Falhas de Itapirapuã, Morro Agudo e Lancinha, e ao Conjunto B os Lineamentos de Castro Piraí do Sul e Piên - Tijucas do Sul.

2.8.1 - CONJUNTO A

As estruturas geológicas associadas às falhas do Conjunto A, em função dos dados presentes, dizem respeito essencialmente a dobras de arrasto escalonadas, a falhas conjugadas anti-téticas e sintéticas e à falha transcorrente principal propriamente dita.

2.8.1.1 - Dobras de Arrasto Escalonadas

São consideradas como dobras de arrasto neste trabalho, todas as dobras próximas às zonas de falhas e presentes nos mapas geológicos à escala 1:500.000 e 1:250.000 da Mineropar(1983). Nas proximidades das falhas do Conjunto A, produz-se um arranjo típico de dobras escalonadas, como pode ser visto de forma muito clara, ao longo das Falhas da Lancinha e Morro Agudo. O arranjo

dessas dobras é compatível com um movimento transcorrente lateral direito.

Traços axiais distantes dessas falhas não foram considerados como de dobras de arrasto, sendo significativo o aumento da densidade de traços axiais ao longo da extensão dessas falhas.

2.8.1.1.1 - Falha de Itapirapuã - A maioria dos traços axiais dispõem-se subparalelamente ao traço da falha principal no mapa. Alguns traços axiais formam ângulos maiores que 11° com o plano de falha. No entanto, essa zona de falha pode ser considerada como do estágio avançado, segundo a classificação de Thomas(1970).

Não é muito claro o sentido de deslocamento da falha principal em função dos traços axiais das dobras de arrasto. Muito provavelmente a posição desses traços acha-se modificada pelos grandes maciços graníticos intrusivos de Três Córregos e Cunhaporanga, em função da pressão exercida por essas intrusões, em sentido perpendicular ao seu comprimento. Essa pressão tende a girar as dobras de arrasto em paralelismo com o traço da falha principal, além de torná-las gradualmente mais fechadas, mascarando assim as relações originais com a falha transcorrente.

2.8.1.1.2 - Falha de Morro Agudo - Esta falha apresenta uma série de dobras escalonadas bastante típicas, situadas a nordeste de Cerro Azul, dispostas subparalelamente com o traço da falha principal (Mapa de Lineamentos Tectônicos, escala 1:250.000). Outra série de dobras escalonadas ocorre na parte sudoeste da falha, próximo à região de Curriola. Também nesse caso, os traços axiais das dobras mostram um típico padrão escalonado, formando um ângulo em torno de 10° com o traço da falha principal.

Pode-se observar, a nordeste de Cêrro Azul, que esse ângulo aumenta à medida que se afasta da falha, existindo um traço axial a cerca de 30° da falha principal, situado a norte-nordeste de Cêrro Azul. De um modo geral, no entanto, essa falha pode ser classificada como do estágio avançado, com a disposição das dobras compatível com um movimento transcorrente lateral direito.

2.8.1.1.3 - Falha da Lancinha - Esta falha é a que melhor apresenta o padrão escalonado de dobras de arrasto, onde o exemplo mais notável situa-se na região de Tunas (Anticlinal de Anta Gorda), representado por um feixe de traços axiais. Os traços axiais aparecem junto à Falha da Lancinha na região citada, a baixos ângulos, e à medida que se afastam do traço da falha, verifica-se um gradual aumento do ângulo, podendo atingir valores de até 30°. A sul da Falha da Lancinha, no Bloco E, as dobras escalonadas apresentam-se, via de regra, dispostas subparalelamente à falha principal, ao longo de todo o trecho paranaense da falha. Essa assimetria de disposição das dobras de arrasto, quando consideradas nos blocos a norte e a sul da falha, é indicativa de uma maior intensidade de deformação no bloco situado imediatamente a sul da falha, em relação ao bloco situado a norte. Provavelmente esse fato esteja relacionado a uma componente oblíqua da falha, que teria causado um certo cavalgamento do Bloco C sobre o Bloco E.

Um aspecto interessante, aparentemente relacionado à Falha da Lancinha, é a gradual inflexão de traços axiais de algumas dobras pré-existentes, como é o caso na região entre Bocaiúva do Sul e Colombo. Nessa região, afastados de cerca 12 km da falha, ocorrem traços axiais com direções aproximadamente leste-oeste, que possivelmente representam as direções originais de antigos traços axiais (a julgar pela distância e pela posição espacial, esses traços axiais, bem como do anticlinal do Setuva, não são considerados como de dobras de arrasto da falha da Lancinha). No entanto à medida que se aproximam da Falha da Lancinha, sofrem uma gradual e sistemática mudança de direção, tendendo a se paralelizar com a falha. Este fato é também verificado de forma nítida pelos abundantes corpos de quartzito dessa região, que descrevem um suave arco para sudoeste, paralelizando-se à falha.

A inflexão dos traços axiais e de corpos de quartzitos como descrito acima, é compatível com um movimento transcorrente lateral esquerdo, não coerente com o movimento dextrógiro admitido para essa falha, e indicado pela disposição das dobras de arrasto do Bloco E. Tentativamente procura-se explicar esse fato como devido a uma compressão de direção sudoeste (perpendicular à falha), e relacionada à componente de empurrão da Falha da Lancinha. Nesse caso, a deformação dentro desse bloco, e afastado da zona de cisalhamento (na região de Colombo) seria do tipo de cisalhamento puro ao invés de cisalhamento simples, com um encur

tamento perpendicular à falha (Ver figura 34.a)

Essa mesma compressão seria responsável pela maior deformação evidenciada pelo limite norte do Bloco E, que causou uma rotação dos traços axiais e corpos litológicos em paralelismo com a Falha da Lancinha. Evidentemente, à medida em que se aproxima da zona de cisalhamento ocorre uma somatória das duas deformações superpostas, com o cisalhamento puro paralelizando os traços axiais e o cisalhamento simples promovendo uma rotação, em sentido contrário, que provavelmente culmina com redobramento e rompimento das camadas (Ver figuras 34.b e c).

Procurando-se ressaltar a relação existente entre os ângulos dos traços axiais das dobras de arrasto e a distância desses traços ao plano de falha, elaborou-se o diagrama da figura 35. Esse diagrama considera o ângulo médio entre o traço axial e a falha e o ponto médio do traço. O ponto médio é tomado como o ponto de referência para a medida de distância do traço axial à falha, com a distância sendo medida perpendicularmente à falha (ver figura 36).

Foram medidos 48 pontos e que mostram um claro aumento do valor do ângulo (entre o traço axial e o plano de falha) com o aumento da distância. No sentido de tornar mais clara essa relação, interpolou-se uma reta através do método de regressão linear, e cuja reta também mostra um aumento do valor do ângulo com o aumento da distância.

A figura 37 mostra a frequência observada do ângulo entre o eixo da dobra e a falha transcorrente. Nota-se um claro valor modal na classe 0-5°, com 14% dos dados, e um nítido decréscimo em frequência com o aumento do valor angular, indicando o estágio avançado de deformação, que de um modo geral, atingiu essas falhas. Fato a destacar é a ausência de dados no intervalo de classe de 50-55°, sugerindo a seguir dois picos distintos nos intervalos 55-60° e 65-70°. Os eixos de dobras dessas duas últimas classes devem ser de fases de dobramentos pré-existentes, não se relacionando a dobras de arrasto. Conforme visto anteriormente, os traços axiais de dobras de arrasto situam-se teoricamente a um máximo de 45° com a falha transcorrente principal, com o ângulo diminuindo gradativamente à medida que aumenta a intensidade de deformação.

Outro aspecto importante a ser discutido é a possibilidade de alguns corpos graníticos estarem relacionados às dobras

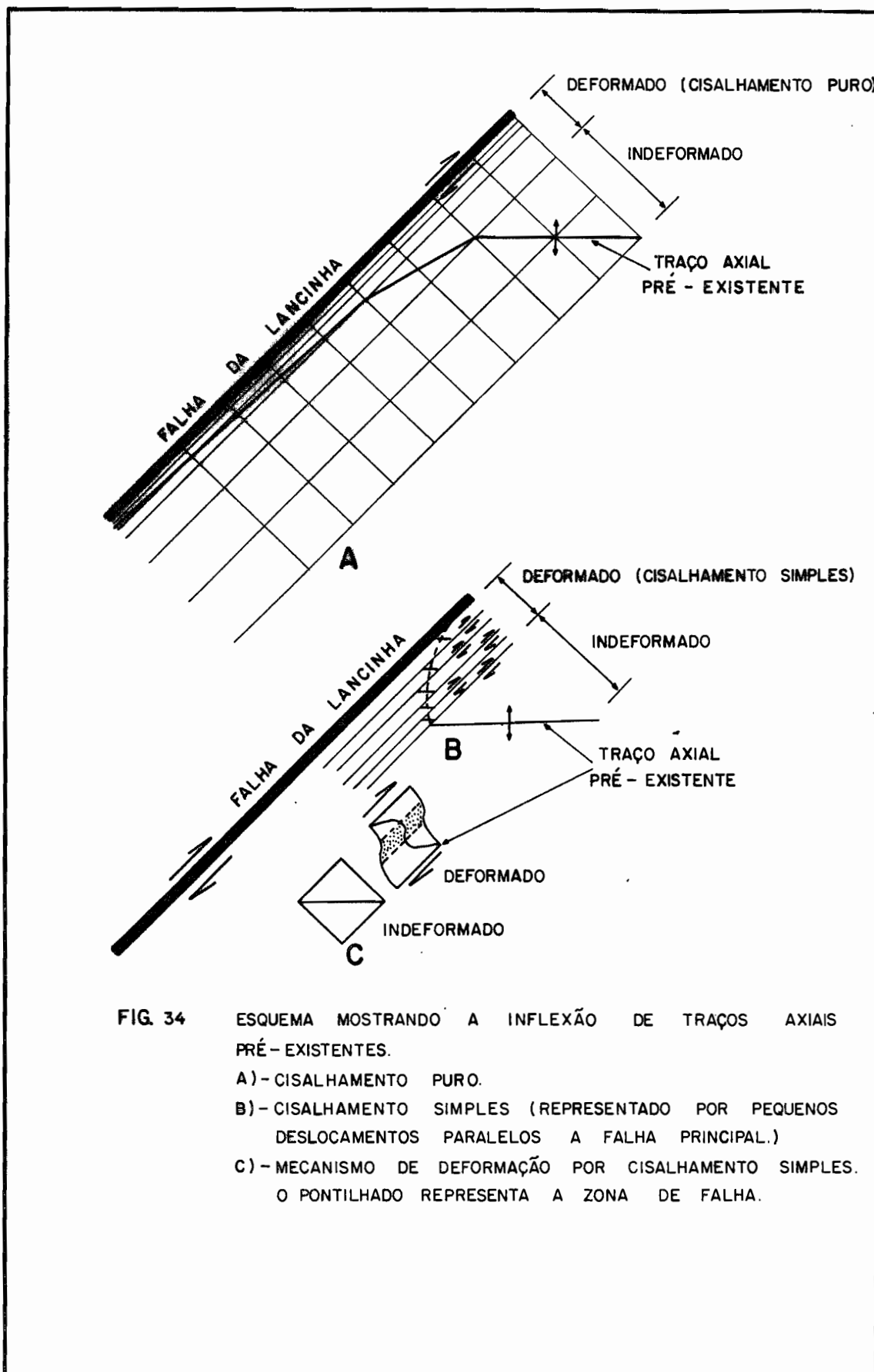


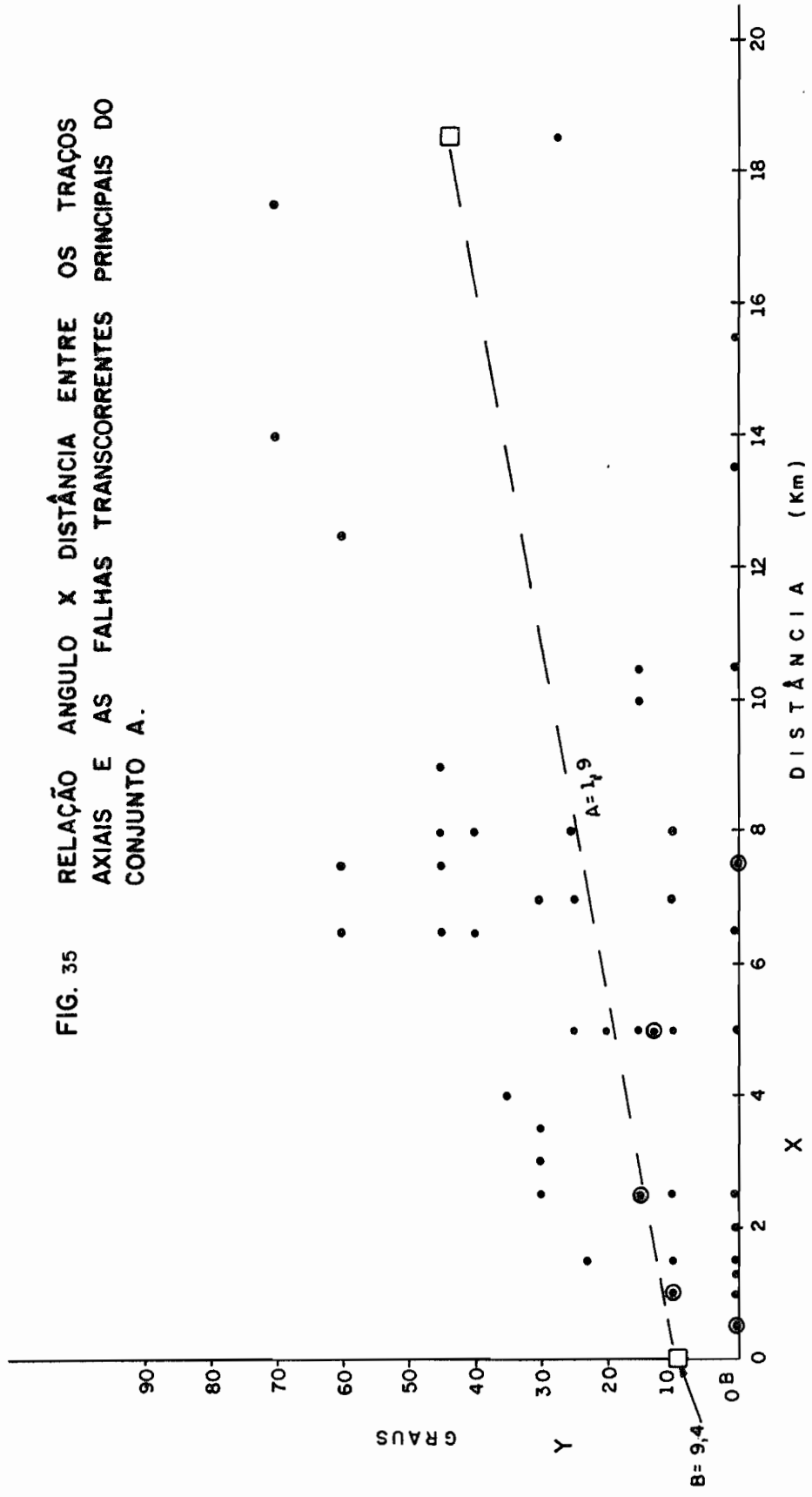
FIG. 34 ESQUEMA MOSTRANDO A INFLEXÃO DE TRAÇOS AXIAIS PRÉ-EXISTENTES.

A)- CISALHAMENTO PURO.

B)- CISALHAMENTO SIMPLES (REPRESENTADO POR PEQUENOS DESLOCAMENTOS PARALELOS A FALHA PRINCIPAL.)

C)- MECANISMO DE DEFORMAÇÃO POR CISALHAMENTO SIMPLES. O PONTILHADO REPRESENTA A ZONA DE FALHA.

FIG. 35 RELAÇÃO ANGULO X DISTÂNCIA ENTRE OS TRAÇOS AXIAIS E AS FALHAS TRANSCORRENTES PRINCIPAIS DO CONJUNTO A.



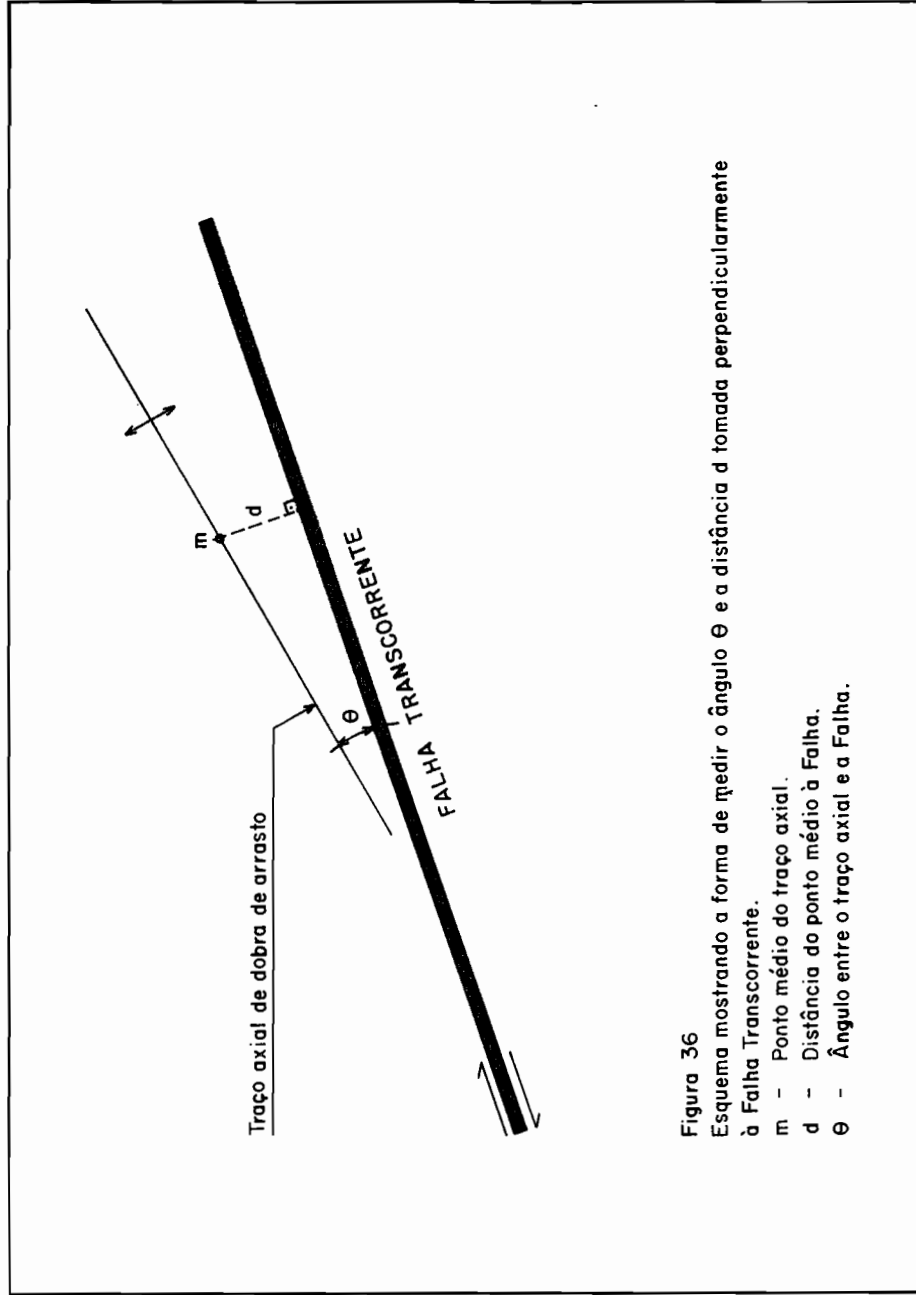
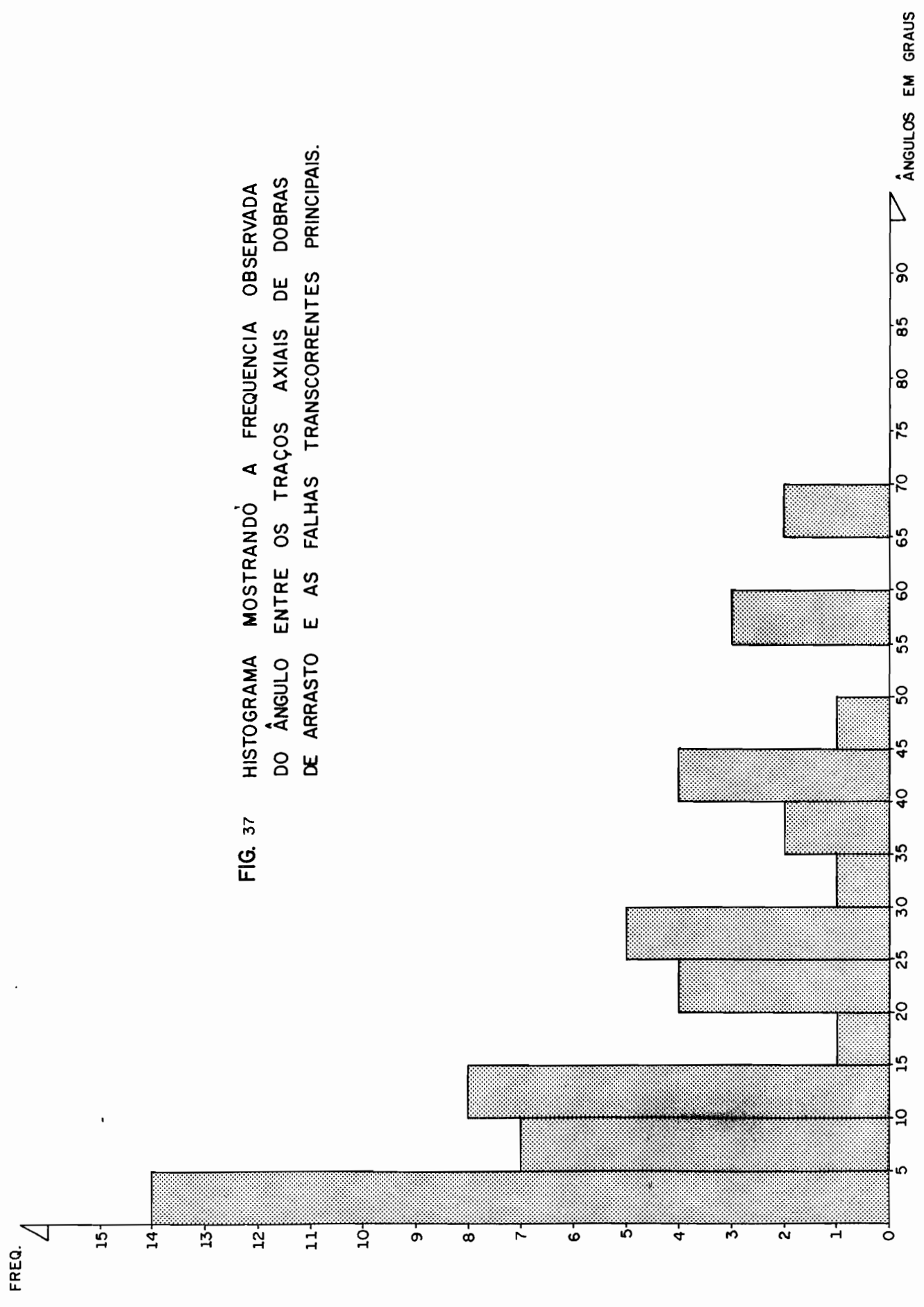


Figura 36
Esquema mostrando a forma de medir o ângulo θ e a distância d tomada perpendicularmente à Falha Transcorrente.
 m - Ponto médio do traço axial.
 d - Distância do ponto médio à Falha.
 θ - Ângulo entre o traço axial e a Falha.

FIG. 37 HISTOGRAMA MOSTRANDO A FREQUENCIA OBSERVADA DO ANGULO ENTRE OS TRAÇOS AXIAIS DE DOBRAS DE ARRASTO E AS FALHAS TRANSCORRENTES PRINCIPAIS.



de arrasto. Os dois casos mais evidentes são o Granito do Cerne, situado a norte de Bateias, e o Granito Piedade, situado a leste de Curriola. O primeiro acha-se relacionado à Falha da Lancinha' e o segundo à Falha de Morro Agudo.

O granito do Cerne é um corpo de forma grosseiramente elíptico (ver mapa da CPRM, 1976, folha de Campo Largo), cortado a sul por uma falha componente da zona de falha da Lancinha. Tem seu eixo maior segundo uma direção aproximadamente N30E, e o ângulo de cerca 25° com a Falha da Lancinha. Esse ângulo se situa em posição previsível de traço axial de dobra de arrasto segundo o modelo de falhamento transcorrente discutido. Além disso, é interessante observar que o granito do Cerne acha-se intrudido em uma dobra de arrasto antiformal. Geralmente tem-se considerado que as rochas intrusivas formam a dobra ou o domo em que se localizam. No entanto, pelo fato de se situar em uma dobra de arrasto, com um ângulo consistente de intersecção com a falha principal, é mais indicativo de que essa dobra aloja o corpo intrusivo e não é o resultado puro e simplesmente da ascensão do magma. Como o ângulo entre o eixo maior do granito do Cerne é relativamente alto, é sugestivo da intrusão do granito ainda na fase incipiente da transcorrência e da geração de dobras de arrasto. Nesse caso, o pluton é intrudido ao longo do falhamento e daí canalizado e alojado em dobras de arrasto do tipo antiformais, em resposta ao decrêscimo de pressão ao longo dessas estruturas. Possivelmente a presença de um corpo rígido como o Granito do Cerne, inibiu a subsequente rotação do traço axial dessa dobra de arrasto antiformal, tendo permanecido mais ou menos fixo na posição em que se instalou o granito, ainda na fase inicial da deformação da cobertura (Grupo Açungui).

Fenômeno semelhante pode ser observado com o Granito Piedade. Nesse caso o granito, igualmente de forma elíptica, tem seu eixo maior consistente com eixos de dobras de arrasto, nesse caso, em torno de 10°. Da mesma forma que o Granito do Cerne, este também acha-se intrudido ao longo de uma dobra de arrasto anticlinal (Fuck et al, 1967), porém em um estágio mais avançado de deformação, o que é inclusive condizente com sua forma elíptica mais estreita e alongada. Este fato parece indicativo de que as intrusões relacionadas às falhas não são sincrônicas, ou então, que a falha de Itapirapuã é algo mais antiga que a Falha da Lancinha.

2.8.1.2 - Falhas Antitéticas e Sintéticas

Conforme visto anteriormente, as falhas sintéticas são falhas que se formam na cobertura a pequenos ângulos com a falha principal, subjacente, e mesmo com o aumento da deformação, tendem a se manter nessa posição favorável absorvendo assim uma forte componente de deslocamento direcional. Tem além disso, o mesmo sentido de deslocamento da falha principal. Por outro lado, as falhas antitéticas formam-se a altos ângulos com a falha principal, tendendo a girar com o aumento da deformação, aumentando o ângulo em relação à falha principal, tornando-se aproximadamente perpendiculares. Tem sentido de deslocamento contrário da zona de falha principal, podendo mostrar pequenos deslocamentos direcionais. No entanto, à medida que tendem a se perpendicularizar ao plano de falha principal, adquirem uma componente tensio-nal, transformando-se em falhas normais de alto ângulo.

Acredita-se nesse trabalho, que as Falhas da Lancinha e de Itapirapuã representam o reflexo na cobertura, de falhas transcorrentes do embasamento. Nesse caso, as citadas falhas devem se constituir essencialmente de uma zona de falhas sintéticas dispostas aproximadamente paralelas à falha principal subjacente. Com o surgimento da falha principal na cobertura, a zona de falhas como um todo, adquire um aspecto anastomosado pela interconexão das falhas sintéticas com a falha principal. Este aspecto acha-se bem evidenciado ao longo da zona de falha de Morro Agudo, na região de Brejal - Curriola (ver mapa de Lineamentos Tectônicos, escala 1:250.000) onde pode-se observar um feixe de falhas menores, subparalelas, e que no conjunto, representam a zona de transcorrência nessa área. Outros exemplos podem ser vistos, como ao longo da Falha da Lancinha, na região entre Retiro Grande e Itaperussú e entre Barra do Turvo e João Surrá. Aspectos semelhantes podem ser observados ao longo da Falha de Itapirapuã, especialmente em suas extremidades sudoeste e nordeste, sugerindo uma origem semelhante para essa falha. No entanto, a presença dos grandes maciços graníticos de Três Córregos e Cunha poranga podem estar mascarando ou mesmo modificando substancialmente o padrão original.

As falhas antitéticas não são evidenciadas nesse mapa, porém as direções previsíveis dessas falhas, são ocupadas atualmente pelos diques de rochas básicas. Praticamente todos os

diques de diabásio situam-se na direção previsível das falhas antitéticas.

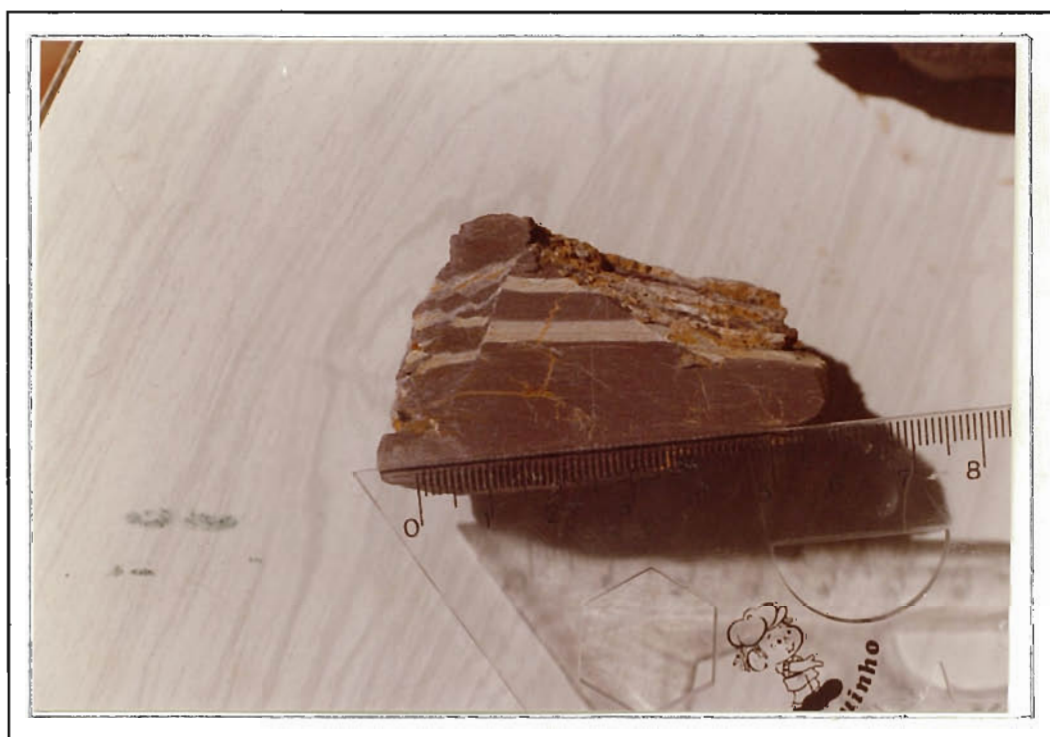
Em trabalhos de campo, procurou-se analisar melhor as direções noroeste, sendo comum encontrar-se áreas onde as direções noroeste não são marcadas por diques, mas por uma intensa clivagem de fratura, às vezes com micrólitos de 0,5 cm ou menos de espessura. Este fato chama a atenção não só pela intensidade do fenômeno (clivagem de fratura), mas também pelo fato de nem sempre haver nenhum dique de diabásio nas redondezas. Além disso, é difícil entender o desenvolvimento dessa clivagem em um sistema tensional de deformação, como é o caso da deformação que permitiu a entrada da enorme quantidade de diques de diabásio no mesozóico.

Uma observação de campo desses planos de clivagem de fratura, em situações ideais, mostrou que se tratam de planos de cisalhamento verticais, havendo uma pequena componente de deslocamento em cada plano. Segundo pode-se observar em alguns afloramentos, o deslocamento ao longo desses planos é essencialmente horizontal, e em sentido anti-horário (ver figuras 38 e 39).

Nessas fotos observa-se um bandeamento composicional em metasiltitos do Grupo Açungui, paralelo ao qual existe uma foliação s_1 . Nesse afloramento, a atitude do bandeamento é N55E com mergulho variável de 80NW a vertical, sendo cortado por planos de microfalhas relativamente espaçadas e de atitudes verticais (N30W/V).

No ponto amostrado, tanto o bandeamento composicional como as microfalhas tem atitudes verticais. Pode-se observar nitidamente o arrasto causado pelo deslocamento dos níveis de filito branco, com o movimento sendo sinistrógiro. (Obviamente, com as atitudes verticais dos dois planos, esse deslocamento só pode ser devido a uma componente horizontal das microfalhas; as faces das amostras fotografadas são horizontais, como aparecem no leito das estradas onde se situa o afloramento). Admite-se que esse deslocamento horizontal sinistrógiro é de idade anterior a deposição dos sedimentos da Bacia do Paraná, uma vez que não se tem notícia desse tipo de deslocamento na Bacia, e consequentemente, não relacionado à reativação Wealdeniana.

Segundo Wilcox et al(1973), as falhas antitéticas adquirem uma componente tensional da deformação, tornando-se comumente falhas normais verticais, onde o movimento lateral diminui



Figs. 38 e 39 - Microfalhas transcorrentes laterais esquerda, de atitudes N30W/v, observadas em metasedimentos do Grupo Açungui.

gradativamente até tornar-se negligenciável. Essas falhas, dada a essa sua característica tensional, tornam-se comumente condutos de soluções hidrotermais que podem favorecer o enriquecimento mineral, especialmente ao atravessar litologias propícias às reações químicas. Os diques de diabásio se alojaram ao longo dessas antigas rupturas por ocasião do soerguimento do Arco de Ponta Grossa, que permitiu a reabertura de espaços aproveitando parte das antigas linhas de fraqueza.

2.8.1.3 - A Falha Transcorrente Principal

Conforme referido anteriormente, a falha transcorrente subjacente forma-se na cobertura após um certo intervalo de dobramento e falhamentos conjugados. Essa falha é representada por uma faixa relativamente estreita, com o rompimento começando em diversos pontos ao longo da zona de transcorrência, marcada pelas falhas sintéticas, antitéticas e dobras de arrasto. A falha transcorrente principal emerge na cobertura pela interconexão das falhas anteriormente formadas, resultando em um padrão anastomosado, típico de falhas transcorrentes. Nessas linhas tectônicas principais concentrar-se-á toda a deformação posterior, sendo provável o surgimento de milonitos ao longo dessas linhas, se a intensidade de deformação for suficiente. É interessante ressaltar, que no embasamento, essa mesma linha de falhamento pode estar representada por uma vasta faixa milonítica a ultramilonítica, resultado de uma atividade cataclástica mais prolongada e intensa.

No campo, a zona de falha da Lançinha caracteriza-se pela presença de um tipo de rocha de granulometria muito fina, as vezes de cor escura, muito fraturada e lembrando um milonito, como na estrada do Cerne, próximo à Bateias, ou com um aspecto de filito (filonito) de cores amareladas, às vezes com incipiente desenvolvimento de muscovita nos seus planos. Os planos da foliação cataclástica ora apresentam-se bem desenvolvidos, com a rocha exibindo um aspecto laminar, ora os planos são mal desenvolvidos, com a rocha mostrando um aspecto maciço.

De um modo geral, a zona de falha apresenta-se com um aspecto anastomosado, contorcido (ver figura 40), com a foliação apresentando atitudes muito variáveis. São relativamente frequentes pequenas dobras de arrasto (*sensu strictu*) e estruturas sigmoidais, indicando movimento lateral direito. Mais raramente as

dobras mostram um sentido inverso de deslocamento.

As dobras de arrasto dentro da zona de falha são geralmente do tipo abertas, porém com eixos verticalizados e de pequenas dimensões. Provavelmente originaram-se por redobramento de dobras pré-existentes ao longo da zona de falha.

A lenticularização de corpos litológicos é uma feição marcante em todas as exposições visitadas da Falha da Lancinha. Esse fenômeno é bem evidenciado por camadas mais competentes, como quartzitos, que sofrem constrições e mesmo frequentemente, uma total ruptura, dando origem a formas lenticulares (ver figuras 41, 42 e 43), com as camadas mais incompetentes se amoldando em torno dos boudins ou lentes. As lentes podem variar desde pequenas dimensões, como pode ser observado na figura 68, passando por dimensões médias (fig. 41), até dimensões quilométricas, como pode ser observado a nível de mapa geológico.

O fenômeno da lenticularização pode ser notado também em rochas relativamente homogêneas simplesmente ao se quebrar a rocha com o martelo. Quase sempre os fragmentos tem uma forma lenticular, que se subdividem em outros menores, também de forma lenticular.

Além do fenômeno generalizado da lenticularização, observa-se esporadicamente um aspecto brechado na rocha, com fragmentos tanto lenticulares como angulosos, imersos em uma matriz fina. Os últimos tem geralmente um aspecto retangular, com o comprimento maior paralelo ao eixo maior daqueles de forma lenticular. Ambos acham-se dispostos paralelamente ou subparalelamente à foliação da matriz (Ponto C-4, a NE de Rio Branco do Sul).

De um modo geral, as rochas ao longo da zona de falha da lancinha não se transformaram em verdadeiros milonitos. Apresentam-se intensamente deformados, lenticularizados, mas pode-se ainda observar a granulometria dos níveis mais grosseiros, relativamente bem preservada. Igualmente, não se nota, na maioria dos afloramentos, o desenvolvimento de uma típica foliação milinítica.

Estrias de atrito não são facilmente observadas ao longo da Falha da Lancinha. Em alguns afloramentos, essa estrutura linear foi observada, com valores de caimento variáveis de 01° até 20°. Por exemplo, no ponto C-5, situado a NW de Rio Branco do Sul, no topo de um pico de quartzito (onde está instalada a torre de retransmissão de televisão) as estrias de atrito tem



Fig. 40 - Aspecto contorcido, lenticularizado da zona de falha da Lancinha. A quebra dessa rocha com o martelo, fornece fragmentos menores elipsóides. Estrada do Cerne, próximo à Bateias.

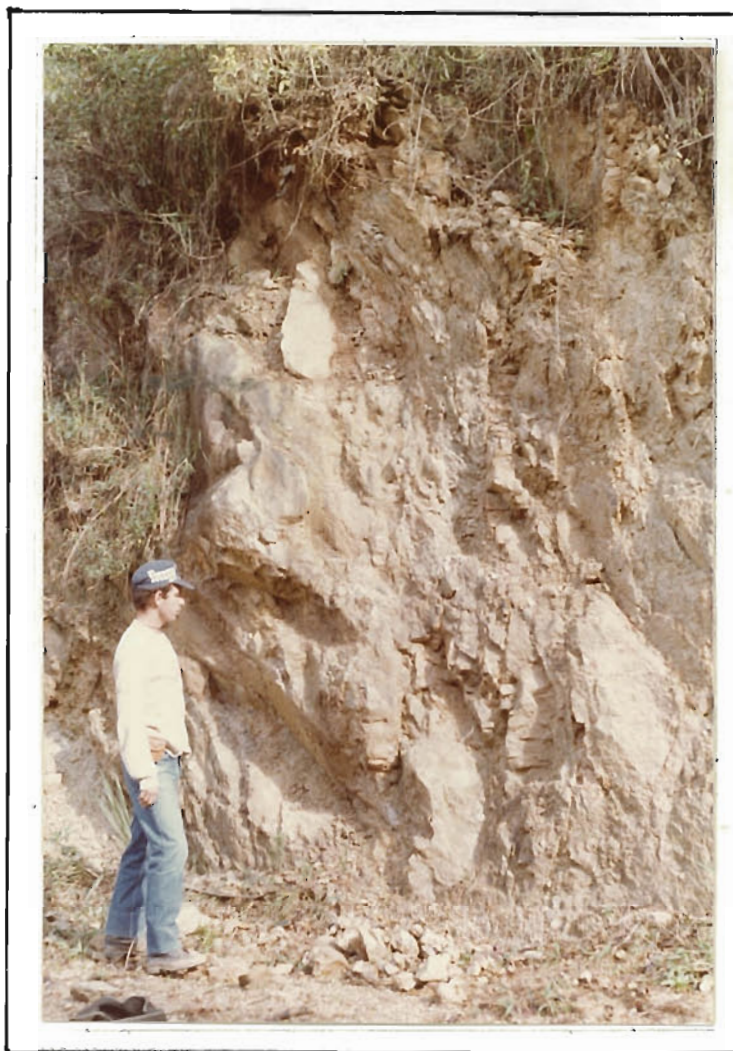


Fig. 41 - Lentes de material mais competente dentro da zona de falha da Lancinha. Estrada Campo Largo - Taquaral.



Fig. 42 - Aspecto lenticular de corpos de quartzito, na zona de falha da Lancinha. Observar a disposição da foliação cataclástica, que parece se amoldar em torno das lentes. Morro da TV, noroeste de Rio Branco do Sul.



Fig. 43 - Detalhe de uma lente de quartzito na zona de falha da Lancinha. Observar no canto direito, em baixo, a continuação do corpo de quartzito. Mesmo local da Fig. 70.

atitudes de N35E/16 e N75E/24, contidas em planos de atitudes N35E/V e N70E/76SE, respectivamente. Já no ponto C-6 (junto a cidade de Rio Branco do Sul), obtiveram-se valores de N195/20 (N15E/75NW) e N210/20 (N10E/75NW) para as estrias de atrito.

Em certos pontos observa-se uma lineação mineral, às vezes bem marcada, porém é o resultado da intersecção de duas foliações, como no ponto C-2 (próximo ao Morro Felpudo, Folha de Campo Largo). Nesse ponto nota-se a presença de uma clivagem de fratura, de atitude constante N50E/85SE, caracterizada por microlitons espessos, cortando planos de uma foliação cataclástica mais antiga, de atitude N55E/70NW, compatível com a direção da Falha da Lancinha nesse ponto. A intersecção desses planos dá origem a uma lineação bem desenvolvida, de atitude N52E/10°. O antigo acamamento pode ainda ser recuperado nesse afloramento, notando-se um fino bandeamento composicional na rocha, situado grosso modo, na bissetriz do ângulo agudo formado por essas duas foliações. Aparentemente, a clivagem de fratura superimposta, tem apenas um desenvolvimento de caráter local.

Em outros pontos (C-4) nota-se a presença de uma foliação mais nova, de atitude N68W/V, cortando uma foliação mais antiga e mais proeminente, de atitude N50-60E/V, e que causa um arrasto nessa foliação compatível com um movimento anti-horário. Igualmente, a intersecção de ambas foliações dá origem a uma lineação mineral, não indicativa do rejeito da falha. Possivelmente essa foliação noroeste está relacionada às falhas antitéticas anteriormente discutidas.

Os planos da foliação cataclástica ao longo da Falha da Lancinha, tem direções compatíveis com seu traçado nos mapas, fotografias aéreas e imagens de satélite, com valores em torno de N40-60E. Seus mergulhos no entanto são variáveis, tendo-se observado valores desde 40° até verticais. Nota-se uma forte tendência de valores superiores a 70°, com mergulhos voltados para NW.

No ponto C-4, observou-se o contato de sedimentos da Formação Camarinha com a zona de falha da Lancinha. Esses sedimentos acham-se afetados pela falha, com seus seixos, de litologias variadas, achatados e orientados concordantemente com os planos de foliação de atitude N50E/80NW, compatível com a Falha da Lancinha, e representando os últimos movimentos dessa falha (ver figura 44).

As características da Falha de Morro Agudo são muito semelhantes à da Falha da Lancinha. Igualmente é bem marcante o aspecto lenticular dos corpos litológicos mais resistentes, como quartzitos (ver figura 45) e com a rocha não tendo se transformado em milonito na zona de falha. As atividades de seus planos de cataclase são compatíveis com o traço da falha nos mapas e imagens de satélite, tendo uma atitude média de N45E/50NW na região de Curriola.

Próximo à Curriola, observou-se a presença de um conglomerado, com predominância de seixos de filito, e subsidiariamente seixos de quartzito. Fato a destacar é o forte estriamento evidenciado pelos seixos de filito, com um forte achatamento paralelamente à foliação cataclástica da rocha (ver figura 46). O achatamento é menos evidente nos seixos de quartzito devido ao fato de terem um comportamento mais rígido.



Fig. 44 - Aspecto dos sedimentos da Formação Camarinha, próximos à zona de falha da Lancinha. Observar o intenso estiramento dos seixos de filitos (cor rósea). Estrada Campo Largo - Retiro Grande.



Fig.45 - Aspecto da lenticularização da rocha na zona de Falha de Morro Agudo. Próximo à Curriola.



Fig.46 - Marcante orientação de seixos de um conglomerado situado na zona de Falha de Morro Agudo. Próximo à Curriola.

2.8.2 - CONJUNTO B

Os lineamentos São João - Lamenha Grande e Piên - Tijucas do Sul podem representar exemplos de falhas transcorrentes do embasamento, da mesma natureza daquelas que originaram a deformação de sua cobertura nas áreas de ocorrência do Grupo Açungui. No entanto, há necessidade de estudos mais detalhados desses lineamentos, para uma melhor caracterização.

2.8.3 - ALGUNS ASPECTOS EVOLUTIVOS DAS FALHAS

As Falhas de Morro Agudo e da Lancinha representam zonas de falhas da cobertura, situadas sobre falhas transcorrentes subjacentes, do embasamento cristalino. Assim sendo, não terão a mesma intensidade de deformação que as falhas do embasamento cristalino uma vez que somente assistiram aos eventos ocorridos ao longo dessas linhas antigas de deformação após a sedimentação do Grupo Açungui. É provável também que essas falhas, pelo fato de pré datarem esse grupo, tenham atuado durante a sua deposição, gerando fácies e uma compartimentação sin-sedimentar condizente com esse tipo de tectonismo.

Com a movimentação dos blocos do embasamento, de características essencialmente transcorrentes, gera-se na cobertura, um dobramento de arrasto local, nas proximidades da zona de cisalhamento. No início da fase de deformação, os eixos das dobras tem um ângulo teórico de 45° em relação ao traço da falha principal, e à medida que o movimento evolui, produz-se uma rotação de eixos, que tendem a paralelizar o plano de falha. Ao mesmo tempo em que se desenvolvem as dobras de arrasto, surgem na cobertura dois conjuntos de falhas transcorrentes, denominadas de falhas sintéticas e antitéticas. O primeiro tipo de falha forma-se a baixos ângulos com a falha principal, e tendem a se manter nessa posição favorável devido a um equilíbrio nas rotações externa (devido ao binário) e interna (devido ao acunhamento). Adquirem uma forte componente de deslocamento horizontal por se situarem subparalelamente à falha principal. As falhas antitéticas por outro lado, formam-se a altos ângulos em relação à falha principal, além disso, tendem a sofrer uma rotação no sentido de se tornarem perpendiculares à falha principal pela somatória das rotações externa e interna. O sentido de deslocamento das falhas

sintéticas é igual ao da falha principal, mas o das falhas antitéticas é contrário ao da falha principal.

A falha transcorrente principal surge a seguir, após um curto intervalo de dobramento e de falhamento conjugado, dispondo-se subparalelamente às falhas sintéticas. Pela interconexão dessas falhas, adquire um padrão anastomosado típico.

As dobras de arrasto acham-se bem desenvolvidas ao longo das Falhas de Itapirapuã, Morro Agudo e Lancinha, onde formam padrões escalonados típicos. A intensidade de rotação de seus traços axiais atingiu, de um modo geral, um estágio avançado, por se situarem a ângulos normalmente menores que 11° em relação à falha principal. Nos Lineamentos de Castro - Piraí do Sul, São João - Lamenha Grande e Piên - Tijucas do Sul, não se observam dobras de arrasto, ou ao menos, não foram mapeadas até o presente momento.

Em pelo menos dois casos, parece ter havido intrusão granítica ao longo de dobras de arrasto, como são os casos dos granitos do Cerne e Piedade. O Granito do Cerne foi intrudido ainda no estágio inicial da deformação, quando a dobra de arrasto tinha um ângulo em torno de 25° com a falha principal. Sua intrusão, aumentando a rigidez local, inibiu a rotação do antigo traço axial em paralelismo com a Falha da Lancinha. Por outro lado, o Granito Piedade foi intrudido ao longo de uma dobra de arrasto, situada a um ângulo de cerca 10° com a Falha de Itapirapuã, quando a deformação estava em um estágio mais avançado que a da Falha da Lancinha, por ocasião da intrusão do Granito do Cerne.

Ao mesmo tempo em que se desenvolviam as dobras de arrasto, surgiram as falhas conjugadas sintéticas e antitéticas. As falhas sintéticas são parte integrantes da zona de falhamento transcorrentes, que tem larguras variáveis ao longo de todas as falhas e ou lineamentos da área. As falhas antitéticas, pouco se desenvolveram, não sendo possível reconhecê-las à escala das imagens de satélite. No campo, no entanto constatou-se a sua existência, através de verdadeiras faixas caracterizadas por uma intensa clivagem de fratura, de direção noroeste, coincidente com a direção dos diques de diabásio. O movimento ao longo desses planos, que em muitos casos, transformam-se em microfalhas, é anti-horário, conforme constatação de campo (ver figuras 38 e 39). Aspecto a ressaltar é o fato dessas falhas adquirirem uma compo-

nente tensional o que facilita a percolação de soluções hidrotermais ao longo desses planos, que possivelmente eram de caráter silicoso, relacionadas às intrusões graníticas.

A presença dos diques de diabásio na direção previsível das falhas antitéticas indica que o soerguimento do Arco de Ponta Grossa reativou essas antigas linhas de fraqueza, de forma a atingir agora níveis mais profundos, permitindo a ascensão do magma básico.

Os Lineamentos de São João - Lamenha Grande, e Piên - Tijucas do Sul, possivelmente representem antigas falhas transcorrentes do embasamento de mesma natureza daqueles que deram origem às falhas da Lancinha, Morro Agudo e Itapirapuã.

As estruturas resultantes do falhamento transcorrente conforme mencionadas acima, indicam o sentido de deslocamento da falha principal. Assim, as dobras de arrasto, e as falhas antitéticas são compatíveis com uma movimentação lateral direita para as principais falhas do pré-cambriano paranaense, especialmente para os casos das Falhas de Itapirapuã, Morro Agudo e Lancinha. Scholl(1981) entretanto, considerou que as Falhas da Lancinha e Morro Agudo apresentam um movimento lateral esquerdo citando para isso algumas evidências, tais como o deslocamento da Formação Camarinha e o deslocamento de parte do Granito Três Córregos, entre outros. Apesar de bastante sugestivo, esses argumentos devem ser tomados com cautela por falta de correlações efetivas entre as unidades e/ou corpos litológicos separados e deslocados pelas falhas, conforme sugerido pelo citado autor. De qualquer forma, a movimentação lateral esquerda dessas falhas não pode ser totalmente descartada, havendo a possibilidade de uma reativação final nesse sentido.

Durante o mesozóico, por ocasião da reativação Wealdeniana, essa falha sofre aparentemente uma movimentação sinistral, como será visto adiante.

2.8.4 - ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO EM FALHAS TRANSCORRENTES

Neste trabalho procurou-se definir a quantidade de deslocamentos de um bloco tectônico em relação a outro adjacente, ao longo das principais zonas de falhas. Este objetivo, uma vez alcançado, poderá trazer importantes subsídios para a melhor compreensão da geologia da região, especialmente do ponto de vista

estratigráfico, por fornecer elementos para as correlações entre blocos separados por falhas transcorrentes. Os resultados que serão obtidos nessa análise, deverão, no entanto, ser tomados com cuidado, e considerados apenas como valores de ordem de grandeza, pois as informações necessárias a esse fim são atualmente fragmentárias e não tem a precisão requerida.

Referindo-se a trabalhos anteriores (Ramsay e Graham, 1970; Hara et al, 1973; Davies, 1982), a deformação em zonas dúcteis tem sido interpretada por um mecanismo de cisalhamento simples, que envolve uma componente rotacional da deformação. Isto implica que os limites da zona de cisalhamento são paralelos aos planos de cisalhamento e que a foliação é formada perpendicularmente ao eixo menor (Z) ou de encurtamento do elipsóide de deformação. O eixo (Y) é considerado invariante (isto é, um eixo de não deformação) enquanto que o eixo (X) representa o eixo de maior alongamento, ou o eixo maior do elipsóide de deformação.

O ângulo entre o eixo maior (X) do elipsóide e a zona de cisalhamento é o ângulo Θ que no início da deformação tem um valor maior, mas à medida que aumenta a deformação, diminui progressivamente de valor, sendo este um elemento importante na quantificação e qualificação da deformação. O ângulo Θ , no estado finito da deformação é denominado de Θ' . (Ver figura 47).

Vários parâmetros tem sido usados para a análise da deformação (ver, por exemplo, Ramsay, 1967, p 85, eq. 3-67; Ramsay e Graham, 1970, p 799, eq. 37), porém para o presente caso a equação $\tan 2\Theta' = \frac{2}{\gamma}$ (Ramsay e Graham, 1970, eq. 36) é a que melhor descreve a deformação. Conforme referido anteriormente, Θ' é o ângulo entre o eixo maior da elipse de deformação, no plano (XZ) e γ é a deformação por cisalhamento angular (Shear Strain).

Em rochas deformadas naturalmente nas zonas de cisalhamento dúctil, desenvolve-se uma orientação preferencial estatística de minerais no plano de achatamento (XY) do elipsóide, dando origem a uma foliação (gnáissificação, xistosidade ou clivagem) conforme a intensidade de metamorfismo que acompanha a deformação (ver figura 48).

Dentro desse "fabric" planar, tectonicamente induzido, desenvolve-se comumente uma orientação linear de minerais paralelamente à direção de maior extensão (eixo X) no plano de foliação. O progressivo aumento do cisalhamento leva a uma gradual intensificação dessas estruturas lineares e planares e a uma gradual modifi

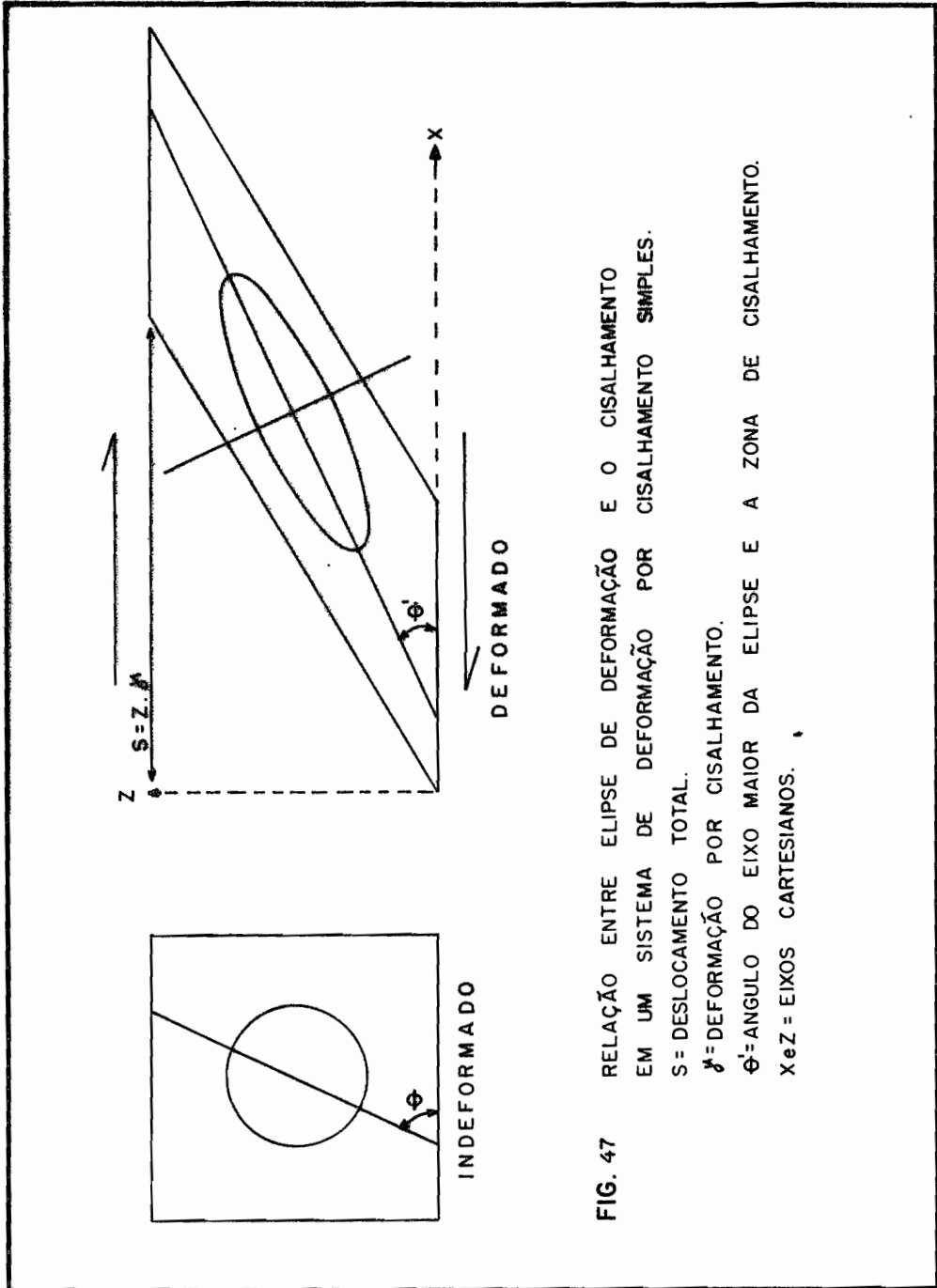
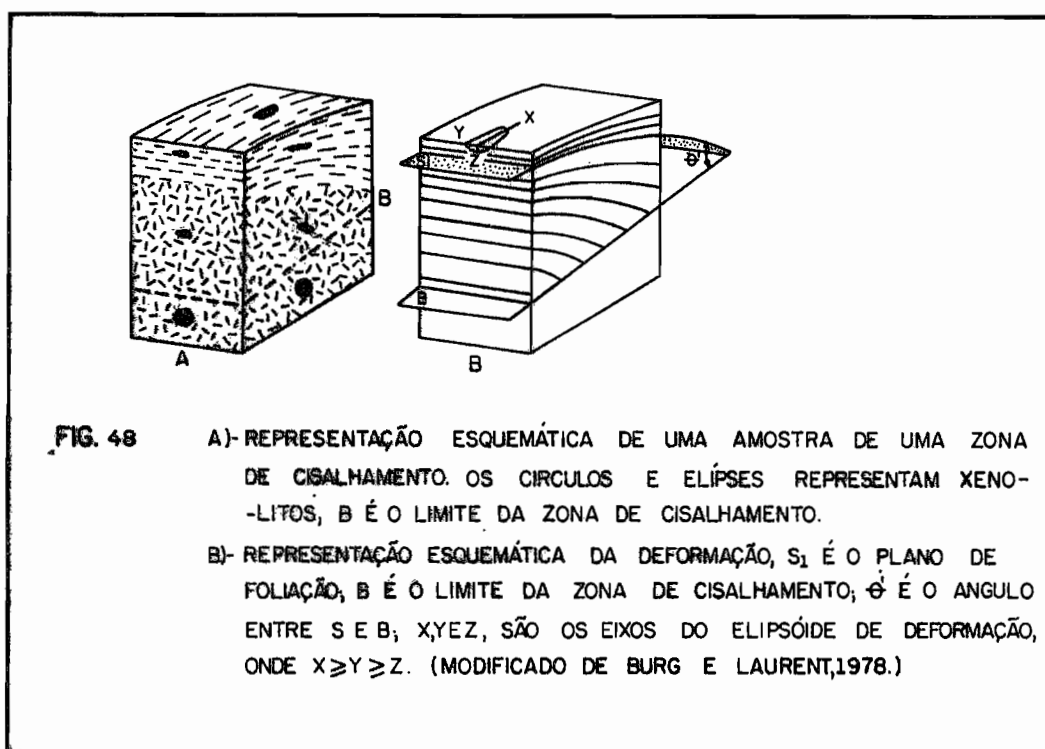


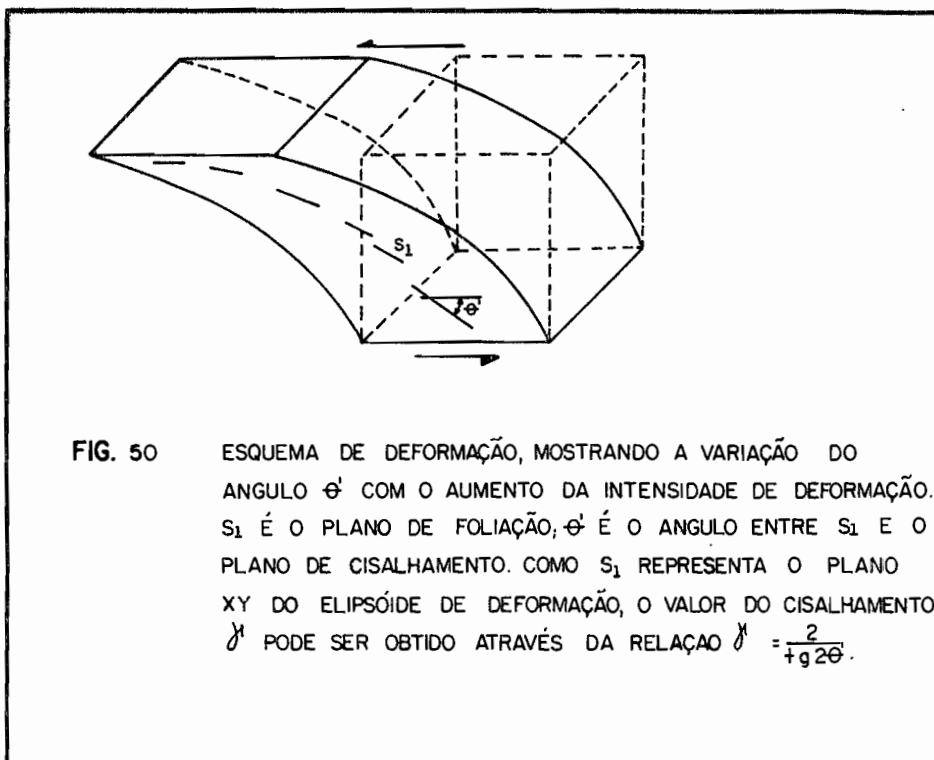
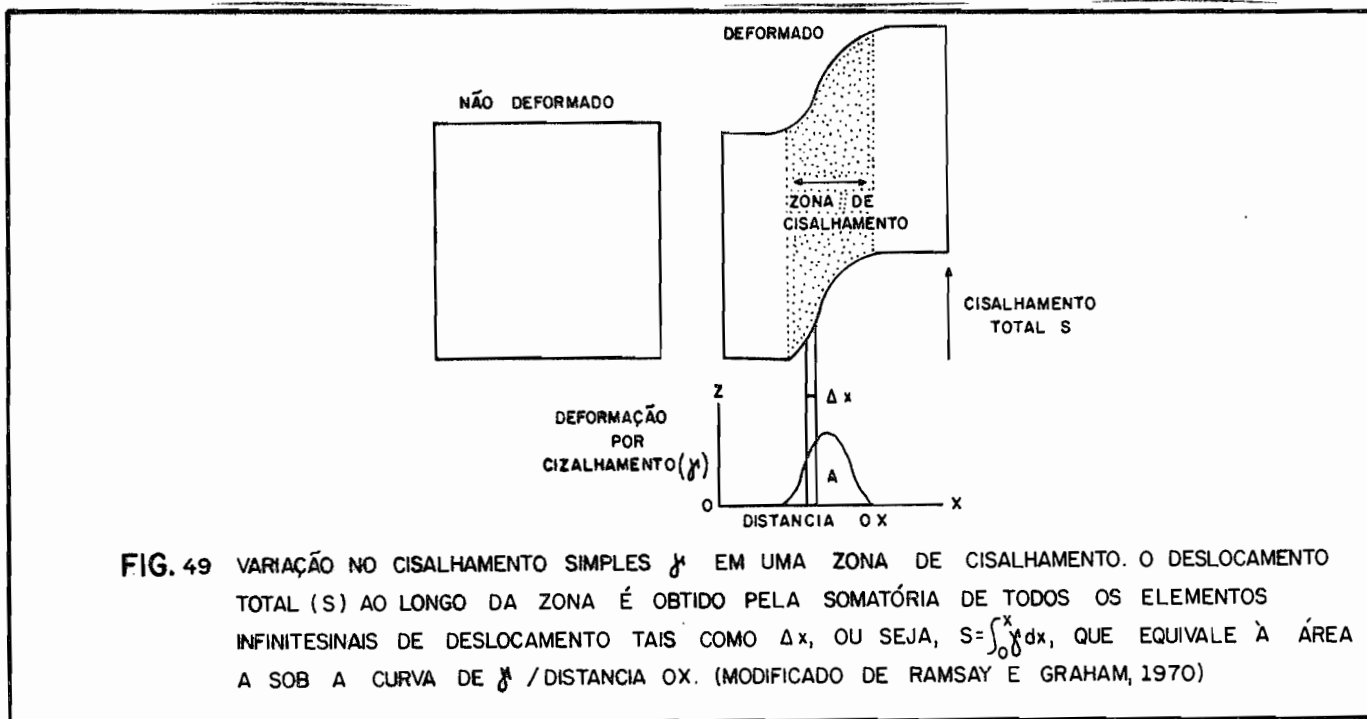
FIG. 47 RELAÇÃO ENTRE ELIPSE DE DEFORMAÇÃO E O CISCALHAMENTO EM UM SISTEMA DE DEFORMAÇÃO POR CISCALHAMENTO SIMPLIS. S = DESLOCAMENTO TOTAL. ϕ = DEFORMAÇÃO POR CISCALHAMENTO. ϕ' = ANGULO DO EIXO MAIOR DA ELIPSE E A ZONA DE CISCALHAMENTO. X e Z = EIXOS CARTESIANOS.



cação da sua orientação.

Pelo fato de que a orientação da superfície (XY) (plano de foliação) ser uma função da deformação por cisalhamento, segue-se que o ângulo entre a foliação e o limite da zona de cisalhamento podem ser usados para medir a intensidade da deformação por cisalhamento (ver figuras 49 e 50).

Esta técnica foi originalmente utilizada por Ramsay e Graham(1970), e pode ser estendida no sentido de integrar sucessivas deformações por cisalhamento finitas ao longo de um perfil da zona de cisalhamento, e assim procedendo-se, calcular o deslocamento diferencial total da zona. Consiste inicialmente, em se definir um ponto (O) qualquer, situado nos limites da zona de cisalhamento; a partir desse ponto, traçam-se dois eixos ortogonais (X) e (Z) com (OZ) paralelo aos limites da zona. (Esses eixos de coordenadas não devem ser confundidos com os eixos (Z)' e (X) do elipsóide de deformação). A seguir, traçam-se secções paralelas a (OZ), definindo-se diversos valores de γ ao longo desses perfis pela aplicação da equação $\text{tg } 2\theta' = \frac{2}{\gamma}$. Os valores de θ' assim calculados são lançados em um diagrama ortogonal de θ'



contra a distância (d) medida ao longo de (OZ). O deslocamento total (S) da zona de cisalhamento é então obtido pela integral $S = \int \gamma dx$, que é equivalente à área sob a curva de $\gamma \times d$ (Figura 49); a área sob a curva pode ser rapidamente medida com um planímetro.

A aplicação dessa técnica em escala regional foi feita por Beach(1974) quando mostrou que um grupo de zonas de cisalhamento na parte frontal do cinturão orogênico pré-cambriano Laxfordian, na parte noroeste da Escócia, tem um deslocamento mínimo de 25 km. Em escala de detalhes, em rochas naturalmente deformadas, Ramsay e Graham (1970, p 806) definiram um deslocamento de 8,0 a 140 cm em duas pequenas zonas de cisalhamento afetando metagabros do complexo metamórfico Lewisian (Escócia). A nível de ensaio de laboratório, esse método foi aplicado por Odonne e Vialon(1983), em um experimento simulando o efeito de falhas transcorrentes do embasamento na cobertura, obtendo um valor aproximado do deslocamento sofrido pelos blocos do "embasamento".

A principal desvantagem dessa técnica ocorre onde os deslocamentos da zona de cisalhamento são grandes. Por exemplo, para um ângulo θ' de 5° , o valor de γ é igual a 11,3, e para um ângulo θ' de 2° , o valor de γ é 28,6, implicando em uma diferença de deslocamento de 11,3Z e 28,6Z, respectivamente (ver figura 47). Com tão altos valores de deslocamento, pequenos erros de medidas angulares podem levar a grandes erros no cômputo final do deslocamento total através de uma zona de cisalhamento. A técnica no entanto, pode ser aprimorada com o estudo das deformações em agregados cristalinos, xenólitos e outros marcadores da deformação (Burg e Laurent, 1978; Coward, 1976; Hara et al, 1972; Davies, 1978; Escher et al, 1975 entre outros).

2.8.4.1 - Aplicação da Técnica à Área Estudada

A técnica para o cálculo da quantidade de deslocamento dos blocos ao longo das principais zonas de cisalhamento da área só pode ser aplicada às Falhas de Morro Agudo e da Lancinha. As demais falhas e/ou lineamentos não apresentam dados suficientes para esse tipo de estudo.

Conforme pode-se ver em trabalhos anteriores (por exemplo Harding, 1973, p 01; Wilcox et al, 1973, p 74) os traços das dobras de arrasto coincidem com a orientação do eixo maior da elipse de deformação, em um mecanismo de deformação por cisalha-

mento simples. Esta não é uma regra geral, no entanto trata-se de um caso especial. Ghosh(1966), demonstrou através de testes experimentais, que se uma camada é inicialmente paralela ao eixo (Y) do cisalhamento simples, o eixo das dobras formam-se paralelamente ao eixo (Y) do elipsóide de deformação; se as camadas são inicialmente paralelas ao plano (XZ) do cisalhamento simples, as dobras formam-se com os eixos paralelos à direção de máxima extensão, isto é, paralelas ao eixo (X) do elipsóide de deformação (ver figura 47). Nos outros casos, onde as camadas são orientadas obliquamente aos eixos (X), (Y) e (Z) do cisalhamento simples, os eixos das dobras desenvolvem-se obliquamente aos eixos do elipsóide de deformação. Ainda nesses testes, uma estrutura planar desenvolve-se estritamente paralela ao plano (XY) do elipsóide de deformação, resultando este de acordo com o alcançado por Ramsay(1963, p 17-19) que vem a demonstrar que a clivagem nas rochas tende a se formar paralelamente ao plano de extensão máxima do elipsóide de deformação.

Tendo-se em conta as considerações acima, o deslocamento relativo dos blocos ao longo das zonas de cisalhamento pode ser obtido pelo método de Ramsay e Graham(1970), onde o ângulo θ' é o ângulo entre o traço axial da dobra de arrasto e o plano de falha principal. Nessa situação, assume-se que o plano de falha principal é vertical ou subvertical, e o eixo das dobras de arrasto é horizontal ou sub-horizontal; a foliação plano axial dessas dobras desenvolve-se segundo o plano (XY) do elipsóide, que nessa situação deverá ser vertical a subvertical. À medida que aumenta a intensidade da deformação, ocorre uma gradual mudança na orientação do traço axial das dobras da cobertura, com uma gradual diminuição do valor do ângulo θ' e conseqüentemente, com um gradual aumento do valor da deformação por cisalhamento γ . Quando o cisalhamento é mais pronunciado, o eixo das dobras tende a se encurvar, com o valor de θ' sendo mais alto à medida que aumenta a distância entre o eixo da dobra e o plano da falha, e como conseqüência, o traço axial da dobra sofre proporcionalmente uma maior mudança na orientação quanto mais próximo à falha. Este efeito é também aparente nos traços axiais das dobras de arrasto da região de Tunas, no Bloco C (ver Mapa Geológico do Escudo do Estado do Paraná, Mineropar, 1983).

Os eixos das coordenadas cartesianas (X) e (Z) são orientados perpendicularmente e paralelamente ao plano de falha

(ou à zona de cisalhamento). (Figura 51).

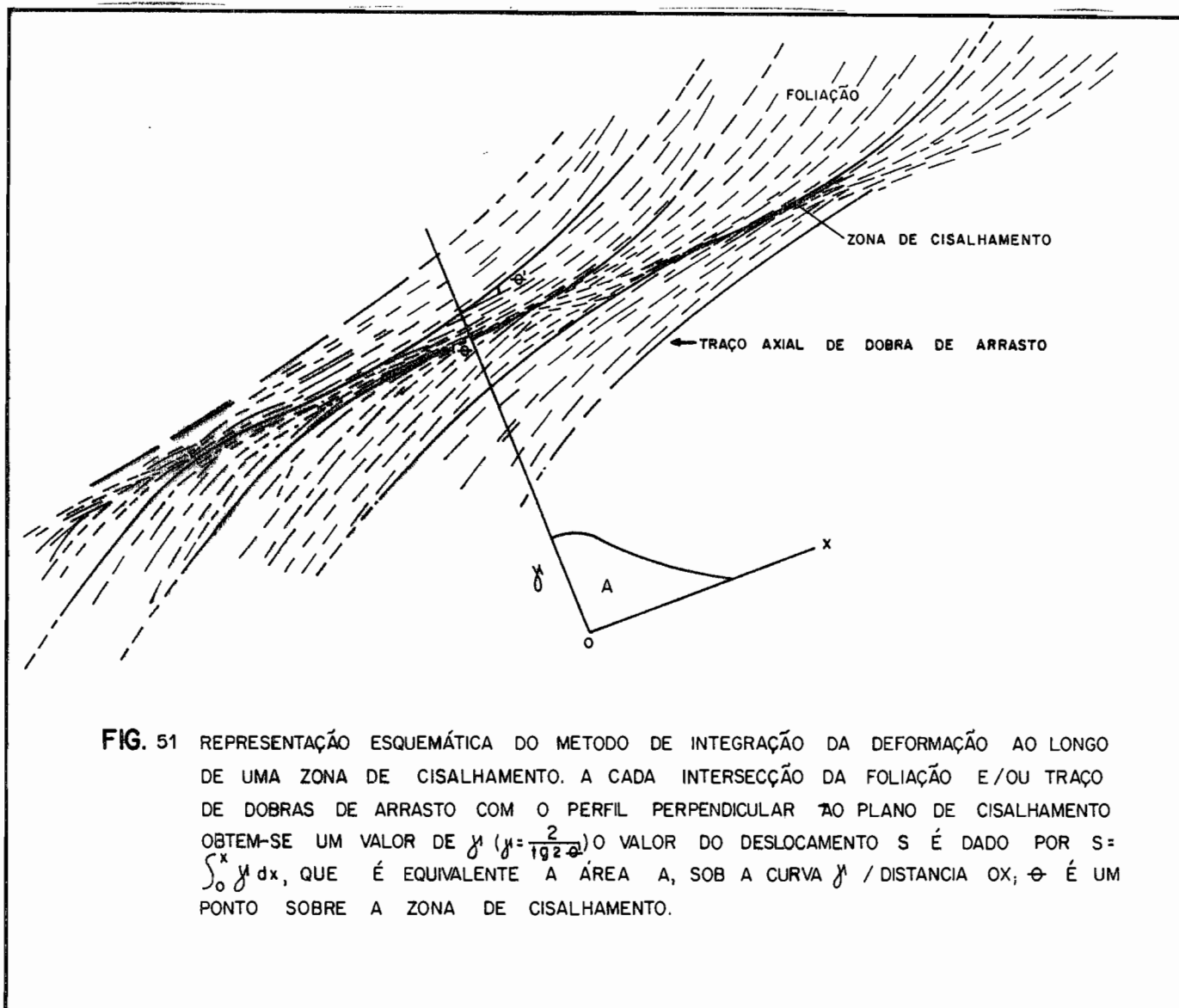


FIG. 51 REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO METODO DE INTEGRAÇÃO DA DEFORMAÇÃO AO LONGO DE UMA ZONA DE CISALHAMENTO. A CADA INTERSECÇÃO DA FOLIAÇÃO E/OU TRAÇO DE DOBRAS DE ARRASTO COM O PERFIL PERPENDICULAR AO PLANO DE CISALHAMENTO OBTEM-SE UM VALOR DE y ($y = \frac{2}{192 \theta}$) O VALOR DO DESLOCAMENTO s É DADO POR $s = \int_0^x y dx$, QUE É EQUIVALENTE A ÁREA A, SOB A CURVA y / DISTANCIA OX ; θ É UM PONTO SOBRE A ZONA DE CISALHAMENTO.

A figura 52 mostra os perfis e sua localização ao longo das falhas da Lancinha e de Morro Agudo, nos quais procedeu-se a integração da deformação por cisalhamento simples. Ao longo da primeira falha foram traçados 5 perfis perpendiculares, enquanto que na segunda foram traçados 4 perfis.

Cada perfil serviu de base para o cálculo da intensidade de deformação γ levando-se em conta o ângulo entre a falha e os traços axiais de dobras de arrasto previamente mapeadas (Projeto Leste do Paraná, CPRM, 1976; Mapa Geológico da Área do Estado do Paraná, Biondi, 1983). Além disso, adicionaram -

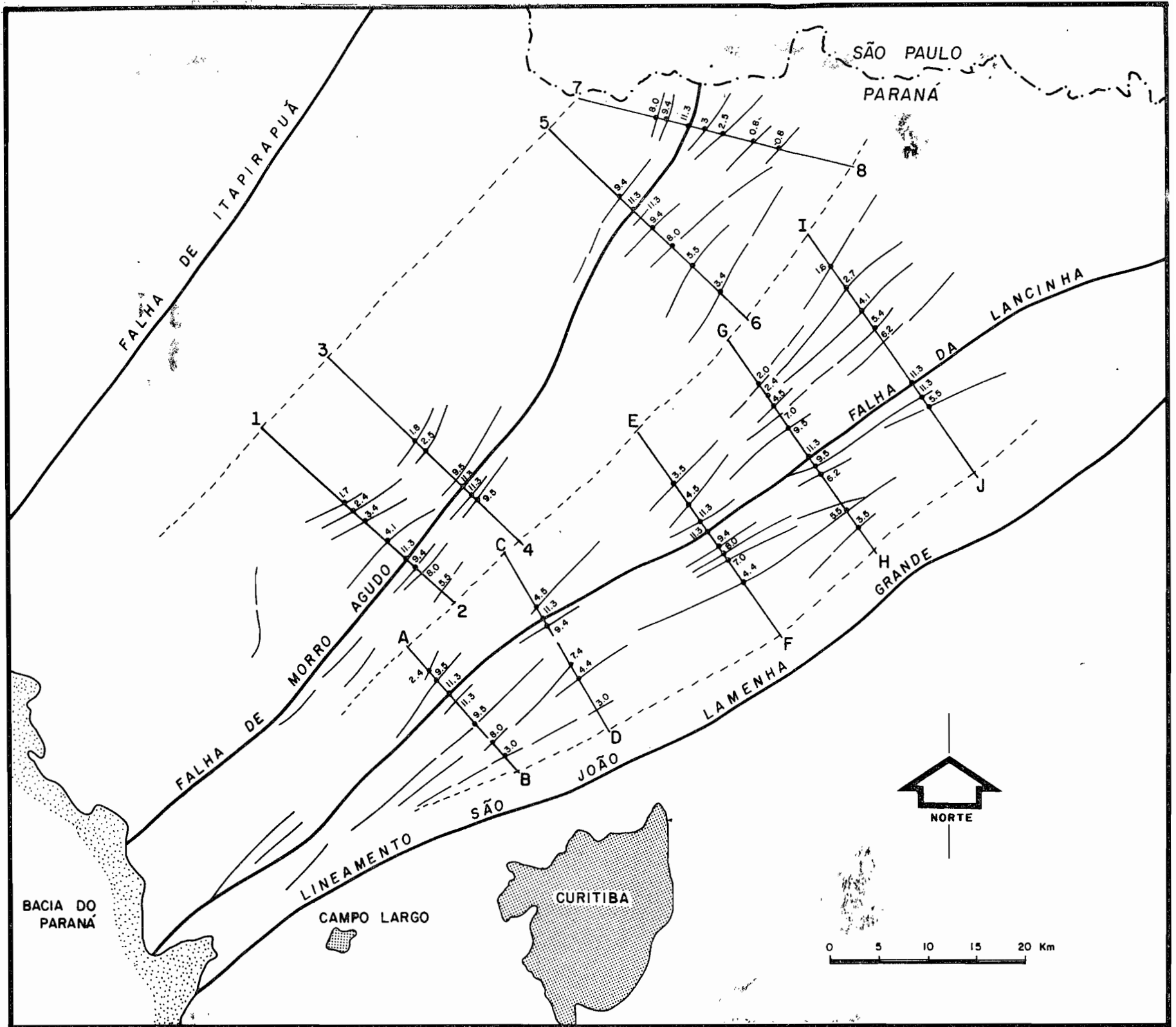


FIG. 52 MAPA DAS FALHAS DA LANCINHA E MORRO AGUDO COM AS RESPECTIVAS DOBRAS DE ARRASTO E LINEAÇÕES. AS LINHAS A-B, 1-2, ETC. SÃO OS PERFIS ONDE SE PROCEDEU AO CALCULO DE δ .

se os dados provenientes das imagens de satélite compatíveis com a análise, como os traços de foliação. Os gráficos de γ contra a distância (d), medida nos perfis, são apresentados nas figuras 53 e 54.

Na Falha da Lancinha, os diagramas de γ x d mostram valores de deslocamento total (S) bastante homogêneos, situados entre 100 e 130 km, com média de 116 km, enquanto que na Falha de Morro Agudo, o deslocamento total médio é de 102 km, com valores variando entre 85 e 150 km. Essa variação de valores pode ser devida entre outras coisas, a uma inacurada construção tanto do mapa geológico, como dos valores de θ' , mas certamente aproximam-se do valor real.

Nas proximidades da zona de falha, onde os traços axiais de dobras de arrasto tem disposição aproximadamente paralela à falha, considerou-se o ângulo θ' com um valor de 5° , tendo em vista que geometricamente, esses traços nunca poderão ser rigorosamente paralelos à zona de cisalhamento principal. A escolha desse valor baseia-se no fato desse ângulo ter uma variável mundial entre 5° e 30° e fornecer um valor de γ compatível com o mesmo valor, obtido na análise dos seixos. Valores menores desse ângulo, implicam em um forte aumento do valor de γ , incompatível com o estiramento de seixos e grãos minerais, observados ao longo dos afloramentos, tanto da Falha da Lancinha como da Falha de Morro Agudo. Obviamente um valor mais preciso de γ poderá ser obtido futuramente, em trabalhos específicos de análise de deformação.

A figura 55 representa o Mapa Geológico da Megantiforma da Serra do Cadeado, publicada por Hasui et al(1984). Esse mapa oferece uma boa oportunidade para o cálculo mais detalhado da deformação por cisalhamento simples γ dada à sua aparente maior precisão em relação ao mapa da figura 52; assim foram traçados 5 perfis perpendiculares à falha ao longo dos quais procedeu-se ao cálculo dos valores de γ (Figura 56).

A quantidade de deslocamento (S') obtido nesse caso, representa somente o deslocamento do bloco a norte da Falha da Lancinha, com uma média de 72,8 km. Admitindo-se uma simetria dos deslocamentos dos blocos a norte e a sul, esse valor deverá ser multiplicado por dois, fornecendo uma média de 145 km, um pouco acima da média obtida anteriormente.

No verdade, o valor do deslocamento obtido acima

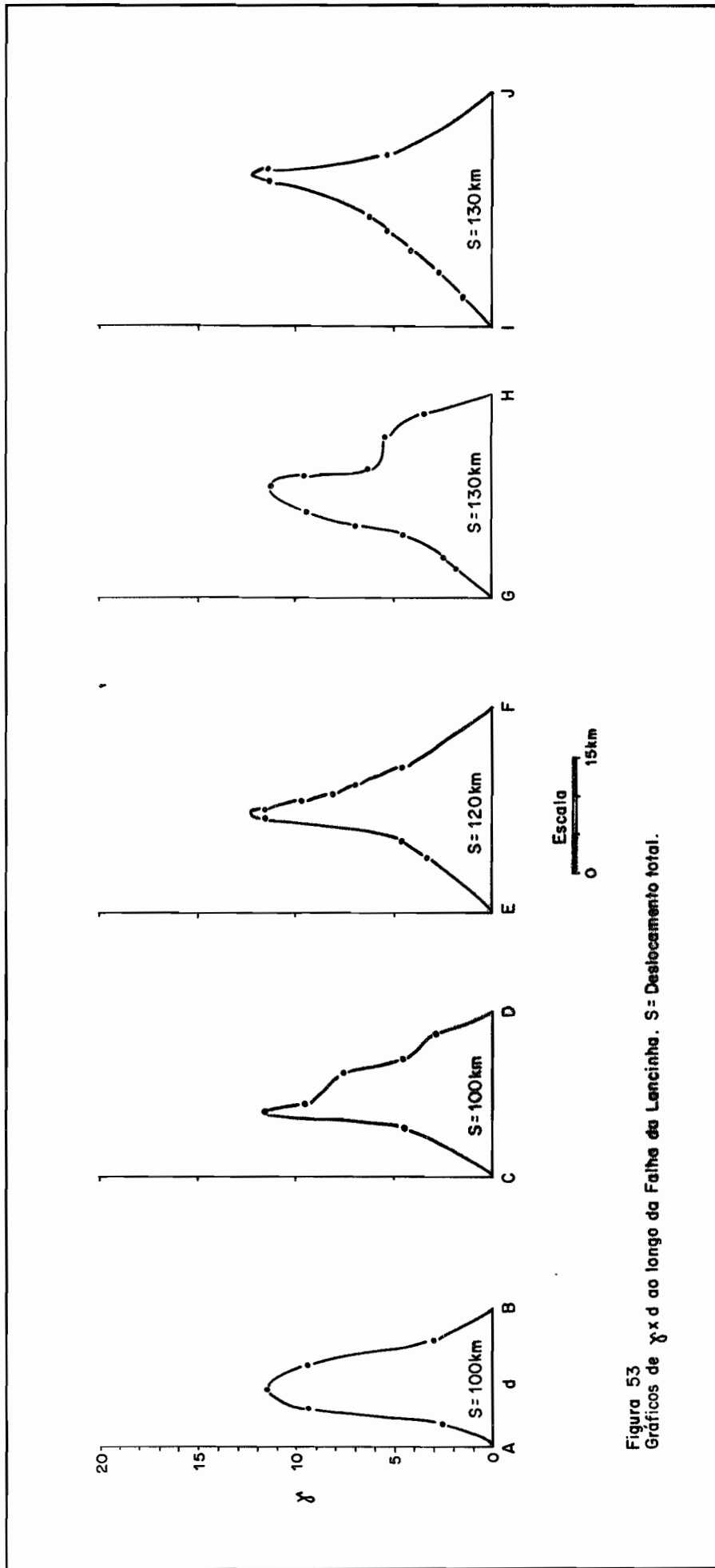


Figura 53
Gráficos de $\gamma \times d$ ao longo da Falha de Lencinha. S = Deslocamento total.

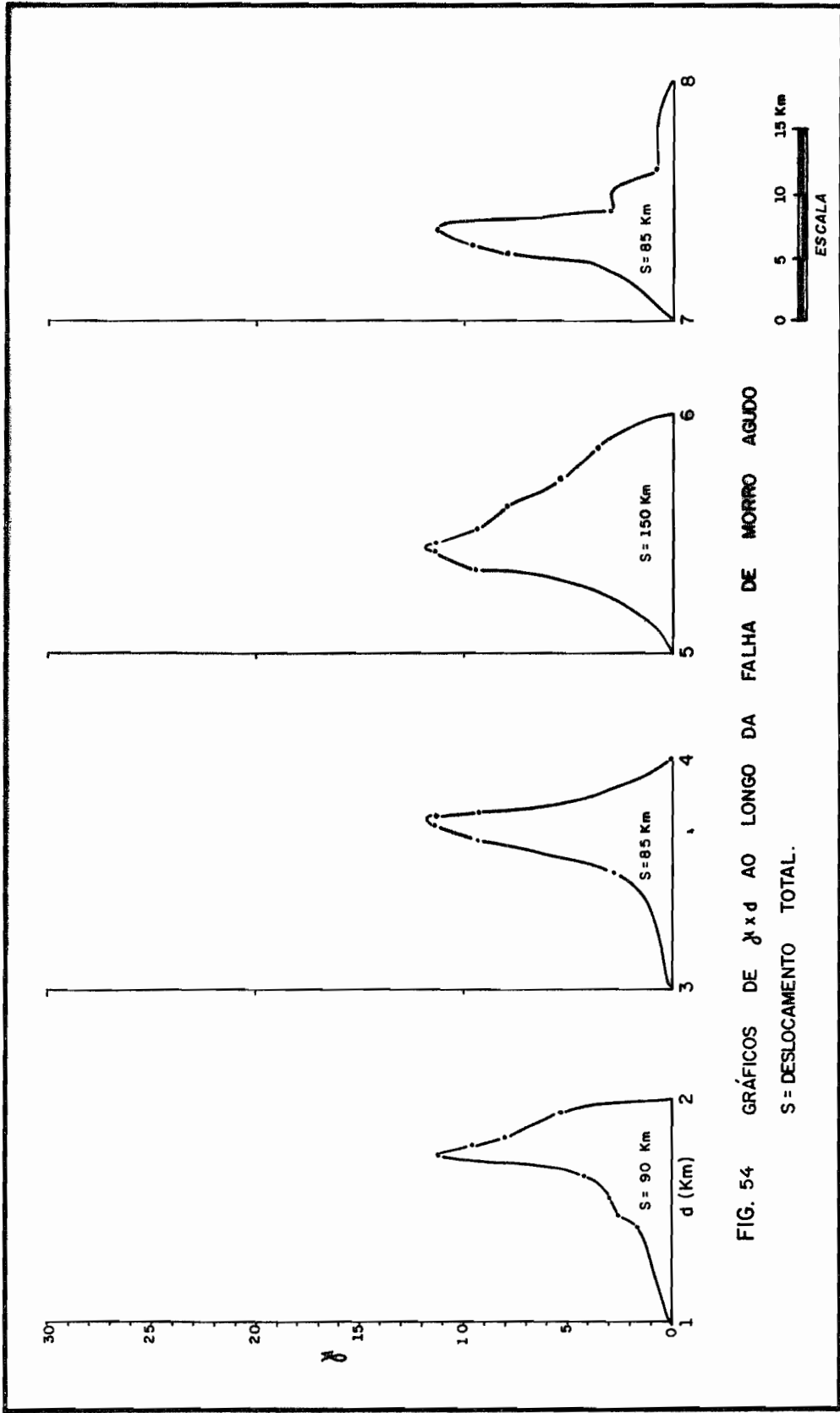


FIG. 54 GRÁFICOS DE $\delta \times d$ AO LONGO DA FALHA DE MORRO AGUDO
S = DESLOCAMENTO TOTAL.

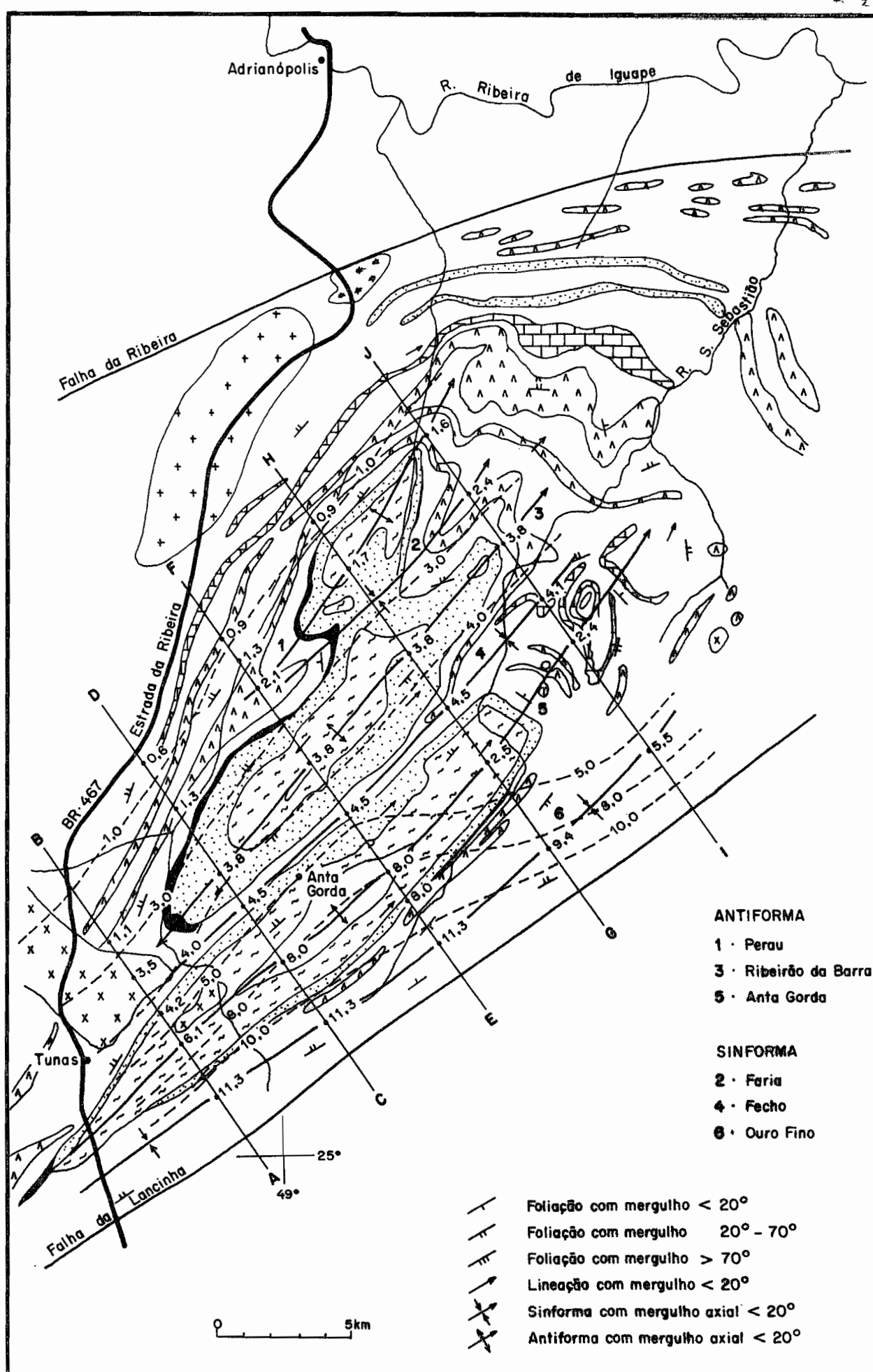


Figura 55
 Cálculo de deslocamento ao longo da Falha da Lancinha tendo-se por base a megantiforma da Serra do Cadeado.
 Em tracejado apresentam-se as linhas de isovalores de γ .
 Mapa da megantiforma da Serra do Cadeado (Segundo HASUI et al, 1984).

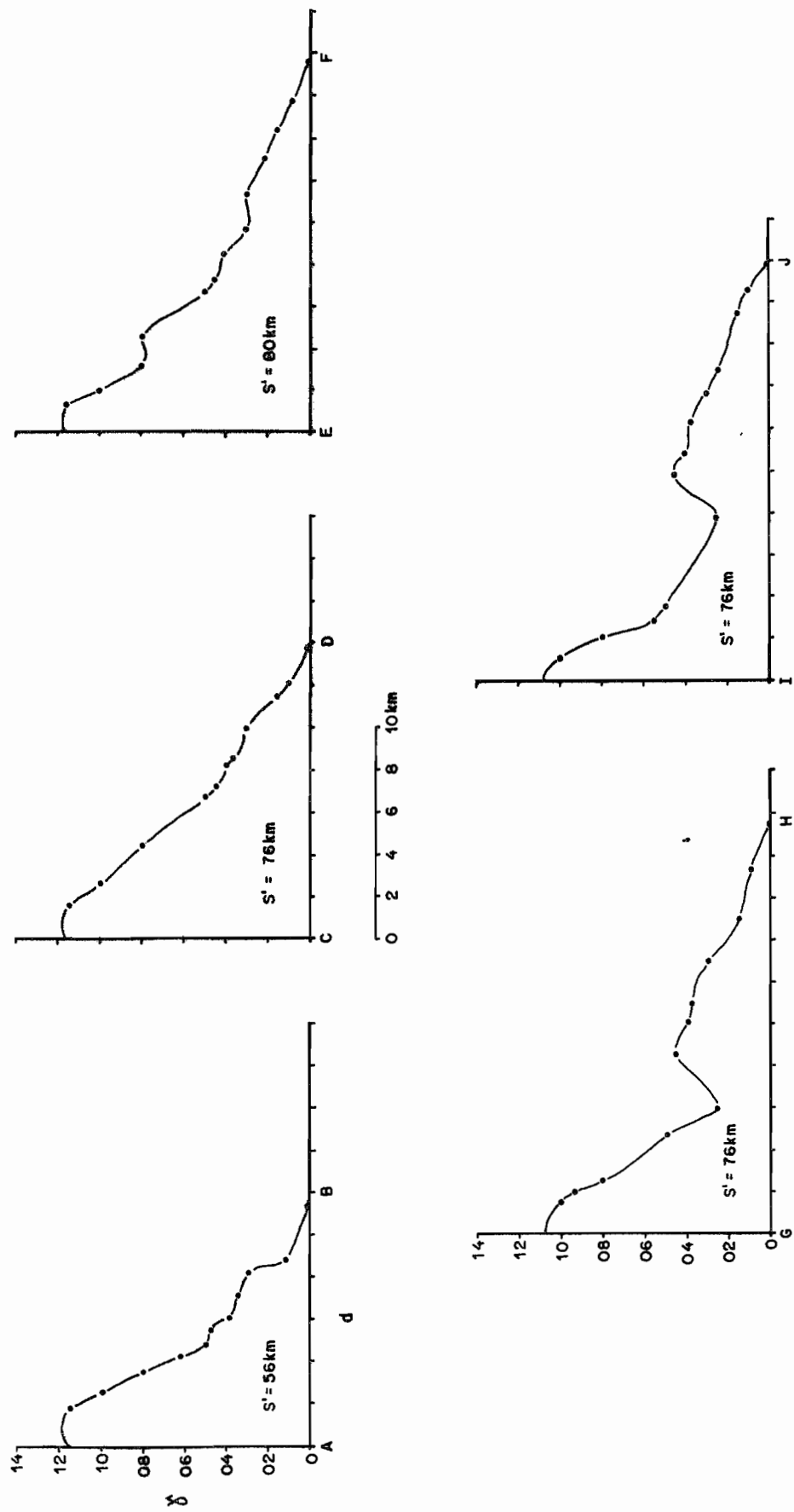


Figura 56
Gráficos de δ x d ao longo da Falha da Lancinha, tendo-se por base a megantiforma da Serra do Cadeado.
Cada gráfico dá o deslocamento somente do bloco a norte da falha.
 S' = Valor do deslocamento do bloco a norte da falha.

(145 km) não deve ser tomado como mais correto do que aquela obtido anteriormente (116 km) levando-se em conta praticamente toda a extensão paranaense da Falha da Lancinha. Uma observação nos perfis G-H e I-J da figura 53, traçados igualmente na Megantiforma da Serra do Cadeado, mostram uma certa assimetria das curvas de γ x d, mais intensa no final I-J. Nesse último, traçando-se uma linha perpendicular a base do perfil e passando pelo ponto mais alto da curva, obtém-se uma área menor à direita do que à esquerda, indicando um deslocamento maior à direita que à esquerda. Este fato implica em um rejeito absoluto do bloco a norte da falha maior que o rejeito do bloco a sul, tendência esta que parece se inverter mais a SW da falha, nos perfis C-D e E-F (Figura 53) como forma natural de compensação da distorção. Essa assimetria é inclusive aparente, conforme referido anteriormente, em uma inspeção do mapa geológico, por exemplo, à escala 1:500.000, quando se nota um maior paralelismo das estruturas (e camadas de quartzito) com o traço da falha da Lancinha.

O traçado das curvas de isovalores de γ na figura 55 segue o padrão previsto para o modelo de cisalhamento simples, com disposição aproximadamente paralela à falha principal (Ramsey e Graham, 1970). Nota-se no entanto, uma anomalia desse padrão nos perfis G-H e I-J, com uma ligeira diminuição da intensidade de deformação na zona apical da Anticlinal da Anta Gorda. Possivelmente trata-se de um fenômeno ligado ao comportamento mais rígido dessa zona, tendo se preservado da deformação mais intensa.

Segundo Hasui et al(1984), os anticlinais e sinclinais componentes da Megantiforma da Serra do Cadeado são desenhados pela foliação s_1 , com eixos ondulados (mas não dobrados), mergulhando para NE e SW em trechos diferentes. Os planos axiais dessas dobras tem inclinações fortes, com mergulhos voltados para NW. Segundo ainda tais autores, essas dobras estão presentes no Açungui e Capiuru, próximos à Falha da Lancinha, não sendo, no entanto, reconhecidas mais a oeste, onde "dobras análogas e de mesma geração tem eixos submeridianos", tendo sido consideradas como de idade pré-Açungui. Ainda segundo os citados autores, os "dobramentos de eixos NE do Complexo Setuva poderão não ter relação com os (eixos) paralelos das unidades brasileiras", com os autores inclinando-se a considerar o padrão NE dessas dobras como anômalo, e invocando a Falha da Lancinha como uma possível expli

cação para essa variação em orientação.

Considerando-se as dobras componentes da Megantiforme' da Serra do Cadeado como tendo direção axial original norte-sul, e de idade mais antiga (não seriam portanto dobras de arrasto) conforme sugerido por Hasui et al(op cit), a intensidade de de - formação por cisalhamento simples necessária para que seus eixos girassem até atingir a posição atual, é muito próxima à calculada anteriormente, supondo-se que essas dobras sejam de arrasto. Por exemplo, o valor obtido para o Sinforme de Ouro Fino é de $\gamma = 10,7$ (com $\alpha' = 5^\circ$), valor esse bastante próximo de 11.3, obtido anteriormente (com $\theta' = 5^\circ$). Valores semelhantes são obtidos para as demais dobras, demonstrando assim, a possibilidade de serem mais antigas, de direção aproximadamente norte-sul, e através de um processo de cisalhamento simples, terem girado à atual posição (rotação externa). De qualquer forma, não é possível descartar até o momento a possibilidade de se tratarem de dobras de arrasto formadas na cobertura como reflexo do deslocamento da Falha da Lancinha, conforme discutido anteriormente.

Para se formarem dobras de arrasto no plano XZ do cisalhamento simples, e com eixos subhorizontais como é o caso da Megantiforma da Serra do Cadeado, é necessário considerar a existência de uma estrutura planar sub horizontal a ser dobrada. Como as dobras componentes dessa Megantiforma são desenhadas pela foliação s_1 , conclui-se que essa foliação deveria ser sub horizontal antes de ser dobrada. Hasui et al(1984, A e B) verificaram na realidade, que a foliação s_1 é de baixo ângulo, devendo - se situar originalmente em posição horizontal ou sub horizontal. Dessa forma, há uma coincidência espacial entre a superfície a ser dobrada e o plano XZ do cisalhamento simples em zona de transcorrência, com as dobras formando-se portanto, paralelas ao eixo X ou de máxima extensão do elipsóide. Dobras semelhantes às presentes nessa Megantiforma, adjacentes à Falha Transcorrente de Jacutinga, e igualmente desenhadas por uma foliação s_1 , foram descritas por Fiori(1979), nas proximidades de Pouso Alegre, Minas Gerais, parecendo tratar-se de uma feição típica dessas falhas, devendo merecer maior atenção por parte dos geólogos. Cálculos de deslocamento ao longo dessa falha pelo mesmo método aqui apresentado, mostram um valor médio de 55 km.

Nos perfis elaborados ao longo da Falha de Morro Agudo obteve-se nos três primeiros (1-2, 3-4 e 7-8) um valor médio de

deslocamento de 86 km, enquanto no perfil 5-6, obteve-se um valor de 150 km. Deve-se destacar, no entanto, que esse perfil foi traçado em uma zona onde a falha sofre uma inflexão (ver figura 52), trazendo dificuldades para a obtenção do valor correto do ângulo θ' . Com essa inflexão, os traços axiais situam-se a um ângulo menor em relação à falha, o que implica na obtenção de valores maiores de deformação por cisalhamento simples nesse local. Existe a possibilidade da Falha de Morro Agudo continuar seu traçado com direção N40E, adentrando-se no Estado de São Paulo, ao invés de sofrer a inflexão para N20E nesse ponto, havendo necessidade de estudos mais detalhados nessa área. Assim sendo, os valores mais representativos de deslocamento para a falha em questão devem ser tomados como aqueles obtidos nos perfis 1-2, 3-4 e 7-8, com um valor médio de 86 km, próximo do valor médio obtido para a Falha da Lancinha.

Deslocamentos da ordem obtido para as Falhas da Lancinha e Morro Agudo são comuns ao longo de falhas transcorrentes. Hennies et al(1967), admitem um deslocamento superior a 100 km ao longo da Falha de Taxaquara em São Paulo; Haralyi(1981), baseando-se no deslocamento relativo entre anomalias Bouguer admite deslocamentos horizontais dextrógiros superiores a 100 km em algumas falhas transcorrentes, paralelas ao lineamento Paraíba do Sul. Kennedy(1946) noticia um deslocamento de 100 km para a Falha de Great Glenn, na Escócia, enquanto que para a Falha Alpina, da Nova Zelândia admite-se deslocamentos de 480 km (Gage, 1952; Wellmann, 1954) em tempos pós-jurássicos, estando a falha ainda em atividade. Moody(1966) noticia um deslocamento lateral esquerdo ao longo do Lineamento Texas, de mais de 700 km, enquanto que a Falha de San Andreas tem, desde os tempos Jurássicos, um deslocamento lateral direito de cerca 400 km (Hill e Dibble, 1953). Para se ter uma idéia de quão grande pode ser o deslocamento ao longo de falhas transcorrentes, Vacquier et al(1961), noticiam um deslocamento aparente lateral esquerdo ao longo do Lineamento Mendocino de 1.250 km!

Os valores dos deslocamentos médios das falhas da Lancinha e Morro Agudo calculados acima não devem, no entanto, ser tomadas como referência para o deslocamento dos blocos adjacentes às falhas, em um mapa geológico, com o intuito de se obter uma justaposição dos corpos litológicos antes do advento do falhamento. Para tanto é necessário considerar a quantidade de estiramento ou alongamento dos corpos que varia de acordo com a competen-

cia propria de cada tipo litológico. Para camadas de quartzito ' por exemplo, o alongamento paralelo à sua direção é menor, por ' se tratar de uma rocha com comportamento mais rígido, devendo ce ' der à deformação por um processo de lenticularização, fenômeno ' este visível nos mapas geológicos do pré-cambriano paranaense. ' Para uma camada de material mais plástico, como por exemplo fili ' tos, o estiramento pode ser muito grande, envolvendo um adelgaça ' mento muito intenso da camada antes mesmo do advento do processo de lenticularização. Além disso, o deslocamento dos blocos ' ao longo das falhas não é rigorosamente igual ou com a mesma inten ' sidade em todos os pontos a igual distância da falha, havendo ' regiões que sofrem uma deformação mais intensa em contrapartida a outras que sofrem uma deformação menos intensa devido a diver ' sos fatores, dentro os quais, talvez os mais importantes são a natureza dos tipos litológicos afetados e a heterogeneidade da deformação. Outro fator que não deve ser desprezado é a possibili ' dade de haver uma certa obliquidade no rejeito total. Supondo-se uma inclinação constante de apenas 1° (um grau) ao longo da ' Falha da Lancinha (obliquidade esta que não pode ser detectada ' pela bússula no campo), e com o deslocamento total de 116 km cal ' culados acima, ter-se-ia uma componente vertical de cerca 2000 m, suficiente para expor níveis mais profundos, e possivelmente bas ' tante diferentes, que poderiam inviabilizar qualquer tentativa ' de justaposição dos blocos em bases stratigráficas.

Nas proximidades do Morro dos Três Irmãos, situado a noroeste de Bateias (esse morro é mantido por um corpo de quartzito) tem-se uma excelente oportunidade para calcular a quantidade de deslocamento sinistral da Falha da Lancinha, a partir do mesozóico. Nesse local, dois diques de diabásio, A e B, de direção aproximada N65W e N80W respectivamente, cruzam a zona de falha da Lancinha, de direção N50E. Ambos diques sofrem uma nítida reorientação ao atingir essa zona, passando a uma direção de ' N77E para o dique A e N70E para o dique B, junto ao limite sudes ' te da zona. O dique A cruza-a por inteiro, continuando seu traça ' do de direção N65W no bloco tectônico a noroeste da falha. Por ' outro lado, não foi possível traçar a continuação do dique B do outro lado da zona de falha, necessitando-se de trabalhos de cam ' po no local para definir essa continuidade (Figura 57).

A inflexão de ambos diques ao atingir o limite sudeste da zona de falha é bem evidenciada nas fotos areas à escala '

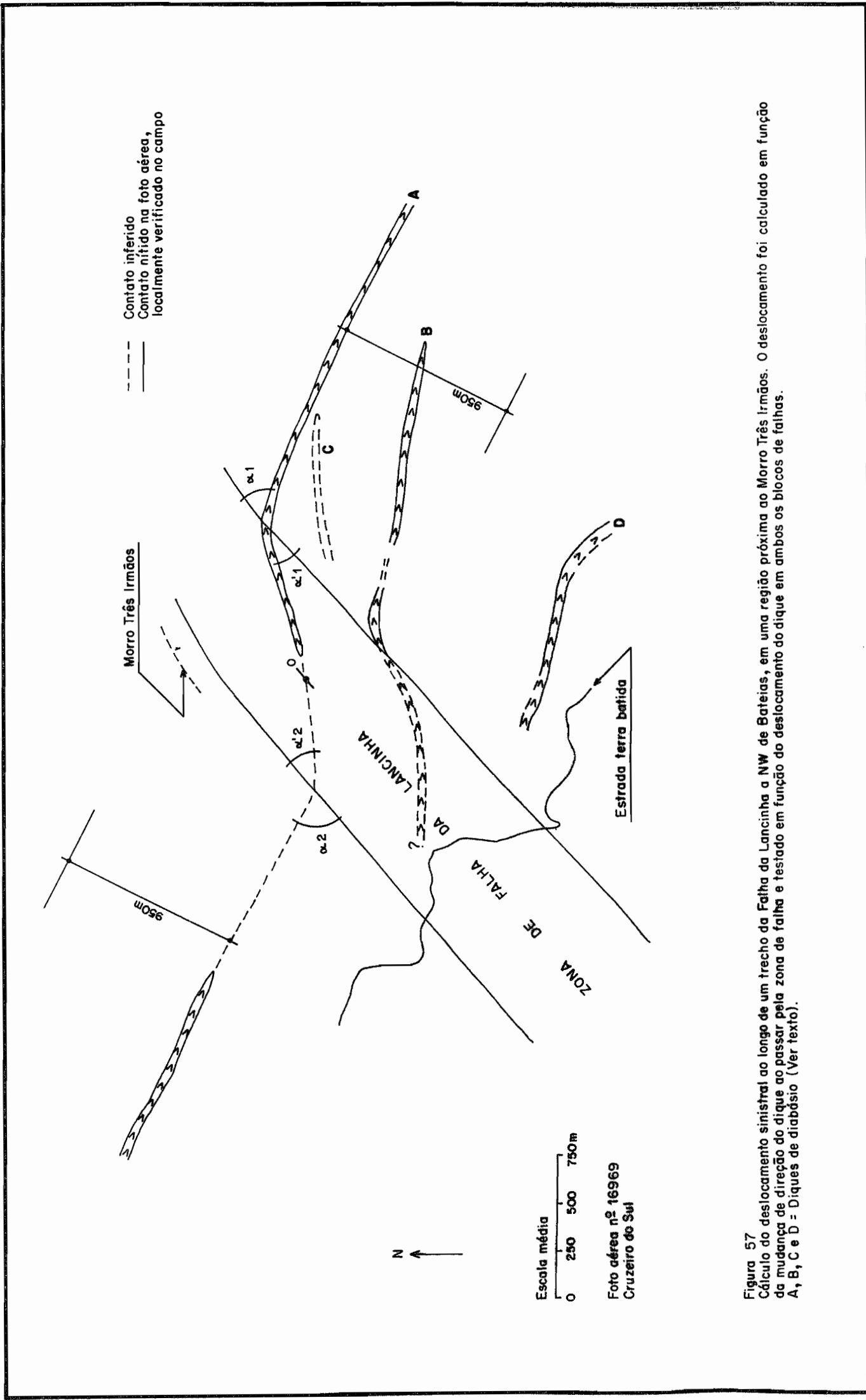


Figura 57
Cálculo do deslocamento sinistral ao longo de um trecho da Falha da Lancinha a NW de Bateias, em uma região próxima ao Morro Três Irmãos. O deslocamento foi calculado em função da mudança de direção do dique ao passar pela zona de falha e testado em função do deslocamento do dique em ambos os blocos de falhas. A, B, C e D = Diques de diabásio (Ver texto).

1:25.000 (Fotos da Cruzeiro do Sul), o que permite delimitar tanto o limite sudeste, como limite noroeste da zona. Nesse caso, a zona de falha da lancinha que foi reativada, tem uma largura de 750 m, com seus limites coincidindo inclusive com alinhamentos de drenagem e/ou relevo bem definidos nas fotos aéreas.

O dique A, como é obvio na figura 57, por si só evidencia a quantidade de deslocamento sofrido, bastando para isso, traçar seu prolongamento para o bloco adjacente, obtendo-se um valor de 950 m nos blocos SE e NW. No entanto, procurou-se aplicar um método de análise da deformação para o cálculo da quantidade de deslocamento sofrido pela falha após a intrusão do dique, com o intuito inclusive, de testar o método, e avaliar a sua aplicabilidade em outras circunstancias geologicamente favoráveis.

O método da análise de deformação, nesse caso, envolvendo a rotação de um corpo litológico ou de uma estrutura pré-existente, consiste basicamente na medida do ângulo α' , entre o dique no estado deformado e a falha e o ângulo α , entre o dique no estado indeformado e a falha. Dessa forma, o valor da intensidade de deformação por cisalhamento simples γ é obtido pela equação $\cotg \alpha' = \cotg \alpha + \gamma$, com o deslocamento total (S), ao longo da zona de falha, sendo dado por $\gamma \times d$, onde d é a largura da zona de falha.

Pelo fato do valor do ângulo α' ser diferente nos limites sudeste e noroeste da zona de falha, o cálculo de (S) foi feito em duas etapas. Em uma primeira etapa, calculou-se s_1 , com d_1 sendo medido desde a extremidade SE da intersecção do dique com a falha até o ponto (O), onde há uma ligeira inflexão do dique, obtendo-se um valor de $s_1 = 569$ m ($\alpha' = 27^\circ$; $\alpha = 66^\circ$ e $d = 375$ m). Em uma segunda etapa, calculou-se s_2 , com d_2 sendo medido do ponto O até a intersecção do dique com o limite noroeste da zona de falha, obtendo-se um valor de $s_2 = 379,6$ m ($\alpha'_2 = 36^\circ$; $\alpha_2 = 70^\circ$ e $d_2 = 375$ m). A soma ($s_1 + s_2$) fornece um total de deslocamento de 948,6 m, valor esse muito próximo do obtido anteriormente por via direta (950m), com um erro de 0,15%, praticamente desprezível, por ficar mesmo abaixo da precisão da regua.

O dique B, com $\alpha = 50^\circ$ e $\alpha' = 21^\circ$, fornece um valor de γ semelhante ao de γ_1 obtido para o dique A, devendo-se esperar um valor de deslocamento semelhante. Porém o cálculo do deslocamento total nesse caso não foi feito devido à incerteza do traça

do do dique dentro da zona de falha.

Os cálculos acima levam em conta a inflexão dos dois diques ao atingirem os limites da zona de falha. No entanto, cumpre ressaltar a possibilidade de tal inflexão ser um fenômeno semelhante à refração da xistosidade. A fratura em que se alojará o dique, sofre uma inflexão ao passar através de uma faixa de litologias mais deformadas, e conseqüentemente com um comportamento mecânico diferente em relação aos blocos tectônicos adjacentes. Apesar disso, acredita-se que a magnitude da deflexão é exagerada para ser explicada por uma variação de competência, pois as rochas adjacentes à zona de falha, além de serem bastante semelhantes, também acham-se intensamente deformadas, quer seja por eventos pré-falhamento da Lancinha, quer seja pela provavelmente maior largura de sua zona de deformação, ativa no final do pré-cambriano. Existe inclusive a possibilidade dos diques terem se desviado ao longo de alguma fratura pré-existente dentro da zona de falha.

No mapa da CPRM (Folha de Campo Largo) não se observa a inflexão dos diques em questão, nem de outros que cruzam a zona de falha da Lancinha, possivelmente pelo fato dessa zona ser representada tão somente por um único traço. Além disso, o espaçamento médio dos diques de diabásio nessa Fôlha, é em torno de 1-1,5 km, o que significa dizer que com um deslocamento de cerca 1 km, como calculado acima, pode haver uma quase justaposição de diques diferentes, induzindo o traçado ininterrupto desses corpos ao longo da zona de falha. Há necessidade de se fazer uma averiguação mais detalhada desse aspecto, através de fotos aéreas à escala 1:25.000 e de trabalhos de campo.

Considerando-se o fato de apenas alguns diques serem reorientados nas zonas de falhas, é indicativo de uma fase intrusiva algo mais precoce, talvez no início da Reativação Wealdenia (Almeida, 1967, 1969), que foi acompanhada por uma ligeira movimentação de falha. Como sabe-se, o vulcanismo basáltico, com idade variável entre 105 e 130 m.a, corresponde à primeira etapa da reativação, com o vulcanismo alcalino sendo algo mais jovem, situando-se no intervalo de 40-140 m.a. Nesse caso, os diques mais tardios não teriam se submetido a essa movimentação, que teve um caráter episódico não prolongado.

Fato interessante a destacar é o sentido anti horário da reativação da Falha da Lancinha, sentido esse que inclusive pode ser recuperado no campo, através de algumas dobras de arras

to (Sensu strictu) indicativas dessa movimentação. Conforme visto anteriormente, até o final do Pré-Cambriano, ou início do Paleozóico, a Falha da Lancinha teve uma movimentação dextrógiro, indicada pelas inúmeras dobras de arrasto ao longo de seu traçado, e pela disposição das falhas antitéticas conforme discutido anteriormente. No Mesozóico, no entanto, por ocasião da Reativação Wealdeniana, a falha volta a se movimentar, desta vez sinistrogiramente, com um deslocamento total de 950 m desde o mesozóico. Esse deslocamento é suficiente para gerar dobras de arrasto (Sensu strictu) na zona de falha no Grupo Açungui, com eixos verticais, e inclusive, extrapolando-se essa movimentação para debaixo dos sedimentos da Bacia do Paraná, induzir o surgimento de dobras de arrasto na cobertura sedimentar. Sendo sub horizontal a disposio das camadas sedimentares, e com o valor de γ acima calculado,  possivel definir a orientao aproximada das possíveis dobras de arrasto induzidas pela falha, desde que não tenha havido descolamento na base da bacia. Essas dobras deveriam ter teoricamente eixos sub horizontais, ou algo inclinados para oeste, e com direo em torno de N70E, que podem se tornar em zonas propícias ao acumulo de hidrocarbonetos.

O deslocamento sinistrógiro da Falha da Lancinha de 20 - 30 km, suposto por Scholl(1981), pode indicar que na realidade, a movimento sinistrógiro dessa falha remonta a épocas mais antigas que o mesozóico, talvez durante a todo o Paleozóico, incidindo os ultimos 950 m do mesozóico em diante.

3 - CONSIDERAÇÕES ACERCA DO CONTEÚDO LITOLÓGICO DOS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS

3.1 - GENERALIDADES

A área estudada compreende o Litoral; a Serra do Mar e o Primeiro Planalto Paranaense, sendo limitada a oeste pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná, a leste pelo Oceano Atlântico, a norte e a sul pelos Estados de São Paulo e Santa Catarina respectivamente.

Na porção sudeste da região, afloram rochas metamórficas de fácies anfibolítico, referíveis ao chamado Complexo Cristalino, penetradas por intrusões graníticas. Os tipos petrográficos mais frequentes são migmatitos, gnáisses, quartzitos, anfibolitos e ultrabasitos retrometamórficos. Nos contrafortes orientais da Serra do Mar são encontrados charnoquitos, e ocasionalmente mica-xistos.

A porção norte da área é ocupada, em sua maior parte, por metasedimentos anqui e epimetamórficos pertencentes ao Grupo Açungui, representado predominantemente por metasiltitos, filitos, mármore calcíticos e dolomíticos, quartzitos e metabasitos, cortados por batólitos e "stocks" graníticos tardi a pós-tectônicos.

A unidade Setuva, hoje separada do Grupo Açungui, aflo

rante nos anticlinais Setuva, Cerne, Betara, Anta Gorda, Ribeirão da Barra e Ribeirão Perau, até as margens do rio São Sebastião, é representado por paragnaisses, xistos, metapelitos, mármore dolomíticos, margas, etc.

Em discordância sobre as formações metamórficas pré-cambrianas, ocorrem sequências pós-tectônicas de natureza molásica, constituídas de siltitos, arcózios e conglomerados polimíticos aflorantes nas regiões de Campo Largo, Castro - Piraí do Sul e São José dos Pinhais, respectivamente denominadas de Formação Camarinha, Grupo Castro e Formação Guaratubinha. Nessas duas últimas unidades associam-se derrames de lavas e tufos andesíticos e riolíticos.

As rochas referidas são recobertas a oeste pelo pacote sedimentar sub horizontal da Bacia do Paraná. Fases tectônicas pós-devonianas foram responsáveis pela formação do Arco de Ponta Grossa, cuja porção central é ocupada por denso enxame de diques básicos Jurássico - Cretáceos.

Sedimentos pleistocênicos compreendendo argilitos, siltitos e arcósios, com alguns depósitos rudáceos ocorrem na Bacia de Curitiba e mais restritamente, nos arredores de Alexandra. Depósitos atuais e sub atuais incluem sobretudo aluviões e sedimentos marinhos litorâneos, além dos sedimentos de baía e depósitos de vertente.

Neste trabalho, toda esta imensa área foi compartimentada em oito blocos através de lineamentos de caráter regional. Os compartimentos ora citados são:

- A) Compartimento TIBAGI;
- B) Compartimento SOCAVÃO;
- C) Compartimento CERRO AZUL;
- D) Compartimento TUNAS;
- E) Compartimento BOCAIÚVA DO SUL;
- F) Compartimento CURITIBA;
- G) Compartimento PARANAGUÁ; e
- H) Compartimento SERRA NEGRA.

Os problemas cronolitoestratigráficos exibidos principalmente pelas formações pré-cambrianas de toda a área pesquisada, são em regra, difíceis de serem resolvidos nas atuais condições dos conhecimentos geotectônicos disponíveis.

Pela razão acima citada, faz-se aqui primeiramente um'

levantamento da estratigrafia da área e posteriormente o enquadramento desta dentro dos mencionados compartimentos ou blocos tectônicos.

3.2 - DESCRIÇÃO DA GEOLOGIA

3.2.1 - O ARQUEANO

A infraestrutura Arqueana é denominada de Complexo Cristalino ou Gnáissico-migmatítico. Constitui assim o embasamento arqueano em relação às sequências Proterozóicas, Setuva e Açungui na região ora enfocada.

Os litotipos correspondentes ao Complexo Cristalino baseado em trabalhos anteriores, congrega enderbitos, opdalitos, gnaisses granulíticos, gnaisses, xistos magnesianos, anfibolitos, mica-xistos, quartzitos e migmatitos.

Fritzens et al(1982) separa o Embasamento Cristalino das unidades sobrepostas através de fotointerpretação; Silva (1981) procurou dentro das unidades litoestratigráficas posicioná-las cronoestratigraficamente, mas como este mesmo autor cita: "criar-se-á um impasse enquanto não se desenvolverem melhores estudos geológicos, estruturais, litogeoquímicos e geocronológicos".

Cordani, 1974 (in Kaul et al, 1979) observa que a região de Piên - Serra Negra - Antonina existem "núcleos antigos, referindo-se à mesma como eixo Piên - Morretes - Serra Negra", correspondente a "provavelmente um alto tectônico do final do pré-cambriano" com inúmeras exposições do embasamento.

Fuck et al(1971) estudaram esta mesma região, constatando a falta de relação entre os charnoquitos com os gnaisses e migmatitos devido a falhamentos, como também por estarem encobertos. Revelam idades de 2.713 ± 15 , 2.530 ± 34 e 1.032 ± 26 m.a. através do método K/Ar nos feldspatos (Batolla Jr. et al, 1977) revelando um efeito térmico do ciclo brasileiro.

O complexo Serra Negra, denominado por Silva et al (1981), situa-se a nordeste de Antonina entre o Alto rio Turvo e o rio Cachoeira. No extremo sudoeste deste complexo foram detectados alguns kinzigitos, migmatitos estromáticos, embrechitos, metabasitos e meta ultrabasitos associados aos enderbitos, opdalitos e granodioritos gnáissico. Normalmente as rochas deste com

plexo estão alinhadas na direção NE-SW até ENE-WSW, segundo Fuck et al (op cit).

Na região de Piên existem granulitos de composição básica, intermediária e raramente ácida. Apresentam-se sob a forma de intercalações em migmatitos, encaixando o complexo básico-ultrabásico, que estende-se nessa região.

Os hornblenda - metagabros, anfibolitos e gnaisses anfibolíticos, constituem um corpo lenticular orientado, contido nos migmatitos e granulitos. Estes revelam idades que incidiram sobre uma isócrina de 2.000 ± 80 m.a., dentro do ciclo Transamazônico (Girardi et al, 1974 in Kaul op cit).

Os xistos magnesianos da região de Morretes - Antonina, derivaram-se de rochas ultrabásicas durante duas fases metamórficas que ocorrem na região. Xistos anfibolíticos, principalmente tremolíticos, foram produtos iniciais e a fase final do processo foi caracterizado por uma considerável perda de CaO e adição de H_2O , resultando em xistos ricos em talco (Girardi e Santini, 1973).

Os gnáisses desta região estão predominantemente orientados N10-20E, englobando corpos pequenos e concordantes de anfibolitos, xistos magnesianos, quartzitos com magnetita, clorita xistos e gonditos (Girardi, 1971).

Fuck et al (1967) também citam as frequentes intercalações de anfibolitos e rochas ultrabásicas, sendo estas quase inteiramente retrometamorfisadas a xistos magnesianos, localizados nas regiões de Balsa Nova, Contenda e Morretes - Cacatu. Estes autores citam os migmatitos nestas regiões como também em Pirapora e Campina Grande do Sul.

Segundo Cordani, 1974 (in Kaul et al, 1979), na região de Morretes - Antonina, através de estudos mineralógicos e petrográficos foram definidas duas zonas metamórficas: uma que sofreu somente efeitos do metamorfismo regional (oligoclásio - andesina gnáisses com intercalações de gonditos e anfibolitos) e outra com ocorrência de retrometamorfismo (gnáisses, xistos magnesianos, anfibolitos albiticos, clorita xistos e quartzitos com magnetita).

Gnáisses foram individualizados também nas regiões de São Sebastião, Faxinal (alto rio Turvo) e Itariri, preservados da migmatização, segundo Silva et al (1981). Estes autores identificaram gnáisses infracrustais, que tiveram origem em rochas gra-

nulíticas retrometamorfisadas e, gnáisses supracrustais resultantes de sequências vulcano-sedimentares granitizados em tempos arqueanos. Crê-se que as rochas gnáissicas e granulíticas teriam sido, pelo menos cogenéticas.

O autor citado menciona que as rochas gnáissicas ter-se-iam originado durante longo intervalo de tempo, provavelmente entre cerca de 3.800 e 2.800 m.a., correspondentes a regiões bem estudadas, como é o caso da Groenlândia sul-ocidental (Myers, in Silva, op cit).

3.2.2 - PROTEROZÓICO MÉDIO A INFERIOR

3.2.2.1 - Complexo Pré-Setuva

Este complexo foi e continua sendo objeto de muita controvérsia, sendo estratigraficamente designado de Formação Setuva, Grupo Setuva e Complexo Pré-Setuva. Pode-se, através de trabalhos recentes, diferenciar o Pré-Setuva e o Grupo Setuva, pelas diferenças litológicas e estruturais.

Para Marini(1970) o Complexo Pré-Setuva é composto de uma unidade superior de paragnáisses e uma inferior de migmatitos e granitos de anatexia, parcialmente milonitizados. Para Ebert(1971), em estudos ao longo da estrada da Ribeira, especialmente no Anticlinal do Setuva, considera as rochas gnáissicas como do grupo Pré-Setuva, subdividindo-as em uma sequência de paragnaisses e um complexo granítico intrusivo.

Scholl et al(1980) concordam com Marini(1970) em estudos realizados na região citada, onde mais tarde menciona apenas o Embasamento Cristalino e a Formação Setuva, esta ainda passível de modificações.

Batolla et al(1981) separam uma sequência inferior gnáissica que poderia incluir o embasamento Pré-Setuva, de uma sequência ectinítica superior.

Fritzsons et al(1982) separam o Embasamento Cristalino do Complexo Pré-Setuva através de fotografias aéreas, onde este último mostra-se bem estruturado, com rochas geradas no Proterozóico Médio a Inferior, e também possivelmente no Arqueano. Apresenta migmatitos estromáticos "augen-gnaisse", gnáisses graníticos, gnáisses fitados, rochas meta-ultrabásicas, metabásicas, anfíbolitos e quartzitos.

3.2.2.2 - Unidade Setuva (Grupo Setuva)

A unidade Setuva foi pela primeira vez mencionada nos trabalhos de Bigarella e Salamuni(1956) em estudos feitos na localidade do mesmo nome, inserida no Grupo Açungui como sub-unidade basal, composta por sericita quartzitos, filitos e gnáisses.

Marini et al(1967) incluíram xistos no pacote Setuva, e Marini(1970) estudando a geologia da Folha de Rio Branco do Sul, mostra que a Formação Setuva se formou num ciclo geossinclinal anterior ao do Grupo Açungui, não incluindo gnáisses nesta formação.

Para Ebert(1971) o termo Setuva deveria ser reservado somente aos xistos e quartzitos, enquanto que os gnáisses constituiriam o Pré-Setuva.

Em trabalhos realizados na Folha de Ouro Fino por Popp et al(1979) elevou-se a Formação Setuva à Grupo, subdividindo-a em duas unidades: Formação Meia Lua (basal), com gnáisses, quartzitos, micaxistos e metabasitos; e Formação Betara, com quartzito xistos, quartzitos e quartzito filitos.

Scholl et al(1980) com estudos no Anticlinal do Setuva, nos municípios de Rio Branco do Sul e Bocaiúva do Sul, confirmaram a idéia de Ebert sob o caráter litológico.

Entre os trabalhos mais recentes desenvolvidos para esta unidade, estão os de Scholl et al(1982) e de Fritzsos et al'(1982), onde os primeiros ampliam a distribuição da Formação Setuva para o Anticlinal do Setuva, o Anticlinório de Anta Gorda (composto pelos Anticlinais de Anta Gorda, Ribeirão da Barra e Perau, que conjugados por sinclinais falhados, estendem-se no mínimo até o rio São Sebastião), e o Anticlinal do Betara (conhecido também como Horst de Meia Lua, Lopes(1966)). Estes autores subdividiram a Formação em quatro unidades distintas, começando da base para o topo:

- a) Sequência Clástica-Carbonatada, com paragnáisses e xistos;
- b) Sequência Química, com metacherts;
- c) Sequência Clasto-Química, com mármore dolomíticos e metamargas; e
- d) Sequência Vulcano-Sedimentar, com pelitos e metabasitos.

Esta última sequência (item d) corresponde a Formação São Sebastião, definida por Veiga e Salomão(1980), na região de Adrianópolis.

Fritzsos et al(1982) estudando as regiões de Campo

Largo. Bateias, Rio Branco do Sul, Tigre e Anta Gorda, optaram pela elevação de formação a Grupo Setuva proposta por Popp et al (1979), subdividindo-o na Formação Perau (basal), composta por quartzitos, quartzo xistos, calcoxistos, rochas calcosilicatadas e mármore; e a Formação Água Clara (superior) com metacalcarenitos, metacalcários micríticos, metacalcissilticos e calcoxistos.

Uma característica da unidade Setuva é o seu posicionamento em núcleos de anticlinais ou antifomes.

3.2.3 - PROTEROZÓICO SUPERIOR

3.2.3.1 - Grupo Açungui

Oliveira em 1927, denominou de Série Açungui, um conjunto litológico composto por filitos, quartzitos e "calcários", aflorantes ao longo da estrada de Ferro Curitiba-Rio Branco do Sul.

Bigarella e Salamuni (1956, 1958) subdividem o Grupo Açungui nas Formações Setuva, Capiru, Votuverava e Água Clara, todas descritas nas localidades de mesmo nome.

A "Formação Setuva" (inferior) é composta por gnáisses, xistos e quartzitos; a Formação Capiru é composta por dolomitos engranzados com quartzitos e filitos; a Formação Votuverava, por filitos secundados por "calcários", quartzitos e "conglomerados"; e finalmente a Formação Água Clara (superior) por rochas carbonatadas.

A partir desta coluna, diversos trabalhos surgiram, modificando consideravelmente suas posições estratigráficas. Marini et al (1967) mostrou que o contato entre a Formação Votuverava e Capiru torna-se confuso no sentido de não se saber qual é a mais antiga ou se são contemporâneas; e seguindo este raciocínio, Petri e Suguio (in Marini, 1970) e Scholl et al (1980) mostram que, pelo menos em parte, são fácies heterotrópicas com uma interdigitação faciológica entre as formações.

A Formação Capiru foi estudada por Popp et al (1979) na Folha de Ouro Fino, onde foi subdividida em dois membros: Membro Ouro Fino (com filitos, mármore dolomíticos, quartzitos, metasiltitos, "conglomerados", metargilitos, meta-ritmitos, sericita xistos), e Membro Ermida (filitos, quartzitos, sericita xistos, metasiltitos e metargilitos).

Almeida(1944), ao descobrir na região de Itapeva estruturas originadas por algas do gênero Collenia itapevensis nos mármores dolomíticos, colaborou grandemente na cronoestratigrafia do pré-cambriano paranaense. Em 1945 este mesmo autor define a Formação Itaiacoca, segundo ele, correlata à Formação Capiuru, por semelhança litológica, conteúdo fossilífero e rochas basais.

Scholl orientando graduandos do 2º semestre de 1982 do Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná, subdividiu a Formação Capiuru em níveis (baseado em características estruturais e litológicas):

Nível A (basal) - mármores dolomíticos pisolíticos;

Nível B - filitos, quartzitos conglomeráticos com intercalações de mármores dolomíticos;

Nível C - mármores dolomíticos estromatíticos;

Nível D - metasiltitos, filitos, meta-ritmitos e quartzitos;

Nível E - mármores dolomíticos silicosos; e

Nível F - filitos, meta-ritmitos, metasiltitos e quartzitos.

Pontes(1982) estudando a Formação Água Clara na área do denominado Cinturão Dobrado Ribeira, confirma a sua posição basal no grupo Açungui (sugerido por Scholl em 1981), e Scholl et al(1982) equiparam a Formação Água Clara com a Formação Setuva, devido a similaridades estruturais e metamórficas. No bloco a sul da Falha da Lancinha, este autor não confirma sua idéia devido à descontinuidade física entre as formações.

3.2.4 - EO-PALEOZOÍCO (CAMBRO-ORDOVICIANO)

3.2.4.1 - Grupo Castro

O Grupo Castro foi definido por Trein e Fuck(1967), como sequência molássica associada ao final do Ciclo Brasileiro, para o conjunto de litologias integrado pelos riolitos e arcósios dos arredores de Piraí do Sul e Castro, acrescidos de andesitos e depósitos rudáceos. Para esses autores, o grupo pode ser subdividido em diversas unidades litológicas, distinguindo-se dos metasedimentos do Grupo Açungui e dos granitos, sendo interpretado como um estágio bem definido da fase final da orogenia que envolveu o Grupo Açungui.

Sua posição estratigráfica, segundo diferenças de metamorfismo e dissimilaridade tectônica e litológica, é intermediária entre o Grupo Açungui e os depósitos Devonianos.

A primeira interpretação estratigráfica das Formações pré-devonianas da região, foi efetuada por Coutinho(1955). Para este autor, os riolitos seriam produtos finais da diferenciação de um magma gabróide, sendo os arcóseos mais antigos ou parcialmente contemporâneos as primeiras manifestações de vulcanismo básico.

Estratigraficamente, o Grupo Castro não está ainda esclarecido. Segundo Arioli(1981), existe uma variação litológica, partindo dos centros de vulcanismos até rochas sedimentares associadas, como riolitos maciços, ignimbritos, tufos pisolíticos, tufos cristalinos, tufos líticos e cineríticos, andesitos, sedimentos vulcanogênicos e rochas sedimentares.

O Grupo Castro segundo Cordani(1974), pertence ao Ordoviciano Superior, que através de três amostras de riolito pelo método Rb/Sr, acusaram uma isócrona de 425 ± 15 m.a.

O contato do Grupo Açungui com os granitos Cunhaporanga e Carambeí, dá-se por uma zona de cataclase de extensão regional, contendo milonitos, microbrechas e brechas miloníticas.

No trabalho realizado por Trein e Fuck(1967), petrograficamente este grupo foi subdividido em três sequências:

- a) Sequência Sedimentar;
- b) Sequência Vulcânica Ácida; e
- c) Sequência Vulcânica Andesítica.

3.2.4.2 - Formação Camarinha

Esta sequência sedimentar molássica brasileira, originada supostamente em tempos cambro-ordovicianos (Popp, 1972), foi assim designada pela primeira vez por Muratori(1966) e Fuck(1966). Sua área de distribuição ocorre a noroeste de Campo Largo, contiguamente à Falha da Lancinha e à Bacia do Paraná.

Suas rochas exibem contatos normais e tectônicos com as rochas do Grupo Açungui. O contato com a Formação Furnas sobrejacente é bem definido, com uma inconformidade angular separando nitidamente as duas formações: o arenito Furnas, cuja porção basal é localmente conglomerática, repousa sub horizontalmente sobre os sedimentos da Formação Camarinha.

As litologias da Formação Camarinha são constituídas por siltitos, conglomerados polimíticos, arcóseos e argilitos, exibindo passagens ritmicas entre si.

Apesar da formação Camarinha não exibir metamorfismo e recristalização, mostra-se dobrada em estruturas dos tipos anticlinal e sinclinal, com eixos mergulhantes para NE. Sua estratificação exhibe mergulhos próximos de 40°. Estes dobramentos devem estar relacionados com os falhamentos desenvolvidos durante o soerguimento e estabilização das rochas Açungui em tempos Cambro Ordovicianos.

3.2.4.3 - Formação Guaratubinha

Oliveira(1927) foi o primeiro a mencionar a existência de rochas de natureza riolítica na Serra do Mar.

Fuck et al(1967) definiram na Folha de São José dos Pinhais, na Serra do Mar (localmente conhecida como serra Ponta do Campo, Serra do Salto, Morro do Escutador, Morro Redondo e Serra dos Castelhanos), um conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas repousando em discordância angular sobre migmatitos e granitos ' do Complexo Gnáissico-Migmatítico. O referido conjunto apresenta três sequências litológicas bem distintas, mas cujas relações estratigráficas não estão totalmente definidas entre si, sendo que a ordem pelas quais aqui descritas, são as mais antigas para as mais jovens:

- a) Rochas Sedimentares: conglomerados, arcóseos, siltitos e argilitos;
- b) Rochas Vulcânicas Ácidas: brechas vulcânicas, rochas tufíticas e lavas riolíticas.
- c) Rochas Vulcânicas Intermediárias: lavas andesíticas.

Associados a este pacote ocorrem diques de microgranitos, riolitos pãrfiros e felsitos.

Segundo Fuck et al(1971) o pacote representante desta formação está perturbado por intenso falhamento.

3.2.5 - MESOZÓICO

Um dos fenômenos mais importantes desenvolvidos na Plataforma Brasileira no que concerne ao aumento do quadro mineral' do país, foi a Reativação Wealdeniana(Almeida, 1967), ocorrida' durante o Mesozóico e cujos efeitos perduram até o Terciário.

Esta reativação manifestou-se sob a forma de atividades tectono-magmáticas, originando em consequência, a formação '

de numerosas fossas tectônicas ao longo da costa brasileira e o extenso magmatismo basáltico desenvolvido no âmbito das bacias Paleozóicas (silurianas) do Paraná e do Parnaíba (Algarte, 1972).

Movimentos epirogenéticos na Bacia do Paraná culminaram com a extensa erupção do magma basáltico. Assim a reativação do Arco de Ponta Grossa é associável ao principal foco de vulcanismo, representado por denso enxame de diques de diabásio e diferenciados (diorito, diorito pórfiro e quartzo diorito).

Szubert (1979) menciona que o vulcanismo foi de caráter fissural, através dos diques, porém o vulcanismo ácido parece ter sido do tipo de escudo dômico.

A relação entre o Arqueamento e o aparecimento de fraturas crustais paralelas preenchidas, na maioria por diques básicos, demonstram que as mesmas condições poderiam propiciar uma eventual colocação de corpos intrusivos alcalinos (Algarte, 1972).

Na Folha de Cerro Azul, constatou-se alinhamento noroeste das intrusivas alcalinas, que por sua vez, é paralelo ao Arco de Ponta Grossa (Algarte, op cit).

Fuck (1972) estudando o maciço alcalino de Tunas, menciona que o contato entre os diabásios e as rochas alcalinas não foi observado diretamente, mas foi verificado que os diques não penetram as rochas alcalinas, sugerindo uma idade mais jovem para as alcalinas e confirmando isto pelas datações radiométricas com K/Ar. Amaral et al, 1966 (in Fuck, op cit) determinaram que o máximo de atividade basáltica à qual estão ligados os diques, ocorreram há 120 m.a. Cordani e Hasui, 1968 (in Fuck op cit) obtiveram idades entre 73 m.a. e 111 m.a. para as rochas do maciço Tunas. Segundo Amaral et al (in Fuck et al, 1967) as rochas alcalinas do Brasil meridional se formaram em duas fases: uma pertencente ao Cretáceo Inferior (122-133 m.a.) e outra situada no limite Cretáceo - Terciário (51-82 m.a.).

A província alcalina de Cerro Azul compreende dezenas de corpos, onde os que mais se destacam, em função de sua extensão e complexidade litológica, são os Maciços de Tunas (sienitos, nordmarkitos e pulaskitos), Banhadão (sienitos nefelínicos e fonólitos), Mato Preto (fonólitos e tinguaítos), Itapirapuã (nefelina sienitos), Barra do Itapirapuã (carbonatitos) e Sete Quedas (fonólitos).

Algarte conclui que a distribuição regular dos maciços alcalinos ao longo das bordas de sinéclise, deverão ter relações com fraturamentos de tensão ligados a fenômenos circumplatafor -

mais, aliando-se a este fenômeno um segundo elemento condicionador representado pelos Arqueamentos Cratônicos.

3.2.6 - CENOZÓICO (PLEISTOCENO)

3.2.6.1 - Formação Alexandra

Na região Alexandra, junto a estrada Curitiba-Paranaguá, no município de Paranaguá, ocorrem depósitos de caráter continental, similares em alguns aspectos com os sedimentos da Bacia de Curitiba.

Os sedimentos originaram-se na totalidade do intemperismo das rochas cristalinas da Serra do Mar, através de transporte e deposição rápida.

Sua base é geralmente arenosa ou rudácea, com arcóseos, areia grossa, média e fina, seixos e cascalhos (Bigarella et al, 1959).

3.2.6.2 - Formação Guabirota

Bigarella e Salamuni(1962) consideram como Formação Guabirota, os sedimentos do Quaternário antigo, sem consolidação, apresentando quanto muito, endurecimento por solução de carbonato de cálcio em certos lugares. É constituída na sua maioria por argilitos, seguindo-se arcóseos e depósitos rudáceos e ainda margas em menor proporção.

Estes materiais formam um conjunto de leques aluvionais e de depósitos fluviais, possivelmente ainda de "playa", cujas espessuras não ultrapassam 60m de profundidade.

3.3 - DESCRIÇÃO DOS COMPARTIMENTOS

Nesta imensa área que compreende o Litoral, a Serra do Mar e o Primeiro Planalto Paranaense, limitada a oeste pelas rochas sedimentares do Bacia do Paraná, a leste pelo Oceano Atlântico, a norte e a sul pelos Estados de São Paulo e Santa Catarina respectivamente. Predominam as sequências pré-cambrianas, incluindo-se o Complexo Cristalino, e secundariamente sequências pré-Devonianas e intrusivas básicas e alcalinas Juro-Cretáceas.

Para este estudo, esta área foi compartimentada sob o aspecto estrutural, procurando-se subdividi-la através de lineamentos, na sua maioria de caráter regional, com direções preferenciais NE-SW.

3.3.1 - COMPARTIMENTO TIBAGI (A)

Este compartimento compreende a Bacia do Paraná propriamente dita. Fica aqui apenas sua citação, já que o intuito deste trabalho é abordar o Primeiro Planalto, Serra do Mar e Litoral.

3.3.2 - COMPARTIMENTO SOCAVÃO (B)

Este bloco compreende uma área limitada pela Falha de Itapirapuã a SE, pelo Lineamento Castro - Piraí do Sul a NW, e pela escarpa de arenitos Devonianos da Formação Furnas a SW, que compreende as cidades de Castro e Piraí do Sul.

Através de estudos realizados anteriormente, este compartimento é composto por rochas granitóides e graníticas, meta-sedimentos, depósitos de molassa, intrusivas básicas e depósitos aluvionares.

Os migmatitos foram observados na região da Serra das Pedras contornando quartzitos e nas imediações de Terra Nova, Macaco e Maracanã. Seus contatos com o Granito Cunhaporanga são pouco nítidos. Os afloramentos são raros, muitas vezes com presença de um migmatito com faixas máficas e xistosas em contraste com filões félsicos com aspecto epibolítico.

Quartzitos ocorrem sob a forma de lentes com direções preferenciais NE, sustentando o relevo normalmente como a Serra das Pedras e do Morro do Amola Faca.

Cristas quartzíticas foram mapeadas como restos de tecto preservados no Complexo Granítico Cunhaporanga.

Almeida, 1956 (in Marini et al, 1967) definiu a Formação Itaiacoca correlacionável à Formação Capiuru, na região do mesmo nome, no município de Ponta Grossa. Ocorre na porção SW deste bloco, emergindo de sob os arenitos devonianos e abrangendo os municípios de Ponta Grossa, Castro, Cerro Azul, Jaguariava e Senges, estendendo-se até Itapeva, no Estado de São Paulo.

As rochas carbonáticas estão dispostas em faixas orientadas NE-SW, intercaladas em lentes ao longo da Falha de Itapira

puã.

Os mármores dolomíticos predominam largamente, apresentando estratificação, segundo Almeida (op cit) e repousam sobre filitos e quartzitos. Na região de Abapã, Socavão e Jaguaricatu os epicalcários dolomíticos contêm intercalações de corpos talcíferos, sendo que estes últimos ocorrem como massas disformes sendo do tipo maciço (esteatita) e em grande parte acham-se associados a diques de diabásio ou metabasitos.

O Grupo Castro possui idade pré-Devoniana, reconhecido desde Woodworth, 1916 (in Lopes, op cit) e estabelecido estratigraficamente entre a Formação Furnas e o Grupo Açungui. Determinações feitas em três amostras de riolitos, pelo método Rb/Sr, acusaram uma isócrona de 425 ± 15 ma.a. (Arioli, 1982).

A primeira interpretação estratigráfica das formações pré-Devonianas da região, foi efetuada por Coutinho, 1955 (in Arioli op cit). Para esse autor os riolitos seriam produtos finais da diferenciação de um magma gabróide, sendo os arcóseos mais antigos ou parcialmente contemporâneos às primeiras manifestações de vulcanismo básico.

O trabalho realizado por Trein e Fuck (1967) discorda do autor anterior, quanto a possibilidade da derivação dos riolitos e para estes, os riolitos ocupam a base da coluna desse grupo junto com os sedimentos arcoseanos e conglomeráticos, cuja de posição provavelmente se deu entre dois ou mais períodos de vulcanismo ácido. Os autores estabelecem um quadro estratigráfico desse grupo admitindo uma certa contemporaneidade entre as fases de sedimentação e vulcanismo:

- a) Sequência Intermediária: andesitos e sedimentos;
- b) Sequência Vulcânica Ácida: riolitos, tufos, aglomerados e sedimentos;
- c) Sequência Sedimentar: arcóseos, siltitos e conglomerados; e
- d) Sequência Vulcânica Ácida.

O trabalho de Arioli (1981) está fundamentado na geologia principalmente procurando esclarecer os diversos nomes empregados para as rochas vulcanoclásticas, não mencionando a estratigrafia, uma vez que esta ainda não está esclarecida.

As intrusivas básicas ocorrem indistintamente às litologias, sob a forma de diques com espessura variada.

Os aluviões normalmente ocupam a calha dos principais rios, ao longo do Piraí e Iapó. Os sedimentos indifenciados são

os que ocupam posições laterais aos depósitos aluviais nos vales dos rios ora citados, e representam uma interdigitação de sedimentos aluviais e de colúvios argilosos, provenientes da decomposição de rochas graníticas.

3.3.3 - COMPARTIMENTO CERRO AZUL (C)

Este compartimento é delimitado pela Falha de Morro Agudo a SE, e pela Falha de Itapirapuã a NW e pela Bacia do Paraná à SW.

Os metamorfitos presentes neste bloco, anteriormente eram referidos somente ao Grupo Açungui, mas segundo dados mais recentes parecem ter uma evolução mais complexa, abrangendo na realidade rochas desenvolvidas em mais de um ciclo geotectônico.

A Formação Água Clara pertence ao Grupo Setuva (segundo Fritzsens et al, 1982), e ocupa junto com o maciço Três Córregos, o denominado Geanticlínio Três Córregos (Hasui et al, 1980). É composta por um fácies basal vulcano-sedimentar e um fácies carbonático.

O que predomina neste compartimento é a intrusão de corpos granitóides, do tipo tardi a pós-tectônico, circunscritos e alóctones (Wernick e Penalva, 1978 in Pontes, 1982), destacando-se o batólito Três Córregos.

As intrusivas alcalinas fazem-se presentes aqui da mesma maneira que no compartimento Tunas (D), apenas com corpos de dimensões menores, como o Maciço de Itapirapuã, denominado também de Ribeirão da Ilha, situado na localidade da Mina Maringá, município de Ribeira. Possui forma elíptica alongada, e está inteiramente alojado no Maciço Três Córregos. Sua litologia predominante é um nefelina sienito, segundo Silva(1981).

O maciço alcalino de Banhadão, ao norte de Cerro Azul, é composto de sienitos nefelínicos e fonólitos predominantemente. Apresenta-se sob a forma de pera, sendo constituído por dois chaminés intrudidos em rochas do Complexo Três Córregos. No centro da chaminé principal ocorre uma depressão, na qual formou-se um depósito colúvio aluvionar, com formato de meia lua, denominado Banhadão.

O carbonatito Barra do Itapirapuã, constitui um "plug" intrusivo no Granito Três Córregos. Apresenta carbonatito com estruturas fluidais e interdigitações silicosas, e ainda rochas

brechóides feldspato-carbonáticas (Siva, 1981).

Sete Quedas e Barra do Teixeira, são corpos constituídos por fonólitos, menores e intrusivos também no grande batólito (Algarte, 1972).

3.3.4 - COMPARTIMENTO TUNAS (D)

Este bloco é delimitado pelas falhas da Lancinha ou também chamada de Lineamento Cubatão (Hasui et al, 1980) e a Falha de Morro Agudo. Neste compartimento os trabalhos são inúmeros, o que possibilita uma melhor compreensão sobre a estratigrafia, geologia estrutural, etc.

A Formação Votuverava, que ocorre nesse compartimento, foi descrita por Bigarella e Salamuni(1958) a oeste da localidade que lhe deu o nome, sendo composta por filitos, quartzitos, metaconglomerados e metacalcários.

Scholl(1981) estudando toda a área situada entre essas duas grandes falhas, cita as unidades B e C superiores da Formação Votuverava, sugerindo inclusive a deposição simultânea das Formações Capiçu e Votuverava, separadas apenas pela Falha da Lancinha, sendo estas atualmente as únicas formações pertencentes aos Grupo Açungui.

A Formação Água Clara também presente, foi descrita por Marini et al(1967, e em 1970). Atualmente sua posição é basal em relação ao Grupo Açungui, com indícios de pertencer, assim como o Grupo Setuva, a um ciclo geotectônico anterior(Pontes, 1982).

Esta unidade constitui uma faixa alongada na direção NE-SW, desde as proximidades de Cerro Azul até a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná, sendo composta por um fácies basal vulcano-sedimentar, recoberto por um fácies essencialmente carbonático, com raras intercalações de quartzo mica xistos e quartzitos (Pontes, op cit) (unidade com referência a Formação Água Clara).

Além da presença dos diques de natureza básica à intermediária, introduzidos no intenso fraturamento NW-SE, as intrusivas alcalinas fazem-se presentes neste compartimento, como o Maciço Alcalino de Tunas, com uma área de 22,5 km², composto por sienitos (que constituem cristas anelares), pulaskitos, gabros alcalinos, sienodioritos e brechas. Mato Preto é outro exemplo

de maciço alcalino, constituído predominantemente por carbonatitos e subordinadamente por brechas vulcânicas. Situa-se no contato do Granito Três Córregos com os metasedimentos da Formação 'Água Clara, na localidade do mesmo nome, no município de Cerro 'Azul (Silva, 1981).

A Formação Camarinha representa uma sequência molássica brasileira, supostamente originada em tempos Cambro-Ordovicianos (Popp, 1972), sendo assim designada, pela primeira vez, por Muratori (1966) e Fuck (1966). Sua área de distribuição ocorre a noroeste de Campo Largo, contiguamente à Falha da Lancinha, inserida nos Blocos D e E. Suas rochas exibem contatos normais e tectônicos com as rochas do Grupo Açungui. Suas litologias predominantemente são siltitos, conglomerados polimíticos, arcóseos e argilitos, exibindo passagens rítmicas entre si.

3.3.5 - COMPARTIMENTO BOCAIUVA DO SUL (E)

Este compartimento é delimitado pelos Lineamentos São João - Lamenha Grande e Falha da Lancinha a SE e NW respectivamente, e pelo Estado de São Paulo à NE e a SW pelos sedimentos Paleozóicos.

Poder-se-ia dizer que é uma das áreas mais estudadas, onde apresenta o maior número de trabalhos publicados, sendo que as seções típicas estão nela particularizadas e discutidas.

Bigarella e Salamuni (1956) descreveram a "Formação Setuva" na localidade do mesmo nome, estando distribuído em quatro núcleos isolados: Betara, Setuva-Bocaina, Anta Gorda e Ouro Fino, destes apenas o Anticlinal do Setuva pertence a este compartimento.

A Formação Capiru criada por Bigarella e Salamuni (op cit) na região de Rio Branco do Sul, abrange os municípios de Curitiba, Campo Largo e Bocaiúva do Sul. Esta formação é correlata com a Formação Itaiacoca (Almeida, 1956), sendo tipicamente caracterizada pelo fóssil Collenia itapevensis.

Neste bloco, Popp et al (1979) na Folha de Ouro Fino, propuseram à Formação Setuva, o Grupo Setuva.

Os trabalhos mais recentes, como Fritzsos et al (1982) definem a Formação Perau e Água Clara centro do Grupo Setuva, sendo que a Formação Perau bordeja todo o antiforme do Setuva, onde a sequência quartzítica sustenta as Serras da Santana, Bocai

na e Grande, sendo que rochas metabásicas não são encontradas ao sul da Falha da Lancinha, segundo os autores anteriormente citados. Já Bender et al(1983) citam rochas metabásicas e anfibolitos no bloco sul da Falha da Lancinha.

Os contatos basais da Formação Perau sempre se fazem com as rochas gnáissico-migmatíticas do "Complexo Pré-Setuva", Fritzsos et al(1982).

O trabalho de Scholl et al(1981), da mesma maneira que o autor anterior, menciona duas fases migmatíticas sobrepostas nas rochas do Anticlinal do Setuva, fato que possibilita a separação do Setuva de seu embasamento.

Resumidamente, neste bloco ocorrem rochas do Embasamento Cristalino, Complexo Pré-Setuva, Grupo ou Formação Setuva, Grupo Açungui, rochas básicas mesozóicas e depósitos recentes.

3.3.6 - COMPARTIMENTO CURITIBA (F)

O bloco F (Compartimento de Curitiba) é delimitado pelos Lineamentos Piên - Tijucas do Sul e São João - Lamenha Grande, e pela Bacia do Paraná a SW.

Insere-se neste bloco a Bacia de Curitiba, composta de três compartimentos distintos e perfeitamente diferenciáveis, Bigarella e Salamuni, 1957 (in Canalli e Muratori, 1981):

- a) Embasamento, com rochas metamórficas do Pré-Cambriano;
- b) Depósitos da Bacia, pertencentes ao Plio-Pleistoceno, segundo os autores supracitados; e
- c) Depósitos do Holoceno, representados por depósitos de várzea.

Além desta, ocorre também a Formação Guabirota (Bigarella e Salamuni, 1962) composta de sedimentos do Quaternário, sendo na sua maioria argilitos, e secundariamente arcóseos e depósitos rudáceos.

Grande parte desse compartimento apresenta amostras do Embasamento Cristalino e/ou Setuva, como xistos magnesianos, anfibolitos, quartzitos, migmatitos e gnáisses.

A presença do Grupo Açungui faz-se notar principalmente por filitos próximo ao sopé da escarpa de sedimentos Paleozóicos, segundo Trein(1967). E ainda, próximo a região de Bateias, a presença de mármore dolomíticos é maior que o calcífero.

O tectonismo trafo gênico que proporcionou numerosas in

trusões básicas a intermediárias e alcalino-básicas, fazem-se presentes também neste bloco.

O Holoceno é marcado pelos depósitos recentes das planícies aluviais dos rios mais importantes, apresentando frações arenosas, silticas e argilosas.

O material é arenoso e inconsolidado, secundado por argilas com material orgânico, diferindo dos depósitos pleistocênicos, onde as areias sobrepujam as argilas.

As areias são quartzosas e os cascalhos constituídos de material maturo, não acontecendo com a Formação Guabirotuba, pois ocorre areia arcósiana e material imaturo (Trein, op cit).

3.3.7 - COMPARTIMENTO DE PARANAGUÁ (G) e SERRA NEGRA (H)

O Complexo Cristalino ou gnáissico-migmatítico, é o melhor representante destes compartimentos, com litotipos como granulitos, anfibolitos, gnáisses anfibolíticos, granodioritos - gnáissicos, migmatitos estromáticos, kinzigitos, xistos magnesianos, quartzitos alinhados preferencialmente no rumo NE-SW.

Cordani, 1974 (in Kaul et al, 1979) menciona os "núcleos antigos" como Piên-Morretes-Serra Negra, configurando um alto tectônico no pré-cambriano, com exposição do embasamento.

Ocorrem granitóides Brasileiros calco-alcalinos a alcalinos pós-cinemáticos Brasileiros (550-500 m.a.) que segundo Cordani e Kawashita (1971) são representados por granitos, quartzomonzonitos, adamelitos, granodioritos, granitos-pórfiro, microgranitos, granófiros, riolitos, riodacitos e riolitos pórfiro. Constituem maciços e diques intrusivos, tanto do embasamento, quanto nas supracrustais e granitóides Proterozóicos, configurando os maciços polidiapíricos, no sentido de Stephanson, 1975 (in Batolla et al, 1981).

Cita-se os maciços Alto Turvo, Graraú, Itapitangui e pertencentes ao compartimento G os granitóides Anhangava, Marumbi e Graciosa.

Os sedimentos Pleistocênicos na região de Alexandra, no município de Paranaguá, originaram-se na sua totalidade de intemperismo das rochas cristalinas da Serra do Mar, sendo seu depósito de caráter continental. Bigarella et al (1959) denominaram de Formação Alexandra, os sedimentos arcósios-argilitos, siltitos com depósitos rudáceos, similares à Bacia de Curitiba.

4 - GRANITOS DO PRÉ-CAMBRIANO PARANAENSE

O objetivo principal deste capítulo é apresentar uma descrição sucinta dos granitos presentes no pré-cambriano paranaense, ressaltando suas principais características, julgadas importantes para o presente projeto. Em alguns casos, foram realizados trabalhos de campo, com a descrição de diferentes fácies e coletadas amostras para posterior estudo petrográfico. Atenção especial foi dada às evidências de mineralizações, como a presença de sultetos ou de evidências de alteração hidrotermal, como cloritização, epidotização, argilização, etc.

Os corpos graníticos presentes no Estado do Paraná, acham-se relacionados no Anexo 6. Ao todo são 42 corpos de formas e dimensões as mais variadas, com a grande maioria apresentando um forte controle tectônico de direção nordeste.

Para facilitar a rápida localização dos diferentes corpos graníticos, elaborou-se uma relação numérica e uma relação alfabética dos mesmos. A numeração inicia-se na parte norte do mapa, aumentando para sul, seguindo linhas oeste-leste. Cada número corresponde a um granito. A relação alfabética do nome dos granitos foi por sua vez relacionada à numeração (ver anexo 6), visando facilitar a localização do granito no mapa, através de seu nome.

O quadro nº 2, apresentado no final do capítulo, é uma

síntese das rochas graníticas paranaenses. Nesse quadro, os granitos são apresentados segundo uma ordem numérica natural, destacando-se parâmetros importantes como razão de eixos (maior/menor), arredondamento, condicionamento tectônico, cataclase textural, minerais de interesse econômico, geoquímica, presença de Ilmenita e magnetita, relação intrusão/tectonismo e mobilidade relativa, datações geocronológicas, alterações e observações de caráter geral.

O objetivo desse quadro é oferecer uma rápida e imediata visualização dos parâmetros selecionados, facilitando a comparação entre diferentes corpos. Ressalta-se no entanto o estado precário de conhecimento da maioria dos corpos, muitas vezes com informações contraditórias, o que dificulta a elaboração mais precisa desse quadro.

4.1 - GRANITO JOAQUIM MURTINHO

4.1.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor sul da Folha de Jaguariaíva (SG-22-X-A-III), com uma latitude média de 23°27'43"S e longitude média de 45°51'54"W, situando-se na borda NW do Complexo Granítico Cunhaporanga, a NE de Piraí do Sul. O corpo é cortado pela PR-11.

Possui área aflorante de 36 km² aproximadamente, sendo que as coberturas sedimentares principalmente no flanco oeste e NW dificultam cálculos mais reais. Ribas(1981) classificou o corpo como sendo um stock.

A forma regional é arredondada a ovalada, controlado por tectonismo NE. As formas locais são irregulares, por capeamento discordante de rochas da Bacia do Paraná (Formação Furnas) e aluviões. O corpo ainda faz contato com rochas do Complexo Granítico Cunhaporanga e rochas do Grupo Castro, através de falhamento (contatos tectônicos).

Hasui et al(1978) classificam o granito como pós-tectônico, alóctone, de fácies Itú; Ribas(1981) como pós-tectônico, intrusivo (idêntico ao Granito Carambeí) e Fritzsens Jr. e Biondi(1983) como tardi a pós-tectônico, alóctone, com relação

ao tectonismo brasileiro.

4.1.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Ribas (op cit) caracterizou dois fácies nesse granito. Um equigranular aparentemente predominante e outro porfirítico, que provavelmente se relaciona a metassomatismo potássico em zona de falha.

4.1.2.1 - Fácies Equigranular

Apresenta estrutura maciça, fraturado, com textura hipidiomórfica, granulação grosseira, equigranular, leucocrático, com cor rósea avermelhada.

A composição mineralógica é representada essencialmente por ortoclásio, quartzo e plagioclásio; secundariamente aparecem a biotita, normalmente preenchendo fraturas. Como minerais acessórios aparecem a fluorita, epidoto, titanita, zircão, carbonato e opacos de forma quadrada. Petrograficamente é classificado como um alcali-granito.

4.1.2.2 - Fácies Porfirítico

Possui textura porfirítica cataclasada, com granulação grosseira, inequigranular, com macrocristais de ortoclásio de até 2 cm, de cor vermelho acinzentado. Microscopicamente evidencia-se a textura porfirítica cataclasada. Os minerais essenciais são o ortoclásio, plagioclásio e quartzo; secundariamente aparecem a clorita, carbonato, titanita e apatita. Os minerais acessórios são a biotita e opacos com forma quadrada, localizados na borda da clorita. Este fácies é classificado como quartzo sienito, cataclasado.

Os tipos de alterações predominantes são a carbonatação, sericitização e cloritização.

4.1.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Foram detectados duas zonas anômalas de Pb sobre o corpo, através de trabalhos de prospecção geoquímica, a nível de conhecimento (Lopes Jr. et al, 1979).

4.2 - GRANITO CARAMBEÍ

4.2.1 - GENERALIDADES

Trata-se de um corpo aflorante no extremo SW da Folha de Piraí do Sul (SG-22-X-A-VI), extremo SE da folha de Tibagi (SG-22-X-A.V), e extremo NE da Folha de Ponta Grossa (SG-22-X-C-II), latitude média de 24°57'58"S, e longitude média de 49°51'37"W. Aflora no Estado do Paraná a sul da cidade de Castro, nas localidades de Catanduva de Fora e Sítio Grande, sustentando a Serra do Carambeí. Acha-se cortado a sul pelo rio Moquim e a norte pelo rio Jatubá.

Área de exposição superficial é de 40 km² aproximadamente, possuindo o eixo maior 9,70 km com direção NE, e o eixo menor 3,0 km com direção NW.

A forma regional é ovalada, com seu eixo maior orientado do NE-SW, sendo inteiramente envolvido pelo Granito Cunhaporanga (Fuck et al, 1967). Ocorre controle tectônico NE.

Segundo Santos(1980), ocorre em zona de falha de contato intenso desenvolvimento de calcedônia, quartzo "dente de cavalo" e as vezes hematita, havendo inclusive um aumento de cristalização de quartzo leitoso e biotita. Esta zona de falha entre os granitos é evidenciada petrograficamente por Santos(op cit), por recristalização de quartzo e feldspato, com intensa silicificação do granito em referência. Ocorrem ainda cavidades de dissolução contendo hematita, especularita entre cristais de quartzo piramidal. Nas zonas fraturadas, destacam-se veios de quartzo leitoso com hematita e fluorita, principalmente na porção oriental. Segundo Batolla Jr. et al(1977), o corpo granítico está intensamente fraturado.

Santos (1980) observou diques de riolitos, veios de quartzo com pouca pirita, galena e blenda, próximos ao rio Moquim. Veios pegmatíticos são de ocorrência muito restrita. Observou ainda restos de teto com rochas do granito Cunhaporanga.

Os contatos são tectônicos, com predominância de contatos retilíneos com o granito Cunhaporanga e por discordância erosiva com rochas da Bacia do Paraná.

Dados geocronológicos de Batolla Jr. et al(1977) com método Rb/Sr, apontam 543±25 m.a. (amostra IL 295-b).

Santos(op cit) considera o granito em referência como intrusivo no Cunhaporanga. Hasui(1978) classifica o granito como

pós-tectônico, alóctone, da fácies Itú; Fritzsos e Biondi(1983) tardi a pós-tectônico(?), alóctone, com referência ao tectonismo brasileiro.

Fritzsos Jr. e Biondi(op cit) consideram ainda que os Granitos Carambeí e Joaquim Murinho praticamente idênticos nos critérios que se seguem: arredondamento dos corpos, relação tectonismo/intrusão, mecanismo de intrusão, dimensões, estrutura, tamanho relativo dos cristais, cataclase, granulação e razão de oxidação.

4.2.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Santos(op cit) verificou a ocorrência de três fácies texturalmente distintos: fácies granular hipidiomórfico; fácies porfiróide(granito) e profiróide (granodiorito); e fácies granó-firo.

4.2.2.1 - Fácies Granular Hipidiomórfico

É o fácies predominante, composto essencialmente por alcali-granitos com ou sem fluorita; textura granoblástica, com granulação média a grosseira, equigranular; leucocrática, com cor branca a rosa (Santos, op cit), e ainda róseo-avermelhado (Fück et al, 1967). A mineralogia essencial é composta por ortoclásio e quartzo; a secundária, por plagioclásio e microclínio; destacando-se como acessórios, a biotita verde cloritizada, fluorita roxa. Os corpos opacos são representados pela titanita e augita. Composição alcali-granítica.

4.2.2.2 - Fácies Porfiróide-Granito

Ocorre subordinadamente ao fácies hipidiomórfico. São incluídos neste fácies, granitos, alcali-granitos e granodioritos. Os tipos porfiróides ocorrem associados a regiões de falhamentos. A granulação é geralmente grosseira com macrócristais de 1,5 cm, com cristais inequigranulares (porfirítica); são leucocráticos, com cor rósea a verde.

Microscopicamente a textura constatada é granoblástica. Os minerais essenciais são representados pelo ortoclásio, quartzo e plagioclásio, aparecendo a biotita secundariamente. Ocorre ainda a presença de magnetita.

A alteração evidenciada é a silicificação e ainda o aporte de K e SiO₂ (ocorrência em zona de falha).

4.2.2.3 - Fácies Granófiro

Ocorre na forma de veios pegmatóides. Apresenta textura granoblástica porfirítica, com macrocristais de até 3 a 4 cm. A mineralogia essencial é representada pelo ortoclásio e o quartzo; secundariamente aparecem a biotita, clorita, microclínio e plagioclásio; enquanto que os acessórios são a muscovita, epidoto, zircão e opacos. A composição deste fácies é alcali-granito' (Santos op cit).

4.2.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica (Lopes Jr. et al , 1979), a nível de reconhecimento em toda a porção a norte de 25°00'S do granito, apontaram anomalias de Pb e Mo, não sendo selecionados pelo "Fill-In".

4.3 - COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPORANGA

4.3.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida parcialmente pelas Folhas de Campo Largo (SG-22-X-C-III), Piraí do Sul (SG-X-A-VI), Tibagi (SG-22-X-A-V), Jaguaraíva (SG-22-X-A-III), Itararé (SG-22-X-B-I) e Ponta Grossa (SG-22-X-C-II-2), situando-se em latitude média de 24°35'20"S e longitude média de 49°44'14"W.

Possui área aflorante de 2.500 km² aproximadamente, com seu eixo maior medindo 102 km com direção NE, e o eixo menor medindo 37 km, com direção NW. Estas dimensões não são mínimas, pois o complexo granítico acha-se limitado a NE e S por cobertura de rochas da Bacia do Paraná, e a W por rochas do Grupo Castro. Em sua forma regional, o corpo granítico tem forma alongada, com traços curvilíneos, controlado por tectonismo NE.

Fuck et al(1967), Lopes(inédito e Muratori(inédito) concluíram que trata-se de um complexo com amplas variações texturais e estruturais, bem como composicionais, compreendendo

desde um verdadeiro granito até um granodiorito, quartzo-monzonito e mesmo diorito, ressaltando-se a presença de mica-xistos, quartzitos, quartzitos feldspáticos e migmatitos. A concordância estrutural da foliação dos gnaisses e migmatitos com as lineações dos granitos evidenciam o caráter sin-orogênico do referido granito, sofrendo deformação no estado plástico, produzindo em alguns lugares auréola de metamorfismo de contato.

Ribas(1981) descreve rochas do referido complexo com textura, granulação e coloração variadas. Em certos locais as rochas graníticas apresentam ligeira orientação de seus constituintes, originando uma estrutura gnáissica. Na região de Água Clara afloram termos gnáissicos, associados a finos e alinhados cristais quartzíticos, o que sugere origem sedimentar. A orientação observada deve-se provavelmente a antigas estruturas de epimorfitos preservados.

Ribas(op cit) identifica vários stocks graníticos intrusivos, inclusive o granito Carambeí, Joaquim Murtinho e Francisco Simas. Ainda segundo o mesmo autor, ocorre uma suíte pós-tectônica, representada por corpos fissurais com dimensões variáveis, na forma de diques e corpos intrusivos, classificados como stocks. Ribas também descreve a ocorrência de inúmeros restos-de-teto e enclaves de rochas metasedimentares pelíticas, carbonatadas e quartzitos na borda NE. Segundo Fuck et al(op cit) há enclaves do tipo dioríticos a quartzo-dioríticos, citando ainda rochas encaixantes, as quais em alguns locais apresentam auréolas de metamorfismo de contato. São gnaisses, mármore e calcosilicatadas, que a SE dão lugar a filitos, sericita xistos, quartzitos e dolomitos de baixo grau metamórfico.

Almeida(1957) caracterizou as rochas em questão como embasamento do Grupo Açungui; Fuck et al(op cit) classificaram-nas dentro de duas hipóteses: granito circunscrito tardi a pós-cinemático ou granito difuso anatético sin-cinemático. Para Hasui et al(1978) trata-se de um granito sintectônico, não autóctone, do fácies Cantareira; Kaefer e Cunha(1974) consideram-no como intrusivo tardi-tectônico; Wernick(1978) considera os tipos porfiróides, assim como as variações equigranulares, como de suíte sintectônica; Ribas(1981) classifica como tardi a pós-tectônico os corpos fissurais, diques e stocks, como Carambeí, Joaquim Murtinho e Francisco Simas; Trein(inédito) sugere que o conjunto teria resultado da migmatização regional, embora com

relações de contato não esclarecidas; Lopes Jr. et al(1977) consideram-no como sintectônico, com remobilização tardi-tectônica; e Fritzsos Jr. e Biondi(1983) como tardi tectônico(?), alóctone com relação a orogenia brasileira.

4.3.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Petrograficamente o complexo granítico apresenta um' fácies porfiróide dominante outro equigranular subordinado.

4.3.2.1 - Fácies Porfiróide

Apresenta estrutura maciça em alguns lugares (Fuck et al, op cit), com ligeiro alinhamento dos fenocristais, o qual é acompanhado por lineações dos cristais da matriz. Tais lineações quando mais fortemente desenvolvidos dão aspecto embrechítico à' rocha. A matriz é um agregado hipidiomórfico equigranular (Trein inédito); com cristais de tamanho inequigranular, imerso na qual ocorrem fenocristais de feldspato potássico de cor rósea, com ' um a 3 cm, podendo chegar até 8 cm. É um fácies leucocrático de ' cor cinza rosado a róseo.

A composição mineralógica (microscópica) quanto aos ' minerais essenciais é representada pelo quartzo, microclínio , oligoclásio e ortoclásio; como minerais secundários ocorrem a hornblenda e a biotita; e como acessórios figuram a titanita , muscovita, fluorita, clorita, epidoto, sericita, zircão, apatita, clorita, ilmenita, turmalina, calcita, zoisita e pirita. A composição deste fácies varia de granito a quartzo-sienito, gra nito, quartzo-monzonito, granodiorito, quartzo-monzonito ou quartzo-gabro.

Os tipos de alteração são a sericitização, cloritização, epidotização e provavelmente a argilização.

4.3.2.2 - Fácies Equigranular

Segundo Ribas(1981), ocorre sobretudo sob a forma de diques de microgranito presentes em todo o complexo, cortando in distintamente metasedimentos do Grupo Açungui e os termos graní- ticos do complexo em questão, ocorrendo com maior frequência na porção N-NE da área, região do rio Jaguaraiá. Desta forma os' corpos são considerados de caráter tardi a pós-tectônicos intru- sivos, nos tipos porfiróides.

Ficou evidenciada em campo a textura granoblástica micro-granular a aplítica; granulação média a grosseira; cristais equigranulares; leucocrático com cor rósea a cinza-esbranquiçado.

Microscopicamente ficou evidenciada a textura granular hipidiomórfica. Os minerais essenciais são o microclínio, ortoclásio, plagioclásio e quartzo; secundariamente aparecem a biotita, hornblenda e a clorita; enquanto os acessórios são representados pelo epidoto, apatita, titanita, turmalina, zircão, carbonatos, fluorita, argilo-minerais, sericita, muscovita e alanita' (segundo Ribas, 1981). A composição varia desde granito a quartzo-sienito, granito a quartzo-monzonito, até quartzo-monzonito.

Os tipos de alteração ficam restritos aos tipos argilização e sericitização.

4.3.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica (Lopes Jr. et al 1979), a nível de reconhecimento, com sedimentos de corrente e concentrado de minerais pesados, na porção central do complexo granítico (limites N-S: 24°15'S a 25°S, e limites E-W: 49°45'W a 50°15'W), mostraram anomalias em sua maioria de caráter pontual, de Cu, Pb e Zn. Trabalhos de "Fill-in" levaram a definição de seis pequenas zonas anômalas para Pb e Cu.

Silva et al(1978) com trabalhos de reconhecimento na porção granítica da Folha de Itararé, detectaram duas áreas anômalas para Pb em sedimentos de corrente, uma a SW de Ouro Verde (não selecionada pelo "Follow-up"), e outra área para Ag a leste de Bairro da Roseira (também não selecionada pelo "Follow-up").

Santos(1980) também a nível de reconhecimento, através de sedimentos de corrente e concentrado de minerais pesados, detectou anomalias de 2º ordem para Zn e Cu e anomalias de 3º ordem para Zn, Cu e Pb.

4.4 - GRANITO VILA BRANCA ou FRANCISCO SIMAS

4.4.1 - GENERALIDADES

Sob esta denominação, inclui-se na realidade, um conjunto de quatro corpos separados e próximos, aflorantes na região do extremo SE da Folha de Jaguaraíva (SG-22-X-A-III), extremo SW da Folha de Itararé (SG-22-X-B-I), extremo NE da Folha de Piraí do Sul (SG-22-X-A-VI), e ainda extremo NW da Folha de Cêro Azul (SG-22-X-B-IV). Situa-se em latitude média de 24°31'53"S e longitude média de 49°30'00"W, aflorando próximo à localidade de Vila Branca. Possui área aflorante de 50 km² (7,5 + 14,8 + 4,6 + 23,1 km²), calculada segundo mapa escala 1:250.000 de Ribas(1981).

As formas regionais presentes nos corpos são predominantemente poligonais como triangulares ou paralelogramos, enquanto que as formas locais são em geral retilíneas, podendo secundariamente aparecer elementos curvelíneos.

Foram verificadas aplitos, que em lâmina delgada contém hiperstênio.

Segundo Ribas(op cit), este corpo granítico diferencia-se do Complexo Granítico Cunhaporanga por apresentar fases tardias com veios quartzo-feldspáticos, pegmatitos e graissens. Suas rochas encaixantes são representadas por metasedimentos terrígenos a dolomíticos e granitos do complexo granítico Cunhaporanga, com pequena auréola de metamorfismo de contato. O citado autor descreve ainda a ocorrência nas encaixantes de pegmatitos zonados com filões quartzosos em fraturas. Descreve também greissens com sulfetos.

Melcher et al(1973) observou características tardias pós-tectônicas nesse corpo granítico; Fritzsens Jr. e Biondi (1983) consideram-no como tardi tectônico(?), alóctone(?).

4.4.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Segundo Ribas(op cit), apresenta estrutura predominantemente maciça, às vezes com leve foliação cataclástica; a textura predominante é porfirítica com sinais de cataclase em diferentes estágios, até textura cataclástica, podendo ser granular hipidiomórfica em certos pontos; a granulometria é média na maior parte do corpo. Os cristais apresentam-se predominantemente na

forma inequigranular (porfirítica) e no geral porfiríticos com matriz equigranular; o índice de coloração é variável, predominantemente leucocrático, sendo a cor da mesma forma variável, desde vermelho, passando a róseo até cinza. Predomina o tipo róseo - acinzentado.

A mineralogia microscópica é evidenciada nos minerais essenciais pelo feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio e quartzo; nos secundários pela clorita, biotita e opacos; e nos acessórios o zircão, sericita, muscovita, titanita, apatita, carbonatos, epidoto, alanita, horblenda, zoisita, argilo-minerais, leucoxênio, fluorita, piroxênio, granada, ilmenita e magnetita.

Foi classificado como granito com variação para granodiorito. Secundariamente aparecem as composições granito a quartzosienito, granodiorito a quartzomonzonito, granito a quartzomonzonito. Os principais tipos de alteração são a sericitização, argilização, carbonatação, muscovitização e cloritização.

4.5 - COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS

4.5.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pela Folha de Campo Largo (SG-22-X-C-III), Curitiba (SG-22-X-D-I), Piraí do Sul (SG-22-X-A-VI), Cêrro Azul (SG-22-X-B-IV) e Itararé (SG-22-X-B-I).

Aflora nos Estados do Paraná e São Paulo, envolvendo diversos municípios, cidades e localidades, por ser um corpo bastante extenso.

Sua área aflorante totaliza cerca de 3.800 km², dos quais 1.900 km² situados no Estado do Paraná e os outros 1.900 km² no Estado de São Paulo, sendo o corpo classificado como um batólito. Seu eixo maior mede 205 km com direção NE; enquanto que o eixo menor mede 33 km, na direção NW. Estas dimensões podem ser maiores, pois o corpo está em boa parte delimitado por cobertura sedimentar da Bacia do Paraná.

A forma regional é alongada segundo NE-SW, com sua borda NW de caráter predominantemente retilíneo, de certa forma caracterizado por tectônica rígida, enquanto que no seu bordo SE, predominam elementos curvilíneos com saliências arredondadas.

lembrando núcleos dômicos. As formas locais ao sul, chegam a delinear corpos ovalados, separados do corpo principal.

A faciologia estrutural é descrita por Morgental et al, 1975 (in Batolla Jr. et al, 1977). Foram constatadas arquiteturas gnáissicas migmatíticas e cataclásticas. Santos e Felipe (1980) citam a ocorrência de estruturas gnáissicas frequentes nas rochas porfiroblásticas, com dobras em certos locais. Entre Cêro Azul e Vila Branca são descritos migmatitos constituídos por paleossoma gnáissico, cortado por neossoma granítico leucocrático.

Segundo Marini (in Rodrigues et al, 1977), ocorrem regiões de intenso cataclasamento, onde há concentração de minerais máficos (biotita e hornblenda) iso-orientados. Nestas ocasiões o granito assemelha-se a gnáisses. Santos e Felipe (op cit) descrevem bordas do corpo com fenômenos de cataclase na passagem entre o granito e a encaixante. Extensas falhas afetaram internamente o complexo. Associado a essas zonas de falhas, ocorre um fácies cataclástico, com vestígios de manifestações hidrotermais.

Segundo Wernick (in Ribas, 1981), o Complexo Granítico Três Córregos é do tipo mesotectônico polidiapírico, ocorrendo associações de granitos tarde e pós-tectônicos. O caráter polidiapírico é evidenciado pela heterogeneidade textural e composicional das rochas graníticas da área.

São descritos uma grande variedade de intrusões, como granitos cinzentos ou róseos, microgranitos, veios aplíticos, pegmatitos, granitos pórfiros e veios de quartzo. Santos e Felipe (op cit) descrevem diques de granitos finos e emissões de filões pegmatíticos e veios de quartzo a partir de alguns desses corpos; Martini(1981) descreveu corpos tabulares de granitos alaskíticos; Ribas(1981) faz semelhante descrição a norte de Volta Grande, acrescentando que esses corpos posicionam-se preferencialmente ao longo de falhas e fraturas, sem orientação preferencial, embora os corpos maiores tem direção geral NW.

Ribas(op cit) descreveu a ocorrência de restos de teto na forma de corpos métricos a quilométricos com metasedimentos clásticos (mica xistos com quartzo, biotita e muscovita) e restos de rochas carbonáticas, transformadas em hornblenda-hornfels e calcosilicatadas. Martini(1981) descreveu xenólitos de dolomito, quartzito, mica-xistos e hornblenda no granodiorito São Sebastião. Santos e Felipe (op cit) ressaltam fenômenos de feldspa

tização, afetando os xenólitos; e ainda Wernick e Gomes(1977) , citam xenólitos em vários estágios de assimilação.

A ocorrência de enclaves é descrita por Ribas(op cit)' na forma de massas de textura migmatíticas englobado por granitos porfiróides, de composição monzodiorítica. Segundo Wernick ' (in Ribas, 1981) estes enclaves indicam origem a partir de rochas do manto.

Além dos contatos discordantes com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, o Complexo Granítico Três Córregos faz ' contatos com rochas do Grupo Setuva (Formação Água Clara) e Grupo Açungui (formação Itaiacoca e Votuverava). Desta forma, entra em contato com os mais diversos tipos litológicos como filitos , metasiltitos, meta-argilitos, quartzitos, mica-xistos a biotita, sericita e/ou quartzo, calco-xistos, calcosilicáticas, mármore calcíticos e dolomíticos, entre outros.

Fuck et al(1967) descrevem uma auréola de metamorfismo de contato de algumas dezenas de metros, podendo estar ausente , ou mesmo se estender por mais de cem metros em diferentes trechos, com diversas paragêneses minerais. Fato este observado também ' por Marini e Batolla Jr. et al(1977). Assim Fuck et al(op cit) ' descrevem nesta zona biotita-muscovita xistos, anfibólio-xistos, xistos nodulosos e tactitos. Santos e Felipe(op cit) consideram haver metamorfismo termal desde um grau incipiente até o fácies piroxênio-hornfels, predominantemente hornblenda-hornfels.

Dados geocronológicos de Salamuni e Bigarella, 1967 ' (in Fuck et al, 1967) através do método K/Ar, indicam 604 ± 14 m.a para o granito. Já Cordani e Bittencourt(1967) dataram uma amostra procedente de Itapirapuã, a qual forneceu a idade de 510 ± 5 ' m.a. Acredita-se que ambas as datações sejam aceitáveis, pois ' podem corresponder as ultimas fases de resfriamento daquelas rochas. Cordani e Kawashita, 1971 (in Melcher et al, 1973) dataram fácies do tipo porfiróide em 600-650 m.a.

Fuck et al(1967) classificam o corpo granítico como ' tardi a pós-tectônico, formado nos estágios finais da orogenia ' que dobrou e metamorfoisou o Grupo Açungui; Melcher et al(1973) , como intrusivo, com características tardi a pós-tectônicas; Al - garte e Kaefer, 1972 (in Batolla Jr. et al, 1977) descrevem ' feições de intrusivo e anatético, sintectônico ou tardi-tectônico, com características ora intrusivas, ora metamórficas metassomáticas, formado na época ou pouco depois do dobramento do Grupo

Açungui; Morgental et al, 1975 (in Batolla Jr. et al, 1977) consideram-no como sintectônico a tardi-tectônico; Wernick e Gomes' (1977) como intrusivo tardi-tectônico; Hasui et al(1978), como ' sintectônico não autóctone, do fácies Cantareira; Santos e Felipe(1980) como sincinemático; para Fritzsos Jr. e Biondi(1983) ' trata-se de um granito tardi-tectônico, alóctone.

4.5.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Santos e Felipe(op cit) e Martini(1981), identificaram três fácies, sendo dominante o fácies porfirítico e subordinados os fácies equigranular e cataclástico. Ribas(1981) e Rodrigues ' et al(1977), deixam de citar o fácies cataclástico.

4.5.2.1 - Fácies Porfirítico

É o fácies dominante em todo o corpo. Segundo Ribas ' (op cit), interdigita-se com o fácies equigranular. Este fácies, em zonas de intenso fraturamento transforma-se no fácies cataclástico, achando-se cortado pelo fácies alaskítico.

Macroscopicamente ficou evidenciada uma variação da estrutura maciça (Muratori, 1966; Fuck, 1966 e 1967; Santos e Felipe, 1980 e ainda Ribas, 1981) a tipos com orientação mineralógica de matriz e de fenocristais até tipos gnáissicos bandeados nas bordas. Ainda nas bordas do corpo ocorrem passagens à textura cataclástica (Fuck et al, 1967) ou ao menos sempre com certa orientação mineralógica; sendo a granulação da matriz grosseira a média, com fenocristais de até 12 cm e de cores cinza, cinza claro e em alguns locais cinza esverdeado ou ligeiramente róseo. Os fenocristais são róseo-esbranquiçados, róseo e cinza claro. Microscopicamente a mineralogia essencial é composta por microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda; aparecendo secundariamente a clorita e sericita; e como acessórios figuram o epidoto, zircão, apatita, alanita, carbonatos, titanita, ilmenita, magnetita, fluorita e argilo-minerais. A composição é granítica com passagens para granodiorito e quartzo-monzonito (Santos e Felipe, 1980).

Os tipos de alteração encontrados são a epidotização, sericitização, carbonatação saussuritização e provavelmente argilização.

4.5.2.2 - Fácies Equigranular

Ocorre na forma de pequenos corpos, geralmente tabulares, com espessura de 1 a 2 m, raramente com mais de 100 m. Santos e Felipe (op cit) destacam um corpo maior aflorante na localidade de Boa Vista (Campo Largo), com área mínima aflorante de 10 km². Mas Ribas (op cit) descreve esses corpos como estando inteiramente relacionados com o fácies porfirítico, através de interdigitação.

Macroscopicamente evidencia-se a estrutura maciça, por vezes com evidências de cataclase; textura sacaroidal xenomórfica, granular hipidiomórfica a xenomórfica, por vezes com alinhamento de minerais como evidência de tensionamento (Santos e Felipe, op cit). Ribas (1981) e Martini (1981) descrevem também textura pegmatóide.

Microscopicamente verificou-se a textura granular hipidiomórfica a cataclástica. Os minerais essenciais são representados pelo microclínio e ortoclásio, plagioclásio e quartzo; os secundários pela biotita, clorita e epidoto; enquanto que os minerais acessórios são representados pelos opacos, sericita, titanita, zircão, apatita, turmalina, muscovita, carbonatos, argilo-minerais, zoisita, clinozoisita, hornblenda, albita, hiperstênio, pirita, hematita e magnetita.

Classificado como granito predominantemente, havendo variações monzodiorito e para quartzo-sienito.

Os tipos de alteração verificados são a sericitização, epidotização, cloritização, caulinitização, carbonatação e mais raramente a saussuritização, microclinização, silicificação, albitização e uralitização.

4.5.2.3 - Fácies Cataclástico

Santos e Felipe (1980) descrevem estas rochas como deformadas mecanicamente, em zonas de grande falhamentos, sendo muitas delas descritas no campo como milonitos. Relacionam-se a radioanômalias, especialmente quando próximos a corpos alcalinos.

Diversas faixas são conhecidas, como Ribeirão da Lagoa (22 km a N-NW de Cerro Azul), em falhamento N30E), Figueira (10' km a SE de Vila Branca, em sistema de falhas EW e NE com enxame de pegmatitos, filões feldspáticos aplitos), Volta Grande (12 km a NW de Cerro Azul), Barra do Açungui (ocorrem diques de direção

NW de monzodioritos, cortando granitos), Barra do Sete Quedas (8 km a N de Cêrro Azul), além de João Gordo, Barra do Itapirapuã e Morro do Chepêu.

Martini(1981) descreveu alterações hidrotermais na área do "granodiorito São Sebastião", associado a falhamento NE, com 0,5 a 10 m de espessura, com veios de quartzo e epidoto ao longo das fraturas. As faixas cataclásticas são radioanômalas, especialmente quando mais próximas às rochas alcalinas. São várias as zonas conhecidas, hidrotermalizadas, com algumas ocorrências minerais, destacando-se João Gordo, Volta Grande, Ribeirão da Lagoa, Barra do Sete Quedas, Barra do Itapirapuã e Blum.

Macroscopicamente as estruturas identificadas são a maciça, brechóide, cataclástica, porfiroblástica, porfirítica e granular hipidiomórfica; os cristais são inequigranulares e/ou equigranulares; a composição mineralógica segundo Santos e Felipe(op cit) é variável, ocorrendo quartzo esfumaciado bipiramidal, biotita alterada e veios de barita; Martini(1981) descreve uma associação de clorita-carbonato-epidoto-pirita superimposta ao granito porfiróide.

4.5.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica a nível de reconhecimento apontam diversas anomalias de diversas substâncias, inclusive Ag, mas atividades de "Follow-up" não apontaram nenhum alvo no Estado do Paraná (Silva, 1978).

Braga(1978) identificou regionalmente anomalias de Pb a sul do rio Figueira, região que envolve o Maciço Alcalino Banha dão, de Nb coincidentes e também em todo o canto SW da Folha Cerro Azul; U em toda a porção paranaense a NE do rio Bomba. A nível de detalhe, verificaram-se anomalias de Pb, Nb e Zn a norte de foz do rio Mato Preto; e de Ba na região anteriormente mencionada e na região do rio Sete Quedas no setor próximo a Barra do rio Barra Linda.

Ramos e Licht(1982) detectaram a nível de detalhe, anomalias de Cu e Pb na borda oeste do granodiorito São Sebastião, através de sedimentos de corrente, provavelmente mais relacionados com os metasedimentos; e Au e Sn na localidade de Três Córregos, na porção NE do corpo, através de concentrado de bateia. Ramos(1981), a nível de reconhecimento, verificou anomalias de

As, Au, Pb, Zn e Cu, conforme arquivo 731/81 da Mineropar S.A. , e Ramos e Licht(1982), a nível de detalhe com amostragem de solos, detectaram importantes anomalias de Cu e Mn, indicando a presença do escarnito e/ou diques pegmatóides mineralizados.

Além disso, existem ocorrências de barita sob a forma de veios de dimensões variáveis, preenchendo fraturas no granito Três Córregos (ocorrência de Cordinha, Gorda Grande, Sítio do Augusto, Ribeirão João Gordo e Sete Quedas. Foram pesquisadas rudimentarmente e sofreram lavras esporádicas, atualmente paralisadas. Ainda segundo a CPRM, encontra-se fluorita sob a forma de veios maciços e irregulares encaixados nos granitos, além de outras formas, com uma duvidosa reserva cubada de 2.940.000t e inferida de 4.690.000t, não havendo atividades no local atualmente.

A rocha granítica ainda é utilizada como brita, pedra de revestimento e blocos de diversos tamanhos usados em construções especiais. O Batólito Três Córregos representa uma grande fonte de caulim, embora atualmente não explorada; sílica é usada como saibro nas estradas secundárias da região.

4.6 - GRANITO ITAÓCA

4.6.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor centro-nordeste da Folha de Apiaí (SG-22-X-B-V), em sua maior parte no Estado de São Paulo, envolvendo a localidade homônima, estendendo-se ao Estado do Paraná, envolvendo as localidades de Vila Mota e Sete Barra. O corpo acha-se cortado a sul pelo rio Ribeira.

Possui área aflorante de 107 km², sendo 84 km² no Estado de São Paulo e 23 km² no Estado do Paraná. Melcher et al(1973) classifica o corpo granítico como um stock. Seu eixo maior mede 19 km com direção NE, enquanto que o eixo menor possui 16 km na direção W-NW. Forma regional irregular ovalada, pouco ou não controlado por tectonismo NE. Apresenta-se sem estruturas magmáticas primárias, evidenciando no entanto a presença de falhamentos e fraturamentos que chegam a impor textura cataclástica às rochas. Neste aspecto ressalta-se a região a SW de Itaóca.

Trabalhos do IPT(1982), caracterizam duas suítes distintas: a suíte Itaóca e a suíte Saltinho.

4.6.1.1 - Suíte Itaóca

Apresenta falhamentos normais ortorrômbicos e fraturamentos preenchidos por veios de quartzo.

4.6.1.2 - Suíte Saltinho

São abundantes falhamentos normais de alto ângulo, e fraturas com processos de enriquecimento de sílica e elementos raros, com abundantes corpos de brechas turmaliníticas milimétricas a decimétricas. Nestes locais são verificadas alterações hidrotermais dos tipos feldspatização, argilização e saussuritização. Manifestações pegmatíticas, aplíticas e/ou alaskíticas ocorrem com alguma frequência.

Evidências de polidiapirismo, restos de teto e xenólitos são verificadas no corpo granítico.

Lopes Jr. et al(1977) descrevem fenômenos de granitização nas bordas, com gradação lateral a anfibolitos e hornfels. A rocha passa a ter estrutura planar concordante com os leitos granitizados.

IPT(1982) descreve uma auréola de metamorfismo de contato com largura variável de 100 a 500 metros das bordas do corpo e restos de teto sobre o corpo, ocorrendo aí quartzo-hornfels (metarenito), cordierita-biotita-hornfels (meta pelitos ferro-magnesianos), hiperstênio-hornblenda-hornfels (rochas básicas), pistacita-hornblenda ou pistacita-diopsídio-hornblenda - hornfels (pelitos calco-magnesianos), mármore (calcários e dolômitos), escarnitos (vesuvianita-granada-hornfels, wolastonita - hornfelds), e nas zonas mais externas da auréola, xistos mosqueados (biotita-muscovita-xistos, muscovita-biotita-silimanita-hornfels) com pórfitos de micas.

O corpo é classificado como intrusivo com relação a encaixante. Melcher et al(1973) observaram características pós-tectônicas; enquanto que Wernick e Gomes(1977) consideraram-no como intrusivo, com caráter circunscrito, forma alongada, desprovido de estruturas internas orientadas, de caráter alóctone e tardi-tectônico; Lopes Jr. et al(1977) consideraram-no como tardi a pós-tectônico; Hasui et al(1978) como pós-tectônico, não autoctone, do fácies Cantareira; IPT(1982) como tardi a pós-tectônico (ambas as suítes) e Fritzsens Jr. e Biondi(1983) como

tardi a pós-tectônico, alóctone.

4.6.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Ambas suítes apresentam estrutura maciça, ocasionalmente com evidências de esforços; a textura é geralmente porfirítica, raramente equigranular; sendo pouco cataclasado; a granulação é média a grossa, com cristais inequigranulares, com fenocristais de feldspato alcalino rosados em predominância; é leucocrático, com cor predominante cinzenta, esbranquiçada.

Microscopicamente ressalta-se a textura porfirítica, e em alguns locais, a textura cataclástica. A mineralogia essencial é representada por microclínio, plagioclásio e quartzo; secundariamente pela biotita, hornblenda e opacos; os acessórios, pela sericita, titanita, apatita, epidoto, zircão, alanita, carbonatos, clorita, turmalina, muscovita, zoisita, argilo-minerais, magnetita, óxido de Fe, rutilo e sulfetos.

A composição petrográfica varia de um quartzo-monzonito a monzonito, granito a quartzo-monzonito, e quartzo-sienito, com granito predominante.

Segundo Wernick e Gomes(1977), dados petrográficos indicam metassomatismo sódico. Segundo IPT(1982), verificou-se a ocorrência de efeitos de hidrotermalismo, com amostras coletadas contendo magnetita, rutilo e sulfetos.

Os tipos de alteração que ainda ocorrem são a argilização e a sericitização.

4.6.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica a nível de reconhecimento, abrangendo todo corpo e encaixantes (Silva et al, 1978), apontaram diminutas áreas anômalas de Pb e Zn entre o corpo e as encaixantes no flanco SE do granito, no Estado do Paraná, e áreas anômalas de Cu e Pb no flanco NW, no Estado de São Paulo, sendo que nenhuma área foi selecionada para "Follow-up". O trabalho de Silva et al(op cit) não aponta qualquer destaque anômalo ao corpo.

Por outro lado, IPT(1982) realizou trabalhos de reconhecimentos geoquímicos na porção paulista do granito, obtendo 12 zonas anômalas, das quais 5 para Cu, Pb, Zn e W, com prioridade'

um; duas para Cu, Pb, Zn, de prioridade dois; uma zona de Cu, Pb, e W com prioridade dois; uma zona de Cu, Pb, e Zn, de prioridade dois; e uma zona anômala de Cu, Au, Bi, e W de prioridade um. Os trabalhos iniciais mostram boa potencialidade dos restos de encaixantes carbonáticas ou calcosilicatadas que ostentam mineralizações.

4.7 - GRANITO EPITÁCIO PESSOA

4.7.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pela Folha de Apiaí (SG-22-X-B-V), situado em latitude média de 24°47'11"S e longitude média de 48°59'07"W. Aflora no Estado do Paraná na localidade homônima, a cinco km da estrada da Ribeira, altura do Km 25.

Possui área aflorante de um km². Segundo Santos e Felipe(1980), trata-se de um pequeno stock. O seu eixo maior mede 1,20 km com direção NE, enquanto que o eixo menor possui 0,90km.

Sua forma regional é ovalada a amebóide (segundo mapas da CPRM do projeto de Integração e Detalhe Geológico do Vale do Ribeira, sendo parcialmente concordante com sedimentos encaixantes. Apresenta-se pouco ou não controlado por tectonismo NE.

Os contatos a SE, segundo Santos e Felipe(op cit) se dão através de falha com quartzitos, e nos demais contatos de forma intrusiva nos metasedimentos. As rochas encaixantes, segundo os citados autores são representadas por quartzitos, calcosilicatadas e anfibólio xistos do grupo Açungui.

Melcher et al(1973) atribui características tardi pós-tectônicas ao granito; Hasui et al(1978), caráter sintectônico, não autóctone, do fácies Cantareira.

4.7.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Dados macroscópicos texturais e petrográficos deste granito são semelhantes ao granito porfiróide Varginha, existindo a possibilidade de que blocos alóctones oriundos deste último, caracterizem os afloramentos ora considerados como granito Epitácio Pessoa.

Segundo Santos e Felipe (op cit), apresenta estrutura maciça; textura porfirítica cataclasada; granulação grosseira, com cristais inequigranulares porfiríticos; leucocrático, com cor cinza clara/esbranquiçada.

Microscopicamente apresenta textura porfirítica. A mineralogia essencial composta pelo microclínio, ortoclásio, quartzo, plagioclásio e biotita; os acessórios são argilo-minerais, epidoto, muscovita, clorita, apatita, zircão, granada, opacos e óxido de Fe. É classificado como granito a quartzo-sienito.

A alteração é do tipo epidotização, argilização, saussuritização e silicificação.

4.7.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica a nível de reconhecimento, abrangendo toda área do corpo, em sedimentos de corrente, concentrado de minerais pesados e hidrogeoquímica, apontam anomalias de Cu, Pb, e Zn. Follow-up confirmou anomalia de Pb, atribuída as rochas encaixantes da formação Perau (Siva et al, 1978).

4.8 - GRANITO VARGINHA

4.8.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor oriental da Folha de Cerro Azul (SG-22-X-B-IV), em latitude média de 21°46'45"S e longitude média de 49°01'45"W. Aflora na localidade homônima a sul de Adrianópolis, sendo seccionado pela estrada da Ribeira, na altura do Km 25.

Possui área aflorante de 25 km² aproximadamente, sendo classificado como stock. O eixo maior de exposição do granito mede 8,5 km com direção NE, enquanto que o eixo menor com 3,8 km na direção NW.

Sua forma regional é ovalada, sendo seccionado por falhamento na porção SE. O corpo é controlado por tectonismo NE.

Santos e Felipe (1980), ressaltam evidências de intenso cataclasamento com neoformações de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo. Nas zonas de falhas desenvolveram-se processos

metassomáticos. O cataclasamento é generalizado nos bordos, com a recristalização de quartzo.

As encaixantes filitosas sofreram metamorfismo térmico transformadas em xistos (Fuck et al, 1967). Santos e Felipe (op cit), descrevem as rochas encaixantes como calcoxistos, quartzitos e anfibólitos xistos, apontando efeitos de metamorfismo de contato. Fuck et al (1967), citam a ocorrência de apófises e filões graníticos nas encaixantes, enquanto que Santos e Felipe (op cit) descrevem apófises e filões pegmatóides nas referidas encaixantes.

O corpo é classificado como intrusivo, alóctone. Fuck et al (1967), consideram-o como provavelmente pós-cinemático; Melcher et al (1975), observam características tardias a pós-tectônicas; Hasui et al (1978), consideram-no como sintectônico, não autóctone da fácies Cantareira; Santos e Felipe (1980), como tardi-cinemático, com uma fase pós-cinemática; Fritzsos Jr. e Biondi (1983) como tardias a pós-tectônicas. alóctone.

4.8.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Fuck et al (1967) e CPRM (1977) definiram tipos de textura granular hipidiomórfica, com termos porfiríticos subordinados. Os trabalhos de Santos e Felipe (1980), definiram uma predominância de tipos porfiríticos com composição variável de monzogranitos a granitos cataclasados, e tipos equigranulares, que são predominantemente granitos cataclasados.

4.8.2.1 - Fácies Porfirítico

Segundo Santos e Felipe (op cit), é esta a fácies predominante. Apresenta estrutura maciça; textura porfirítica; granulação média a grossa, com cristais inequigranulares (porfirítica); é leucocrático e de cor cinza claro.

Trabalhos de petrografia microscópica revelaram textura cataclástica, sendo a mineralogia essencial composta de ortoclásio, microclínio, plagioclásio e quartzo; a secundária, pela clorita e biotita; a acessória pelo epidoto, sericita, argilo-minerais, carbonatos, opacos, clinzoisita e granada.

Ocorre alteração do tipo silicificação, argilização, sericitização, carbonatação, albitização, epidotização e saussu-

ritização.

4.8.2.2 - Fácies Equigranular

É um fácies de ocorrência subordinada. Apresenta estrutura maciça, mas intensamente fraturado; a textura é cataclástica, com granulação média; cristais equigranulares; leucocrático, de cor cinza-clara, às vezes róseo (Fuck et al, 1967).

Microscopicamente ocorre textura granular hipidiomórfica. A mineralogia essencial é constituída por feldspato alcalino (com predominância de microclínio), plagioclásio (oligoclásio) e quartzo; a secundária, por biotita; e como acessórios ocorrem a apatita, zircão, granada, titanita, opacos, clorita, pistacita, sericita, zoisita, calcita, argilo-minerais, turmalina e alanita. A composição é granítica.

Alteração do tipo argilização, epidotização, carbonatização, saussuritização e cloritização podem ser vistos.

4.8.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica de Silva et al(1978) a nível de reconhecimento, abrangendo todo o corpo e encaixantes, determinaram quatro zonas anômalas de Chumbo, sendo duas delas selecionadas pelo Follow-up, através de sedimentos de corrente.

Braga(1978), a nível de reconhecimento, sobre toda Folha de Cerro Azul (1:100.000) com sedimento de corrente, determinou duas anomalias de Pb de 1º ordem no setor SW do corpo, e diversas anomalias de U (1º e 2º ordens).

4.9 - GRANITO MORRO GRANDE

4.9.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida no setor centro-sudeste da Folha de Cêrro Azul (SG-22-X-B-IV), em uma latitude média de 24°54'35"S e longitude média de 49°12'35"W. Aflora no Estado do Paraná, a cerca de 7 km a SE da cidade de Cêrro Azul, sendo cortado pela rodovia Tunas-Cêrro Azul.

Possui área aflorante de 70 km², na forma de um stock. O eixo maior mede 14 km com direção NE, enquanto que o eixo menor mede 7 km, com direção NW. Sua forma regional é grosseiramente alongada, ou elíptica, concordante com a estruturação regional sendo controlada por tectonismo NE. Localmente ocorre o predomínio de traços curvilíneos.

As rochas do granito Morro Grande são semelhantes as que ocorrem no Complexo Granítico Três Córregos, embora estudos mostram uma tendência mais voltada para a composição granítica no Morro Grande. A ocorrência de xenólitos no interior do corpo são frequentes, ricos em minerais máficos.

O contato é intrusivo, com auréola de metamorfismo de contato, sendo comum a penetração de apófises e veios graníticos nos metasedimentos encaixantes. Santos e Felipe(1980) descrevem na borda granítica, bandeamento com borda rica em micáceos entre os félsicos. Rodrigues et al(1977) observaram alinhamento de fenocristais de feldspato nas bordas do corpo granítico.

Fuck et al(1967) classificaram o corpo como intrusivo, pós-cinemático ou pelo menos tardicinemático; Melcher et al(1973) classifica-o como intrusivo de caráter tardi a pós-tectônico; Hasui et al(1978), como intrusivo, sitectônico, não autóctone, do fácies Cantareira; e Fritzsos Jr. e Biondi(1983) tardi a pós tectônico, alóctone.

4.9.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Santos e Felipe(1980) verificaram a presença de dois fácies litológicos: biotita granito e biotita monzogranito.

4.9.2.1 - Fácies Biotita Granito

É o fácies predominante, estando ausente apenas na borda E-SE do corpo. Apresenta estrutura maciça; textura porfirítica, com matriz granular hipidiomórfica; granulação grosseira(fenocristais) e matriz fina, com cristais inequigranulares(porfirítica), podendo os fenocristais atingirem 2,5 cm; leocrático, com cor cinza-claro com macrocristais branco acinzentados a amarela rosados.

A mineralogia, quanto aos minerais essenciais é composta pelo quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita; secundária

mente pela hornblenda, muscovita e clorita; acessórios pela sericita, epidoto, apatita, turmalina, zircão, opacos, óxido de ferro e argilo-minerais.

A composição é granítica a quartzo-sienítica.

Alterações presentes são do tipo sericitização, saussuritização e provavelmente argilização.

Os fenocristais são resultado de uma fase metassômática, ocorrida após a fase inicial da cristalização dos minerais da rocha.

4.9.2.2 -Fácies Biotita Monzogranito

Ocorre na borda E-SE do corpo. Caracteriza-se por uma estrutura maciça, textura porfirítica, com matriz granular hipidiomórfica, granulação da matriz fina a média, com cristais inequigranulares (fenocristais) de até 2 cm de feldspato, com cor cinza amarelado.

Microscopicamente evidencia textura porfirítica. Os minerais essenciais são o microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita; enquanto que os acessórios são a titanita, apatita, hornblenda, clorita, sericita, epidoto e opacos.

A composição é granítica a quartzo-monzonítica.

A alteração é do tipo saussuritização com provável caulínização e epidotização. A fase metassômática atingiu ambos os fácies.

4.9.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica a nível de reconhecimento, abrangendo todo o corpo e encaixantes (Siva et al, 1978) indicam duas anomalias para zinco a NE do corpo e nas encaixantes; uma de Cu, a SE do corpo; e uma de prata a NE do corpo, mais relacionada às encaixantes. Trabalhos de Follow-up indicam uma anomalia de alto background para Cu e Zn na porção SW do corpo, a qual foi atribuída no entanto à presença de um corpo gábrico no local.

Braga(1978), em trabalhos a nível de reconhecimento e semi-detalle, identificou sete anomalias de chumbo de 3º ordem, sete anomalias de 1º ordem de Urânio (mais duas de segunda ordem e 10 de 3º ordem) e Nióbio com diversas anomalias de 1º, 2º e 3º ordens.

4.10 - GRANITO BARRA DO SANTANA ou TAICI ou PINTA

4.10.1 - GENERALIDADES

Acha-se localizado no extremo norte da Folha de Curitiba (SG-22-X-D-I), e em uma pequena parte do extremo sul da Folha Cêro Azul (SG-22-X-B-IV), com uma latitude média de 25°00' 32"S, e longitude média de 49°22'03"W. Aflora acerca de 3,5 km a jusante da ponte da rodovia Rio Branco do Sul - Cêro Azul, sobre orio Piedade. próximo à localidade de Pinta. É cortado pelos rios Piedade e Taici.

A área aflorante desse granito é 0,7 km², sendo classificado como um stock (Santos et al, 1980). Seu eixo maior mede 1,2 km com direção NE, enquanto seu eixo menor possui 0,6km.

A forma regional é ovalada (Santos e Felipe, 1980). As formas locais são por Martini(1982) definidas como poligonais ou poliédricas, com predomínio de traços retilíneos.

Intrusões tabulares nesse corpo são raras, ocorrendo localmente venulações aplíticas e ainda rochas porfiríticas descritas como quartzo-pórfiros.

O contato corta concordantemente os epicalcários calcínicos e dolomíticos, além de calxo-xistos do grupo Açungui, que sofrem efeitos metassomáticos de reduzidas dimensões. Segundo Martini(1982), seus contatos são geralmente tectônicos e verticalizados, com as encaixantes exibindo mergulhos verticais a sub verticais junto ao contato. As rochas graníticas próximo ao contato são acinzentadas e brechadas (Martini, op cit).

Martini (1982) classifica o corpo como intrusivo, posicionado em nível estrutural raso, aloctone, provavelmente epizonal; Hasui et al(1978), como granito pós-tectônico, alóctone, do fácies Itú; Fritzsos Jr. e Biondi(1983), como tardi e pós tectônico, aloctone.

4.10.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Santos e Felipe(op cit) ressaltam nesse granito a estrutura maciça, textura granular hipidiomórfica, granulação média, com cristais equigranulares;leucocrático a ultraleucocrático, de cores cinza-rosado com tonalidades azuladas e róseo-branco a creme.

Microscopicamente, os minerais principais são representados pelo ortoclásio, plagioclásio, quartzo e microclínio; os secundários pela biotita, clorita, epidoto, apatita e titanita.

Segundo Martini(1982), ocorrem as variedades de monzogranito, quartzo-monzonito, granito alaskítico porfirítico e granito.

Os tipos de alterações predominantes são a argilização, a sericitização e a piritização.

4.11 - GRANITO PIEDADE

4.11.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor norte da Folha de Curitiba (SG-22-X-D-I), com latitude média de 25°02'26"S, e longitude média de 49°20'28"W. Aflora a norte de Rio Branco do Sul, com área aflorante de 15 km². Seu eixo maior mede 61 km, com direção NE, e seu eixo menor mede 1,6 km, com direção NW.

A forma regional do corpo é muito alongada, vermiforme, com um estrangulamento em sua porção central. Sua parte setentrional vai adelgando-se progressivamente. Segundo Fuck et al (op cit), o granito ocupa o núcleo de uma anticlinal de rochas filitosas do Grupo Açungui, demonstrando forte controle tectônico NE.

No contato, segundo Fuck et al(op cit), as bordas são aparentemente concordantes com as rochas filitosas do Grupo Açungui. Os contatos acham-se encobertos, embora a NW de Itupava, foi observada a passagem dos filitos a muscovita xistos. Santos e Felipe(op cit) observaram na porção SW do corpo, contato tectônico por falha com metassedimentos.

Fuck et al(1967) classificam o corpo como intrusivo no Grupo Açungui; Hasui et al(1978), como granito sintectônico, não autóctone, do fácies Cantareira; Fritzsos Jr. e Biondi(1983), como tardi a pós-tectônico.

4.11.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Santos e Felipe(1980) subdividem o granito em dois fácies distintos, separados pelas falhas NE que cortam a porção mediana do corpo. A norte predomina a composição granítica, e a sul termos que variam localmente de quartzo-sienito a alcali - quartzo-sienitos.

4.11.2.1 - Fácies Granito

Apresenta textura granular hipidiomórfica; granulação fina a média, com cristais equigranulares; é leucocrática, de cor rósea.

A mineralogia essencial é constituída pelo ortoclásio, plagioclásio e o quartzo; enquanto que os acessórios são a biotita, clorita, epidoto, fluorita, hornblenda alterada para biotita e pirita.

As alterações principais são do tipo sericitação, limonitização e provavelmente cloritização.

4.11.2.2 - Fácies Quartzo-Sienito a Alcali-Quartzo-Sienito

O fácies Alcali-Quartzo-Sienito é caracterizado por uma estrutura maciça com orientações mineralógicas locais; apresenta uma textura hipidiomórfica cataclasada; granulação fina, com cristais equigranulares; leucocrático, de cor rósea. Os minerais essenciais são o ortoclásio e o quartzo; os secundários são o anfibólio, epidoto, titanita, biotita e hornblenda; e os acessórios, a apatita, zircão e opacos.

O fácies Quartzo-Sienito é caracterizado por uma estrutura maciça, com orientações mineralógicas locais; apresenta uma textura porfirítica; granulação fina, com cristais inequigranulares. É leucocrático, de cor cinza. Os minerais principais são o ortoclásio, quartzo e plagioclásio; os secundários, a hornblenda, epidoto, titanita e biotita; e os acessórios, a apatita, zircão e opacos quadrados. O tipo de alteração no fácies é a argilização.

4.12 - GRANITO PULA SAPO

4.12.1 - GENERALIDADES

Aflora em área compreendida pelo setor centro norte da Folha de Curitiba (SG-22-X-D-I), em uma latitude média de 25°34'35"S e longitude média de 49°13'32"W. Aflora nordeste da cidade de Rio Branco do Sul, próximo às localidades de Pula Sapo e Lança. O corpo é cortado pelo arroio homônimo e margeado pelos rios Faisqueira e Santana. Possui área aflorante de 1,3 km². Em sua forma de exposição superficial, o eixo maior mede 1,75 km com direção NW, e o eixo menor com 1,125 km com direção N-S.

Sua forma regional é arredondada, não controlado por tectonismo NE. As formas locais são exclusivamente curvilíneas.

O corpo granítico corta grande dique(?) de metabasito, com o qual faz contato a NE e SW. A NW e SE faz contato com rochas da formação Votuverava, constituído por meta-siltitos e argilitos rítmicos.

É classificado como granito intrusivo, alóctone.

4.12.2 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica em áreas periféricas ao corpo (não sendo coletadas amostras que drenam áreas referente ao corpo), a nível de reconhecimento, não alcançaram resultados anômalos (Ramos, 1982).

4.13 - GRANITO RIO ABAIXO

4.13.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor centro nordeste da Folha de Curitiba (SG-22-X-D-I), com latitude média de 25°10'48"S e longitude média de 49°21'46"W. Aflora acerca de 5 km da cidade de Rio Branco do Sul, sendo ainda bordejado pelo rio homônimo.

Possui área aflorante de 1,1 km². O eixo maior mede 1,3 km com direção E-W, e o eixo menor com 1,0 km, com direção NW.

Sua forma regional é bem arredondada, com falhamento quase tangencial, de direção E-W, cortando a extremidade sul do corpo, sendo controlado por tectonismo não NE. Localmente ocorre predominância de traços curvilíneos.

Segundo Martini(1982), seus contatos geralmente são tectônicos e verticalizados, apresentando rochas cizalhadas e brechadas. As encaixantes apresentam mergulhos verticais a subverticais. O autor descreve ainda freqüentes vênulos centrimétricos e diques métricos de aplito e microgranito que são mais frequentes na borda SE da intrusão. Descreve também a ocorrência de xenólitos.

Santos e Felipe(op cit) mencionam próximo a borda uma maior freqüência de xenólitos de filito e granito rico em biotita, ocorrendo ocasionalmente veios pegmatóides com pirita e fluorita.

Martini(op cit) classifica o corpo como relativamente raso, alóctone, intrusivo. provavelmente epizonal; Hasui et al (1978), como granito pós-tectônico, alóctone, do fácies Itú; Fritzsos Jr. e Biondi(1983), como tardi a pós-tectônico, alóctone.

4.13.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Segundo Santos e Felipe(1980), o corpo apresenta amplas variações faciológicas em escala de afloramento, não sendo possível determinar se há um fácies predominante nem o relacionamento entre os mesmos. Segundo esses autores, evidenciam-se três fácies distintos: granular hipidiomórfico róseo, porfirítico róseo, e cataclasado cinzento.

4.13.2.1 - Fácies Granular Hipidiomórfico Róseo

Apresenta predominantemente estrutura maciça. com provável textura granoblástica; granulação média a grosseira, com cristais equigranulares; índice de coloração leucocrática, com cor rósea com pintas pretas. Apresenta ainda xenólitos, concentrações de minerais máficos, fraturas preenchidas por fluorita roxa, pirita, clorita, veios de quartzo com molibdenita, pirita e calcopirita.

Os minerais essenciais são o ortoclásio, microclínio e plagioclásio; enquanto que os secundários são representados pela muscovita, biotita, magnetita, pirita e hematita; e acessórios, pela apatita, zircão, rutilo, carbonatos e albita. Tem composição petrográfica granítica, e granítico a quartzo-sienítica. Alterações presentes são do tipo carbonatação, albitização(?), saussuritização e silicificação(?).

4.13.2.2 - Fácies Porfirítico Róseo

Santos e Felipe(opcit), descrevem para esse fácies estrutura maciça; textura porfirítica granoblástica, cristais inequigranulares (porfirítica), índice de coloração leucocrático, de cor rósea.

A mineralogia essencial é composta pelo ortoclásio, microclínio, quartzo e plagioclásio; secundariamente aparecem a muscovita e opacos; acessórios, a biotita, zircão, argilo-minerais, óxido de Fe, carbonatos, hematita, turmalina, rutilo, albita e fluorita. Apresenta composição granítica.

As alterações presentes são do tipo caunilização, carbonatação, turmalinização, sericitização e provável albitização.

4.13.2.3 - Fácies Cataclástico Cinzento

Ocorrem em zonas intensamente fraturadas e falhadas do corpo granítico.

Esta fácies apresenta estrutura maciça; textura granoblástica cataclasada, porfirítica; com cristais inequigranulares (porfiríticos) de cor cinza.

Os autores ainda descrevem veios de quartzo esfumado, fraturas com molibdenita e fluorita, classificando-o como monzogranito.

A mineralogia essencial é constituída de plagioclásio, quartzo, ortoclásio, microclínio; secundários, muscovita; e acessórios, epidoto, clorita, anfibólio, fluorita, apatita, zircão e opacos.

Os tipos de alterações observadas são a sericitização, argilização e provável cloritização, epidotização.

4.13.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica de Ramos(1982), a nível de reconhecimento em todo o granito. em sedimentos de corrente, indicaram anomalias para Zn, Ni, Co, As, Mn, e Cu (ressaltando-se os valores para As).

4.14 - GRANITO CHACRINHA

4.14.1 - GENERALIDADES

Aflora na região centro leste Folha de Campo Largo (SG-22-X-C-III), com latitude média de 25°16'29"S e longitude média de 49°35'35"W. Aflora na localidade homônima, acerca de 12 km de Bateias, a norte de Campo Largo.

Possui área aflorante de 1,10 km². sendo que seu eixo maior mede 1,2 km com direção N-S, e seu eixo menor 1,0 km. com direção E-W. A forma regional é ovalada a arredondada, discordante da estruturação regional.

Seus contatos são pouco visíveis, embora tenha se verificado passagem brusca do granito para metasedimentos encaixantes (Rodrigues et al, 1977).

Nas rochas graníticas não foram encontrados evidências com sinais de esforços ou tensões.

As rochas encaixantes são constituídas de metasedimentos siltico-argilosos, filitos, epicalcários calcíticos da formação Água Clara (Santos e Felipe, 1980), e não foram encontradas evidências de metamorfismo térmico.

Foi classificado por Hasui et al(1978) como granito pós-tectônico, alóctone, do fácies Itú; por Fritzsens Jr. e Bondi(1983), como tardi a pós-tectônico, alóctone; para Rodrigues et al(1977), representa o final do magmatismo ácido da área.

4.14.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Apresenta estrutura maciça; textura granular hipidimórfica; granulação média, com cristais equigrulares; leucocrático, com cor cinza-rosado. Microscopicamente apresenta textura'

granofírica. Os minerais essenciais são representados pelo ortoclásio, plagioclásio e quartzo; os secundários, pela hornblenda, biotita e clorita; e os acessórios, pelo epidoto, opacos (alterando-se para óxidos de ferro), apatita, rutilo, augita, tremolita-actinolita, leucóxênio e argilo-minerais.

Foi classificado como granito por Santos et al(1980).

Apresenta alterações dos tipos sericitização, argilização, cloritização e provavelmente epidotização.

4.15 - GRANITO DO CERNE

4.15.1 - GENERALIDADES

Apresenta-se em parte no leste da Folha de Campo Largo (SG-22-X-C-III) e na porção oeste da Folha de Curitiba (SG-22-X-D-I). Aflora a norte de Campo Largo, na localidade homônima, sendo cortado pela estrada secundária que liga Campo Largo a Castro (Estrada do Cerne).

Possui área aflorante de 45 km², e classificado por Fuck et al(1967), como um stock granítico. Seu eixo maior mede 15 km com direção NE, enquanto que o eixo menor mede 5 km, com direção NW. É controlado por tectonismo NE.

A forma regional é elíptica, truncada na porção meridional por falhamento de grande envergadura. Apresenta formas locais com predomínio de traços curvilíneos.

Santos e Felipe(1980), descrevem a faciologia estrutural interna do granito, em zona de falha, com cataclase acompanhada de substancial recristalização de quartzo de cor leitosa.

Xenólitos são descritos por Muratori(1966), englobando pequenas lentes de xistos anfibolíticos à biotita e muscovita, biotita-xistos, veios de quartzo, muscovita-quartzo-xistos e verdadeiros nebulitos, com segregação de biotita.

Seus contatos, segundo Muratori (op cit), Fuck et al (op cit), Rodrigues et al(1977), tem contornos nítidos, bruscos, bem definidos em faixas decamétricas, sendo nitidamente de caráter intrusivo.

As rochas encaixantes, segundo Muratori (op cit), no bordo oeste, são constituídas por mica-xistos. Fuck et al(op cit)

citam a ocorrência de auréolas de metamorfismo de contato, modificando as encaixantes. Santos e Felipe(1980) citam a ocorrência de quartzitos, filitos, calcários e dolomitos na borda sul, sendo o metamorfismo de contato do fácies hornblenda hornfels. Pieckarz(1981), descreve na borda sul do granito, a ocorrência de ' meta-calcários, calcoxistos, metabasitos, e no restante, quartzitos, micaxistos aluminosos, metasiltitos, e gnaisses do complexo Pré-Setuva.

Fuck et al(op cit), classificam o granito como intrusivo, pós-cinemático ou pelo menos tardi-tectônico; Hasui et al (1978), como granito pós-tectônico, alóctone, do fácies Itú; Fritzsos Jr. e Biondi(1983), como tardi a pós-tectônico, alóctote.

4.15.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Apresenta estrutura maciça isotrópica, sem lineações ; textura hipidiomórfica granular; granulação média e raramente ' grosseira, com cristais equigranulares; leucocrático, com cores ' rósea esbranquiçada com brilho fosco, rósea com manchas escuras ' ou esverdeadas quando com clorita, cinza-rosado; com grau de oxidação da rocha acima da média.

Microscopicamente predomina a textura granular hipidiomórfica. Os minerais essenciais são representados pelo ortoclásio, quartzo, biotita e plagioclásio (Muratori op cit; e Fuck et al, op cit), e também por microclínio (Marini, op cit; Santos, op cit; e Rodrigues, op cit). Os minerais secundários são representados pela hornblenda; e os acessórios, pelo ' zircão, apatita, opacos e epidoto.

Marini(1970) classificou petrograficamente o corpo ' como alcali-quartzo-sienito e quartzo-sienito, enquanto que Santos et al(1980) como granito.

Ocorre alteração do tipo albitização e ainda sericitização incipiente.

4.15.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica, a nível de reconhecimento, abrangendo todo o corpo, mostraram anomalias através de

sedimentos de corrente. de Pb, Mn, Zn, Cu, Fe no flanco NW do corpo; o concentrado de bateia determinou anomalias de Au e Au/Zn nas encaixantes do bordo SE do corpo (Ramos, 1982).

4.16 - GRANITO PASSA TRÊS

4.16.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pela Folha de Campo Largo (SG-22-X-C-III), com uma latitude média de 25°22'42"S e longitude média de 49°42'07"W. Aflora a N-NW da cidade de Campo Largo, na localidade homônima. É cortado pelo rio Açungui em sua porção setentrional.

Possui área aflorante de 6 km², tendo o eixo maior 8km, com direção N-NE, e o eixo menor com 1,1 km, com direção W-NW.

A forma regional é muito alongada, ocorrendo falhas nas bordas e também seccionando o corpo. Localmente ocorrem contatos irregulares com rochas de cobertura da Bacia do Paraná.

O corpo aparentemente é muito fraturado internamente. São comuns veios de quartzo auríferos, além de restitos de rochas hipo-abissais do tipo quartzo-pórfiros. Os contatos ocorrem geralmente através de falhas.

Piekarz(1981) cita a presença de foliações nas bordas do corpo granítico. As encaixantes são metasiltitos rítmicos da Formação Votuverava e xistos carbonosos da Formação Perau.

O corpo granítico é classificado como intrusivo em relação às encaixantes.

4.16.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

A petrografia microscópica evidenciou a presença de uma textura granular hipidiomórfica, com sinais de cataclase. Os minerais essenciais são o microclínio, ortoclásio, quartzo e plagioclásio; enquanto que os acessórios são representados por carbonatos, muscovita, fluorita, apatita, zircão e turmalina. Tem composição granítica a quartzo-sienito (Piekarz, 1981).

As alterações são dos tipos caulnização, carbonatação, silicificação e saussuritização.

4.16.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica de Ramos(1982) a nível de reconhecimento, mostraram através de sedimentos de corrente, uma anomalia de Cu, Co e Mn, na zona de contato do granito com a sequência Perau; concentrado de bateia forneceu anomalias de Zn e Au, parecendo estar associado aos veios auríferos do corpo granítico.

4.17 - GRANITO GUAJUVIRA

4.17.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida na parte nordeste da Folha de Lapa (SG-22-X-C-IV) e extremo noroeste da Folha de São José dos Pinhais (SG-22-X-D-IV), com uma latitude média de 25°33'52"S e longitude média de 49°30'52"W. Aflora a norte de Guajuvira e a SW de Ferraria. Seu bordo sul é cortado pelo rio Iguaçu.

Possui área aflorante de aproximadamente 85 km². Seu eixo maior mede 26 km com direção E-NE, enquanto que o eixo menor mede 7 km, N-NW.

Sua forma regional é alongada, com forte controle tectônico NE. Localmente predominam traços curvilíneos.

As rochas encaixantes são migmatitos, geralmente heterogêneos, bandados com paleossoma de anfibólio-biotita-gnaiss, e restitos de rochas básicas e ultrabásicas.

Fritzsons Jr. e Biondi(1983) classificam o corpo como intrusivo tardi a pós-tectônico, alóctone.

4.17.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

A faciologia petrográfica é composta essencialmente por rocha granítica porfirítica, e localmente por granito equigranular, e em alguns pontos, por rochas nebulíticas (Fritzsons Jr., 1982). Apresenta dois fácies distintos:

4.17.2.1 - Fácies Equigranular

Caracteriza-se por uma estrutura maciça; textura grano

blástica porfiróide, granulação média, com cristais equigranulares; leucocrático, com cor rósea.

4.17.2.2 - Fácies Porfirítico

Apresenta estrutura maciça, localmente com orientação textural; textura granoblástica porfirítica, com orientação textural da matriz e cataclasamento dos fenocristais; granulação grosseira a muito grosseira, com cristais inequigranulares porfiríticos (com fenocristais de feldspato potássico de até 15 cm relativamente orientados); leucocrático, com cor rósea-acinzentada (matriz cinza e fenocristais róseos). A composição mineralógica é representada por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. A matriz é de composição granítica a granodiorítica.

4.18 - GRANITO MIRINGUAVA ou SÃO JOSÉ DOS PINHAIS

4.18.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelos setores NE da folha de São José dos Pinhais (SG-22-X-D-IV) e NW da Folha de Paranguá (SG-22-X-D-V) com uma latitude média de 25°36'45"Se longitude média de 49°02'03"W. Aflora a SE de São José dos Pinhais, sendo drenado pelas cabeceiras do Rio Iguaçu.

Possui área de exposição superficial de 70 km², embora esteja coberto discordantemente por rochas do grupo Guaratubinha no flanco SE, o que restringe a área aflorante. Seu eixo maior mede 21 km, com direção NE, enquanto que o seu eixo menor possui 6,5 km com direção NW.

Sua forma regional é alongada, com contatos mal definidos, com forte controle tectônico NE. As formas locais são linhas curvilíneas.

Próximo ao contato ocorrem embrechitos. No contato, biotita-gnaisses, passando para biotita granito. A rocha encaixante é caracterizada por um migmatito heterogêneo, com material félsico predominante. A SE, o contato é discordante em relação as rochas do Grupo Guaratubinha, que estão sobrepostas ao granito.

Segundo Hasui et al(1978), trata-se de um granito sin-

tectônico, não autóctone, do fácies Cantareira; Fritzsos Jr. e Biondi(1983) igualmente consideram-no como sintectônico, alóctone.

4.18.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Segundo Fuck et al(op cit), a rocha apresenta estrutura maciça, estando densamente microfraturada e cataclasada, em alguns pontos milonitizada e ultramilonitizada. Ocorre pronunciada orientação dos minerais paralelamente a foliação dos migmatitos' encaixantes. A rocha é de cor rósea-avermelhada até branca, com grau de oxidação acima da média; geralmente equigranular, com granulação média a grossa.

A mineralogia essencial é representada pelo microclínio, quartzo e plagioclásio; e acessórios, como clorita, epidoto, zircão, alanita e opacos.

Ocorre alterações dos tipos argilização, sericitização, cloritização, epidotização e albitização.

4.19 - GRANITO MARUMBI

4.19.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida no extremo SW da folha de Antonina (SG-22-X-D-II), extremo NW da folha de Paranaguá (SG-22-X-D-V) e extremo NE de São José dos Pinhais (SG-22-X-D-IV), situado em uma latitude média de 25°28'55"S e longitude média de 48°56'02"W. Aflora no Estado do Paraná a leste de Piraquara e a oeste de Morretes, sendo que a localidade de Porto de Cima fica na borda NE do referido corpo. A porção NE é margeada pela PR 411, enquanto que a ferrovia Curitiba-Paranaguá corta o corpo no sentido SE-NW, no trecho entre Marumbi e Morretes.

Apresenta uma área aflorante de 80 km², tendo o seu eixo maior 17 km, com direção NE, enquanto que o eixo menor possui 9 km, com direção NW. Sua forma regional é alongada segundo a direção NE-SW, com bordas aparentemente concordantes com as encaixantes. Segundo Maack(1961), ocupa um núcleo anticlinal. As formas locais são irregulares no contato com coberturas aluvionares, poligonizados por falhas, e em certos trechos, curvilíneos.

Maack(op cit) supõe que o granito foi formado na fase final do dobramento do Grupo Açungui (ocorrendo o mesmo com o granito Graciosa). Assim a idade geológica oscila do último terço até o fim do neo-alonquiano, ou seja, até a fase mais recente da orogenia assíntico-penoqueana. Entretanto, pesquisas geocronológicas mais recentes indicam idades mais jovens. Segundo Cordani e Kawashita(1976), datações com Rb/Sr indicaram 525 ± 50 m.a. E ainda, segundo Fuck et al(1967), o granito pertence a fase final da orogenia do geossinclínio Paraíba, cuja atividade se desenvolveu entre 600-400 m.a. atrás.

Cordani e Kawashita(1976), consideram o granito como pós-tectônico; Hasui et al(1978), pós-tectônico, alóctone, do fácies Graciosa; Fritzsos Jr. e Biondi(1983), como anorogênico, pós-tectônico, alóctone.

O granito Marumbi pode ser uma porção do Granito Graciosa, pois o contato entre ambos se dá por falhamento.

4.19.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

O granito Marumbi apresenta estrutura maciça; textura granular hipidiomórfica; granulação média com cristais equigranulares; leucocrático, com cor cinza-claro, às vezes avermelhada (Fuck et al, 1967); com grau médio de oxidação.

Os minerais essenciais são o quartzo, microclínio, plagioclásio; os secundários, a biotita; e os acessórios, a apatita, epidoto, clorita, limonita, muscovita, zircão, fluorita e opacos. Segundo Fuck et al(op cit) e Maack(1961), aparece ainda magnetita.

Maack(op cit) indica que a rocha não é granito alcalino, e sim um biotita granito ácido. Mas a composição do plagioclásio (An 2-8%) bem como a presença do feldspato potássico intensamente pertitizado, mostram uma acentuada tendência alcalina. Essas evidências são reforçadas pela sua composição química, que o aproxima dos granitos alcalinos. Maack(op cit) conclui que o granito é proveniente de um magma aplito-granítico, e embora se desconheçam os pormenores de suas relações com os granitos alcalinos, é incluído no Complexo Granítico Alcalino da Serra do Mar.

4.20 - GRANITO ANHANGAVA

4.20.1 - GENERALIDADES

Cerca da metade do corpo aflora em áreas abrangidas pela Folha de Curitiba (SG-22-X-D-I) e outra metade na Folha de Antonina (SG-22-D-II), com uma latitude média de 25°24'45"S e longitude média de 49°00'00"W. Aflora inteiramente no Estado do Paraná, a leste e a NE de Piraquara, a leste de Borda do Campo e E e SE de Quatro Barras. Acha-se drenado pela cabeceira dos rios Iguaçu, Marumbi, Nhundiaquara e Capivari. É cortado na sua porção SE pela ferrovia Curitiba-Paraguá.

O granito constitui um stock de aproximadamente 57 km² de área aflorante, com seu eixo maior medindo 15 km na direção NS, e o eixo menor medindo 6,5 km na direção E-W. Sua forma regional é alongada, sendo controlado por tectonismo não NE. As formas locais tem predomínio de traços curvilíneos.

O contato é discordante da estrutura regional dos migmatitos encaixantes (Fuck et al, op cit).

Fuck (inédito) sugere que o granito seja mais jovem que as rochas regionais, portanto pós-cinemático; Hasui et al (1978) dizem tratar-se de granito pós-tectônico, alóctone, do fácies Graciosa; Fritzsens Jr. e Biondi (1983) consideram-no como anorogênico, alóctone.

Ainda segundo Fritzsens Jr. e Biondi (1983), os corpos graníticos Graciosa e Anhangava são muito semelhantes entre si, somente se diferenciam pelas dimensões e relações eixo maior/menor. Os critérios adotados por esses autores são os seguintes: arredondamento, relação tectonismo/intrusão, mecânica de intrusão, estrutura, tamanho relativo dos cristais, cataclase, granulação e razão de oxidação relativa e empírica.

Dados geocronológicos (Cordani e Kawashita, 1976), através do método Rb/Sr, apontam idade de 460±140 m.a. para esse granito.

4.20.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Apresenta estrutura maciça e isotrópica, com predominância da textura equigranular; granulação média a grosseira, sem cataclase e sem orientação dos minerais; rocha leucocrática, de cor cinza clara ou cinza rósea, com manchas pretas esparsas (cristais de anfibólio e biotita), com grau médio de oxidação.

Os minerais essenciais são o quartzo, microclínio, albita, oligoclásio; secundários, a biotita e o anfibólio; os acessórios são fluorita, zircão, opacos, apatita e alanita. A fluorita e opacos ocorrem frequentemente associados a biotita, preenchendo cavidades (Batolla et al, 1977). A rocha varia entre o granito alcalino e granito sub alcalino.

Em trabalhos de campo visitou-se um total de trinta e seis pontos em afloramentos no corpo granítico e encaixantes. Neste afloramentos, além de coleta de amostras, procedeu-se as seguintes observações:

- a) Descrição da litologia (mineralogia, textura, xenólitos, etc);
- b) Verificação de atividade hidrotermal associada ao granito;
- c) Verificação de variações faciológicas no corpo granítico;
- d) Verificação de minerais pesados (ilmenita e magnetita);
- e) Verificação da existência de mineralizações associadas em fraturas, veios ou dissimulados;
- f) Verificação das atitudes dos veios, fraturas e falhas.

Das amostras coletadas selecionou-se aquelas representativas em termos de variação faciológica, mineralizações e estruturas, das quais confeccionou-se lâminas delgadas para análise microscópica.

Através de análise macroscópica das amostras coletadas conclui-se que o granito em questão é do tipo I, utilizando-se a classificação de Chappell e White (1974), sendo também um magnetita-granito. Com respeito a mineralogia ocorreu diversificações de fácies com teores diferentes de quartzo, bem como, fácies com feldspato potássico, e outros com mais plagioclásios. As texturas também variam, ocorrendo texturas equigranulares grosseiras ou médias a finas, e texturas faneríticas porfiríticas. Os contatos destes fácies em certos locais não puderam ser observados. No ponto ANH-31 nota-se claramente no entanto um fácies granodiorítico intrusivo no granito. Cabe salientar que em grande número dos afloramentos observados, verificou-se xenólitos de granodioritos.

As mineralizações existentes são de pirita, molibdenita e fluorita. A pirita ocorre disseminada, em veios pegmatíticos ou em planos de fratura, enquanto que molibdenita ocorre disseminada sendo observada uma ocorrência maior no ponto ANH-5 e em suas proximidades. A fluorita foi detectada em veios aplíticos no ponto ANH-2, na base do pico Anhangava.

No referente as estruturas geológicas, foram tomadas atitudes de fraturas, falhas, veios aplíticos e pegmatíticos. As fraturas apresentam direções NE e NW, predominando feldspatização ao longo daquelas com direção NW. As falhas encontradas apresentam direções NE e os veios aplíticos e pegmatíticos NE e NW.

Em relação a orientação de minerais notou-se débil foliação, principalmente nas porções próximas a encaixantes, possivelmente sendo resultado de esforços de reação a intrusão do granito.

Características de hidrotermalismo, podem ser supostas em fraturas que apresentam-se preenchidas por biotita e possuem direções NE.

Cabe salientar que melhores dados petrográficos sobre as prováveis fácies observados, serão obtidos com análise das lâminas delgadas em confecção, bem como, dados mais detalhados sobre as mineralizações deste corpo granítico poderão ser obtidos com prospecção geoquímica detalhada.

4.21 - GRANITO GRACIOSA

4.21.1 - GENERALIDADES

Aflora na região centro sudeste da Folha de Antonina (SG-22-X-D-II) com uma latitude média de 25°16'29" e longitude média de 48°50'07"W. Situa-se a norte de Morretes e a leste de Piraquara, estando a cidade de São João da Graciosa localizada na borda sul do corpo. A drenagem é caracterizada por nascentes do rio Cachoeira, Nunes e Xaxim, do lado leste, enquanto que no lado oeste formam-se as nascentes da bacia do rio Capivari. O granito ainda é cortado pela PR 411, na porção sul, e em sua extremidade norte, pela BR 116. Sustenta boa parte da Serra do Mar na região, com denominações locais de Serra da Graciosa, Serra

dos Órgãos e Serra do Capivari. Cordani e Girardi(1967), descreveram o referido maciço granítico que constitui as Serras do Órgãos, da Graciosa, Mãe Catira e Farinha Sêca, incluindo provavelmente a Serra Ibiteraquirê e o Pico Paraná.

Em sua exposição superficial apresenta uma área de aproximadamente 300 km², tendo o seu eixo maior 38 km com direção N-NE, e o eixo menor 14 km com direção NW.

A sua forma regional é irregular, com metade do corpo orientado N-S, e a outra metade orientado NE. As formas locais estão configuradas por contatos predominantemente curvilíneos.

Segundo Cordani e Girardi(op cit), foram verificados filões de aplito e mais raramente pegmatito quartzo-feldspáticos, de espessura centimétrica, que cortam o corpo em várias direções.

Para Maack(1961), o granito intrudiu-se discordantemente em gnaisses arqueanos, correlacionando o corpo com a fase final do evento Açungui. O contato com o Granito Marumbi ocorre através de falhamento.

Pesquisas geocronológicas (Cordani et al, 1967), englobam os granitos alcalinos do Paraná na fase final da orogenia do geossinclínio Paraíba, ativo entre 600-400 m.a.

Cordani et al(1976) classificam o granito como pós-tectônico; Hasui et al(1978), como granito pós-tectônico, alóctone, do fácies Graciosa; e ainda Fritzsos Jr. e Biondi(1983) concluíram tratar-se de um corpo anorogênico pós-tectônico e alóctone.

Ainda segundo Fritzsos Jr. e Biondi(op cit), os corpos graníticos Graciosa e Anhangava são muito semelhantes entre si, somente se diferenciando pelas dimensões e relações eixo maior/menor. (Os critérios utilizados estão relacionados na descrição do granito Anhangava).

4.21.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Apresenta estrutura maciça, equigranular, com granulação média a grossa. sem cataclase. com grau médio de oxidação; rocha leucocrática, com cor branca, cinza clara, creme ou ligeiramente avermelhada.

Os minerais predominantes são o quartzo, feldspato potássico e plagioclásio; os máficos são representados pelos anfíbios sódicos. ferro-hastingsita (hornblenda), aegirina-augita e biotita. Os principais minerais acessórios são zircão, fluori-

ta, clorita, epidoto, alanita, titanita, muscovita, opacos e apatia. Segundo Maack(1961) uma amostra do Pico Paraná apresentou composição granítica, enquanto que outra amostra do mesmo local apresentou composição alcali-granítica; ainda Maack(op cit), em três amostras da Serra da Graciosa, obteve composição alcali-granito.

4.22 - GRANITO RIO DO SALTO

4.22.1 - GENERALIDADES

Aflora na região compreendida na porção central da Folha de Antonina (SG-22-X-D-II), com uma latitude média de 25°11'02"S e longitude média de 48°40'07"W, Aflora no Estado do Paraná, a leste da localidade de Cachoeira de Cima, e a norte de Antonina. Acha-se cortado pelo rio homônimo.

Possui uma área aflorante de 20 km², tendo o eixo maior 8 km com direção NE, enquanto que o eixo menor mede 4 km com direção NW. Tem uma forma regional elipsoidal.

Trein et al(1970) inclui o corpo no conjunto denominado de Granito Rio Pardinho, ou Granito Alto Turvo.

Segundo Silva et al(1982), o granito encaixa-se em suíte de rochas granitóides de anatexia, com migmatitos homogeneizados e migmatitos heterogêneos estromatíticos.

Silva et al(op cit) ainda enquadraram o citado corpo no conjunto de granitos de suíte alcalina, sub alcalina e calco-alcalina, pós-cinemáticos brasileiros.

4.23 - GRANITO FAXINAL

4.23.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida no setor nordeste da Folha de Antonina (SG-22-X-D-II), com uma latitude média de 25°07'34"S e longitude média de 48°38'21"W. Aflora no Estado do Paraná, a sul da BR 116 e da localidade homônima, e a NE da localidade de Cachoeira de Cima. A denominação foi dada por Falcade(1982),

por ocasião da execução do Projeto Capivari Pardo.

Possui área aflorante de 6 km², tendo o eixo maior 10 km na direção NE, e o eixo menor 1 km na direção NW. As medidas do corpo devem ser maiores que as ora citadas, pois a porção SW do corpo é desconhecida (Falcade, op cit).

Segundo Falcade (op cit), o corpo granítico parece estar encaixado em zona de falha que separa um bloco de migmatito nebulítico (homogêneo) e outro de migmatito heterogêneo, com paleossoma constituído por restos de rochas de alto grau metamórfico.

Trata-se de um corpo intrusivo, fortemente controlado por tectonismo NE, com predomínio de contatos curvilíneos nas formas locais. Fritzsos Jr. e Biondi(1983) classificam-no como sintectônico, alóctone.

4.23.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Caracteriza-se por um tipo litológico inequigranular porfirítico, destacando-se fenocristais de 3 mm de feldspato potássico. A matriz é de granulação média, cataclasada. É leucocrático e de cor rosada, com grau de oxidação muito elevado.

A mineralogia essencial é representada pelo microclínio, plagioclásio e quartzo; a secundária, pela biotita, epidoto e clorita; e a acessória, pelo zircão, alanita, turmalina, apatita e opacos (magnetita entre eles).

Os tipos de alterações são a argilização, epidotização e turmalinização(?).

4.24 - GRANITO ALTO TURVO

4.24.1 - GENERALIDADES

Aflora no extremo SW da Folha de Eldorado Paulista (SG-22-X-b-II), e extremo SE da Folha de Apiaí (SG-22-X-B-VI), extremo NE da Folha de Antonina (SG-22-X-D-II), e extremo NW da Folha de Guaraqueçaba (SG-22-X-D-III), com uma latitude média de 26°01'42"S e longitude média de 48°29'14"W. Situa-se numa região limítrofe entre o Estado de São Paulo e o Estado do Paraná, sus-

tentando a Serra da Virgem Maria, que pertence ao conjunto da Serra do Mar. É drenado pelos Rios Pardinho, Turvo, Tajoçaba e Capivari.

Foi denominado de Maciço "Alto Turvo" por Cordani e Bettencourt(1967) e "Granito Alto Turvo" por Cordani(1971), embora Trein et al(1970) o tenha denominado de "Granito Rio Pardinho".

No Estado do Paraná, o granito possui uma área aflorante de 70 km², com igual área no Estado de São Paulo, totalizando 140 km². O eixo maior possui 31 km com direção NE, e o eixo menor 10 km, com direção SE.

Sua forma regional é alongada segundo direção NE-SW com estrangulamento em sua porção mediana, sendo controlado por tectonismo NE. As formas locais mostram uma predominância de traços curvilíneos.

Lopes Jr. et al(1977), consideram que o corpo corta parcialmente as estruturas. Segundo Melcher et al(op cit) e Falcade(1982), as rochas encaixantes são gnaisses e migmatitos.

A CPRM(1977) e a Comissão da Carta Geológica do Paraná mapearam diques de microgranito e/ou granito porfiróide e/ou granófiros de direções NE.

Cordani e Bettencourt(1967) obtiveram idades de 630±20 m.a. nesse granito, através de datações K/Ar.

Cordani e Bettencourt(op cit) classificam o granito como tardi tectônico ou eventualmente sintectônico; Melcher et al(op cit) verificam características tardi a pós-tectônicas; Hasui et al(1978) como pós-tectônico, alóctone, do fácies Graciosa; e Fritzsens Jr. e Biondi(1983) concluem tratar-se de corpo anorogênico pós-tectônico, alóctone.

4.24.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Foram descritos dois fácies até o presente momento: fácies equigranular, descrito por Melcher et al(op.cit) e Morgental et al(1975); e o fácies porfiróide, descrito por Lopes Jr. et al(1977) e Morgental et al(op.cit), e ainda por Falcade(1982), parecendo ser este último fácies o predominante.

4.24.2.1 - Fácies Porfiróide

Apresenta estrutura maciça; textura porfiróide grosseira, com granulação fina a média e grosseira com variações locais para fina; cor cinza clara e cinza rosada.

A composição mineralógica, quanto aos minerais essenciais, é representada pelo microclínio pertítico, ortoclásio, plagioclásio e quartzo; quanto aos secundários, pela hornblenda verde e biotita; e quanto aos acessórios, pela clorita, epidoto, sericita, titanita, leucóxênio, apatita e opacos.

4.24.2.2 - Fácies Equigranular

Apresenta textura hipidiomórfica granular; granulação média a grosseira, bastante grosseira, com cristais equigranulares; leucocrático, de cor clara com tons róseos.

Os minerais essenciais são o ortoclásio pertítico e o quartzo; os secundários são a hornblenda, anfibólio sódico (riebeckita, Fe-hastingsita), biotita e oligoclásio; e os minerais acessórios são a fluorita, opacos, zircão, alanita, titanita, apatita. Como minerais de alteração aparecem a clorita, sericita, epidoto e carbonato (segundo Melcher op cit) e também leucóxênio (Morgental et al, op cit).

4.25 - GRANITO TAGAÇABA

4.25.1 - GENERALIDADES

Aflora em área compreendida no setor NE da Folha de Antonina (SG-22-X-D-II) e nordeste da Folha de Guaraqueçaba (SG-22-X-D-III), com uma latitude média de 25°10'40"S e longitude média de 48°33'38"W. Aflora a norte da localidade de Tagaçaba e a sul da Serra da Virgem Maria. A região é drenada pelo rio Tagaçaba e rio Capivari.

A denominação foi adotada por aflorar na região da bacia do Rio Tagaçaba. Trein(1970) o denominou, a exemplo do Alto Turvo, de granito Rio Pardinho. Sua área aflorante é de 28 km², com o eixo maior medindo 13 km na direção NE, e o eixo menor medindo 5 km, na direção NW.

Sua forma regional é ovalada, com aspecto tendendo mais a poliédrico, sendo controlado por tectonismo NE. É interceptado em todo o flanco SE por grande falhamento. As porções N e NE do corpo são limitadas da mesma forma por falhas, caracterizando predomínio de limites retilíneos sobre as formas curvilíneas.

Comentários de Fritzsens Jr. e Biondi(1983) no Relatório de Compilação e Síntese sobre as Rochas Graníticas do Estado do Paraná, transcrito na íntegra, concluem: "Constituído por um único plutão, denominado Tagaçaba, o corpo é tão diferente de qualquer outro estudado, que constitui um indivíduo à parte. As maiores diferenças em relação aos demais reside, principalmente, na petrografia macroscópica, pela estrutura com foliação e bandamento locais, pela constância de tipos equigranulares e porfirídeos e pelo grau de oxidação muito reduzido, evidenciado pela cor cinzenta. Estes fatos, aliados aos contatos gradacionais observados no campo, permitem inferir para este granito, características de sintectonismo autóctone ou de granitóide de anatexia".

Segundo mapa da CPRM, de Silva(1982), trata-se de corpo incluído na suíte de corpos pós-cinemáticos brasileiros. Falcade' (op cit) acredita entretanto que os migmatitos homogêneos que constituem ao menos uma boa parte do corpo, sejam granitóides autóctones pré-brasilianos, possivelmente reativados, remobilizados em tempos brasileiros.

4.25.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Trata-se de uma rocha com estrutura maciça com foliação e bandeamentos locais, equigranular e porfirítica, pouco cataclásada, com granulação média a grossa, de cor verde-esbranquiçada, cinza-esverdeada.

A composição mineralógica, quanto aos minerais essenciais, é representada pelo microclínio, oligoclásio e quartzo; os minerais secundários, são a biotita e a clorita; enquanto que os acessórios, o epidoto, carbonato, apatita, titanita, opacos, alunita(?). As amostras estudadas em lâmina delgada por Falcade' (1982), são de granito (neossoma de migmatito schlieren), e outra de granito alterado cataclásada (neossoma de migmatito schlieren com passagens para nebulítico).

Ocorre alterações dos tipos saussuritização, argiliza-

ção, cloritização e epidotização.

4.26 - GRANITO BANHADO

4.26.1 - GENERALIDADES

Aflora na porção centro sul da Folha de Apiaí (SG-22-X-B-V), com uma latitude média de 24°53'47"S e longitude média de 48°44'42"W. Aflora inteiramente no Estado do Paraná, na localidade de Jobar a NE de Barra Bonita. Acha-se drenado pelo rio Feio, afluente do Rio São Miguel.

Sua forma regional é amebóide possuindo uma área aflorante de 7 km². Aflora em três áreas distintas devido a cobertura parcial de restos de teto. As formas locais são ocasionadas por erosão diferencial da cobertura, com predomínio de traços curvelíneos.

É abundante a presença de restos de teto aflorantes em, pelo menos, 5 km². Caracterizam-se por rochas de baixo grau metamórfico, submetido a metamorfismo termal (Falcade. op cit), e (Santos et al, 1980). O contato entre o Granito e metasedimentos foi observado por Falcade(op cit), evidenciando o aspecto intrusivo, brusco, com auréola de metamorfismo de contato.

A rocha granítica próxima ao contato, segundo Falcade (op cit), apresenta-se homogênea. Mas segundo Lopes Jr. et al (1977), nessa zona é frequente a presença de rochas cataclasadas de cor rosada, afaníticas, com massas aplíticas, formados de quartzo branco e mica branca, grosseira, imersa em massa caulínica.

As rochas encaixantes são representados por metasedimentos carbonosos, alterados com quartzitos granulares de grau médio a grosseiro, ocorrendo ainda indicativos da presença de mármore dolomíticos da formação Capiuru.

Na porção meridional do corpo, o metamorfismo termal pode ter afetado mica-xistos e calcoxistos da formação Perau. Próximo ao contato, os metasedimentos estão totalmente metamorfizados, sendo que Falcade(1982) descreveu esta rocha como um albíta-epidoto-hornfels.

Falcade(op cit) classificou o corpo granítico como pós-tectônico em relação ao tectonismo brasileiro; Fritzsos Jr.

e Biondi (1983), numa síntese sobre os granitos do Estado do Paraná, classificam o corpo em tardi a pós-tectônico, aloctone.

4.26.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Santos e Felipe (1980) evidenciaram duas fácies: a fácies biotita monzogranito porfirítico, e a fácies monzogranito granular cataclasado.

4.26.2.1 - Fácies Biotita Monzogranito Porfirítico.

Apresenta textura maciça cataclasada (Santos et alii, 1980) e maciça (Falcade, 1982); Textura granoblastica cataclasada (Santos op cit), e granoblástica porfirítica (Falcade, op cit); granulação média a grossa, com cristais inequigranulares; leucocrático, com cor cinza-clara (Santos op cit); rosada (Falcade, op cit), matriz acinzentada (Lopes Jr. et al (1977) com grau médio de oxidação.

Microscopicamente, apresenta textura porfirítica com sinais de cataclase. Os minerais essenciais são representados pelo ortoclásio, plagioclásio, microclínio e quartzo; os secundários, pelos máficos (biotita); e os acessórios, pela clorita, opacos, óxido de Fe epidoto, leucoxênio, zircão, apatita e titanita. Santos (op cit) classifica a rocha como um granito (segundo Streick-eisen).

4.26.2.2 - Fácies Monzogranito Granular Cataclasado.

Ocorre como matacões arredondados, onde são observadas cavidades preenchidas por quartzo piramidal.

Macroscopicamente apresenta textura granoblástica cataclástica. Microscopicamente, a mineralogia essencial é constituída pelo plagioclásio, quartzo, microclínio e ortoclásio; como secundário, a biotita; e como acessórios, pela sericita, magnetita, argilo minerais e muscovita. Segundo a classificação de Streickeisen (1976), trata-se de um granito (Santos, op cit).

Os tipos de alterações mais frequentes, são a silicificação, sericitização, e caulinição.

4.26.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica, a nível de reconhecimento, através de sedimento de corrente, concentrado de minerais pesados (não sistemática) e hidrogeoquímica (não sistemática), abrangendo todo o corpo, detectaram uma anomalia de Zn, a norte do corpo, aparentemente mais relacionada às encaixantes da formação Capiru.

4.27 - GRANITO VAGUAÇU

4.27.1 - GENERALIDADES

É um corpo aflorante em região compreendida no setor SE da Folha Apiaí (SG-22-X-B-V), com uma latitude média de 24°52'52" S e longitude média de 48°36'38"W. Aflora no Estado do Parná, a SW da Barra do Truvo, na localidade homônima. O corpo é cortado pelo rio das Pimentas.

A sua área aflorante é de 4,5 km² aproximadamente, sendo que seu eixo maior mede 14 km com direção NE, enquanto que seu eixo menor mede 0,6 km, com direção NW.

Sua forma regional é alongada, com aspecto vermiforme, com lados retilíneos, fortemente controlados por tectonismo NE. As formas locais são retilíneas.

As rochas encaixantes, segundo Falcade (1982), são gnaisses com augen-gnaisses, biotita-gnaisses e rochas cataclásticas.

Falcade (op cit) classifica o corpo como intrusivo em zona de falha; Ritzson Jr. e Biondi (1983), como sintectônico, aloctone.

Fritzson Jr. e Biondi (op cit) consideram os granitos Nagib Silva, Vaguaçu e Areia Branca particularmente idênticos pelos seguintes critérios: arredondamentos dos corpos, relação tectonismo/intrusão, mecanismo de intrusão, dimensões, estrutura, tamanho relativo dos cristais, cataclase, granulação e razão de oxidação.

4.27.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Segundo Falcade (op cit), o corpo apresenta-se com estrutura predominantemente maciça, e ainda foliada, bandada e brechada.

Apresenta-se intensamente microfraturado ou muito cataclasado, com cristais equigranulares finos a médios, leucocrático, de cor cinza rosada. Sua textura é granoblástica a granolepidoblástica, e, ' mesmo cataclástica. A composição mineralógica é representada pelo quartzo, feldspatos e secundariamente por minerais máficos. Ressalta ainda visíveis sinais de alteração hidrotermal com epidotização.

4.27.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica a nível de reconhecimento, através de sedimento de corrente, concentrado de bateia e hidrogeoquímica, revelarem anomalias de Cu e Zn em sedimentos de corrente, provavelmente relacionados ao corpo, sendo que tais anomalias não foram selecionados pelo Follow-up.

4.28 - GRANITO NAGIB SILVA

4.28.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida no setor SE da folha de Apiaí (SG-22-X-B-V), com uma latitude média de 24°54'58"S e longitude média de 48°36'53"W. Aflora no Estado do Paraná, na localidade homônima a SW da Barra do Turvo, sendo cortado pelo rio Uberaba.

Sua área aflorante é de 9 km², com seu eixo maior medindo 15 km na direção NE, e o eixo menor medindo 1,4 km na direção NW.

Trata-se de um corpo muito alongado, vermiforme, provavelmente posicionado em linha de fraqueza estrutural, fortemente controlado por tectonismo NE. Litologicamente é relativamente homogêneo, apresentando cataclase textural em diversos estágios de intensificação. A cataclase chega a dar aspecto granito-gnáissico as rochas.

Segundo Falcade (1982) seu contato é brusco, mas de difícil caracterização, pela complexidade litológica entre granito relativamente maciço com mármore impuros.

As rochas encaixantes, em boa parte pertencem à sequên-

cia Turvo-Cajati, representadas por mica-xistos biotíticos com silimanita, calcosilicatadas e mármore impuros. O granito faz ainda contato com rochas migmatíticas homogeneizadas, com paleossoma anfibolítico.

Falcade (1982) considera que o corpo pertence a mesma 'suíte dos corpos Areia Branca, Vaguaçú e Faxinal, sendo intrusivo. Fritzsos Jr. e Biondi (1983), consideram o corpo como sintectônico, aloctone..

4.28.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Macroscopicamente, o granito apresenta estrutura maciça, por vezes granito-gnaissica: textura granoblástica, sempre cataclada; granulação predominantemente média, em alguns pontos 'grosseira; equigranular: leucocrática, com cor rosada e cinza-esverdeada. A composição mineralógica é representada pelo quartzo, feldspatos, poucos máficos, e ocasionalmente, pirita.

Ainda segundo Falcade (op cit), microscopicamente o granito é composto, quanto aos minerais essenciais, pelo feldspato 'alcalino, plagioclásio e quartzito; e acessórios, pela clorrita, muscovita, epidoto, sericita, fluorita, titanita, opacos, apatita e clinozoisita. As fraturas acham-se preenchidas por carbonatos, clorita, muscovita, fluorita e opacos. Falcade descreve uma amostra de granito cataclasado, outro cataclasito e uma última amostra de milonito quartzo feldspático (DF-333; DF-362 e JP-53).

Ocorre alteração hidrotermal. A sericitização e caulnização são por vezes fortemente atuantes.

4.28.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Em trabalhos de prospecção geoquímica, a nível de reconhecimento, com sedimento de corrente, apontaram várias anomalias de Pb, segundo Silva, et al (1978). Foram executadas atividades de Follow-up, sendo detectados valores acima do back-ground 'para Pb, mas foi aconselhada a paralização de trabalhos na área.

Amostra DF-362 (Falcade, op cit) apresenta disseminações de galena e pirita, além de fluorita em fraturas.

4.29 - GRANITO AREIA BRANCA

4.29.1 - GENERALIDADES

Aflora na porção SE da folha de Apiaí (SG-22-X-B-V), com uma latitude média de 24°57'34"S e longitude média de 48°33'14"W. Aflora no Estado do Paraná e parte no Estado de São Paulo, na localidade de Areia Branca. Acha-se cortado pelo rio Pardo. O corpo foi definido por Falcade (1982) no projeto Capivari-Pardo.

Sua área de exposição superricial é de 7 km², sendo destes, 1,2 km² situam-se no Estado do Paraná e 5,8 km² no Estado de São Paulo com seu eixo maior medindo 7,0 km na direção E-NE, e o eixo menor medindo 1,2 km na direção N-NW.

Sua forma regional é elipsoidal, fusiforme com secção 'retangular e terminações arredondadas. Ocorre pequena apófise no lado NW, na região do Rio Pardo, onde predomna formas curvelíneas. Acha-se fortemente controlada por tectonismo NE.

As rochas encaixantes são calcoxistos, mica-xistos e mármores da sequência Truvo-Cajati, e rochas gnásissicas migmatíticas do complexo Pré-Setuva. O contato discordante é da estruturação regional.

Falcade (op cit) considera o corpo como provavelmente 'intrusivo e da mesma suite que o granito Nagib Silva: Fritzens Jr. e Biondi (1983), como sintectônico, alóctone.

4.29.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

O corpo apresenta uma estrutura maciça, textura grano-blástica, as vezes com iso-orientação mineralógica; equigranular; granulação média, cataclasada. É leucocrático, com cor cinza-rosada, e ainda com grau médio de oxidação da rocha. A composição mineralógica é representada pelo quartzo, feldapato, epidoto e 'hornblenda.

4.29.3 - ASPECTOS ECONÔMICOS

Trabalhos de prospecção geoquímica de Silva (1978), através de sedimento de corrente, concentrado de bateia e hodrogeoquí-

mica, abrangendo todo o corpo, não identificou quaisquer anomalias no corpo.

4.30 - GRANITO NHUNDIAQUARA ou SERRA DO MORATO

4.30.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pela folha de Guaraqueçaba (SG-22-X-D-III) com uma latitude média de 25°08'00"S e longitude média de 48°32'00"W. Aflora no Estado do Paraná, próximo a localidade de Serra Nepa, a N-NW de Guaraqueçaba. Sustenta as elevações da Serra de Nhundiaquara e Serra do Morato. Segundo o mapa geológico de Silva et al. (1982), o corpo segmenta-se na região fronteira entre o Estado do Paraná e o Estado de São Paulo.

Possui área aflorante de 45 km², com seu eixo maior medindo 28 km na direção NE, e seu eixo menor medindo 2,5 km na direção NW.

O corpo tem formas retilíneas devido o grande falhamento NE-SW coincidente com o corpo granítico. É ainda segmentado por falhamento no extremo SE, tendo em geral uma forma alongada para' NE.

Segundo Silva et al. (1982), o granito se enquadra no grupo dos granitoides embrechíticos sin a tardi cinemáticos brasileiros incluindo granitos autoctones pré-brasileiros reativados remobilizados e feldspatizados.

4.30.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Apresenta estrutura maciça, ligeiramente foliada, podendo até chegar a protomilonito com porfiroblastos ovalados, discos e lamelares; granulação fina a grosseira: leucocrático, com cor rósea predominante (porfiróide) a cinza-rosada (equigranular). Apresenta textura porfiroblástica predominante, com cristais predominantemente inequigranulares com macrocristais de Feldspato Alcalino de até 4 a 5 cm.

Os minerais essenciais são representados pelo quartzo, microclínio, plagioclásio (predominantemente oligoclásio ou oligoclásio-andesina); os secundários, pela biotita; e os acessórios,

pelo epidoto, zircão, sericita, clorita, muscovita, titanita, fluorita, magnetita, hematita, óxido de Fe. Foi classificado, através da amostra J.023, como granito.

4.31 - GRANITO GUARAQUEÇABA

4.31.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida na porção centro leste da folha de Guaraqueçaba (SG-22-X-D-III) com uma latitude média de $25^{\circ}11'43''S$ e longitude média de $48^{\circ}11'46''W$. Aflora em parte no Estado de São Paulo na região de Ariri, e no Estado do Paraná, estando a cidade de Guaraqueçaba localizada na extremidade SW do corpo. Sustenta a Serra de Utinga.

Sua área aflorante no Estado do Paraná é de 54 km^2 e no Estado de São Paulo é de 46 km^2 , totalizando 100 km^2 . Possui em seu eixo maior 35 km, com direção NE, enquanto que o eixo menor mede 6 km na direção NW. Acha-se limitado a SW pelas águas da baía das Laranjeiras e a SW com aluviões da planície litorânea.

É um corpo granítico com forma regional muito alongada, sendo boa parte condicionada por falhamento, embora os contatos no Estado de São Paulo sejam curvilíneos. As formas locais são irregulares, pela discordância com aluviões quaternários.

Com relação às rochas encaixantes, Silva et al (1982) menciona que o corpo granítico faz contato a NW com migmatitos de paleossoma gnaissico, a SE com migmatitos de paleossoma constituído por rochas xistosas, quartzitos e gnaisses, e a NE com rochas epimetamórficas como mica-xistos, metassiltitos, metargilitos da seqüência Turvo -Cajati.

Silva et al (1982) enquadraram o corpo no grupo dos granitoides embrechíticos sin-a-tardi-cinemáticos brasileiros incluindo granitos autoctones pré-brasilianos reativados, remobilizados e felspatizados.

4.32 - GRANITO VARADOURO

4.32.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor oriental da folha de Guaraqueçaba (SG-22-X-D.III) com uma latitude média de $25^{\circ}14'13''S$ e longitude média de $48^{\circ}05'14''W$. A denominação é genérica por alforar em parte próximo a localidade homônima no Estado do Paraná, e em parte, no Estado de São Paulo.

Sua área aflorante é de 7 km^2 no Estado de São Paulo com outros 7 km^2 no Estado do Paraná, totalizando 14 km^2 . Seu eixo maior mede $7,5 \text{ km}$ com direção NW, e o menor $3,0 \text{ km}$ com direção NE. A maior parte do corpo encontra-se limitado por cobertura aluvionar da planície litorânea.

Segundo Silva et al (1982), as rochas encaixantes a NW do corpo granítico são constituídas de migmatitos com paleossoma de mica-quartzo-xistos, gnaisses e intercalções de quartzitos, além de corpos de metabásicas/ultrabásicas.

Ainda segundo Silva (op cit), o corpo pertence ao grupo de granitóides embrechíticos sin-a-tardi-cinemáticos brasileiros incluindo granitos autoctones pré-brasilianos reativadas, remobilizados e feldspatizados.

4.33 - GRANITO SERRA DO TROMOMÔ

4.33.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor centro oeste da folha de Guaraqueçaba (SG-22-X-D-III) com uma latitude média de $25^{\circ}15'14''S$ e longitude média de $48^{\circ}23'11''W$. Aflora no Estado do Paraná, a sul da localidade de Serra Negra, limitado a SW pelas águas da baía de Guaraqueçaba. A denominação do referido granito é genérica, adotada por sustentar elevação homônima.

Possui área aflorante de 11 km^2 , mas as dimensões reais devem ser maiores, por estar em boa parte limitado por cobertura aluvionar. Seu eixo maior mede $6,5 \text{ km}$ com direção NE e o menor $4,5 \text{ km}$, com direção NW.

Sua forma regional não pode ser definida, mas os contatos com a cobertura aluvionar da baixada litorânea definem um corpo com forma ovalada. As formas locais são poligonizadas em contato com falha de direção NE que secciona a porção NW do corpo.

Segundo Silva et al (1982), o corpo em questão se enquadra no conjunto de granitóides embrechíticos sin-a-tardi-cinemáticos brasileiros incluindo granitos autoctones pré-brasileiros reativados, remobilizados e feldspatizados.

4.34 - GRANITO NHAPORANGA

4.34.1 - GENERALIDADES

Trata-se na realidade de um conjunto de três corpos isolados que afloram em região compreendida no setor SE da folha de Antonina (SG-22-X-D-II) e setor E-SE da folha de Guaraqueçaba (SG-22-X-D-III) com uma latitude média de 25°20'00"S e longitude média de 48°33'00"W. Acha-se localizado no Estado do Paraná, Morro Nhaporanga e Serra do Itaqui.

Possui área de exposição superficial no Morro Alves de 15 km², no Morro Nhaporanga de 6 km² e na Serra do Itaqui de 20 km², totalizando 41 km², sendo que a somatória dos eixos maiores medem 19 km na direção NE, e a somatória dos eixos menores 5 km na direção N-NW.

Seus contatos são curvilíneos e irregulares no Morro Alves em relação à cobertura aluvionar, e forma retilínea devido a falhamento que corta o corpo da Serra do Itaqui em sua porção NW.

Segundo Silva et al (1982), as rochas encaixantes são representadas por migmatitos de paleossomas indiferenciados, de ganisses, quartzitos, quartzo-xistos e sequências de sericita-biotita-clorita-quartzo xistos.

Ainda segundo Silva et al (op cit), é um corpo intrusivo, que se enquadra no grupo dos granitos pós-cinemáticos brasileiros incluindo-se na suíte de granitos calco-alcalinos, alcalinos e sub alcalinos com quarzo-monzonito e granodioritos leucocráticos às vezes foliados.

4.35 - GRANITO ESPIGÃO DO FEITICEIRO

4.35.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida no extremo SE da folha de

Antonina (SG-22-X-D-II) com uma latitude média de 25°24'58"S de longitude média de 48°34'42"W. Aflora no Estado do Paraná, na localidade homônima a E-NE de Antonina.

Possui área aflorante de aproximadamente 115 km², sendo que o eixo maior mede 14 km na direção NE, e o eixo menor 11 km a NW.

É um corpo granítico que, como os demais da baixada litorânea, encontra-se limitado em boa parte por sedimentos quaternários.

Sua forma regional é bastante irregular, pois está em boa parte em contato com cobertura aluvionar. As formas locais caracterizam-se por contatos sub retilíneos (poligonizados), quando em contato com os migmatitos regionais.

As rochas encaixantes são caracterizadas por migmatitos embrechíticos e migmatitos bandados heterogêneos, com faixas de xistos e quartzitos.

Dados geocronológicos (segundo a CPRM), indicam ser o granito brasileiro ou pré-brasiliano remobilizado).

Silva et al (1982) inclui o corpo na suíte dos granitos embrechíticos in-a-tardã-cinemáticos incluindo granitos autóctones pré-brasileiros reativados remobilizados e feldspatizados.

4.36 - GRANITO ANTONINA

4.36.1 - GENERALIDADES

Aflora na porção centro sul da folha de Antonina (SG-22-X-D-II) com uma latitude média de 25°28'07"S e longitude média de 48°42'21"W. Aflora inteiramente no Estado do Paraná. Na borda NE do corpo está localizada a cidade de Antonina.

Possui área aflorante de 16 km², tendo no eixo maior 5,5 km com direção N-NW, e em seu eixo menor 4,0 km com direção E-NE.

Sua forma regional é irregular, pela ocorrência de discordância angular e erosiva com os aluviões da baixada litorânea.

Ocorre uma faixa de quartzitos de direção N-NE, na porção mais a oeste do granito (segundo mapas da CPRM - Integração e Detalhe Geológico do Vale do Ribeira).

Silva et al (1982), classifica o granito entre os corpos

sin-a-tardi-cinemáticos brasileiros incluindo granitos autoctones pré-brasileiros reativados e remobilizados.

4.37 - GRANITO SERRA DA IGREJA

4.37.1 - GENERALIDADES

Aflora na região compreendida pelo setor centro nordeste da folha de Paranaguá (SG-22-X-D-V) com uma latitude média de 25°40'07"S e longitude média de 48°53'24"W. Está localizado no Estado do Paraná na região de Mundo Novo. A rodovia Curitiba-Paranaguá passa nas imediações da porção norte do granito. Sustenta a elevação que tem a mesma denominação.

Possui uma área aflorante de aproximadamente 75 km², medindo seu eixo maior 21 km na direção NE, seu eixo menor 5,5 km na direção NW.

Sua forma regional é irregular, orientado segundo uma saliência topográfica maior, disposta paralelamente a direção do corpo. As formas locais são predominantemente poligonizadas.

Segundo Fuck et al (1969), o contato embora frequentemente separado dos migmatitos encaixantes através de falhas, mostra passagens graduais para os mesmos.

Fusck et al (op cit) sugere que o granito seja aparentemente de anatexia, enquanto que Hasui et al (1978) o classifica como pós-tectônico, aloctone, do fácies Graciosa.

3.37.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

É uma rocha leucocrática. Macroscopicamente, a mineralogia principal é representada por quartzo, albita, oligoclásio, microclínio e pouca biotita (segundo Fuck et al, op cit).

4.38 . GRANITO SERRA DAS CANAVIEIRAS

4.38.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor centro norte da

folha de Paranaguá (SG-22-X-D-V) com uma latitude média de 25° 38'38"S e longitude média de 48°46'00"W. Aflora no Estado do Paraná, ao norte da localidade homônima. Sustenta elevação também homônima.

Possui área aflorante de 45 km², tendo em seu eixo maior 15 km na direção N-S, e no eixo menor 5,5 km, na direção E-W.

Sua forma regional é retangular, com lados menores irregulares, poligonizados. As formas locais tem grande predominância de traços retilíneos.

Segundo Fuck et al (1969), os contatos embora frequentemente separados dos migmatitos regionais por falhas, mostram também passagens graduais.

Fuck et al (op cit^o) considera o granito como aparentemente de anatexia, enquanto que Hasui et al (1978) o classifica como sintectônico, não autoctone, do fácies Cantareira.

4.38.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Segundo Fuck et al (op cit), quanto a mineralogia, se faz representar pelo quartzo, microclínio, albita, oligoclásio e pouca biotita. Rocha com índice de coloração leucocrático.

4.39 - GRANITO SERRA DA PRATA

4.39.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor central da folha de Paranaguá (SG-22-C-D-V) com uma latitude média de 25°41'37" S e longitude média de 48°39'07"W. Aflora no Estado do Paraná desde imediações a norte de Guaratuba, até a rodovia Curitiba-Paranaguá. Sustenta a elevação homônima, também denominada de Morro das Laranjeiras, Morro Batatal, Morro Bico Torto e Morro Grande.

Possui uma área aflorante de 115 km², sendo que o eixo maior possui 31 km na direção N-S, e o eixo menor com 5,0 km na direção E-W. Nestas medidas foram consideradas conjuntamente as porções N e S.

As formas regionais lembram polígonos, irregulares, fo-

temente alongados N-S. Em termos locais as formas são fortemente poligonizadas.

Os contatos, segundo Fuck et al (1969), embora separados frequentemente por falhas dos migmatitos regionais, mostram passagens graduais para os mesmos.

Fuck et al (op cit), classifica o granito como aparentemente de anatexia.

4.39.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Segundo Fuck et al (op cit), apresenta textura granoblástica orientada, com índice de coloração leucocrático. A composição mineralógica é representada por quartzo, microclínio, plagioclásio, albita e pouca biotita.

4.40 - GRANITO PEDRA BRANCA DO ARARAQUARA

4.40.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelo setor centro oeste da folha de Paranaguá (SG-22-X-D-V), e folha ao sul da mesma, com uma latitude média de 25°51'05"S e longitude média de 48°50'53"W. Aflora em sua maior parte no Estado do Paraná, e em parte no Estado de Santa Catarina. Localiza-se a oeste da baía de Guaratuba, sendo drenado pelos rios Cubatão, São João e rio Rasgado. Sustenta as elevações Serra Cubatão e Serra Araraquara.

Possui área aflorante de 270 km², sendo 260 km² no Estado do Paraná, e 10 km² no Estado de Santa Catarina, sendo que o eixo maior mede 34 km na direção N-NE, e o eixo menor 12 km na direção W-NW.

Sua forma regional é alongada para N-NE/S-SW de tendência para retangular, com bordas poligonizadas. As formas locais são predominantemente retilíneas, mais raramente curvilíneas, e formas irregulares nos contatos discordantes erosivos com aluviões.

O granito, segundo Fuck et al (1969), embora frequentemente separados dos migmatitos, por falhas, mostra passagens graduais para os mesmos.

Fuck et al (op cit), classifica o corpo como aparentemen

te de anatexia, enquanto que Hasui et al (1978) o classifica como sintectônico, não autoctone, do fácies Cantareira.

4.40.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Apresenta índice de coloração leucocrática, sendo a composição mineralógica constituída pelo quartzo, microclínio, albita, oligoclásio, e pouca biotita.

4.41 - GRANITO MORRO REDONDO

4.41.1 - GENERALIDADES

Aflora em região compreendida pelos setores extremo SE da folha de São José dos Pinhas (SG-22-X-D-IV), extremo da folha de Paranaguá (SG-22-X-D-V) e folha a sul da folha de Paranaguá, com uma latitude média de 26°00'00"S e longitude média de 48°57'38"W. Aflora em parte no Estado de Santa Catarina e em parte no Estado do Paraná. Localiza-se a SE da represa de Vossoroca e a leste de Tijucas do Sul. Sua borda norte é margeada pela BR 376 (rodovia Cirutiba-Joinville). Sustenta a Serra da Imbiva.

A área aflorante desse granito no Estado de Santa Catarina é de 180 km², sendo que o eixo maior mede 30 km na direção NW, e o eixo menor 11 km, na direção E-NE.

Sua forma regional é em geral de paralelepípedo a retangular com bordas poligonizadas. As formas locais, além das formas retilíneas, apresentam subordinadamente traços curvilíneos.

Martini (comunicação pessoal) sugere a possibilidade de existência de polidiapirismo.

Hassui et al (1978) classifica o corpo granítico como pós-tectônico, aloctone, do fácies Graciosa.

4.42 - GRANITO AGUDOS DO SUL

4.42.1 - GENERALIDADES

Aflora na porção centro sul da folha de São José dos Pi

nhais (SG-22-X-D-IV) e extremidade NW da folha de Campo Alegre (SG-22-7-B-I) com uma latitude média de 25°58'07"S e longitude média de 49°17'14"W. Aflora inteiramente no Estado do Paraná desde a localidade de Campestre da Faxina até Campinas dos Crispins e proximidades de Trigolândia e Pien ao sul, com a localidade de Agudos do Sul inserida na sua porção oeste. Acha-se drenado pelo rio da Várzea na porção centro norte e rio Negro ao sul.

Apresenta uma área aflorante de 400 km², sendo que o seu eixo maior mede 45 km com direção Ne, enquanto que o eixo menor mede 17 km com direção NW.

Sua forma regional é alongada segundo NE-SW, de aspecto irregular e poligonizado. As formas locais são uma mistura de limites retilíneos a curvilíneos.

Hasui et al (1978) classifica o granito como intrusivo, pós-tectônico, aloctone, do fácies Graciosa.

4.42.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Mapeado por Marini et al (1970) como granito calco-alcalino.

QUADRO Nº 02 - SÍNTESE SOBRE AS ROCHAS GRANÍTICAS DO PARANÁ.

CARACTERÍSTICAS GRANITOS.	RAZÃO EIXOS	ARREDONDAMENTO.	CONDICIONAMENTO TECTONICO.	CATACLASE TEXTURAL	MINERAIS DE INTERESSE ECONÔMICO.	GEOQUÍMICA.	ILMENITA.	MAGNETITA	RELAÇÃO INTRUSÃO/TECTONISMO e MOBILIDADE DE RELATIVA	DATAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS.	ALTERAÇÕES	OBSERVAÇÕES
01 - JOAQUIM MURTINHO	1,54	Arredondado a Ovalado.	Controlado p/ Tectonismo no NE	Cataclase no Fácies Porfirítico. (*) Pouco Cataclasado.	Fluorita Titanita Zircão Carbonato Apatita.	Pb			Tardia a Pós-Tectônico, Alotone		Carbonatação Sericitização Cloritização	Fácies porfirítico cataclasado relacionado possivelmente a metassomatismo K em zona de falha.
02 - CARAMBEI	3,23	Alongado	Forte. controlado p/ Tect.NE	(*) Pouco cataclasado.	Hematita Fluorita Pirita Zircão Galena Blenda Titanita.	Pb Mo	X		Pós-Tectônico, alotone	Rb/Sr 543±25	Silicificação -aporte de K e SiO ₂ em zona de falha	Corpo intensamente fraturado; Cavidades de dissolução de hematita e specularita. Zonas fraturadas com Hematita. Diques de riolito e quartzo com pouca pirita, galena e blenda. Semelhante ao granito nº 02.
03 - COMPLEXO GRANÍTICO CUNHA PORANGA.	2,76	Ovalado	Controlado p/ Tect.NE	Cristais com fortes linhas de fratura em aspecto embre-chístico a Rocha no fácies porfirítico. (*) Pouco cataclasado	Titanita Fluorita Zircão Aparita Tumalina Calcita Pirita Carbonatos.	Cu Pb Zn Ag	X		Tardia a/pós-tectônico, alotone (diversos autores). Sintectônico (Hasui et al)		Sericitização Cloritização Epidotização Argilização	Variações texturais, estruturais e composicionais, com stocks intrusivos. Entre eles: -Joaquim Murtinho -Carambei -Vila Branca ou Francisco Simas
04 - VILA BRANCA ou FRANCISCO SIMAS				Textura porfirítica com sinais de cataclase em diferentes estágios até textura cataclástica.	Zircão Granada Titanita Apatita Carbonatos Fluorita		X	X	Intrusivo no Complexo Cunhaporanga, possivelmente tardi-tectônico, alotone.		Cloritização Sericitização Argilização Carbonatação Muscovitização	Presença de pegmatitos nas zonas de contato e Greisen com sulfetos.
05 - COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÔRREGOS.	6,21	Alongado	Forte controlado p/ tect.NE	-Fácies cataclástico em zona de intenso fraturamento do fácies porfirítico; - evidências de cataclase no fácies Equigranular; - Fácies Cataclástico, muitas vezes descrito no campo como miloto. (*) Cataclasado.	Zircão Apatita Carbonatos Titanita Fluorita Tumalina Pirita Hematita Barita Caulim	Ag Pb Nb U Zn Ba Cu Au Sn As Mn	X	X	Tardi-Tect., alotone. (Wernick; Fritzsos e Biondi). Tardia a pós-tectônico. (Fück e Melcher). Sin a tardi-tectônico. (Morgental). Sintectônico (Hasui)	K/Ar 604±14 510±5 600-650	Epidotização Sericitização Carbonatação Saussuritização Argilização(?) Cloritização Caulinização Microclinização Silicificação Albitização Uralitização	Veios pegmatíticos com direção NW; Cataclase nas bordas tectonizadas do corpo; Extensas falhas afetaram intensamente o corpo, com um fácies cataclástico com vestígios de manifestações hidrotermais; Ocorre uma variedade de intrusões; O fácies cataclástico relaciona-se a radioanomalias, especialmente quando próximo de corpos alcalinos Alterações Hidrotermais: no Granodiorito São Sebastião João Gordo Volta Grande Ribeirão da Lagoa Barra do Sete Quedas Barra do Itapirapua Blum.
06 - ITIÓCA	1,19	Bem arredondado	Pouco controlado p/ tectonismo.	Pouco cataclasado na text. porfirítica macroscop.; e Text. cataclástica em alguns locais (micro) (*) Pouco Cataclasado	Titanita Apatita Zircão Carbonatos Tumalina Rutilo Sulfetos	Pb Zn Cu W Au Bi	X		Tardia a pós-tectônico, alotone. (Lopes, IPT, Fritzsos e Biondi) Pós tectônico não autoctone (Hasui) Tardia tectônico (Melcher, Wernick e Gomes).		Feldspatização Argilização Saussuritização Argilização Sericitização	Ocorrência de metassomatismo sódico; A porção Paulista é mais conhecida; Ocorrência de efeitos de Hidrotermalismo em amostras contendo magnetita rutilo e sulfetos

07 - EPITÁCIO PESSGA	1,33	Bem Arredondado	Pouco ou não controlado p/tect.	Cataclase na textura porfirítica (macroscópica); e Textura porfirítica com minerais fraturados (micro) (*) Cataclase do	Apatita Zircão Granada	Cu Pb Zn		Tardi a pós-tectónico (Melcher e Fritzsos e Biondi) Sintectónico (Hasui) não autoct.	Epidotização Argilização Sausuritização Silicificação.	Ocorre contato com falha; Granito semelhante ao Granito Varginha (textural e petrograficamente) podendo ser blocos aloctores do Granito Varginha.
08 - VARGINHA	2,24	Arredondado a ovalado.	Controlado por Tectonismo NE.	Cataclase nos tipos Porfiríticos (macrosc); e Textura cataclástica na micro. Cataclase nos tipos equigranulares com intenso fraturamento (macro) (*) Cataclase do.	Apatita Zircão Granada Titanita Calcita Turmalina	Pb U		Tardi a pós-tectónico, aloctone. (Melcher e Mineropar) Sintectónico, não autoctone (Hasui) Tardi a pós-cinemático (Fück; Santos e Felipe).	Argilização Epidotização Carbonatação Sausuritização Cloritização	Seccionado por falhamento na porção SE do corpo; Intenso cataclasmamento com neoformações de K alcalino, plagioclásio e quartzo; Nas zonas de falhas, ocorrem processos metamórficos; Cataclasmamento generalizado nos bordos, com recristalização de quartzo
09 - MORRO GRANDE	2,00	Arredondado a ovalado	Controlado por Tectonismo NE.	(*) Pouco Cataclaseado.	Apatita Turmalina Zircão Titanita	Zn Cu Ag Pb Ni U		Tardi a pós-tectónico, aloctone. (Melcher e Mineropar) Sintectónico, não autoctone (Hasui).	Sericitização Sausuritização Argilização(?) Caulinização(?) Epidotização(?)	As rochas deste granito são semelhantes as que ocorrem no complexo Granítico Três Córregos, embora o Granito Morro Grande apresente uma composição mais granítica.
10 - BARRA DO SANTANA ou TAICI ou PINTA	2,00	Arredondado a ovalado	Controlado por Tectonismo NE.	Sem evidência de cataclase (*) Maciça, s/Cataclase.	Pirita Apatita Titanita			Tardi a pós-tectónico, aloctone	Argilização Sericitização Pirritização	Contatos tectónicos e verticalizado com mergulhos verticais a sub verticais das encaixantes junto ao contato; As rochas graníticas junto ao contato são brechadas.
11 - PIEDADE	10,00	Muito Alongado.	Forte Contr. p/Tect. NE	Cataclase na textura hipidimórfica do fácies Alcali Quartzo-sienito (*) Cataclaseado.	Fluorita Pirita Titanita Apatita Zircão			Tardi a pós-tectónico, aloctone (Mineropar) Sintectónico não autoctone (hasui).	Sericitização Limonitização Cloritização Argilização	Contato tectónico por falha na porção SW do corpo, com metasedimentos. Ocorrem dois fácies distintos separados por falhamento NE que corta a porção mediana do corpo.
12 - PULA SAPO	1,56	Arredondado a muito ovalado	Controlado por Tectonismo NÃO NE.					Intrusivo, aloctone.		O corpo granítico corta dique de metabasito.
13 - RIO ABAIXO	1,30	Bem Arredondado	Controlado por tectonismo NÃO NE	Cataclase na textura Granoblástica, porfirítica, do fácies cataclástico cinzento. (*) Pouco Cataclaseado	Pirita Fluorita Molibdenita Calcopirita Hematita Apatita Zircão Rutilo Carbonatos Turmalina	Zn Ni Co As Mn Cu	X	Tardi a pós-tectónico, aloctone.	Carbonatação Cloritização(?) Albitização(?) Epidotização(?) Argilização Sausuritização Silicificação(?) Caulinização Turmalinização Sericitização	Contatos geralmente tectónicos e verticalizados, apresentando rochas cisalhadas e brechadas; as encaixantes apresentam mergulhos verticais a sub verticais; Próximo a borda do granito ocorrem ocasionalmente veios pegmatíticos com pirita e fluorita; No fácies granular hipidimórfico róseo, ocorrem fraturas preenchidas por Fluorita roxa, Pirita, Veios de quartzo com Molibdenita, Pirita e Calcopirita; O fácies cataclástico cinzento ocorre em zonas intensamente fraturadas e falhadas do granito.
14 - CHACRINHA	1,20	Bem arredondado	Pouco ou NÃO controlado por Tectonismo.	(*) Maciça, sem cataclase.	Apatita Rutilo			Tardi a pós-tectónico, aloctone.	Sericitização Argilização Cloritização Epidotização(?)	Nas rochas não foram encontradas evidências com sinais de esforços ou tensões.

15 - CERNE	3,00	Alongado	Forte controle do por Tectonismo NE.	(*) Ausência de cataclase	Zircão Apatita	Pb Mn Zn Cu Fe Au		Tardi a pós-tectônico, aloctone.		Albitização Sericitização	em zona de falha, cataclase acompanhada de recristalização de quartzo.
16 - PASSA TRÊS	7,27	Muito alongado	Forte. Controle do lado por Tect.NE.	Sinais de Cataclase na textura granular hipídio - mórfrica. (*) Pouco Cataclasado	Carbonato Fluorita Apatita Zircão Tumalina	Cu Co Mn Zn Au		Intrusivo		Caulinização Carbonatação Silicificação Saussuritização	Contatos geralmente por falhas, e seccionando o corpo; O corpo apresenta-se muito fraturado, sendo comuns os veios auríferos.
17 - GUAJUVIRA	3,71	Alongado	Forte. controle do por tect.NE.	Cataclasados fenocrístais do fácies porfirítico. (*) Pouco Cataclasado.				Tardi a pós-tectônico, aloctone.			
18 - MIRINGUAVA ou SÃO JOSÉ DOS PINHAIS	3,23	Alongado	Forte. controle do por tect.NE.	Cataclase pronunciada. (*) Muito cataclasado	Zircão			Sintectônico, aloctone.		Argilização Sericitização Cloritização Epidotização Albitização	Corpo densamente microfraturado e cataclasado, e em alguns pontos milonitizado a ultramilonitizado; Ocorre pronunciada orientação dos minerais paralelamente a foliação dos migmatitos encaixantes.
19 - MARUMBI	1,89	Arredondado a ovalado.	Controle do por Tectonismo NÃO NE.	(*) Ausência de Cataclase.	Apatita Zircão Fluorita		X	Anorogênico, pós-tectônico aloctone. (Mineropar) Pós-tectônico aloctone. (diversos autores).	Rb/Sr. 525±50 entre 600-400		O granito Marumbi pode ser uma porção do Granito Graciosa, pois o contato entre ambos se dá por falhamento.
20 - ANHANGAVA	2,31	Ovalado	Controle do por tectonismo NÃO NE.	(*) Ausência de cataclase.	Fluorita Zircão Apatita Pirita Molibdenita		X X	Anorogênico, pós-tectônico, aloctone. (Mineropar) Pós-tectônico (outros autores).	Rb/Sr 460±140		Os corpos Anhangava e Graciosa são muito semelhantes (Fritzsos Jr. e Biondi). Fluorita e Opacos frequentemente associados a biotita, preenchendo cavidades; Fluorita preenchendo cavidades; ocorrência de sulfetos; Evidências de hidrotermalismo, podem-se supostas em fraturas que apresentam-se preenchidas por biotita.
21 - GRACIOSA	2,71	Ovalado	Controle do por tectonismo NÃO NE.	(*) Ausência de cataclase	Zircão Fluorita Titanita Apatita			Anorogênico, pós-tectônico, aloctone. (Mineropar) Pós-tectônico aloctone. (outros autores).	entre 600-400		Metade do corpo apresenta orientação N-S, e outra metade NE. O contato com o Granito Marumbi se dá por falhamento Os corpos Graníticos Graciosa e Anhangava são muito semelhantes (Fritzsos e Biondi).
22 - RIO DO SALTO	2,00	Arredondado a ovalado.						Pós-cinematítico brasileiro.			
23 - FAXINAL	10,00	Muito alongado	Forte controle tect.NE.	Cataclase na textura porfirítica. (*) Cataclasado.	Zircão Tumalina Apatita			Sintectônico aloctone.		Argilização Epidotização Tumalinização	Corpo Granítico encaixado em zona de falha.
24 - ALTO TURVO	3,10	Alongado	Forte. Controle do por tectonismo NE.	(*) Ausência de cataclase.	Titanita Zircão Apatita Fluorita			Orogênico, pós-tectônico, aloctone.	K/Ar 630±20	Cloritização Sericitização Epidotização Carbonatação	Ocorrem diques de microgranito com direção NE.

25 - TAGAÇABA	2,60	Ovalado	Controlado por tectonismo no NE.	Pouca Cataclase. (* Pouco Cataclasado.	Apatita Carbonato Titanita			Sintectônico autoctone ou de Anatexia (Minerpar) Pré-brasiliano, possivelmente reativados no Brasiliano. (outros autoctones).	Saussuritização Argilização Cloritização Epidotização	
26 - BANHADO	1,00	Bem arredondado	Pouco ou não controlado p/ tectonismo.	Cataclase no fácies Biotita Monzo-granito porfirítico e granular (macro) Sinais de cataclase na text.porfirítica (micro) (* Pouco cataclasado	Zircão Apatita Titanita	Zn	X	Tardia pós-tectônica, aloctone.	Silicificação Sericitização Caulinização	Rochas Cataclasadas de cor rosada, afaníticas, com massas afaníticas.
27 - VAGUAÇU	23,33	Muito alongado.	Forte. controlado por tect.NE	Textura cataclástica (* Muito cataclasado		Cu Zn		Sintectônico aloctone.	Epidotização	Corpo intrusivo em zona de falha com forte controle tectônico NE; São idênticos os granitos: - Vaguaçu - Nagib Silva - Areia Branca Apresenta-se intensamente microfraturado, ou muito cataclasado.
28 - NAGIB SILVA	10,71	Muito alongado.	Forte. controlado por tect.NE	sempre cataclástica. (* Muito cataclasada	Pirita Fluorita Titanita Apatita Galena Pirita	Pb		Sintectônico aloctone	Sericitização Caulinização	Granito encaixado em zona de falha Corpo idêntico ao Vaguaçu e Areia Branca; Cataclase textural em vários estágios de intensificação. A cataclase che dá aspecto granito-gnâiss: no as fchas; Fraturas acham-se preenchidas por carbonatos e fluorita.
29 - AREIA BRANCA.	5,83	Alongado	Portemen te controlado por tect.NE.	Cataclase na textura granoblástica. (* Cataclasado.		Não foram identificadas anomalias.		Sintectônico aloctone.		Corpo idêntico aos granitos Vaguaçu e Nagib Silva.
30 - NHUNDIAQUARA ou SERRA DO MORATO.	11,20	Muito Alongado.	Forte. controlado por tect.NE	não foram encontrados sinais de cataclase.	Zircão Titanita Fluorita Hematita			Grupo dos Granitoides sin a tardi-cinemáticos brasilianos, incluindo granitos autoctones pré brasilianos reativados.		Contatos retilíneos devido ao grau falhamento NE-SW coincidente com corpo; Estrutura maciça, ligeiramente folhada, podendo chegar a Protomylonit com porfiroblastos ovalados, discos e lamelares.
31 - GUARAQUEÇABA	5,83							Idem ao granito nº 30.		No Paraná: contatos condicionados por falhamentos; Em São Paulo: Contatos curvilíneos
32 - VARADOURO	2,50							Idem ao granito nº 30		
33 - SERRA DO TPO MOHO	1,44							Idem ao granito nº 30.		Falha SE secciona a porção NW do corpo.
34 - NHAPORANGA	3,80							Corpo intrusivo do grupo dos granitos pós-cinemáticos brasilianos.		Falhamento que corta o corpo da Serra do Itaquil em sua porção NW.

35 - ESPIGÃO DO FEITICEIRO	1,27							Granito Brasileiro ou pré-brasiliense no remobilizado. Idem ao granito nº 30		
36 - ANTONINA	1,37							idem ao granito nº 30		
37 - SERRA DA PRAIA	3,82							Pós-tectônico, aloctone (Hasui) Aparentemente de anatexia (Fuck).		Contatos normalmente ocorrem por lhamentos, as vezes mostram passagens graduais.
38 - SERRA DAS CANAVIEIRAS	2,36							Sintectônico não autoctone (Hasui) Aparentemente de anatexia (Fuck).		Idem ao Granito nº 37.
39 - SERRA DA PRAIA	6,20							aparentemente de anatexia (Fuck).		Idem ao Granito nº 37.
40 - PEDRA BRANCA ou ARARAQUARA	2,83							sintectônico, não autoctone (Hasui) Aparentemente de anatexia (Fuck).		Idem ao Granito nº 37.
41 - MORRO REDONDO.	2,73							Pós-tectônico aloctone (Hasui)		
42 - AGUDOS DO SUL	2,65							Pós-tectônico aloctone. (Hasui)		Evidências de três fases intrusivas sucessivas, ao longo de zonas falha, próximo à cidade de Agudos do Sul.
<p>OBSERVAÇÕES: - No item CATACLASE TEXTURAL, os dados anotados sob (*), referem-se aos estudos realizados por Fritzsens Jr. e Biondi (1983) no Relatório de Compilação e Síntese sobre as Rochas Graníticas do Estado do Paraná.</p> <p>- No item DATAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS, as idades são em milhões de anos.</p>										

5 - JAZIDAS E RECURSOS MINERAIS DO PRÉ-CAMBRIANO PARANAENSE

5.1 - GENERALIDADES

O relacionamento entre depósitos minerais e elementos estruturais é um fato reconhecido desde os primeiros estudos de Geologia Econômica. Mais recentemente, este relacionamento tem demonstrado ser de importância fundamental no estudo previsional de mineralizações. As mais diversas abordagens são propostas para o tema, desde a simples verificação estatística até hipóteses puramente teóricas.

A nosso ver, a importância dos elementos estruturais na gênese e controle de jazidas, deve ser considerado dentro de um estudo criterioso e amplo, envolvendo a análise de todos os aspectos da região ou jazida em questão.

De acordo com Butler (1969), as rupturas que controlam a deposição de minérios podem ser consideradas dentro de dois extremos: rupturas de cisalhamento e rupturas de brechação ou fraturamento, com todos os tipos intermediários entre os dois extremos. O primeiro ocorre sob fortes pressões e geralmente a grandes profundidades, com a deformação evoluindo em condições dúcteis enquanto que o segundo ocorre próximo à superfície e sob pressões mais atenuadas.

A mineralização das zonas de cisalhamento é principal

mente por substituição, enquanto que no caso de brechação é parcialmente por substituição e parcialmente por preenchimento de cavidades na rocha fraturada. O caráter e a localização de uma jazida são determinados pela composição e localização da solução mineralizante, pelas características do conduto seguido pela solução e pela velocidade das trocas físico-químicas entre solução e paredes do conduto.

Com todas essas variáveis, e considerando-se a abrangência e complexidade do tema, torna-se desnecessário esclarecer que as idéias e observações que se seguem são apenas de caráter introdutório, mesmo porque a própria interpretação tectônica da área ainda está em fase de elaboração. Após a caracterização de parâmetros tais como modelo geotectônico, padrão estrutural, ambientes de sedimentação, fases metamórficas, etc, é que se pode, com maior segurança, aplicar teorias e modelos metalogenéticos, com o objetivo de prever a ocorrência de jazidas de minerais de interesse.

5.2 - MÉTODO DE TRABALHO

O principal objetivo desse capítulo é apresentar uma análise das ocorrências minerais e jazidas do pré-Cambriano paranaense, através de uma compilação de dados e observações que pudessem indicar um eventual relacionamento entre os diversos tipos de mineralizações e os lineamentos tectônicos demarcados em mapa.

Durante o desenvolvimento do trabalho, especial ênfase foi dada ao estudo das jazidas que por sua localização especial, pudessem estar relacionadas a lineamentos tectônicos e às suas intersecções. Por outro lado, em trabalhos de maior detalhe, procurou-se observar cuidadosamente a existência de estruturas tais como falhas e fraturas que apresentassem mineralizações associadas.

Em uma primeira etapa, elaborou-se o Mapa de Jazidas e Ocorrências Minerais do pré-Cambriano do Paraná (Anexo 8). Inicialmente foram plotadas todas as jazidas e ocorrências minerais conhecidas, em carta à escala 1:100.000, tendo-se por base os mapas do Projeto Leste do Paraná (CPRM-1977). A essas informações foram acrescentados dados de outras fontes como a

dos mapas geológicos elaborados pelos alunos da UFPr nos trabalhos de Formatura, e dados de reconhecimento de campo. A cada jazida/ocorrência anotada no mapa, corresponde um número que permite o relacionamento com a listagem de ocorrências em anexo (Tabela nº3) onde estão as referências sobre o local. O mapa final é apresentado à escala aproximada 1:250.000.

As jazidas foram divididas em quatro grupos assim definidos em função de seu modo de jazimento: filão/fratura, "amas", lenticular e "outros". Cada um desses grupos recebeu uma simbologia própria no mapa. As direções estruturais foram anotadas segundo intervalos de 20°.

Além disso, foram elaborados também diagramas de rosetas de direções de fraturas e de filões e lentes (Fig. 63 e 67) e de terminações de Raio-X em amostras de talco da região de Itaiacoca para a determinação da paragênese dos depósitos. Esta tarefa contou com a colaboração do Prof. André V. Bittencourt, do Departamento de Geologia da UFPr (ver anexos 10 e 11).

Nos trabalhos de campo, procurou-se observar a forma das mineralizações, a geometria do depósito, as relações com a encaixante, o zoneamento, a paragênese, etc. As visitas foram realizadas especialmente em minas em atividade, onde o acesso é mais fácil, por outro lado, a localização de ocorrências isoladas nem sempre é fácil, demandando um longo período de tempo. Mesmo assim, alguns locais foram visitados, onde obtiveram-se dados de fratura suficientes para a montagem de diagramas estruturais. O critério adotado foi o de separar-se uma área do afloramento (parede de galeria, etc) e anotar-se a atitude de todas as fraturas observadas na área. Esse critério apresenta alguns inconvenientes que devem ser considerados quando da interpretação e regionalização dos dados. Entre estes destacamos a possibilidade da área selecionada estar sob a influência de algum tipo de deformação localizada, não sendo representativa da área ou do depósito. Outro possível fonte de distorção refere-se à possibilidade do plano escolhido para as medidas, por exemplo, uma frente de lavra, ser paralelo ou subparalelo a um dos sistemas mais conspícuos de fraturamento do depósito.

Apesar dos inconvenientes acima, o procedimento adotado evita uma seleção tendenciosa de planos a serem medidos, que poderiam fornecer padrões não condizentes com a realidade. Além disso, é extremamente prático e apropriado para os objetivos do

presente trabalho.

5.3 - AS JAZIDAS E AS OCORRÊNCIAS MINERAIS

Apresenta-se a seguir a descrição de jazidas e ocorrências agrupadas por afinidade de elementos ou por localização geográfica, conforme a conveniência em cada situação específica. Serão destacadas apenas as informações mais importantes, objetivando simplificar a estruturação do texto.

5.3.1 - JAZIDAS E OCORRÊNCIAS DE Pb/Ag e Pb/Cu

As jazidas e ocorrências plumbo-argentíferas da porção leste do Estado do Paraná se concentram praticamente em uma área de cerca 300 km², delimitada pela Falha de Morro Agudo, pelo lineamento Ribeira e pelo rio Ribeira, que compõe a fronteira nordeste do estado.

Estas ocorrências possuem um controle litológico bem determinado, só correndo associadas às rochas carbonáticas (mármore ou cálcio-xistos) consideradas como pertencentes ao Grupo Açungui, e dentro destas, preferencialmente nos níveis dolomíticos (Fig.58). A paragénese das mineralizações é simples, basicamente sendo constituída de galena e pirita. É notável a ausência de grandes quantidades de blenda, comumente presente em depósitos desse tipo. Destaca-se a quantidade significativa de prata.

Na maioria das vezes, os veios são de pequena espessura (poucos centímetros) e são indicados pela presença de calcita recristalizada ao longo de fraturas mineralizadas. É comum o enriquecimento supêrgino de porções superiores dos filões, com o aparecimento de cerusita e piromorfita. No Estado do Paraná, a maior parte dos filões se apresentam com direções entre N-S a N29E, enquanto no Estado de São Paulo, a maioria dos filões situam-se no intervalo N70-90E.

A grande maioria das mineralizações presentes são filoneanas e ocupam planos de fratura em rochas carbonáticas. Quando não ocorre dessa forma, como na Mina da Barrinha, a mineralização parece ser do tipo singenética ou sindiagenética, induzindo ao raciocínio de que as ocorrências filoneanas correspondam a re-

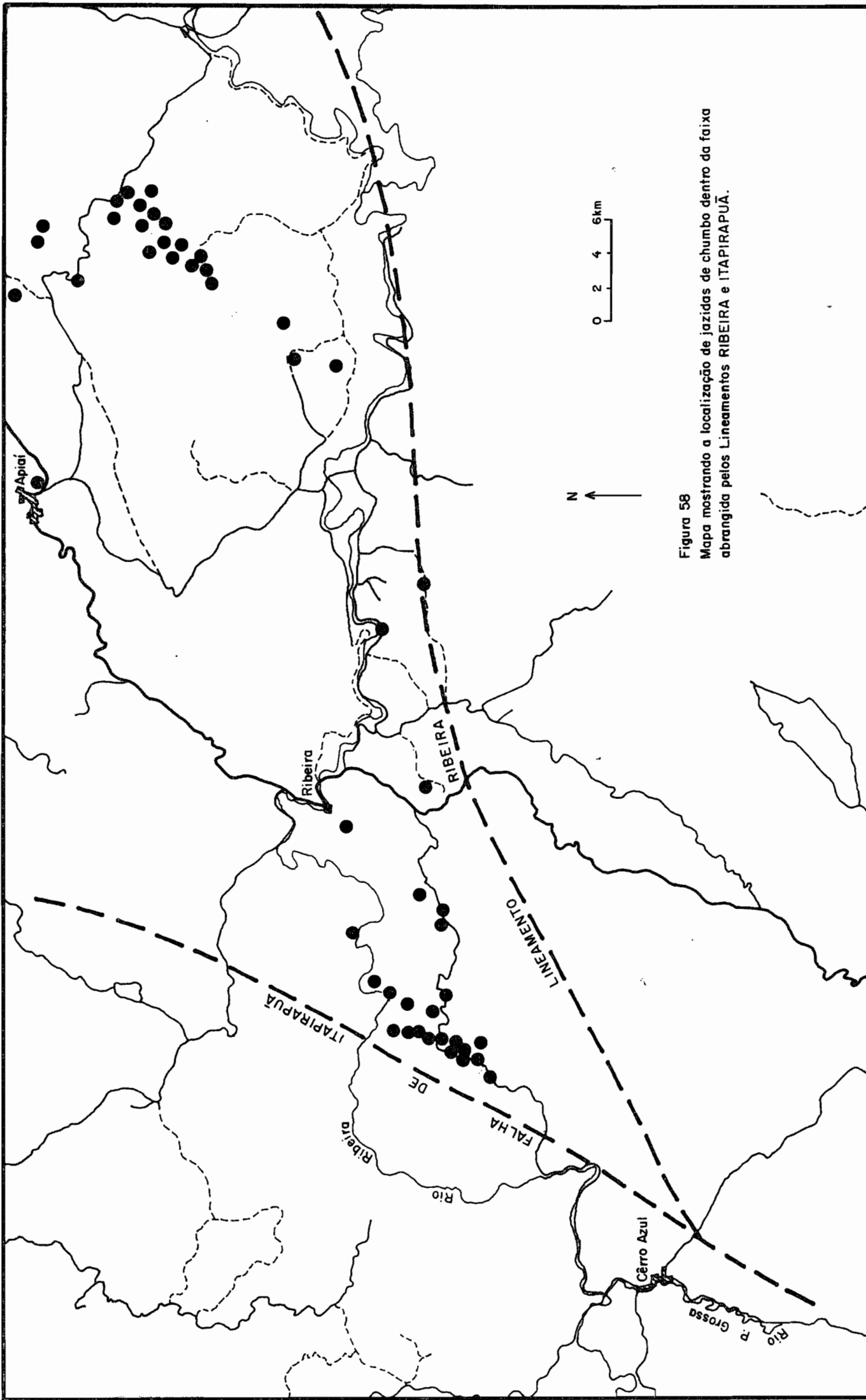
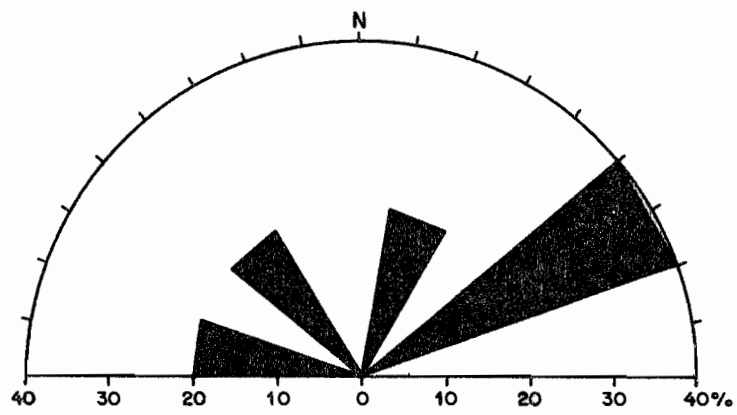


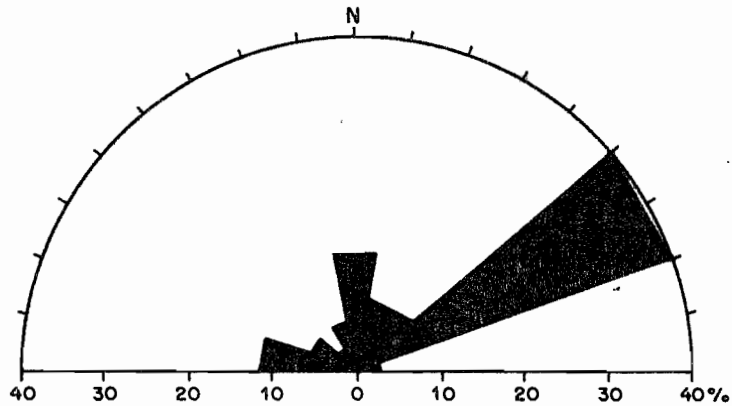
Figura 58
Mapa mostrando a localização de jazidas de chumbo dentro da faixa abrangida pelos Lineamentos RIBEIRA e ITAPIRAPUA.

Diagrama das mineralizações de Fluorita/Barita/Calcita, associadas a fraturas e em forma de filões.



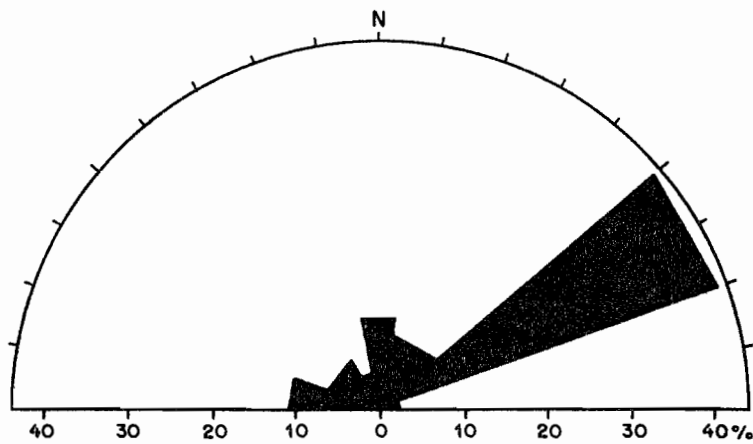
Nº de medidas: 5
Direção desconhecida: 14
Total: 19

Diagrama das mineralizações de Pb/Zn/Cu; associadas a fraturas e em forma de filões.



Nº de medidas: 35
Direção desconhecida: 15
Total: 50

Diagrama geral das mineralizações associadas a fraturas e em forma de filões.



Nº de medidas: 47
Direção desconhecida: 48
Total: 95

Figura 59

mobilizações e concentração de elementos pré-existentes nos próprios carbonatos.

As ocorrências de cobre e cobre-chumbo estão na maioria, fora do perímetro definido anteriormente e em ambiente geológico diverso. Geralmente estão associadas a xistos de mais alto grau metamórfico, como no caso de Sete Barras e da Mina do Perau. Muitas vezes são estratiformes e tem sido caracterizados como do tipo exalativo por alguns autores e tipicamente sedimentar por outros.

5.3.1.1 - Mina do Rocha

Nesta mina, a galena ocorre preenchendo fraturas de direção N-S até N30W, sub-verticais ou então, mergulhando geralmente para oeste. Os filões ocorrem dentro do calcário dolomítico, diminuindo em espessura e desaparecendo no calcário calcítico, definindo uma mineralização do tipo "STRATABOUND". Os filões constituem uma sequência de corpos paralelos que ocupam uma extensão de aproximadamente 2 km, sendo a espessura variável de 7 a 40 cm (raramente maiores). Fraturas discordantes do sistema N-S, contendo minério, são raras (fig.60).

A observação do diagrama de direções de fraturas indica que o sistema mais conspicuo é o nordeste (portador de mineralização) cujo lineamento mais expressivo é a Falha de Morro Agudo, que passa a cerca de 2 km a oeste da Mina. Alguns dos filões aparecem constituindo "rosários", sendo as fraturas, quando estéreis, preenchidas por calcita cristalizada.

5.3.1.2 - Mina da Barrinha

Esta mina apresenta uma situação bastante diferente daquela observada na mina do Rocha. Neste caso, o minério dispõe-se paralelamente ao acamamento podendo-se observar níveis de sulfeto dobrados acompanhando as camadas. A mineralização está encaixada em calcário e calcio-xistos e encontra-se truncada por uma falha de direção N70E/60NW.

A paragênese é constituída por pirita e galena, sendo que a mina possuía uma extensa zona de enriquecimento superfino, que já foi explotada, constituída por cerusita e pirofilita.

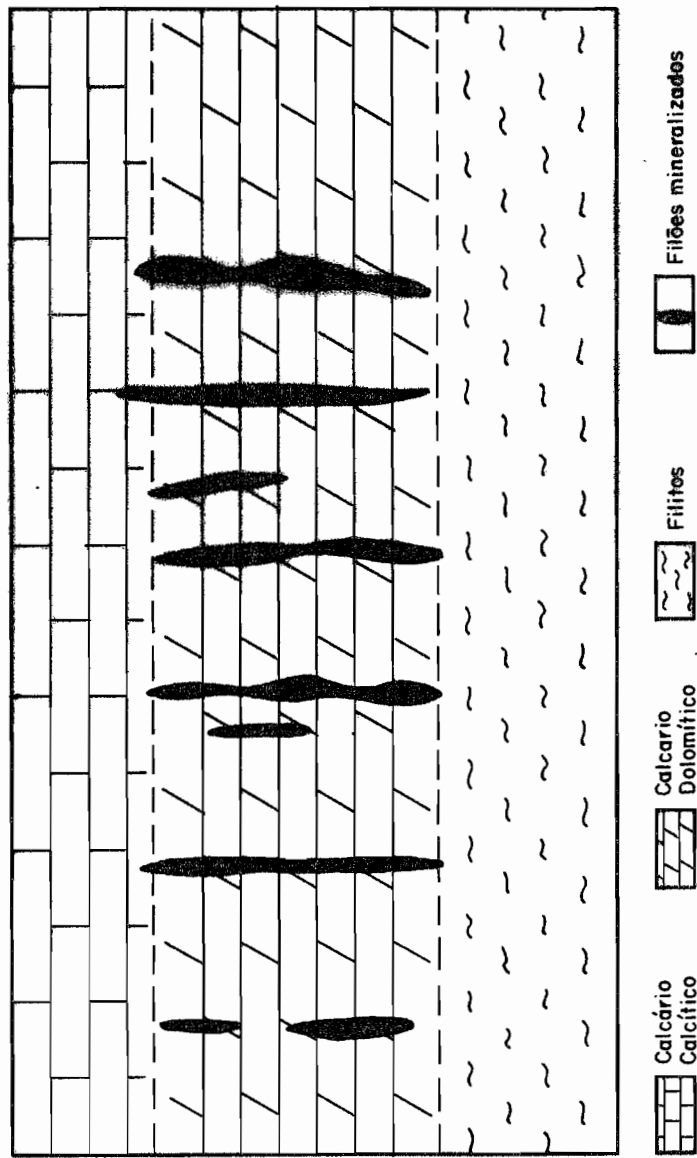


Figura 60
Esboço mostrando esquematicamente a disposição e forma dos filões de galena da mina do rocha (PR).

O teor do minério varia entre 7 e 14% (informação verbal) sendo importante a presença de prata, com concentração em torno de 200 ppm.

Nesta Mina, o diagrama de fraturas também indica um sistema proeminente N-S, e um outro, de direção N50E, possivelmente associado ao falhamento que trunca a jazida e que se relaciona ao sistema nordeste.

As evidências parecem indicar uma mineralização singênica ou sindiagenética, que posteriormente foi deformada pelos esforços que atingiram a área.

5.3.1.3 - Mina de Panelas

Esta jazida pertence à Plumbum S.A. e foi a primeira a ser explorada na região do Vale do Ribeira. A paragênese é semelhante à das demais, com pirita e galena, além de outros sulfetos acessórios (calcopirita, bornita, etc). No geral a mineralização é concordante com o calcário encanxante, havendo entretanto filões discordantes do acamamento. Este comportamento duplo dificulta a interpretação do controle da jazida. Ainda outro fator complicador é a presença do granito Itaoca, que ocorre marginal à mineralização, podendo ter exercido algum tipo de controle da mineralização.

O diagrama de fraturas, nesse caso, mostra uma frequência preferencial da direção N60/70E, relacionada ao sistema nordeste. O lineamento Ribeira passa a 2 km a sul da Mina.

5.3.1.4 - Mina do Perau

Trata-se de uma mina de chumbo e prata além de zinco e prata. Atualmente apenas o chumbo está sendo aproveitado. A paragênese é formada por galena, pirita, calcopirita, esfalerita e pirrotita, havendo, segundo Silva et al (1982) um zoneamento metalífero, com aumento do teor de zinco e redução de Pb, Ag e Au, de sul para norte.

A mineralização é nitidamente estratiforme e sin-sedimentar, com os níveis sulfetados apresentando-se dobrados, com dobras decimétricas a métricas, variando em perfil desde fechadas a isoclinais. Nas zonas de charneira dessas dobras é fre-

quente o enriquecimento em sílica acompanhada por sulfetos.

Durante o reconhecimento de campo, observaram-se estruturas do tipo "pinch-and-swell" (Fig.61) com níveis de chert rompidos, devido à diferença de competência em condições de deformação distensiva.

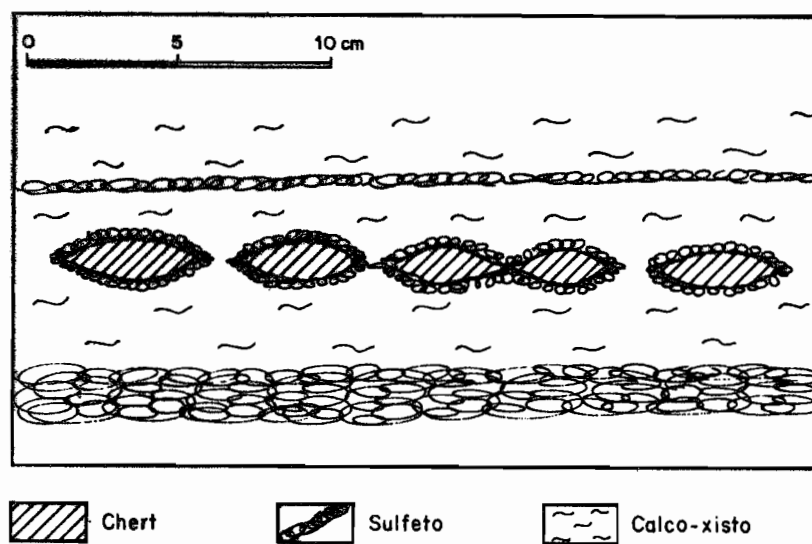


Figura 61
Estruturas do tipo "Pinch-and-swell" na mina do Perau (Perfil).

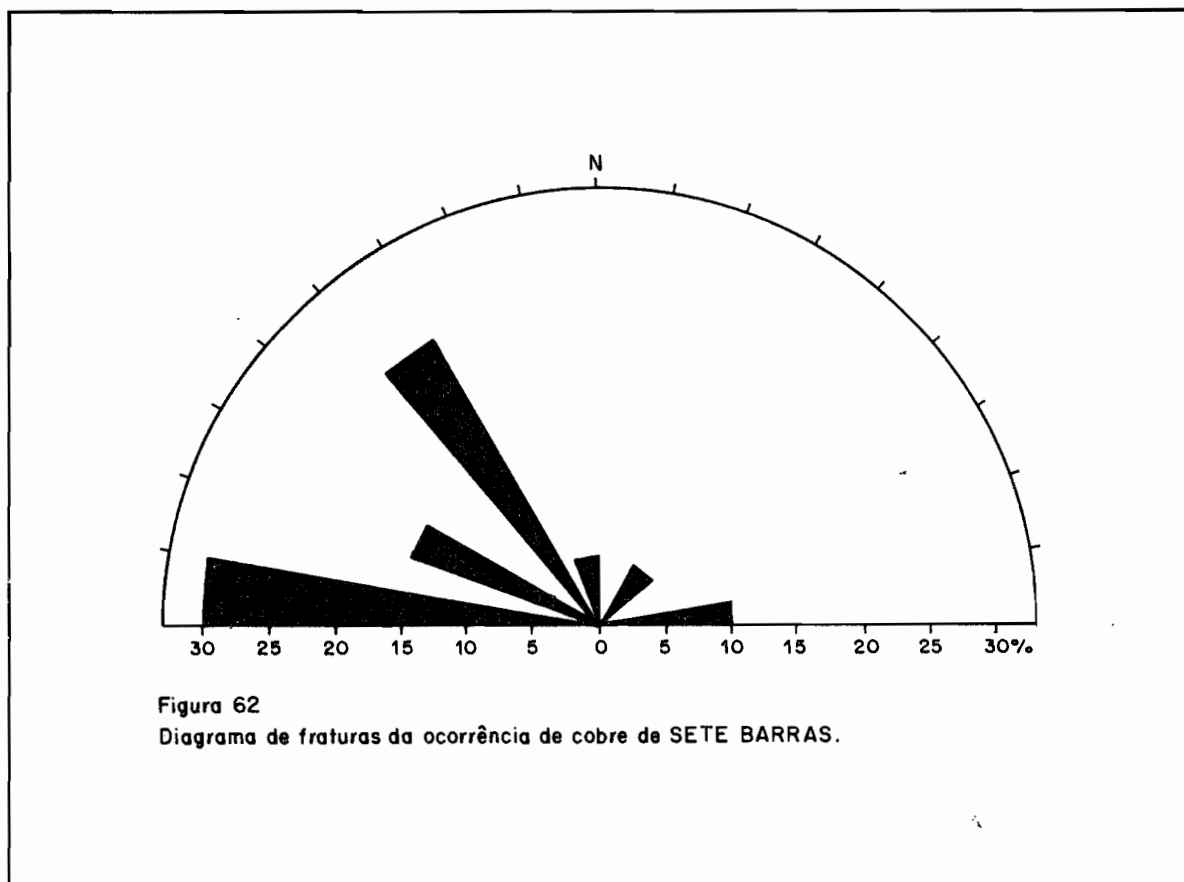
A mineralização está encaixada em uma sequência de xistos calciosilicáticos e carbonáticos, sendo que o nível enriquecido encontra-se limitado inferiormente por xistos carbonosos e superiormente por um nível de barita. O diagrama de fraturas indica um predomínio de direções nordeste, embora não tenham sido observadas remobilizações ao longo desses planos.

5.3.1.5 - Ocorrência de cobre de 7 barras

Esta ocorrência pertence à Mater S.A, que já escavou

uma galeria de prospecção para verificar a extensão da mineralização. A rocha encaixante é um anfibolio-xisto, e no local visitado, observa-se grande quantidade de quartzo remobilizado. A xistosidade principal está dobrada e cujo plano axial tem atitude N20E/subvertical, com eixo subvertical. Na ocasião não foi possível visitar a galeria e o filão, pois o acesso era impraticável. Entretanto, foi possível ver amostras com galena, calcopirita e bornita, além de sílica remobilizada.

O diagrama de fraturas destaca a direção leste-oeste, refletindo a proximidade do lineamento Ribeira (Fig.62).



5.3.2 - JAZIDAS E OCORRÊNCIAS DE TALCO

Na porção noroeste do Primeiro Planalto Paranaense, existe um grande número de jazidas e ocorrências de talco que normalmente tem sido associadas geneticamente aos diques de diabásio de direção NW, que cortam os calcários dolomíticos da faixa Itaiacoca. Esta faixa situa-se entre os granitos Cunhaporanga e

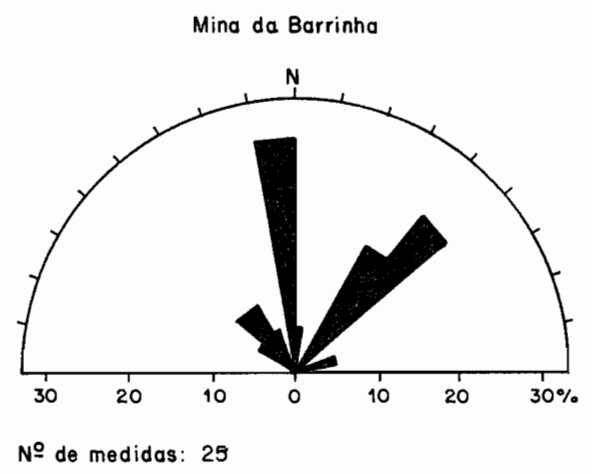
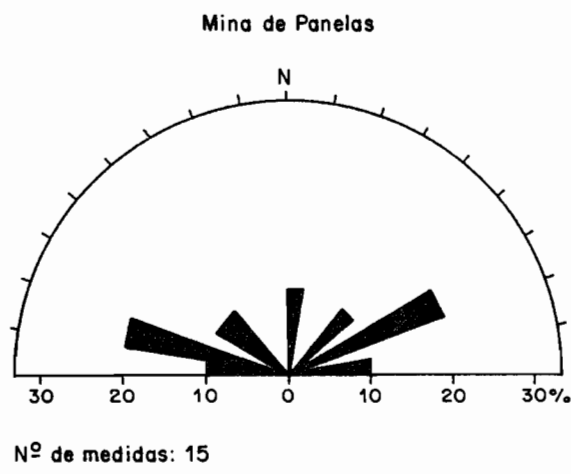


Figura 63
Diagramas de fraturas de minas e ocorrências de chumbo no Vale da Ribeira.

e Três Córregos, com os calcários exibindo direção geral NE.

O talco é sem dúvida, um produto da transformação dos dolomitos, desde que ocorre em forma de lentes e bolsões no interior das camadas de calcário dolomítico, intensamente fraturado. Com frequência ocorrem diques de rochas básicas cortando as minas ou nas suas vizinhanças. Entretanto apesar dessa associação frequente, nos parece incorreto estabelecer no atual estágio de conhecimento, uma relação genética com estas estruturas conforme propôs Barbosa, 1943 (in Marini, 1967).

No momento nos parece inviável a talcificação dos dolomitos através de metamorfismo de contato e percolação de soluções hidrotermais com intensa substituição metassomática, associadas à intrusão de diques de diabásio, pelos motivos relacionados abaixo:

a) A espessura das zonas alteradas pelas intrusões de corpos básicos, em todo o pré-Cambriano paranaense não passa normalmente de 5 cm dentro das encaixantes, sendo difícil explicar zonas talcificadas com até centenas de metros de espessura, conforme se observa na mina da Costalco S.A;

b) Em alguns casos, não se observa a existência de diabásio nas proximidades das jazidas;

c) A quantidade de sílica necessária para a esteatização dos dolomitos é aparentemente incompatível com o caráter básico das intrusivas.

d) Marini e Leprevost (1967) já estranharam a não ocorrência de talco na grande faixa dolomítica de Campo Largo-Rio Branco do Sul-Campinhos, faixa esta também cortada por diques básicos.

As observações colhidas durante o reconhecimento de campo, não são ainda suficientemente esclarecedoras, havendo necessidade de estudos mais detalhados. No entanto, com os dados disponíveis apresenta-se a seguinte hipótese de trabalho: a origem do talco acha-se ligada a atividade hidrotermal atuante nos lineamentos noroeste. Conforme será visto adiante (cap.6) as direções ora ocupadas pelos diques mesozóicos eram linhas de fraqueza pré-existente, refletindo o plano σ_1 σ_2 do elipsoide de esforços. Essas linhas de fraqueza, de caráter tensional, funcionam como vias de acesso das soluções hidrotermais silicatadas, provenientes dos granitos próximos. Conforme referido anteriormente (cap.2) as direções noroeste, à época dos grandes falhamentos, eram representadas por uma verdadeira clivagem de fratura,

possivelmente dispostas em faixas de larguras variáveis. A intersecção dessas faixas com as camadas dolomíticas, definiram condições favoráveis à talcificação dos dolomitos pelo aporte de soluções hidrotermais silicatadas através dos planos de clivagem. A ausência de depósitos de talco na faixa de dolomitos da Formação Capiru parece ser devido à maior distância dos corpos graníticos, demonstrando que as soluções hidrotermais existentes não se deslocaram a grandes distâncias; a disposição aparentemente nordeste das faixas talcificadas é devido à disposição nordeste das camadas dolomíticas (Fig. 64)

5.3.2.1 - Mina do Costalco

É a mais importante jazida de talco da região de Itaiaoca, possuindo a maior reserva cubada e a maior produção. O talco ocorre na forma de bolsões que compõem uma "língua" de direção N50E, com mais de 700 m de extensão. No limite NW do dolomito encaixante dos bolsões, observa-se um nível composto por filitos e a sul um quartzito branco. O dolomito é bandado e apresenta estrutura estromatítica.

5.3.2.2 - Mina Itajara

De acordo com informações obtidas no local, a produção de talco varia de 500 a 1.000 toneladas/mês. O talco ocorre intercalado entre três diques de diabásio de direção N50W, formando bolsões que envolvem e são envolvidos por carbonatos. Foram observadas dobras, com eixos de direção N80E, mergulhando 10° para leste. Em alguns locais o talco aparece intercamado com calcário e com sills de diabásio.

5.3.2.3 - Mina do Giraldi

Nesta mina explora-se talco branco e creme, sendo conspícua a presença de níveis silicosos, chamados de "sapólio" pelos trabalhadores da região. Os níveis quartzosos apresentam-se em alguns locais, bem laminados e dobrados em escala decimétrica. Também nesse caso, observa-se a presença de um dique de diabásio

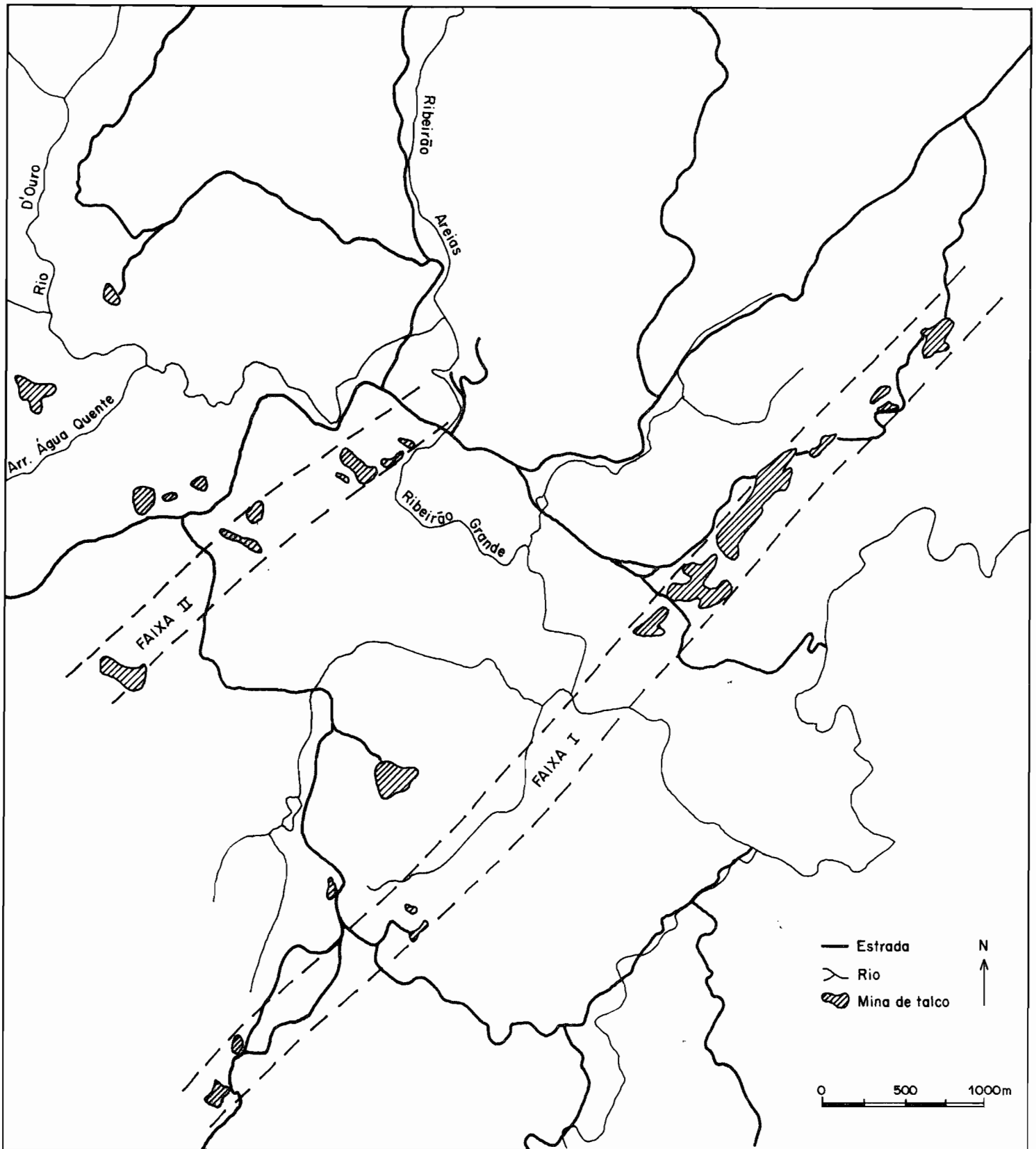


Figura 64
Esboço topográfico da região de Itaiacoca mostrando o alinhamento NE das minas de talco.

cortando a mineralização, com espessura de 30 m. Como nas demais jazidas, o calcário está intensamente fraturado, sendo as fraturas preenchidas por calcita recristalizada (Fig. 65).

5.3.2.4 - Mina nº 7 (Folha Pirai do Sul)

Sob essa designação provisória inclui-se uma mina de talco, visitada em um sábado, quando não foi possível obter-se o nome da mina ou empresa responsável.

O talco nessa mina é branco e por vezes laminado, com atitude N35E/70SE. A talcificação nesse local acompanha o contato de um sill de diabásio, formando leitos brancos com espessura variável de 5 a 25 cm. Esta observação é um importante suporte para a tese proposta por Barbosa para essas mineralizações.

5.3.2.5 - Mina Barra Moura

Esta jazida é de propriedade da Kablim S.A. que utiliza o produto para consumo próprio, na fabricação de pasta de celulose. O talco é branco e creme e está intercalado entre 4 diques de diabásio (N50W), com as lavras dispondo-se, entretanto, segundo um alinhamento NE. A encaixante, a exemplo das outras ocorrências, e o calcário dolomético, que se apresenta laminado e constituindo dobras desarmônicas de pequeno porte (Fig. 66).

5.3.3 - O OURO DA REGIÃO DE "POVINHO DO SÃO JOÃO"

Na região de Povinho de São João, em uma área extremamente reduzida, existem cerca de 5 a 7 grupos que exploram filões de quartzo aurífero recentemente descobertos. Estes filões estão encaixados em um gnaisse fino de cor rosada a cinza-esverdeado, onde são observados macroscopicamente a presença de quartzo, feldspatos, pouca mica e possivelmente epidoto.

Ao que se pode observar (as visitas normalmente não são permitidas), trata-se de uma mineralização epigenética hidroterma com preenchimento de fraturas e falhas de direção N40-50W. Nas bordas dos veios mineralizados podem ser observadas zonas de alteração hidrotermal representadas por sericitização e argilização

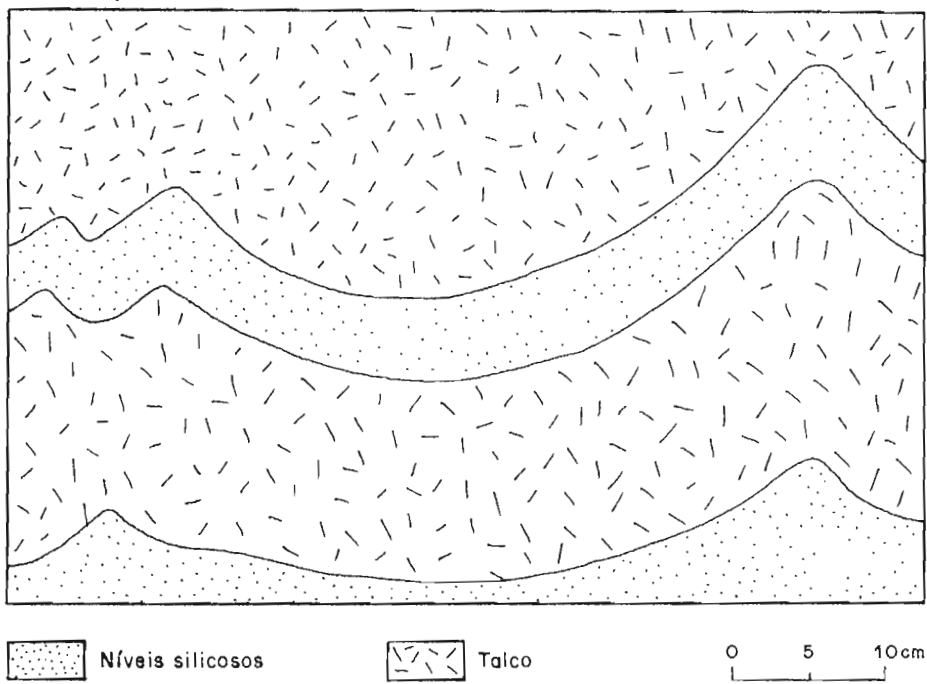


Figura 65
Esquema mostrando a presença de níveis silicosos dobrados dentro do bolsão de talco.
(Mina Giraldi)

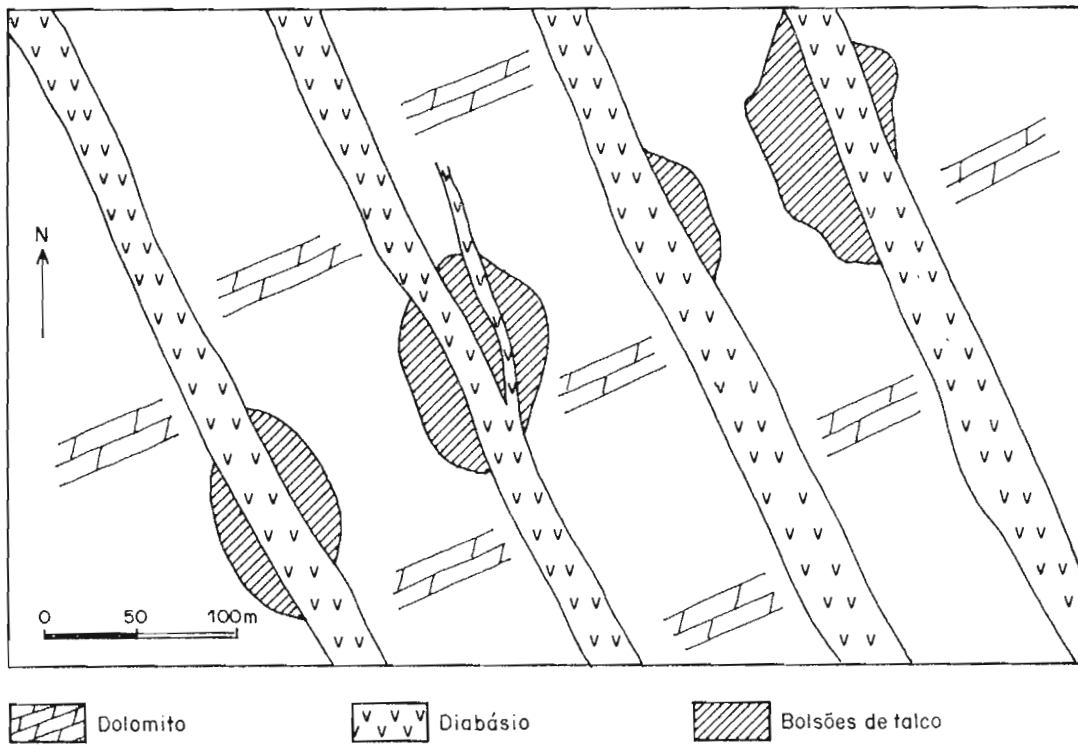


Figura 66
Planta esquemática da mina Barra-Moura (KLABIN S.A.) mostrando o alinhamento NE dos bolsões de talco.

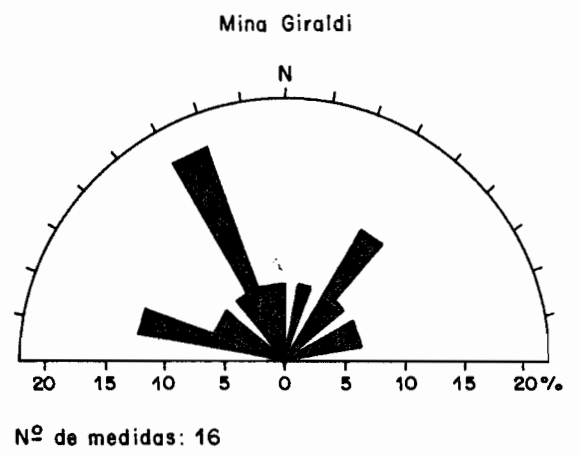
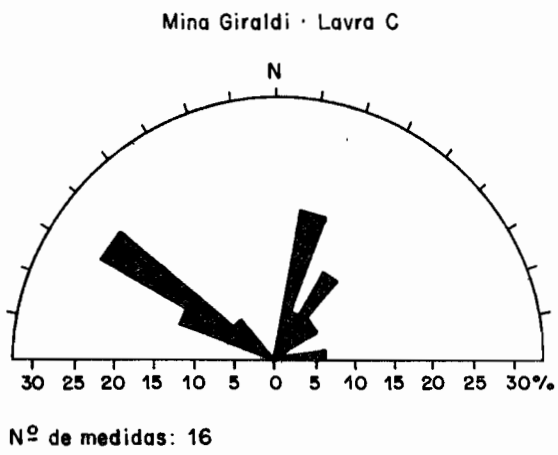
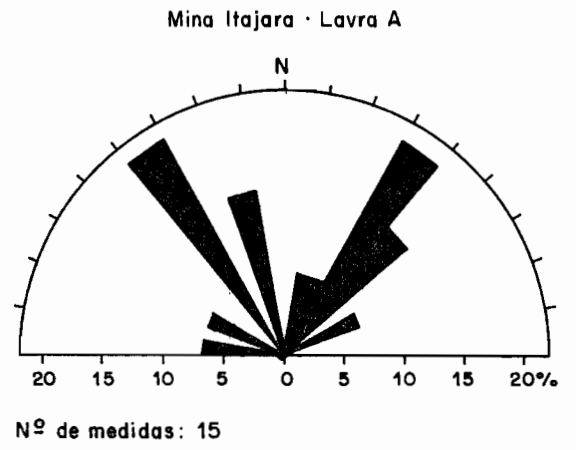
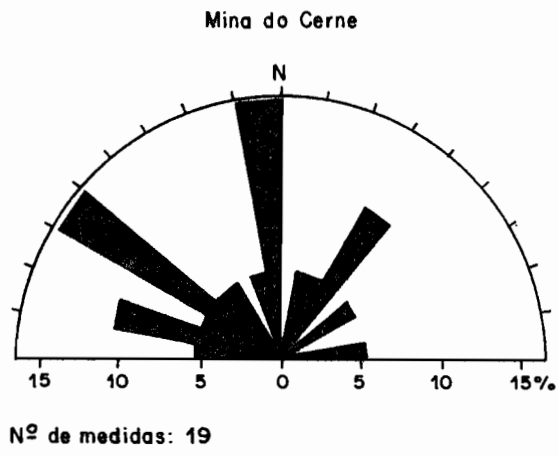


Figura 67
Diagramas de direções de fratura das minas de talco.

intensas.

Aparentemente, após a fase inicial em que houve o "em placement" das soluções portadoras dos metais, ocorreram novas perturbações tectônicas causando intenso fraturamento nos filões possibilitando a reconcentração do minério em novas estruturas. Posteriormente houve a lixiviação dos sulfetos mais próximos à superfície, restando o ouro em estruturas do tipo box-work. A quantidade presente é bastante significativa, permitindo facilmente a visualização de diversas pepitas em amostras de mão. O teor médio varia entre 4 a 8 gramas de ouro por tonelada, de acordo com informações obtidas no local.

A área é extremamente interessante sob o ponto de vista de mineralização, devendo ser estudada com maiores detalhes, investigando-se principalmente a importância do sistema de fraturamento noroeste nesse tipo de mineralização. A seguir, apresenta-se uma descrição suscintas das ocorrências.

5.3.3.1. Lavra da Andraus

Trata-se basicamente de um "enxame de veios de quartzo que na época do reconhecimento de campo, apresentava cerca de 1,5 m de espessura total. Nas bordas dos filões observa-se sericitização e argilização, com os veios apresentando direção geral N40W verticais a subverticais. Pode-se notar outro sistema de fraturas com direção geral N60E.

Os filões mostram um zoneamento, com um núcleo central mais quartzoso e possivelmente menos enriquecido, enquanto nas bordas é conspícua a presença de estruturas do tipo box-work, e onde há um maior enriquecimento em ouro. Próximo à mina, observa-se um quartzo-muscovita-xisto ao lado de filito grafitoso.

5.3.3.2. Lavra do Seu Alfredo

Nesta lavra, a direção principal do veio é N60E, discordante das atitudes observadas em todos os demais locais visitados. Entretanto notam-se diversas ramificações de direção N65W. A encaixante apresenta as mesmas características da lavra de Andraus, destacando-se apenas o detalhe de que a mineralização é mais intensa quando o quartzo apresenta-se mais densamente fraturado.

5.3.3.3. Lavra do Ireno

Nesta lavra observa-se a presença de um filão de quartzo de direção N60W, com 1 metro de espessura, encaixado em leptinito. A cerca de 200 m deste veio, ocorrem outros paralelos (N40-50W) com espessuras variáveis em torno de 50 cm, que vão gradativamente adelgando-se à medida que se acompanha a estrutura, até atingirem pouco mais de 10 cm.

5.3.3.4. Lavra do Medeiros

Pode-se observar 3 veios, em corte feito por escavadeira, com direção N60-50W, embutidos no mesmo leptinito acima citado. Os filões ocupam uma posição de meia encosta, existindo, em um nível mais abaixo, outro filão mais espesso, de direção N62W.

Nessa ocorrência, o ouro é separado no próprio local através de britadores, moinhos, algamação e calhas de concentração. Segundo informações dos responsáveis pela área, a produção é de cerca 30 gramas de ouro/dia para cada 5 toneladas de material beneficiado, correspondendo a uma concentração de 6gr/ton.

5.3.4 - OUTRAS MINAS E OCORRÊNCIAS

Diversas ocorrências e minas de fluorita estão espacialmente relacionadas a grandes lineamentos, destacando-se as ocorrências do Braz e a Mina de 7 Barras, que se associam geograficamente ao lineamento Ribeira (sistema leste-oeste). No caso de 7 Barras, a mineralização está ainda situada na borda do granito Itaóca. Por outro lado, estudos realizados nessas áreas tem apontado para processos genéticos sem a participação de magmatismo, sendo muito controvertidas as opiniões acerca da gênese dessas jazidas. Nesta oportunidade, não serão estabelecidas considerações a respeito dessas mineralizações por falta de estudos mais detalhados, que deverão ser feitos em outra oportunidade.

Algumas ocorrências de barita foram consideradas de origem hidrotermal no passado. Entretanto estudos mais recentes parecem indicar que essas mineralizações são basicamente de origem sedimentar, tendo sofrido em alguns casos, processos de remobilização.

Outros bens minerais deverão ser estudados na continua
ção do projeto.

6 - RELAÇÕES ENTRE LINEAMENTOS TECTÔNICOS E MINERALIZAÇÕES

6.1 - GENERALIDADES

Há uma íntima relação entre lineamentos tectônicos e o posicionamento de intrusões mineralizadas. Este fato foi demonstrado por Evans B. Mayo, quando em 1958, realizou um levantamento dos alinhamentos tectônicos presentes nos EUA, com o intuito de verificar a relação entre esse tipo de estrutura e os distritos mineiros conhecidos. Nessa ocasião, identificou quatro linhas tectônicas principais, cujas intersecções agrupou em várias classes, com base no número de lineamentos que se entrecruzam e, na presença ou não de intrusivas associadas. Das 19 (dezenove) intersecções de primeira ordem, 18 (dezoito) corresponderam à localização de distritos mineiros (94% dos casos) e das 13 (treze) de segunda ordem, 10 (dez) corresponderam a distritos mineiros (77% dos casos). Além disso, verificou que os maiores distritos situam-se nas intersecções de primeira ordem.

Mais recentemente, especialmente nas cadeias Andina, Canadense e Apalacheana, tem-se verificado um íntima relação entre falhamentos transcorrentes e o posicionamento de intrusões porfíricas mineralizadas. Em um sistema compressivo, onde o esforço principal máximo σ_1 é horizontal ou sub-horizontal, originam-

-se aberturas nas rochas onde corpos intrusivos podem se posicionar, na forma de Stoks, veios e diques. As fraturas tensionais podem se originar ao longo ou nas proximidades de falhas transcorrentes, onde houver uma mudança brusca na atitude do plano, (Fig. 58A), ou ainda, paralelamente ao plano que contém os eixos principais máximo (σ_1) e intermediário (σ_2), do esforço compressivo, em resposta a ajustes laterais segundo o eixo menor. (Fig. 68B). Assim aberturas tensionais podem se formar em locais específicos dentro de um campo de esforço regional compressivo, propiciando uma locação preferencial de veios, diques e intrusões passivas, tão comumente associadas com as mineralizações do tipo "porphyry copper".

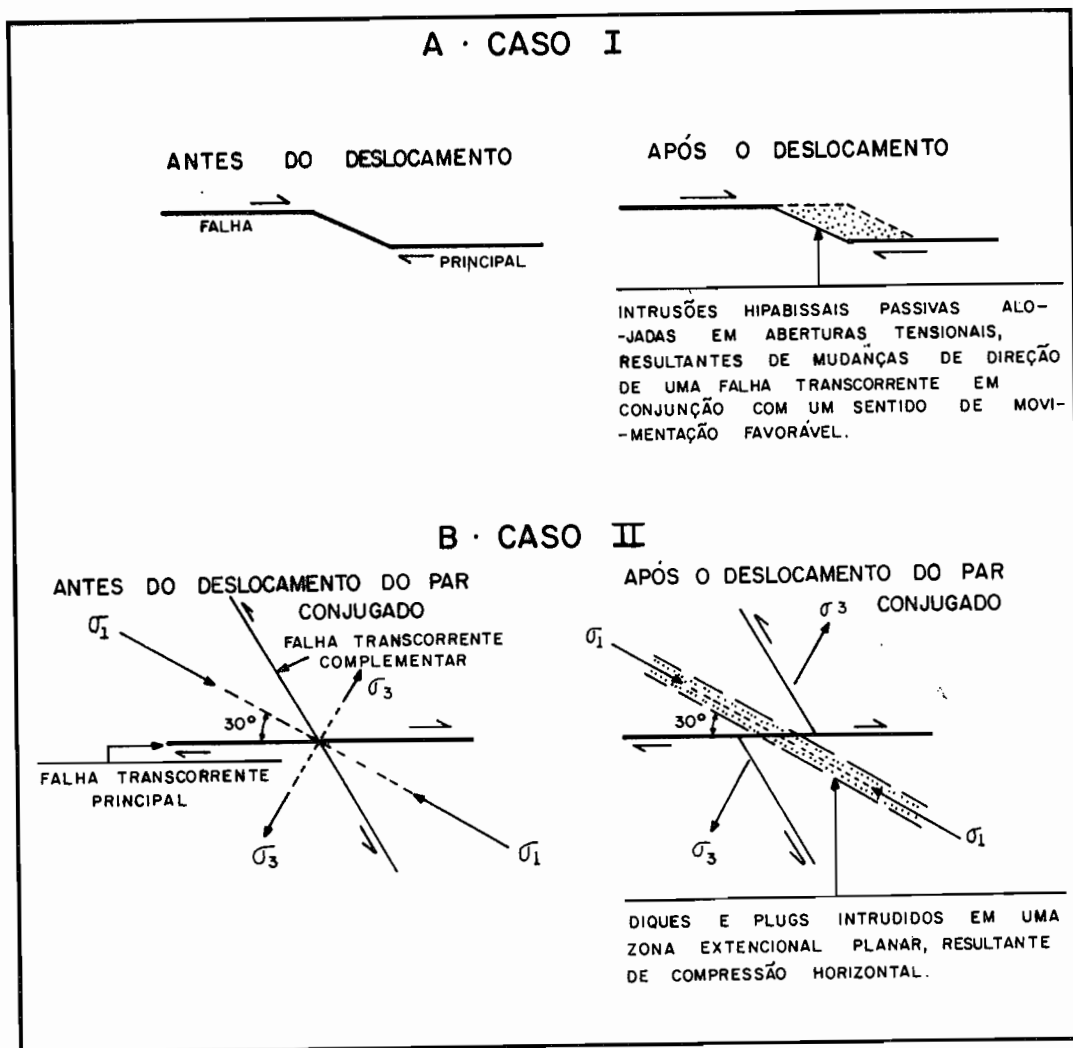


FIG. 58 · ZONAS TENSIONAIS ASSOCIADAS A FALHAMENTOS EM ÁREAS SUBMETIDAS A ESFORÇOS COMPRESSIONAIS.

As fraturas tensionais conjugadas às falhas maiores favorecem não só a abertura de espaços para a percolação de fluídos hidrotermais, mas também para a deposição de minerais de minério, enquanto que a falha propriamente, representa, nas zonas tensionais, um conduto de ligação da superfície com as fontes magmáticas. Segundo Hollister (1978), todos os tipos de depósitos "porphyry copper" aparentemente se formaram em um ambiente de esforço tensional, pois os sulfetos de cobre e de molibdênio ocorrem principalmente preenchendo fraturas, em vez de ocorrerem na forma disseminada ou em substituição nas paredes das rochas encaixantes.

As fraturas podem mostrar um padrão circular ou radial, como nos depósitos tipo "breccia pipe" ou um padrão linear, como no tipo "stockwork", embora, em certos casos, os "stockworks" possam apresentar um padrão circular fracamente desenvolvido (Hollister, 1978).

6.2. OS DEPÓSITOS DO TIPO "PORPHYRY COPPER"

Depósitos "porphyry copper" representam um tipo especial de depósitos hidrotermais, sendo caracterizados por baixos teores e elevadas tonelagens. Tipicamente, constituem jazidas de cobre molibdênio, podendo apresentar outros elementos metálicos em menores proporções, como ouro e prata.

Os depósitos "porphyry copper" acham-se intimamente associados a intrusões irregulares de monzonitos, quartzo-monzonitos ou dioritos, situadas ao longo de grandes rupturas tectônicas. Nos corpos intrusivos, o minério é encontrado geralmente nas partes superiores e marginais, bem como nas paredes das rochas encaixantes adjacentes, por serem essas zonas mais densamente fraturadas, quer seja por mecanismos ligados à própria intrusão, como pelo efeito do resfriamento do corpo ou pela pressão exercida pelas fases fluída e gasosa.

O processo de formação desses depósitos, é essencialmente um processo de diferenciação magmática, através do qual obtém-se um produto final enriquecido em fluídos magmáticos, e com certa quantidade de elementos metálicos dissolvidos, originalmente presentes no magma. As soluções hidrotermais ascendentes carregam os metais das rochas intrusivas para locais definidos, preferencialmente para as zonas de cúpula das intrusões, onde encontram si-

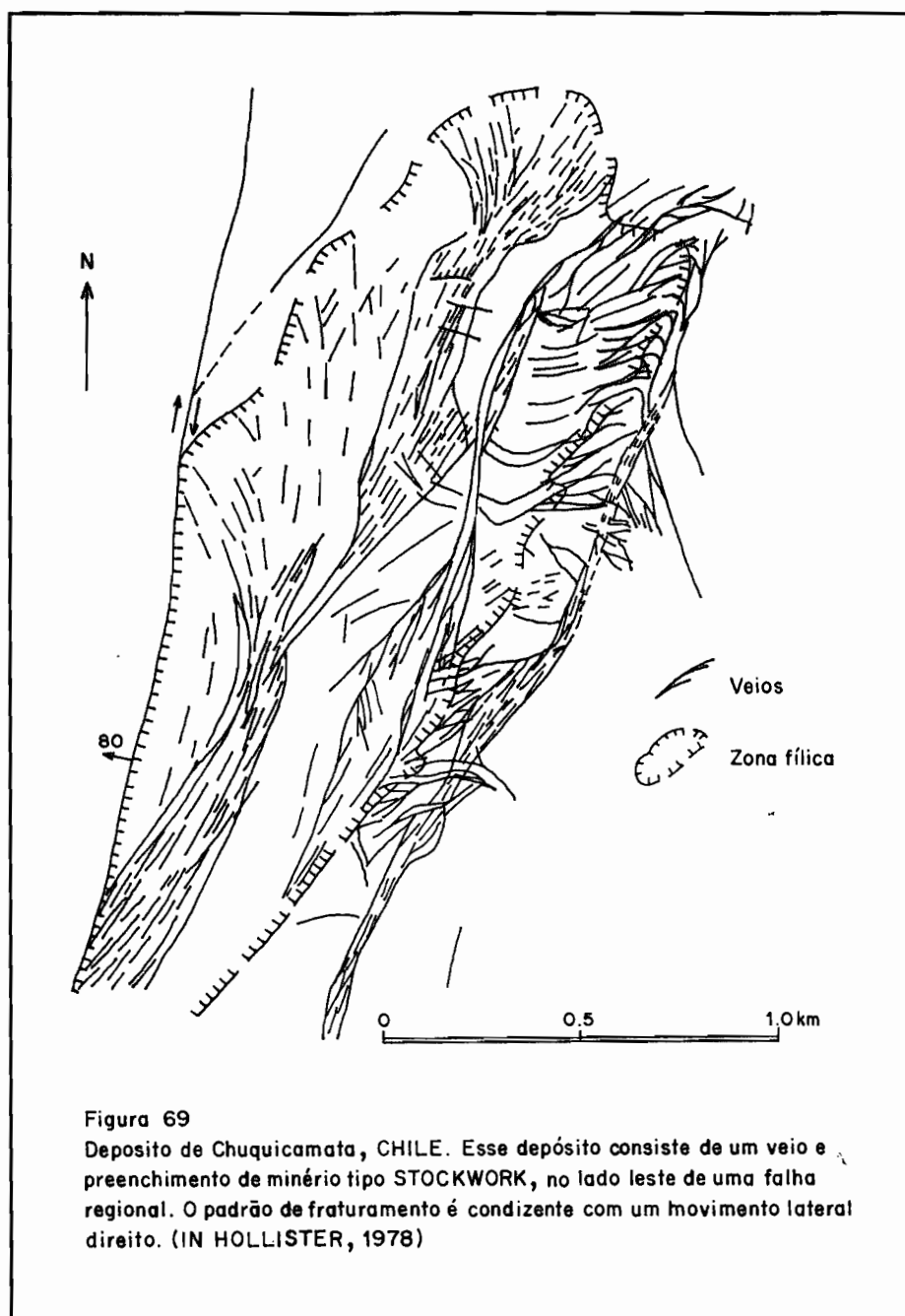
tuações favoráveis para a deposição dos elementos metálicos. As soluções ficam geralmente circulando nessas zonas por longos períodos de tempo, na forma de correntes de convecção, extraíndo gradativamente os elementos metálicos do corpo ígneo e redepositando-os ao longo de fraturas. Dessa forma, as fraturas ou qualquer outro tipo de espaços vazios da rocha são lentamente e continuamente preenchidos até o resfriamento total do corpo ígneo, quando então cessa o movimento convectivo das soluções hidrotermais.

6.2.1 EXEMPLOS DE DEPÓSITOS "PORPHYRY COPPER" E ESTRUTURAS ASSOCIADAS

Os depósitos "porphyry copper" ocorrem em uma vasta área do globo terrestre, dispostos em faixas ou agrupamentos que refletem seu condicionamento tectônico. Situam-se normalmente em cinturões alongados, próximos a limites de placas, onde a subducção tem uma influência genética por vezes decisiva.

Os principais depósitos desse tipo ocorrem ao longo das cadeias Andina, Apalacheana e Canadense, com algumas ocorrências no Alaska e no Caribe. De maneira geral, podem ser classificados em dois tipos principais, denominados por Hollister (1978) como do tipo "stockwork" e breccia pipe". O primeiro pode se formar tanto ao longo, como na intersecção, de grandes falhas transcorrentes, enquanto o segundo, resulta normalmente do colapso parcial de estruturas vulcânicas.

Em Chuquibambilla, no Chile, tem-se um exemplo de "stockwork" formado diretamente de fraturas e conjugadas a falhas regionais. Nesse caso, as fraturas mineralizadas constituem um sistema geneticamente ligado à West Fissure, com o depósito formando-se pela repetida abertura de fraturas do "stockwork", que controlaram a atividade hidrotermal, incluindo a alteração e a deposição de sulfetos (Fig. 69). Igualmente, "stockworks" podem se formar na intersecção de falhas transcorrentes, como são os casos de Michiquillay (Peru) e Chaucha (Equador), situados respectivamente na intersecção das falhas de Hualgayoc e Encanada e Chaucha e Cordillera. Em ambos os casos, o "stockwork" é formado pela intersecção de fraturas relacionadas às falhas, sendo produzido pelo movimento simultâneo das falhas. A área de intersecção é o centro da atividade hidrotermal, tendo sido demonstrado nesses depósitos que fa-



lhamento, intrusão e mineralização são fenômenos contínuos de uma sequência de eventos (Figs. 70 e 71).

Onde fraturas e veios se formam através do relaxamento do esforço, em resposta à intrusão de um "stock" circular, pode-se originar um padrão circular de fraturamento, que pode se superimpor ao padrão normal do "stockwork", como é o caso de Campana Mahuida, na Argentina. Neste caso as fraturas do padrão circular estão preenchidas por veios de quartzo e sulfetos, e cortam arenitos cretáceos, enquanto que o "stock" subjacente não chega a aflorar. O primeiro furo de sondagem realizado no centro do padrão circular, interceptou uma intrusão mineralizada não aflorante. (Fig. 72).

Toquepala, no Peru, ilustra um exemplo de depósito do tipo "breccia pipe". Nesse caso, as fraturas e veios dispõem-se de uma forma circular em torno da parte central da intrusão. A mineralização ocorre tanto na zona da "breccia" como no "stockwork" circundante, mas as maiores concentrações ocorrem no "pipe", com a intensidade de fraturamento e a quantidade de mineralização diminuindo rapidamente a partir da zona central. (Fig. 73). Onde vários "pipes" ocorrem, como por exemplo, em Cabeza de Vaca (Chile), o padrão de fraturamento pode ser muito complexo devido à interferência causada.

Na cordilheira canadense os depósitos do tipo "porphyry copper", da mesma forma que na Cordilheira Andina, mostram um forte controle estrutural, com a forma dos depósitos, bem como das intrusões individuais, sendo comumente controladas por falhas maiores, ou direções principais de cisalhamento.

No Distrito de Stikine, os depósitos porfiríticos como os de Schaftcreek, Sphaler Creek e Stikine (seraphim e Hollister, 1976) estão associados a intrusões que ocorrem na intersecção de falhas. Ainda dentro desse distrito, existem outros depósitos associados a falhas como os de Ann Creek, Copper Canyon e Run. Fato a ressaltar, é que todos os depósitos ocorrem bordejando o batólito (complexo intrusivo Hickman), não estando indicadas ocorrências dentro do batólito.

No Distrito de Alece Arm, o grupo de pórfiros, como por exemplo, os depósitos de Ajax, Kinskych, Buttle, Seabee e Bell, situam-se todos nas proximidades de falhas. O de Ajax apresenta uma maior densidade de fraturamento e um maior grau de mineralização próximo a uma zona de falha de direção nordeste. Nos distri-

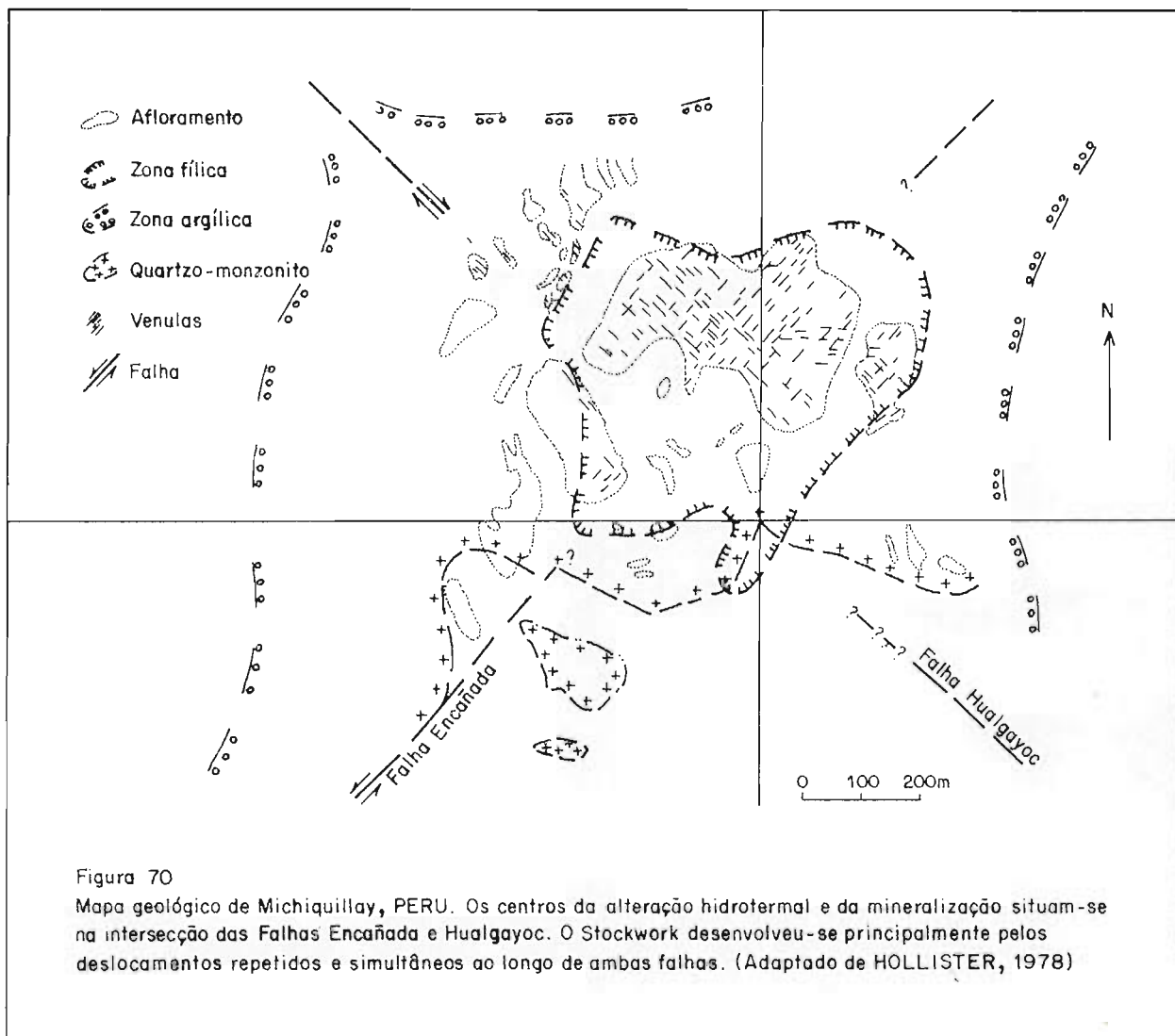
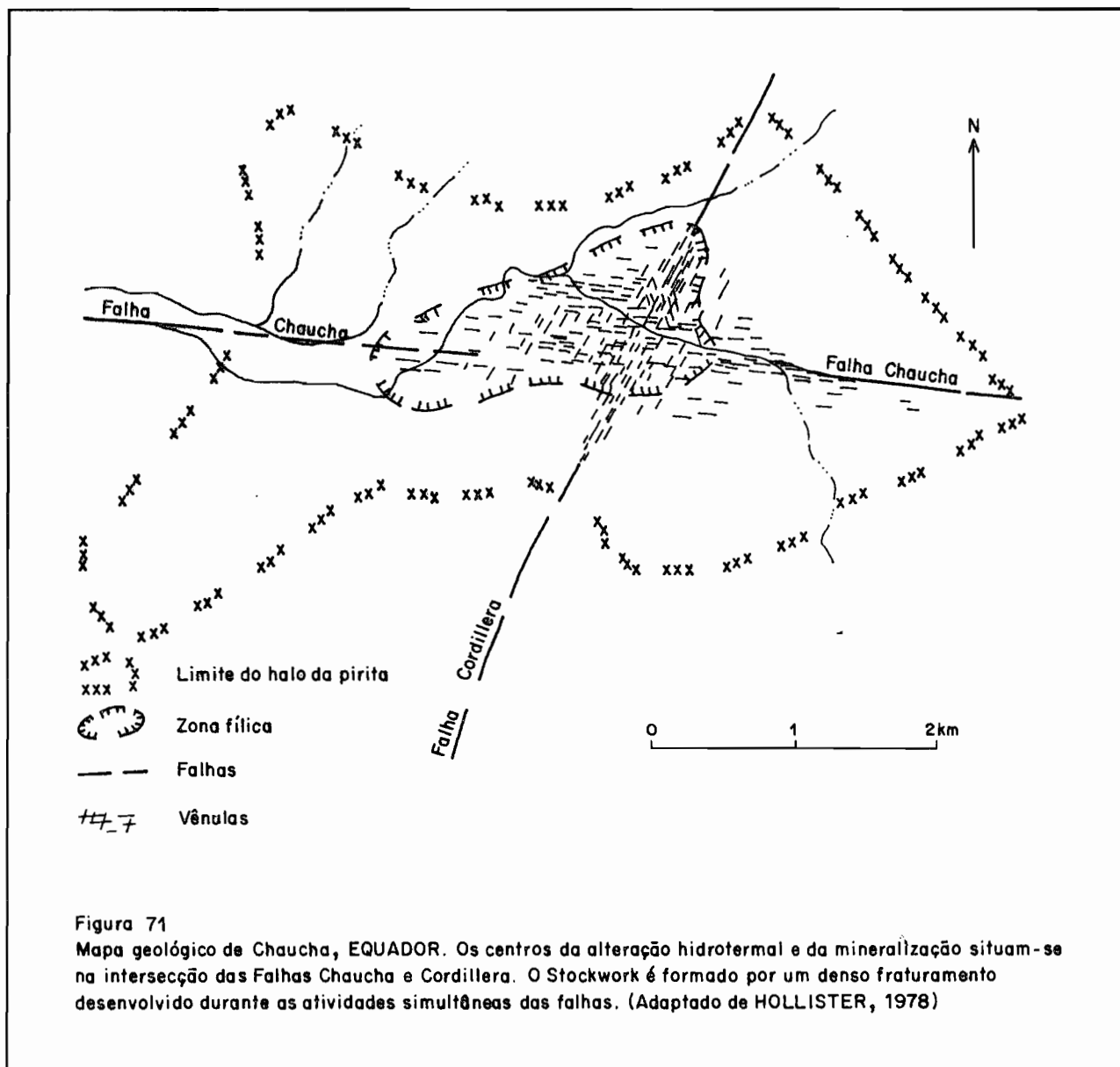


Figura 70

Mapa geológico de Michiquillay, PERU. Os centros da alteração hidrotermal e da mineralização situam-se na intersecção das Falhas Encañada e Hualgayoc. O Stockwork desenvolveu-se principalmente pelos deslocamentos repetidos e simultâneos ao longo de ambas falhas. (Adaptado de HOLLISTER, 1978)



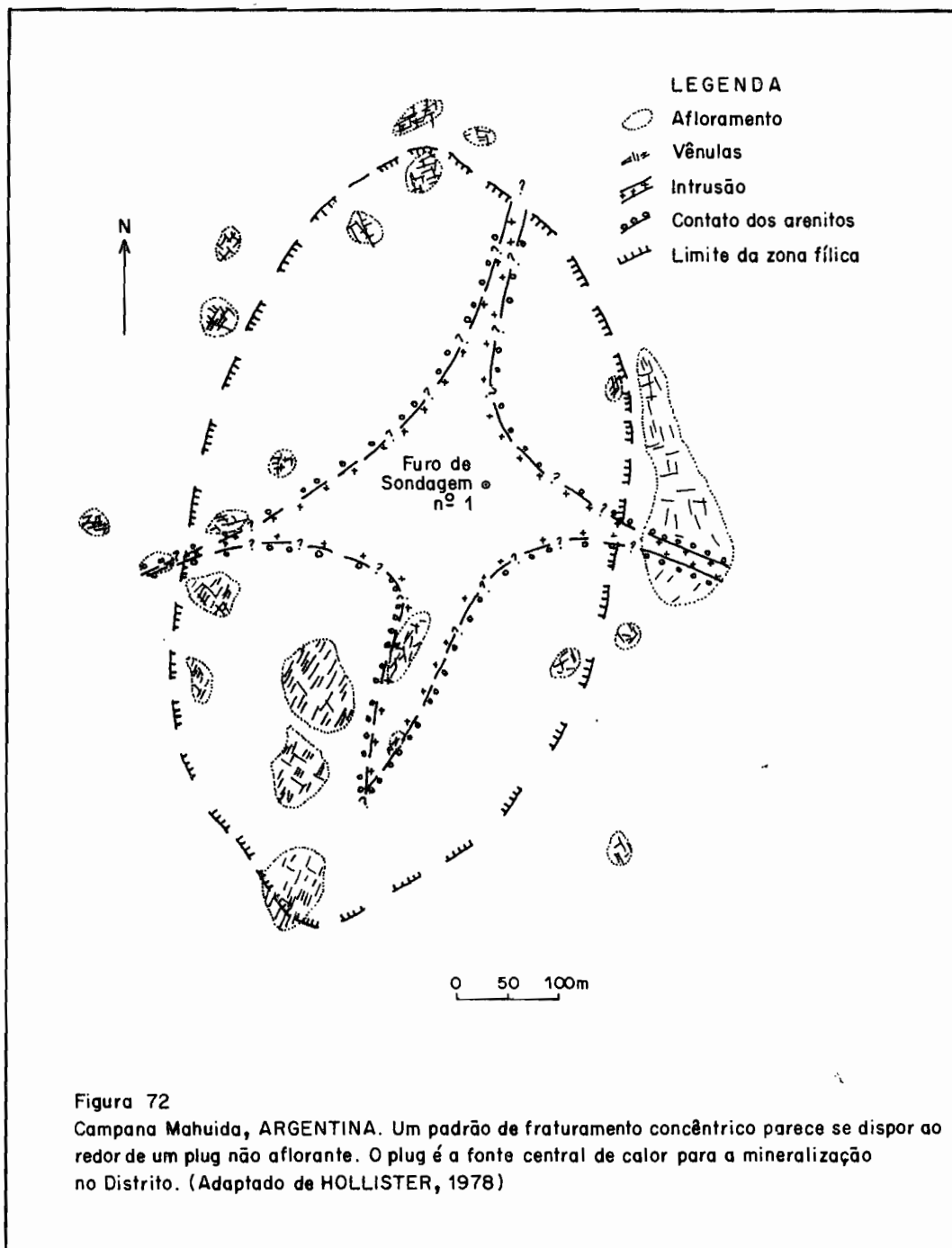
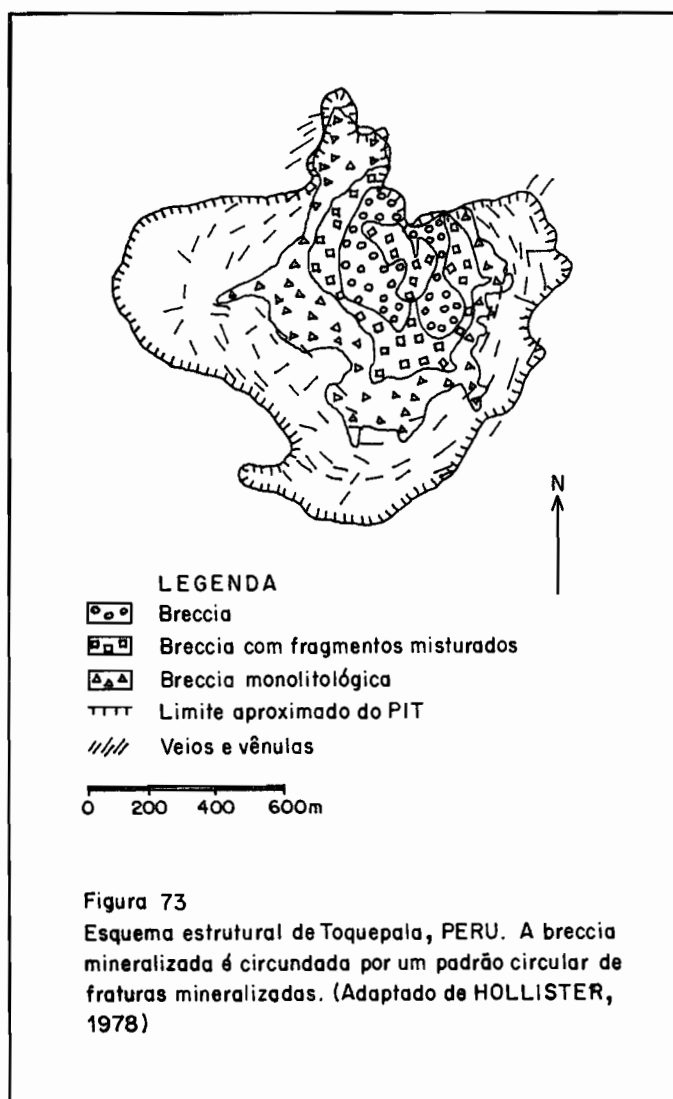


Figura 72
Campana Mahuida, ARGENTINA. Um padrão de fraturamento concêntrico parece se dispor ao redor de um plug não aflorante. O plug é a fonte central de calor para a mineralização no Distrito. (Adaptado de HOLLISTER, 1978)



tos de Babine, Tathsa e Highland Valley, a localização de depósitos porfiríticos junto ou na intersecção de falhas é um fenômeno típico. No primeiro, os depósitos de Granisle, Bell, Old Fort e Morrison, estão relacionados a falhas, estando os dois primeiros situados na intersecção de falhas (Fig.74). No distrito de Highland Valley, que é o mais intensamente investigado, das 14.000 fraturas registradas nos corpos mineralizados em Lornex-Valley, 90% pertence, a dois sistemas: um paralelo à falha de Lornex, e outro paralelo à falha de Highland Valley. Todos os depósitos desse distrito têm uma íntima relação com os dois maiores sistemas de falhas presentes.

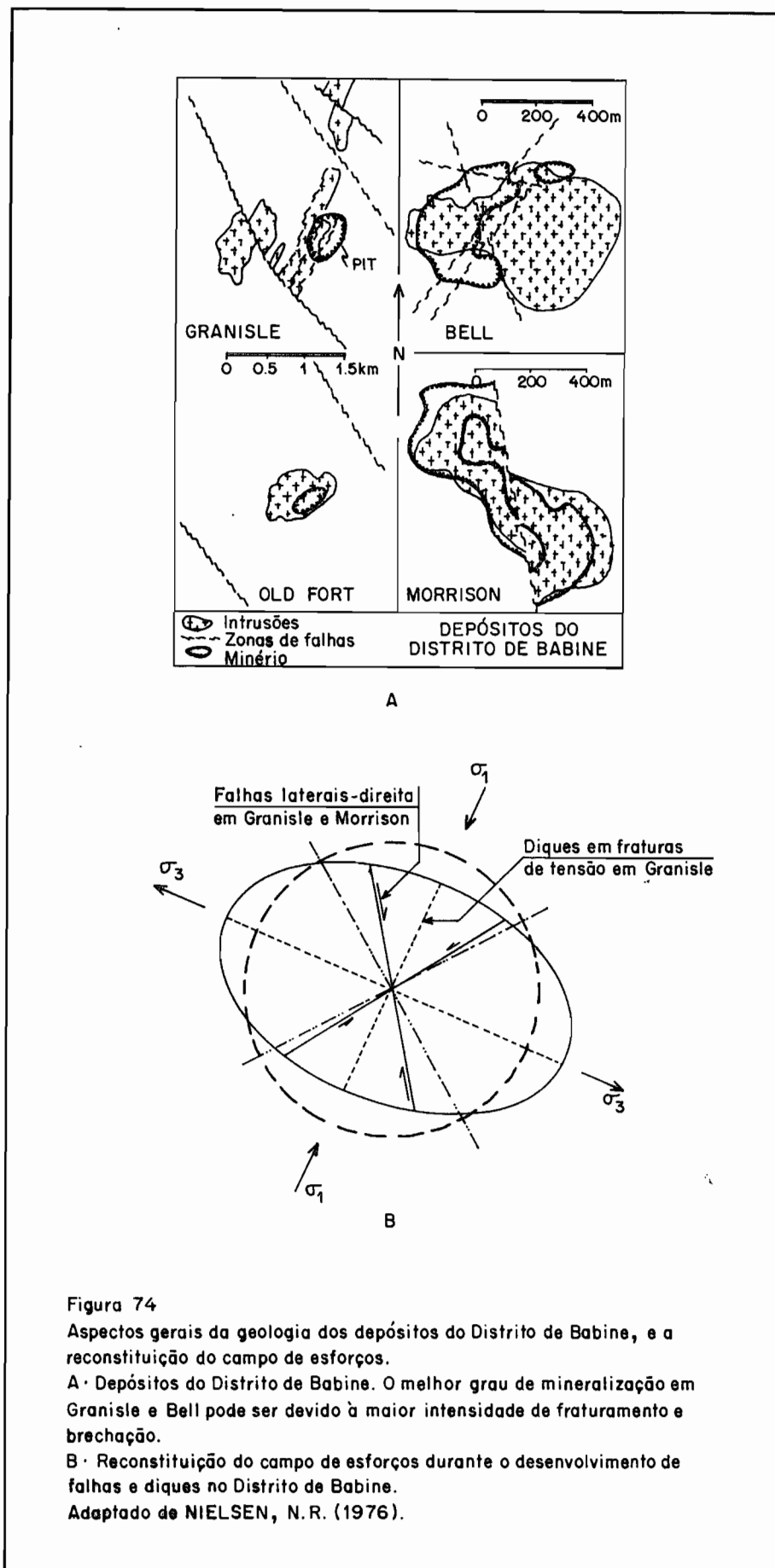


Figura 74
Aspectos gerais da geologia dos depósitos do Distrito de Babine, e a reconstituição do campo de esforços.
A · Depósitos do Distrito de Babine. O melhor grau de mineralização em Granisle e Bell pode ser devido à maior intensidade de fraturamento e brechação.
B · Reconstituição do campo de esforços durante o desenvolvimento de falhas e diques no Distrito de Babine.
Adaptado de NIELSEN, N.R. (1976).

Nos distritos de Kamloops e Copper Mountain, os corpos mineralizados são igualmente associados a falhamentos, às intersecções de falhas e às zonas de "breccia", próximas às intrusões irregulares.

Nos Apalaches, os depósitos tipo "porphyry copper" são formados principalmente em zonas de "stockwork", estando relacionados geneticamente a grandes falhas transcorrentes. As fraturas mineralizadas têm direções entre N30W e N10E, sendo que as fraturas em outras direções são menos desenvolvidas e fracamente mineralizadas. As fraturas mineralizadas são invariavelmente tensionais. Como exemplos, temos: Mainer Mines, Nova Scotia; Sally Mountain, Maine; Eagle Lake, New Brunswick e Evandre, New Brunswick.

6.2.2 - O NÍVEL DE EROSAO

Um aspecto crítico na pesquisa de depósitos tipo "porphyry copper" é o nível de erosão a que está exposta uma determinada intrusão. De uma maneira generalizada, os depósitos porfiríticos dos Apalaches tem características e associações distintas dos depósitos Andinos, com essa diferença parecendo refletir uma maior profundidade de erosão desses depósitos, em relação aos da cadeia Andina.

A feição mais significativa dos pórfiros Apalachiano e a ausência, em todos, de uma sequência vulcânica extrusiva, geneticamente associada com o pluton mineralizado, feição essa existente para muitos depósitos porfiríticos Andinos. As vulcânicas que deveriam ter existido nos Apalaches, ao que tudo indica, foram removidos pela erosão.

A textura das intrusões não é porfirítica, em cerca de metade dos depósitos Apalachianos, ao contrário dos Andinos. A falta de textura porfirítica parece refletir uma maior profundidade de erosão, que deixou expostas as partes mais profundas da intrusão. Os sulfetos de cobre e chumbo ocorrem comumente na zona periférica dos depósitos Andinos e Canadenses, mas raramente ocorrem associados nos depósitos Apalacheanos. Em muitos depósitos tem-se verificado que a mineralização em zinco e chumbo não persiste até a mesma profundidade daquela do cobre, e a explicação mais simples para a sua ausência é a maior profundidade de erosão dos depósitos Apalacheanos.

A ausência ou o fraco desenvolvimento da zona fílica nos depósitos Apalacheanos é igualmente tomada como evidência de que a erosão removeu toda ou a maior parte da zona mineralizada, estando atualmente exposta a raiz do sistema pórfito. A fraca piritização, a presença de microclina em vez do ortoclásio, a presença de uma vasta zona potássica, a presença de um núcleo central inalterado da intrusão, são também evidências para uma maior profundidade de erosão da intrusão.

6.2.3 - A IDADE DOS DEPÓSITOS TIPO "PORPHYRY COPPER"

Os depósitos porfiríticos da América do Sul tem idades K-Ar variáveis desde o Terciário inferior até 4,32 m.a, como é o caso em El Teniente, no Chile. Já na Cordilheira Canadense, esses depósitos datam desde o Triássico Superior até o Cretácio Superior. Nessa Cordilheira, após um período de inatividade no Jurássico Superior, quando se registrou uma atividade batolítica estéril, resurge no Cretácio Superior uma atividade intrusiva com mineralizações tipo "porphyry copper", concomitantemente com a diminuição da atividade batolítica. Essas últimas intrusões tendem a ter uma forma circular ou oval, lembrando diápiros, coincidindo com o desenvolvimento de um regime tectônico de falhamentos transcorrentes.

Nos Apalaches, por outro lado, os depósitos porfiríticos tem uma idade K-Ar mínima de 346 m.a, obtida na jazida de Gaspe 'Cooper (Quebec) e uma idade máxima de 580 m.a, do pré-Cambriano superior, obtida no depósito de Mariner Mines, na Nova Escócia.

Dessa forma, depósitos tipo "porphyry copper" conhecidos tem idades entre 580 m.a. e 4,3 m.a. Os mais jovens são so mais importantes do ponto de vista das mineralizações associadas, mas tal fato parece mais relacionado ao nível de erosão do que propriamente a uma especialização das intrusões graníticas com o passar do tempo geológico. Obviamente, quanto mais antiga a intrusão, menor a chance de preservação de seus níveis superiores, onde se concentram os maiores teores de minérios, como pode-se depreender da simples comparação entre depósitos porfiríticos das cadeias Andina e Canadense, com os Apalacheanos.

6.2.4 - A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Uma das características essenciais dos depósitos tipo "porphyry copper" é a presença de uma forte alteração hidrotermal. O tipo de alteração varia de acordo com o modelo de alojamento do pluton granítico mineralizado, podendo, no entanto, ser reconhecido em quase todos os depósitos, um zoneamento da alteração, descrito pela primeira vez por Lowell e Guilbert (1970).

Esses autores verificaram, através de uma exaustiva análise dos depósitos conhecidos, que a alteração hidrotermal não é um fenômeno totalmente aleatório, mas ao contrário, define um padrão concêntrico ordenado, caracterizado por quatro zonas que se sucedem regularmente a partir do centro da alteração. Em alguns casos, algumas podem faltar, mas quando todas estão presentes, dispõem-se progressivamente do centro para fora do sistema, da seguinte forma: uma zona central potássica (ortoclásio-biotita), uma zona fílica (quartzo-sericita-pirita), uma zona argílica (caolim-ililita-montmorilonita, pirita) e uma zona propílica mais externa (epidoto-clorita) (Fig.75). As zonas de alteração acham-se presentes também em rochas intrusivas, porém, em intrusões plutônicas nem sempre o modelo é facilmente reconhecível e completo como nas intrusões hipabissais e nos modelos vulcânicos.

A mineralogia e a disposição geométrica das zonas de alteração são funções do padrão estrutural, heterogeneidade das rochas hospedeiras e dos efeitos do metassomatismo do enxofre, hidrogênio, sódio e potássio. A concentração de íons de hidrogênio nas rochas alteradas aumenta para fora a partir da zona potássica, através da zona fílica, mas decresce novamente na zona propílica. A concentração de íons cresce também com o tempo durante o evento de mineralização. A concentração do enxofre aumenta a partir da zona potássica, forma um pico máximo na zona fílica e decresce na zona argílica, atingindo um valor zero na zona propílica. O metassomatismo potássico geralmente é mais intenso na zona potássica mas diminui a partir do núcleo.

Parece haver uma relação direta entre o tamanho do "porphyry copper" e a zona de alteração hidrotermal. Assim, nota-se uma zona mais regular melhor desenvolvida nos depósitos maiores; por outro lado, quanto menor o depósito, menores, mais erráticas e menos desenvolvidas são as zonas de alteração hidrotermal.

A mineralização acha-se intimamente relacionada ao mo-

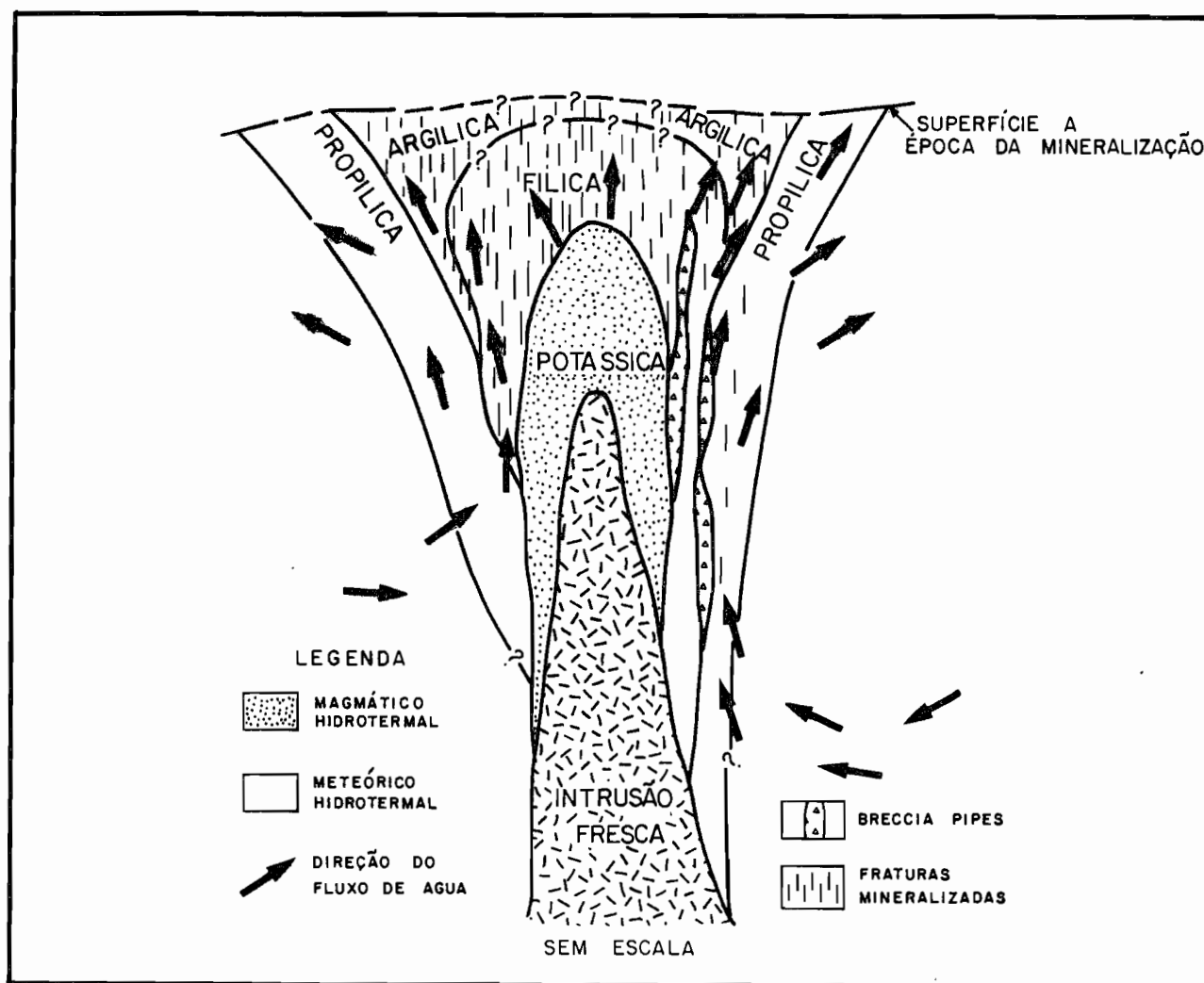


FIG. 75 MODELO HIPOTÉTICO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DE LOWELL E GUILBERT (1970) PARA UMA INTRUSÃO MINERALIZADA QUE NÃO ATINGIU A SUPERFÍCIE. NESSE EXEMPLO O SISTEMA METEÓRICO HIDROTHERMAL NÃO DESTRÓI A ZONA POTÁSSICA DESENVOLVIDA POR FLUÍDOS MAGMÁTICO-TERMAIS. AS SETAS INDICAM O FLUXO DOS FLUÍDOS DURANTE O DESENVOLVIMENTO DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL. (ADAPTADO DE HOLLISTER, 1978.)

delo de alteração hidrotermal de Lowell e Guilbert. Assim, sulfetos de cobre e molibdênio ocorrem predominantemente nas zonas potássica e fílica; sulfetos de cobre parecem ser melhor desenvolvidos na interface entre as zonas potássica e fílica, raramente ocorrendo na zona argílica, quando então tendem a ocorrer associada a outros sulfetos. Quando a bornita ocorre no sistema, é encontrada na zona potássica, enquanto que a clacopirita tem uma distribuição mais ampla. Se o cobre é transportado somente pelo magma rico em enxofre para as partes superiores da crosta, deve-se esperar encontrá-lo na zona potássica, como ocorre em Bingham.

Fora da zona potássica, pode-se encontrar minerais de cobre preenchendo fraturas que afetam silicatos de alteração desenvolvidos a partir de fluidos predominantemente do tipo meteórico-hidrotermais. O cobre hipogenético ocorrendo nessas fraturas pode ter sido depositado a partir de fluidos magmático-hidrotermais ou meteóricos-hidrotermais. Fraturas mineralizadas também existem na zona potássica, mas a disseminação de sulfetos dentro da rocha a uma certa distância das fraturas pode não ocorrer na zona fílica. A magnetita se presente, geralmente ocorre na zona potássica e propílica, mas não na fílica. O preenchimento de fraturas nas zonas propílica e argílica pode ser do tipo sulfeto-quartzo, mas a pirita, pirita-clorita ou pirita-clacita representam os tipos dominantes de preenchimento.

Conforme sugerido por Taylor (1974), a zona potássica é formada por fluidos magmático-hidrotermais altamente salinos, durante o último estágio de cristalização do stock. A presença dessa zona fora de certos depósitos, indica que a atividade magmático-hidrotermal pode ocorrer tanto na periferia como no interior do stock.

A circulação meteórico-hidrotermal estabelece-se fora da zona potássica. A ação desses fluidos termais resulta no zoneamento concêntrico da alteração, típica do modelo de Lowell e Gilbert - isto é - nas zonas fílica, argílica e propílica.

Os sistemas magmático-hidrotermal e meteórico-hidrotermal coexistem dentro dos "porphyry copper" durante os estágios iniciais. À medida que a zona potássica é completamente desenvolvida, com a atividade dos fluidos magmático-hidrotermais tendendo a diminuir, os fluidos meteóricos-hidrotermais tendem a invadir a zona potássica, causando uma superposição da zona fílica sobre a potássica. As zonas de alteração associadas com as soluções meteó

rico-hidrotermais (propílica, argílica, fílica) continuam entretanto a se desenvolver enquanto durar a fonte de calor, muito tempo após os fluidos magmático-hidrotermais não mais representarem uma força efetiva. O círculo convectivo estabelecido permanece até o resfriamento total do stock, quando então cessa toda a atividade hidrotermal.

6.3 - ANÁLISE DOS SISTEMAS DE LINEAMENTOS TECTÔNICOS E RELAÇÕES COM GRANITOS

Os lineamentos tectônicos presentes no pré-Cambriano do Estado do Paraná, podem ser agrupados em quatro sistemas principais, denominados de sistemas nordeste, norte-noroeste, noroeste e leste-oeste. Alguns lineamentos dentro desses sistemas podem ser traçados de forma contínua, outros são descontínuos, devendo se inferir sua projeção.

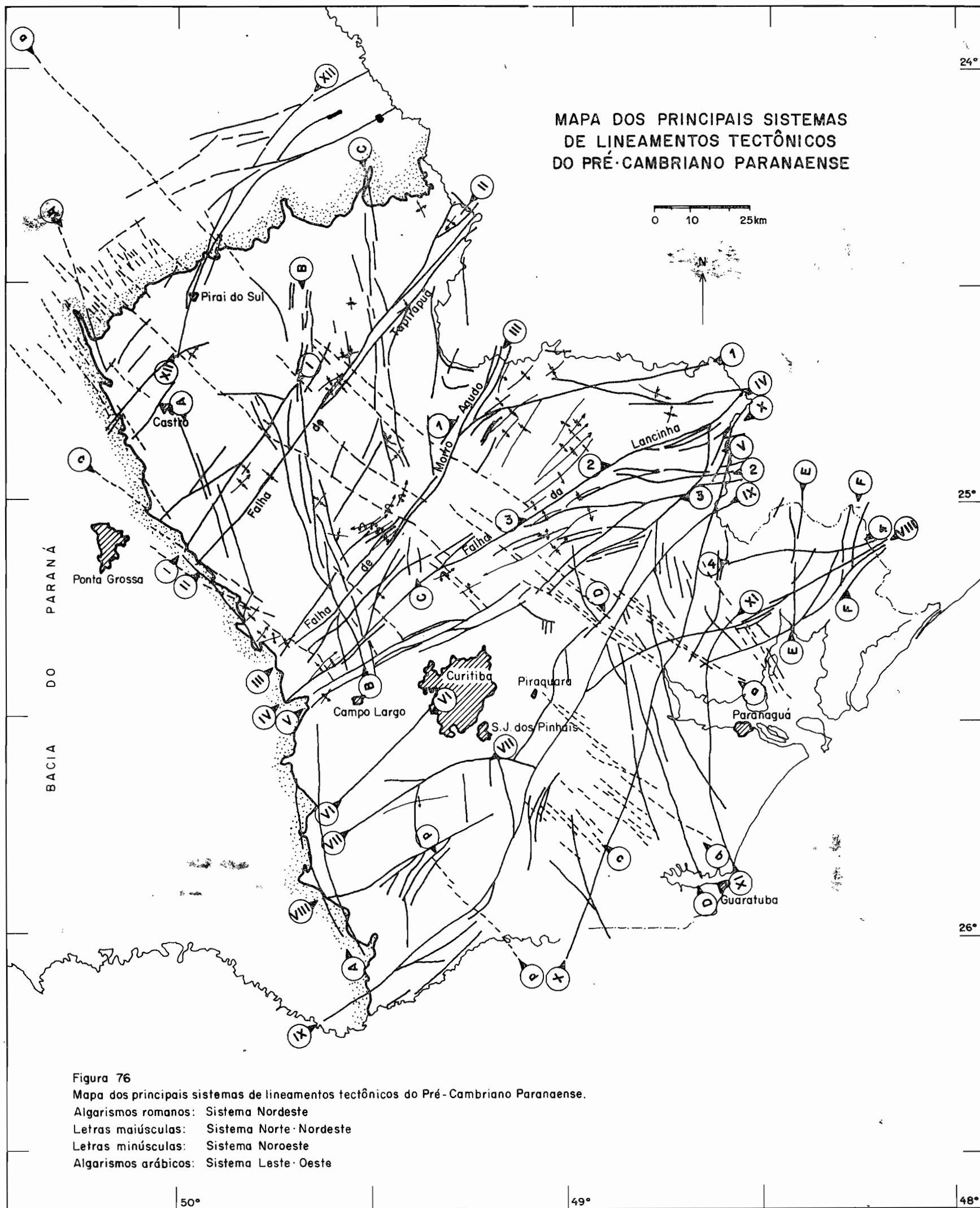
Um sistema de lineamentos tectônicos refere-se ao conjunto de lineamentos que tem aproximadamente a mesma direção. É constituído por uma série de lineamentos que podem ocorrer de forma isolada, ou como é o caso mais frequente, segundo uma zona geralmente estreita, onde mais de um lineamento está presente.

Os principais sistemas foram anotados da seguinte forma: sistema nordeste, com algarismos romanos; sistema norte-noroeste, letras maiúsculas; sistema noroeste, letras minúsculas e o sistema leste-oeste, com algarismos arábicos (Fig.76).

6.3.1 - SISTEMA NORDESTE

Um certo número de lineamentos nordeste são prontamente reconhecidos na Figura 76. Cada lineamento ou zona que pode ser individualizado, são designados por algarismos romanos e envolvidos por um pequeno círculo, estando sua direção indicada por uma pequena seta. Os nomes dados a esses lineamentos é apenas por uma questão de conveniência, já que escolheu-se denominações locais para facilitar a sua localização. Aqueles com denominações consagradas, manteve-se o nome prioritário.

I. Lineamento Abapã-Socavão. Limita parte do contato sul do



Complexo Granítico Cunhaporanga.

- II. Falha de Itapirapuã. Representa o limite norte do Granito Três Córregos.
- III. Falha de Morro Agudo. Corresponde ao limite sul do Granito Três Córregos. Além disso, ocorrem ainda associados granitos Barra do Santana e Chacrinha. Muito próximos ocorrem os granitos Morro Grande e Piedade.
- IV. Falha da Lancinha. Ocorrem associados a esse lineamento os granitos Rio Abaixo e Banhado. Nas suas proximidades situa-se o granito do Cerne.
- V. Lineamento São João- Lamenha Grande. Na parte nordeste desse lineamento ocorrem associados os granitos Vaguaçu e Nagib Silva.
- VI. Lineamento Cotenda-Curitiba. Ao longo desse lineamento não ocorrem granitos: nas suas proximidades aparece o granito Guajuvira.
- VII. Lineamento Catanduvas-Colônia Murici. Sem granitos associados.
- VIII. Lineamento Quitandinha-Mandirituba. Esse lineamento acha-se interrompido na sua parte média; associam-se os granitos Nhundiaquara, Serra do Tromobô, Nhaporanga e Agudos do Sul.
- IX. Lineamento Pie-Cachoeira de Cima. A esse lineamento associam-se os granitos Miringuava, Marumbi e Graciosa.
- X. Lineamento Morretes-Barra do Turvo. Esse lineamento apresenta uma forte vocação magmática, tendo associados os granitos Rio do Salto, Faxinal, Areia Branca, Serra das Canavieiras, Pedra Branca e Morro Redondo.
- XI. Lineamento Alexandra-Matinhos. Ocorrem associados os granitos Nhaporanga e Espigão.
- XII. Lineamento Pirai do Sul - Jaguariaíva. Associa-se o granito Joaquim Murtinho.

6.3.2 - SISTEMA NORTE-NOROESTE

Este sistema é representado por diversas zonas de fraturamento de direção N10-20W, de larguras variáveis, assim que lineamentos individuais. Cada zona é designada por letras maiúsculas do nosso alfabeto; os nomes dados aos lineamentos ou zonas tem o

objetivo essencial de facilitar a sua localização.

- A. Lineamento Castro - Pien. Não ocorrem granitos associados a esse lineamento, no entanto, cruza os granitos Cunhaporanga e Três Córregos.
- B. Lineamento Socavão - Campo Magro. A esse lineamento associam-se os granitos Chacrinha e do Cerne, cruzando ainda os granitos Cunhaporanga e Três Córregos. Seu possível prolongamento para sul, pode atingir o granito Guajuvira.
- C. Lineamento Senges - Rio Branco do Sul. Ocorrem associados os granitos Vila Branca, Itaóca e Rio Abaixo. Cruza também os granitos Cunhaporanga e Três Córregos.
- D. Lineamento Represa do Capivari - Guaratuba. Associam-se os granitos Graciosa, Antonina e Serra da Prata.
- E. Lineamento Serra Negra - Ilha do Rabelo. Associa-se o granito Serra do Tromomô.
- F. Lineamento Guaraqueçaba. Ocorre associado o granito Nhundiaquara.

6.3.3 - SISTEMA NOROESTE

Este sistema é bem evidenciado pelas imagens de satélite, correspondendo aos grandes diques de diabásio. No entanto pode representar zonas de fraqueza mais antigas, relacionadas aos grandes falhamentos transcorrentes nordeste, conforme discutido anteriormente.

Cada lineamento ou zona de fraturamento desse sistema é designado por letras minúsculas do nosso alfabeto; os nomes dados tem o mesmo objetivo dos casos anteriores.

- a. Lineamento Serra das Furnas - Ilha do Mel. A esse lineamento ocorrem associados os granitos Graciosa, Espigão da Feiticeira e possivelmente os granitos Morro Grande e Pula Sapo. Cruza os granitos Cunhaporanga e Três Córregos.
- b. Lineamento Lajeado Grande - Matinhos. Associam-se os granitos Marumbi, Anhangava, Serra da Igreja, Serra das Canaveiras e Serra da Prata. Afeta ainda a parte norte dos granitos Vila Branca e Rio Abaixo. Cruza também os granitos Cunhaporanga e Três Córregos.
- c. Lineamento Ponta Grossa - Guaratuba. Associa-se o granito Passa Três, e afeta os granitos Guajuvira e Pedra Branca.

- d. Lineamento Mandirituba - Tijuca do Sul. Esse lineamento afeta a parte nordeste do granito Agudos do Sul.

6.3.4 - SISTEMA LESTE-OESTE

Este sistema acha-se pobremente representado, ocorrendo principalmente na parte nordeste do primeiro planalto paranaense. Cada lineamento desse sistema é designado por algarismos arábicos.

1. Falha da Ribeira. É o mais importante lineamento desse sistema. Ocorre associado o granito Epitácio Pessos e possivelmente o granito Varginha.
2. Lineamento São Miguel. Recebe a denominação do rio que lhe é paralelo, situando-se na parte nordeste do Estado. Ocorre associado a esse lineamento o Granito Nagib Silva.
3. Lineamento Putunã. Esse lineamento é paralelo ao rio homônimo, ocorrendo na parte nordeste do Estado. Não ocorrem granitos associados.
4. Lineamento Capivari - Guaraqueçaba. Situa-se na parte nordeste do Estado do Paraná, cruzando os rios homônimos. Associam-se os granitos Alto Turvo e Tagaçaba.

6.4 - GRANITOS E INTERSECÇÕES DE LINEAMENTOS

O quadro nº 03 mostra as intersecções de lineamentos tectônicos que apresentam granitos juntos ou muito próximos a essas intersecções.

Do referido quadro, pode-se observar uma certa preferência de ocorrência de minerais de interesse econômico nas intersecções de lineamento dos sistemas nordeste e noroeste. Os principais minerais presentes nos granitos junto a essas intersecções são a fluorita, Apatita, Titanita, Pirita, Carbonatos, Zircão e mais raramente Granada e Turmalina. Nota-se também uma maior evidência de alteração hidrotermal nos granitos junto a essas intersecções.

6.5 - RELAÇÕES ESTRUTURAIS ENTRE OS DIFERENTES SISTEMAS DE LINEAMENTOS E POSSÍVEIS MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

O entendimento das relações estruturais entre os diferen

QUADRO 03. INTERSECÇÕES DE LINEAMENTOS E GRANITOS ASSOCIADOS

GRANITO	INTERSECÇÕES DE LINEAMENTOS	MINERAIS DE INTERESSE ECONÔMICO	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL
JOAQUIM MURTINHO	XI/a	Fl, Ti, Zi, Car, Apa.	Carbonat; sericitiz; cloritiz.
VILA BRANCA	I/a	Zi, Gr, Ti, Apa, Car, Fl.	Cloritiz; sericit; argiliz; carbonat; muscovit.
PASSA TRES	III/c	Fl, Apa, Car, Zi, Tur.	cauliniz; carbonat; silicit.
CHIACRINHA	III/B	Apa, Rutil.	Sericitiz; argiliz; cloritiz; epidotiz.
CERNE	IV/B	Zi, Apa.	Sericitização
BARRA DO SANTANA	III/a	Py, Apa, Ti	Argiliz; sericit; pirit;
NAGIB SILVA	X/2	Py, Fl, Ti, Apa, Gal.	Seritiz; cauliniz.
AREIA BRANCA	X/2	_____	_____
MARUMBI	IX/b/VIII	Apa, Zi, Fl.	_____
GRACIOSA	IX/a	Zi, Fl, Ti, Apa.	_____
NORTE DO GRANITO PEDRA BRANCA	X/c	_____	Anatexia
SERRA DAS CANAVIEIRAS	X/c/D	_____	Anatexia
AREIA BRANCA	X/2	_____	_____
NHAPORANGA	XI/a/VIII	_____	_____
SERRA DO TROMOMÔ	VIII/E	_____	_____
NHUNDIAQUARA	VIII/F	Zi, Ti, Fl, Hema.	_____
MIRINGUAVA	IX/VIII	Zi.	Argiliz; sericitiz; cloritiz.
ALTO TURVO TAGAÇABA	X/4/a	Ti, Zi, Apa, Fl.	Cloritiz; sericitiz; carbonatiz.

Símbologia usada:

Fl - Fluorita
 Ti - Titanita
 Zi - Zircão
 Car - Carbonato

Apa - Apatita
 Gr - Granada
 Tur - Turmalina
 Rutil - Rutilo

Py - Pirita
 Gal - Galena
 Hema - Hematita

tes sistemas de lineamentos é um aspecto fundamental na análise das relações destes e de possíveis mineralizações associadas. De suma importância é o reconhecimento das principais zonas tensionais por propiciarem uma locação preferencial de veios, diques, intrusões passivas e atividades hidrotermais, que favorecem a formação e enriquecimento de jazimentos minerais.

Considerando-se como N45E a direção preferencial dos principais falhamentos transcorrentes paranaenses e de 5° o ângulo entre as dobras de arrasto e os falhamentos, tomado nas proximidades destes, tem-se um esforço compressivo de segunda ordem com direção N50W - S50E, disposto perpendicularmente à dobras de arrasto. Com isso, geram-se falhas transcorrentes com direções N20W e N80W, com as principais tendo movimentação lateral esquerda e as segundas, lateral direita. Paralelamente ao esforço máximo de segunda ordem, geram-se zonas tensionais (Fig.77).

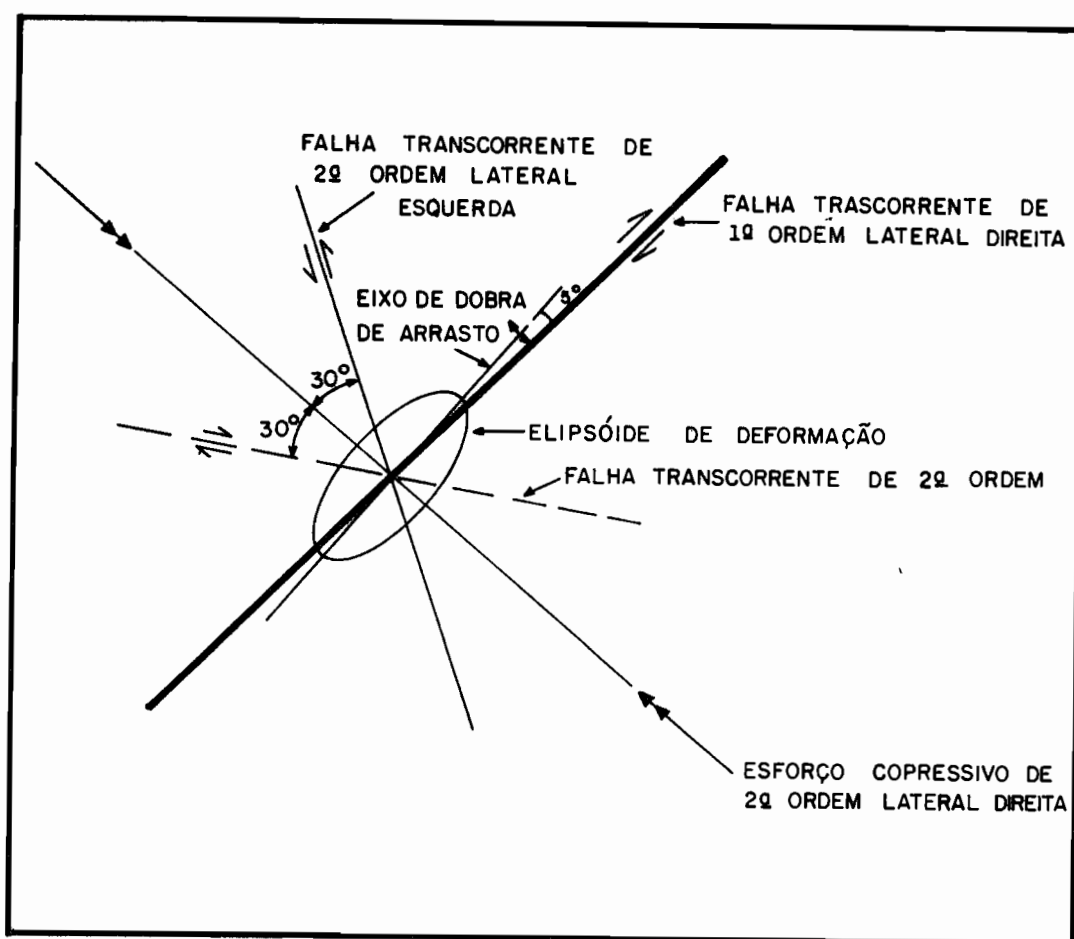


FIG. SISTEMA DE FALHAS TRANSCORRENTES DE 2ª ORDEM ASSOCIADO A UMA FALHA TRANSCORRENTE DE 1ª ORDEM LATERAL DIREITA.

A mineralização hidrotermal é um fenômeno intimamente relacionado a um denso fraturamento das rochas hospedeiras e às intrusões ígneas. A intrusão representa o veículo de aporte das soluções mineralizantes, a fonte de calor permite a formação de correntes convectivas, enquanto que o denso fraturamento cria não só as condições para a circulação dessas soluções, como também o espaço necessário para a deposição do minério.

Zonas de intenso fraturamento devem ocorrer nas intersecções de falhas transcorrentes, e sendo um tipo de falhamento profundo, são propícias para o aporte de massas ígneas e de soluções hidrotermais para as partes superiores da crosta. No entanto uma condição importante é que as falhas que se interceptam tenham a mesma idade, pois a movimentação simultânea favorece em muito a abertura de espaços.

Adotando-se o modelo de falhamento acima, os sistemas nordeste, norte-sul e noroeste devem ter-se originado ao mesmo tempo, com os dois primeiros representando falhas transcorrentes de segunda ordem e o terceiro, fraturas tensionais. Teoricamente as zonas mais favoráveis à mineralização hidrotermal seriam onde as três direções se interceptam; dos sistemas, o mais favorável seria o noroeste.

O modelo de falhamento acima, representa a disposição final dos elementos geométricos da deformação. Conforme visto anteriormente, o sistema noroeste representa, no estágio inicial, falhas transcorrentes antitéticas sinistrogiras, que pela sua natureza, são mal desenvolvidas e tem vocação a herdar um comportamento de falha tensional. No estágio final no entanto, o esforço de segunda ordem, a julgar pela disposição atual das dobras de arrasto, reorienta-se paralelamente ao sistema noroeste, acentuando ainda mais a vocação tensional desse sistema, conforme mostrado na figura 68-B.

Deve-se no entanto, fazer uma importante ressalva: as zonas tensionais do sistema noroeste devem ter-se desenvolvido tão somente na cobertura do embasamento, não devendo ser falhas muito profundas, a ponto de atingir a base da crosta. Este fato impediria o alojamento de diques ao longo dessas zonas, restringindo-as tão somente a condutos favoráveis à percolação de soluções hidrotermais. Estas teriam acesso a esse sistema a partir das intersecções com o sistema nordeste, que tem ligação direta com zonas transcorrentes do embasamento, podendo atingir a base da crosta. A for

ma estreita, alongada, e a natureza sin-tectônica dos corpos graníticos próximos às principais zonas transcorrentes atesta a origem profunda dos principais lineamentos do sistema nordeste.

As intersecções dos sistemas de fraturamento especialmente sobre os lineamentos do sistema nordeste, segundo as considerações acima, são as mais favoráveis à mineralização hidrotermal, especialmente quando nas proximidades de intrusões graníticas. Da existência e natureza das soluções depende obviamente a possibilidade da formação de depósitos de valor econômico.

Assim sendo, todas as intersecções apresentadas no Quadro número 03, tem teoricamente possibilidades de apresentar mineralizações hidrotermais associadas, havendo uma certa preferência contudo com as intersecções dos sistemas nordeste e noroeste, devido à natureza tensional desse último. As intrusões mais favoráveis são as seguintes: XI/a -Granito Joaquim Murinho; I/a-Granito Vila Branca; III/c-Granito Passa Três; III/a-Granito Barra do Santana; IX/b/VIII-Granito Marumbi; IX/a-Granito Graciosa; XI/a/VIII-Granito Nhaporanga e X/a/4-Granito Alto Turvo (Tagaçaba e Faxinal).

Além das intersecções, os lineamentos também podem apresentar condições favoráveis à mineralização, como do tipo de Chuquicamata (Chile) ou então ao cruzar tipos litológicos favoráveis as reações químicas com as soluções mineralizantes, como é o caso especialmente das rochas carbonáticas. Uma zona de falha atravessando, por exemplo, um calcário dolomítico pode aportar soluções hidrotermais ricas em sílica, originando depósitos de talco.

Outro aspecto a ser analisado é a presença de lineamentos do sistema leste-oeste, como a Falha da Ribeira. Esse sistema é estranho ao modelo acima proposto, podendo representar falhamentos relacionados a outros eventos deformativos. No entanto existe a possibilidade de tal sistema se relacionar, de forma ainda não muito clara, com o esforço principal de primeira ordem que atuar no embasamento. Assim sendo, esse sistema de lineamentos deverá ser de natureza tensional, e também favorável à percolação de soluções hidrotermais e à intrusão de rochas ígneas. As intersecções X/2, granitos Nagib Silva e Areia Branca e X/4/a, Granito Alto Turvo, deverão igualmente ser investigadas.

A ausência na literatura, de amplas e regulares zonas de alteração hidrotermal associadas aos granitos paranaenses é um fator bastante desfavorável à presença de depósitos de valor econômico. Tal fato pode ser devido a ausência dessas soluções acompa

nhando as intrusões graníticas. Como também ao nível erosivo atual, atingindo as raízes dos sistemas hidrotermais do tipo "porphyry copper". No primeiro caso, os depósitos não se formaram; no segundo, os depósitos foram totalmente erodidos, restando talvez apenas pequenas manchas isoladas noticiadas na literatura. Há necessidade de investigações mais detalhadas a esse respeito, mas a ausência de uma sequência vulcânica extrusiva, geneticamente associada com os plutons graníticos, a falta de uma textura porfirítica na maioria dos corpos graníticos, ausência ou fraco desenvolvimento da zona fílica, a fraca piritização e a presença de um núcleo central inalterado da intrusão, são evidências de uma maior profundidade de erosão da intrusão, atingindo as raízes do sistema hidrotermal.

No entanto fica em aberto a questão da existência de intrusões graníticas ainda em fase inicial de exposição, como parece ser o caso da faixa de granitos situada entre o Granito Três Córregos e a cidade de Curitiba. Tal faixa é constituída pelos granitos Passa Três, Chacrinha, do Cerne, Rio Baixo, Pula Sapo, Piedade, Barra do Santana, Morro Grande, Varginha, Epitácio Pessoa e Itaóca. Alguns desses tem diminutas áreas aflorantes, podendo se tratar de cúpulas parcialmente expostas, como são especialmente os casos dos granitos Passa Três, Pula Sapo, Rio Abaixo e Barra do Santana. Estes últimos devem merecer especial atenção, pois podem ter ainda parcialmente preservadas as possíveis zonas de alteração hidrotermal.

Finalizando cabe ainda ressaltar a possibilidade da existência de corpos graníticos que ainda não chegaram a aflorar. Estes são prospectos importantes pois se houver atividade hidrotermal associada, esta deverá estar inteiramente preservada, assim como os possíveis depósitos minerais presentes. Locais favoráveis à existência desses granitos são as dobras de arrasto antiformais, tendo-se em vista o alongamento dos granitos do Cerne e Piedade nessas estruturas, conforme referido no capítulo 2.

6.6 - RELAÇÕES ENTRE LINEAMENTOS, GRANITOS E JAZIDAS OU OCORRÊNCIAS MINERAIS

O exame conjunto dos mapas de lineamentos tectônicos de granitos e de jazidas ocorrências minerais não permite até o momen

to, conclusões definitivas. No entanto, alguns aspectos merecem ser considerados. Próximo à Falha de Morro Agudo entre Cerro Azul e Adranópolis, ocorre uma grande concentração de ocorrências e/ou jazidas minerais de Pb. Nessa mesma área, ocorrem também diversas dobras de arrasto, levantando-se a possibilidade da existência de corpo(s) granítico(s) não aflorantes que mineralizaram rochas carbonáticas subjacentes. A inferência de granitos não aflorantes no local, em zonas apicais de dobras de arrasto antiforrais deve-se à existência dos granitos do Cerne e de Piedade alojados em duas dessas estruturas conforme mencionado no capítulo 2. Ainda ao longo dessa falha, a NE de Rio Branco do Sul, na intersecção com uma zona de maior densidade de lineamentos noroeste (comparar com o anexo 1), ocorrem mineralizações de barita, sugerindo atividade hidrotermal no local.

Ao longo da faixa de Itaiacoca, ocorre uma extensa mineralização de talco, de direção geral nordeste. Conforme discutido anteriormente (cap 5) o talco aparentemente originou-se pela ação de soluções hidrotermais silicatadas sobre faixas dolomíticas. Ao que tudo indica, essas soluções originaram-se a partir dos granitos Três Córregos e Cunhaporanga adjacentes, fluindo ao longo do sistema de lineamentos noroeste.

7 - CONCLUSÕES

1. Os mapas de lineamentos tectônicos elaborados mostram a existência de três direções preferenciais de famílias de lineamentos tectônicos:

a) A mais marcante é uma família de direção nordeste-sudoeste, que inclui os grandes lineamentos do pré-Cambriano paranaense, com extensões de mais de uma centena de quilômetros. Acha-se melhor desenvolvida em uma faixa central do primeiro planalto, entre a Falha de Morro Agudo e o Lineamento São João-Lamenha Grande.

b) A segunda família, em importância, tem direção noroeste, e cuja maior densidade de lineamentos ocorre especialmente em uma faixa de largura aproximada de 35 km, entre Rio Branco do Sul e Tunas. Essa direção é bem marcada pela presença de diques de diabásio.

c) A terceira família de lineamentos tem direção aproximada norte-sul, ocorrendo principalmente na faixa de afloramento do Complexo Cristalino. Não é tão bem desenvolvida como as outras duas famílias.

2. Os grandes lineamentos do pré-Cambriano paranaense são em número de seis. Alguns tem denominações consagradas, outros receberam denominações nesse trabalho. De norte para sul, são os seguintes: Lineamento Castro-Piraí do Sul; Falha de Itapirapuã;

Falha de Morro Agudo; Falha da Lancinha; Lineamento São João-Lamenha Grande e Lineamento Piên-Tijucas do Sul. Todos podem ser traçados através de imagens de satélite.

Os grandes lineamentos subdividem o pré-Cambriano paranaense em oito compartimentos ou blocos tectônicos abaixo relacionados:

- Compartimento Tibagi. Acha-se limitado a sul pelo lineamento Castro-Piraí do Sul, sendo composto essencialmente por sedimentos da Bacia do Paraná.

- Compartimento Socavão. Limitado pelo lineamento Castro-Piraí do Sul e pela Falha de Itapirapuã, sendo composto essencialmente por granitoides do complexo granítico Cunhaporanga e pelo Grupo Castro e Formação Itaiacoca.

- Compartimento Cêrro Azul. Limitado pelas Falhas de Itapirapuã e Morro Agudo, sendo composto essencialmente por rochas graníticas do Complexo Três Córregos. Em menores proporções ocorrem rochas do Grupo Açungui, básicas intrusivas e maciços alcalinos.

- Compartimento Tunas. Limitado pelas Falhas de Morro Agudo e da Lancinha, e composto essencialmente pelo Grupo Açungui (Formação Água Clara e Votuverava) e Formação Camarinha. Acha-se intrudido por corpos graníticos brasileiros, diques básicos e complexos alcalinos mesozóicos.

- Compartimento Bocaiuva do Sul. Limitado pela Falha da Lancinha e pelo lineamento São João-Lamenha Grande, e composto pelos Grupos Açungui e Setuva, Complexo Pré-Setuva e por manchas do Embasamento Cristalino. Igualmente acha-se intrudido por granitos brasileiros e diques básicos mesozóicos.

- Compartimento Curitiba. Limitado pelos lineamentos São João-Lamenha Grande e Piên-Tijucas do Sul, e constituído essencialmente por rochas pertencentes ao Complexo Cristalino. Acha-se também intrudido por corpos graníticos brasileiros e diques básicos mesozóicos.

- Compartimento Paranaguã. Limitado a norte pelo lineamento Piên-Tijucas do Sul, estendendo-se até o Oceano Atlântico. É composto essencialmente por rochas do Complexo Cristalino, achando-se intrudido por granitos brasileiros e diques básicos mesozóicos.

- Compartimento Serra Negra. Este compartimento resulta de uma bifurcação do lineamento Piên-Tijucas do Sul, tendo uma

forma grosseiramente triangular. É constituído por rochas do ' Complexo Cristalino, apresentando-se também intrudido por granitos brasileiros e diques básicos mesozóicos.

3. Para cada bloco tectônico realizou-se uma análise de dados direcionais, elaborando-se diversos diagramas de rosetas. Essa análise mostrou os seguintes aspectos:

a) Há uma evidente maior concentração de dados na direção nordeste, nos compartimentos B,C,D e E, sendo praticamente ausentes lineamentos em outras direções, excessão aos diques básicos. O compartimento D, no entanto apresenta um pequeno pico ' noroeste e o compartimento C, mostra uma dispersão de dados no quadrante noroeste, sem contudo definir um máximo.

b) Nos compartimentos F,G e H, há uma maior dispersão de dados, havendo ainda predomínio da direção nordeste. No entanto observa-se um forte aumento das direções meridianas, paraticamente ausentes nos demais compartimentos.

c) Parece haver uma tendência dos dados direcionais dos compartamentos D e E de se disporem a um ângulo maior em relação ao norte, com valores em torno de N50-60E, do que os compartimentos B e C, com valores em torno de N40-50E. Este fato pode estar relacionado à maior intensidade de deformação dos compartimentos D e E, devido à maior proximidade das Falhas de Morro Agudo, Lancinha e Lineamento Piên-Tijucas doSul, em relação às ' Falhas de Morro Agudo e de Itapirapuã.

d) Pode-se deduzir o seguinte quadro cronológico dos lineamentos do pré-Cambriano paranaense:

- A família de lineamentos nordeste é de idade brasileira superior, pois afeta os granitos intrudidos nesse período;

- A família de lineamentos norte-sul é mais antigo, por afetar praticamente somente rochas pertencentes aoComplexo Cristalino;

- A família de lineamentos noroeste é a mais jovem, sendo de idade mesozóica, devido à presença dos diques básicos a ela relacionados. No entanto existe a possibilidade dos diques estarem ocupando zonas de fraquezas mais antigas e reabertas no mesozóico.

4. As Falhas de Morro Agudo, Lancinha e provavelmente de Itapirapuã, representam reflexos na cobertura, de falhamentos transcorrentes do embasamento. (Nesse caso, a cobertura é representada

da pelos metasedimentos do Grupo Açungui e correlatos).

Como consequência, originam-se na cobertura dobras de arrasto, falhas sintéticas e antitéticas.

As falhas sintéticas situam-se sobre a zona de falha atual, com direções subparalelas à zona e emprestando-lhe um caráter anastomosado; as falhas antitéticas são pouco desenvolvidas, situando-se a ângulos altos em relação à falha principal, cujas direções coincidem com a dos diques mesozóicos, e caracterizam-se no campo, localmente, por uma clivagem de fratura com movimento anti-horário.

Foram consideradas como dobras de arrasto nesse trabalho, todas as dobras escalonadas próximas às falhas e constantes nos diversos mapas geológicos do pré-Cambriano paranaense.

O sentido de deslocamento das Falhas de Itapirapuã, Morro Agudo e da Lancinha é lateral direito, indicado pela disposição das dobras de arrasto e das falhas antitéticas. O sentido de deslocamento dos lineamentos Castro-Piraí do Sul e Piên Tijucas do Sul é provavelmente lateral direito.

Os granitos do Cerne e Piedade são intrusivos em dobras de arrasto antiformais. O primeiro intruiu-se ainda no estágio inicial da deformação, e o segundo em um estágio mais avançado.

No campo, as zonas de falhas principais tem um caráter anastomosado típico, com uma forte lenticularização de corpos, especialmente daqueles de comportamento mais rígido, como os quartzitos. Não se nota um claro desenvolvimento de milonitos ao longo das Falhas da Lancinha e Morro Agudo.

5. A técnica do cálculo de deslocamento das falhas através da análise de deformação indicou, para a Falha da Lancinha, um movimento dextrogiro total da ordem de 116 km, e de 102 km para a Falha de Morro Agudo. As demais falhas e/ou lineamentos não apresentam dados suficientes até o momento para esse tipo de análise.

Na região da Megantiforma da Serra do Cadeado, o valor do deslocamento do bloco a norte da Falha da Lancinha é de cerca 72 km.

Nas proximidades do Morro dos Três Irmãos (NW de Bateias) dois diques de diabásio sofreu inflexão ao cruzar a falha da Lancinha, permitindo calcular um deslocamento sinistral dessa falha de 950 m. Dessa forma, a falha de Lancinha mostra uma

reativação sinistral, desde o mesozóico, com um total de deslocamento acima referido. Desconhece-se o tipo de movimentação dessa falha durante o Paleozóico.

6. As jazidas paranaenses de origem hidrotermal são as de chumbo-prata, situadas em uma área de cerca 30 km² entre Cêrro Azul e Adrianópolis; de ouro, na localidade de Povinho de São João; de barita, a nordeste de Rio Branco do Sul; e as de talco, da faixa Itaiacoca. Todas parecem ter se originado através de atividade hidrotermal segundo linhas de fraqueza noroeste. Em alguns casos, como as jazidas de talco, distribuem-se segundo a direção nordeste, fato este devido à transformação do dolomito de direção nordeste em talco, por ação de soluções hidrotermais silicatadas veiculadas através de planos de fraqueza noroeste. Estas soluções hidrotermais relacionam-se aos granitos e não aos diques básicos; a presença de diques básicos junto a depósitos de talco deve-se à sua intrusão em zonas de fraqueza pré-existentes de mesma direção.

7. A análise do mapa de lineamentos tectônicos permite a individualização de quatro sistemas de lineamentos denominados de sistemas norte-noroeste e noroeste, relacionam-se a um esforço compressivo de segunda ordem, de direção aproximada N50W.

O único sistema de lineamentos que representa falhas transcorrentes e que atingiram níveis crustais profundos é o nordeste; este fato acha-se atestado pelas formas estreitas e alongadas de granitos sin a tardi-tectônicos intrusivos em suas imediações.

O sistema noroeste representa fraturas tensionais pré-cambrianas originadas concomitantemente ao desenvolvimento das grandes falhas transcorrentes nordeste. No entanto, essas fraturas não devem ter atingido níveis crustais profundos, uma vez que afetam somente a cobertura do embasamento. Esse é o motivo porque não ocorrem intrusões graníticas ao longo desses lineamentos.

8. As áreas mais favoráveis às mineralizações hidrotermais situam-se nas intersecções dos lineamentos do sistema NE (profundo) com os do sistema noroeste (tensional), especialmente aquelas junto ou próximas a intrusões graníticas. As fraturas do sistema NW comportam-se como condutos favoráveis à percolação de soluções hidrotermais advindas do sistema NE. A possibilidade de mi-

neralizações depende contudo da existência e natureza das soluções mineralizantes.

9. As intersecções e os granitos mais favoráveis às mineralizações hidrotermais são os seguintes: I/a, Granito Vila Branca; III/c, Granito Passa Três; III/a, Granito Barra do Santana; IX/b/VIII, Granito Marumbi, Granito Graciosa; XI/a/VIII, Granito Nhaporanga e X/a/4, Granito Alto Turvo e Faxinal. Os granitos situados junto a essas intersecções apresentam evidências de alteração hidrotermal.

10. A natureza dos lineamentos do sistema leste-oeste não está esclarecida, podendo no entanto representar zonas tensionais relacionadas ao esforço de primeira ordem. Também esses lineamentos e suas intersecções com outros lineamentos, especialmente os do sistema noroeste devem ser investigados.

11. Os lineamentos do sistema NE com maior vocação magmática são os lineamentos VIII, IX e X, a julgar pelo maior número de corpos graníticos ao longo de suas extensões.

12. A ausência de extensas zonas de alteração hidrotermal associadas aos granitos é um fator desfavorável à presença de importantes mineralizações, uma vez que parece haver uma relação direta entre tamanho do depósito e regularidade e tamanho das zonas de alteração hidrotermal. Há necessidade de estudos mais detalhados, no entanto esse fato pode indicar que o nível atual de erosão já ultrapassou a zona de alteração hidrotermal desses corpos, estando atualmente expostas apenas as raízes do sistema.

Fica em aberto a questão das intrusões graníticas ainda em fase inicial de exposição, como são os casos dos Granitos Passa Três, Chacrina, do Cerne, Rio Abaixo, Pula Sapo, Piedade, Barra do Santana, Morro Grande, Varginha, Epitácio Pessoa e Itaoca. Estes poderão ter ainda parcialmente preservadas as possíveis zonas de alteração hidrotermal associadas.

7.1 - ALGUMAS SUGESTÕES

Os trabalhos de reconhecimento no campo, de diversas minas e ocorrências minerais do pré-cambriano paranaense, demonstraram uma importante relação existente entre lineamentos tectônicos e mineralizações. Tal estudo deve ser aprofundado, tanto

a nível de análises de sensores remotos como em trabalhos de campo.

Deve-se investigar a possibilidade da existência de granitos ainda não aflorantes, pois estes podem ter zonas de alteração e conseqüentemente, depósitos minerais totalmente preservadas. Locais favoráveis à presença desses granitos são as dobras de arrasto antiformais, tendo-se em vista a presença dos granitos do Cerne e de Piedade, nessas estruturas.

Recomenda-se o estudo detalhado das ocorrências de ouro na região de Povinho do São João, em virtude da grande importância que possui, procurando estabelecer definitivamente o controle das mineralizações e possíveis fontes de soluções hidrotermais, de modo a possibilitar a definição de novas áreas potencialmente favoráveis.

Atenção especial deve ser dada aos lineamentos de direção noroeste. Há necessidade de trabalhos de campo no sentido de delimitar zonas ou faixas de clivagem de fratura noroeste, pois estas representam as verdadeiras zonas de fraqueza noroeste, de idade pré-cambriana. Estas faixas aparentemente serviram como condutos de soluções hidrotermais mineralizadoras. Pelo mesmo motivo, devem ser investigados os lineamentos do sistema leste-oeste.

Recomenda-se o estudo mais detalhado dos granitos situados em intersecções de lineamentos e relacionados no quadro 03, investigando-se principalmente a existência de alterações hidrotermais e a presença de sulfetos.

8 - BIBLIOGRAFIA

- ALGARTE, J.P. - 1972 - A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Anais ... Belém, SBG.v.6, p.5-9.
- ALMEIDA, F.F.M.de - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Bol.Div.Geol. e Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, (241):1-36,
- ALMEIDA, F.F.M.de - 1969 - Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. Anais ... Salvador, SBG.p.29-46.
- ALMEIDA; F.F.M.de - 1971 - Geochronological division of the Precambrian of South America. R.Bras.Geoci., São Paulo, 1(1): 18-21.
- ANDERSON, E.M. - 1951 - The dynamics of faulting. Edinburgh, Oliver and Boyd (rev.).
- ANDRADE e SILVA, A.C.G. e SCHOLL, W.V. - 1981 - Controles geológicos nos depósitos de baria da Região do Tigre, Vale do Ribeira-PR. In: SIMPÓSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas ... Curitiba, SBG.v.1, p.
- ARIOLI, E.E. - 1981 - Geologia do Grupo Castro na folha SG-22-D-IV-4. In: SIMPÓSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas ... Curitiba, SBG, v.1.p.

- BASUMALICK, S.; TREIN, E.; MURATORI, A.; FUCK, R. A.; RIVEREAU, T. C. - 1969 - Preliminary note on the Charnockite occurrences around Serra Negra, State of Paraná. Bol. Paran. Geoci., Curitiba, (27):105-110.
- * BATOLLA, Jr. F.; et al - 1977 - Projeto leste do Paraná - sobre as folhas de Piraí do Sul (SG-22-X-A-VI), Cerro Azul (SG-22-X-B-IV), Apiaí (SG-22-X-B-V), Campo Largo (SG-22-X-C-III), Curitiba (SG-22-X-D-I) e Guaraqueçaba (SG-22-X-D-III), relatório final. São Paulo, DNPM/BADEP/IGUFP/CPRM/DAP/SUREG-SUL.
- * BATOLLA, Jr., F.; HAMA, M.; LOPES, Jr. I. - 1977 - Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-Cambrianas da região Leste do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 1, São Paulo, 1977. Atas ... São Paulo, SBG, v.1, p.324-337.
- BATOLLA, Jr. F.; SILVA, A. R. S. F. da; ALGARTE, J. P. - 1981 - O pré-Cambriano da região Sul-Sudeste do Estado de São Paulo e Este-Nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Anais... Curitiba, SBG, v.1, p.94-109.
- BEACH, A. - 1974 - The measurement and significance of displacements on Laxfordian Shear Zones, North-west Scotland. Proc. Geol. Ass. 85, p.13-21.
- BENDER, A. A.; SOUZA, A. A.; ZARDO, S. M. - 1983 - Relatório geológico das folhas de Cabeça D'Anta e Parcial W de Carijos. Inédito. Trabalho de Graduação do Departamento Geologia,
- BIGARELLA, J. J. - 1947 - Estudos preliminares na série Açungui. I-Brecha calcárea de Toquinhas. Arq. Biol. Tecnol., IBPT, Curitiba, 2:41-61.
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. - 1956 - Estudos preliminares na Série Açungui. V-Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiuru (PR), IBPT, Curitiba, (6-7):317-322.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P. L. - 1959 - Ocorrências de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná. Notas preliminares e estudos. IBPT, Curitiba, 1.
- BILLING, M. P. - 1954 - Structural geology: 2nd ed. N.Y.; Prentice-Hall, 541p.
- BRAGA, M. S. - 1978 - Projeto Açungui. Geoquímica. Nucleobrás.
- BURG, J. P. e LAURENT, PH. - 1978 - Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. Tectonophysics, (47):15-42.

- BUTLER - 1969 - Some inter-relations of structure, mineralogy, and association with intrusive bodies, in ore deposits as related to structural features. New house, N.York.
- CANALI, N.E. e MURATORI, A.M. - 1981 - Síntese da evolução geomorfológica da bacia sedimentar de Curitiba. In: SIMPÓSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Anais ... Curitiba, SBG, v.2.
- CAREY, S.W. - 1958 - Continental drift: a symposium Univ. Tasmania, Geology Dept. p.177-355.
- CHIODI, Fo., et al - 1981 - Geologia integrada da região do Vale do Ribeira, Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira. Relatório inédito, São Paulo, CEPRM/DNPM/, v.1.
- CHIODI Fo., C., ALEGRI, V.; BATTOLA, Jr., F. e FERREIRA, J.C.G. - 1982 - Geologia e Mineralizações da região que abrange as minas do Rocha, Paqueiro e Barrinha, Vale do Ribeira, Pr. e S.P. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador, SBG, p.1037-1037.
- CORDANI, V.G. e BITTENCOURT, I. - 1967 - Determinação de idade Potássio-Argônio em rochas do Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967, Anais ... Curitiba, SBG, p.218-233.
- CORDANI, V.G. e GIRARD, V.A.V. - 1967 - Geologia da Folha de Morretes. Bol. da UFPR, Curitiba, 26.
- CORDANI, V.G. e KAWASHITA, K. - 1971 - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr. de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971, Anais ... São Paulo, SBG, v.1.
- CORDEIRO DA SILVA, D.; FELIPE, R. da S. e PONTES, J.B. - 1981 - Notas sobre as ocorrências de fluorita do Vale do Ribeira (PR) - In: SIMPÓSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Anais ... Curitiba, SBG, v.1.
- COWARD, M.P. - 1976 - Strain within ductile shear zones. Tectonophysics, 34:181-197.
- DAVIES, F.B. - 1978 - Progressive simple shear deformation on the Laxford Shear Zone, Sutherland. Proc. Geol. Ass. 89(3): 177-196.
- EBERT, H. - 1971 - Observações sobre as litologias e subdivisão do Grupo Setuva no Estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do Geossinclínio Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971, Anais ... São Paulo, SBG, v.1, p.131-165.

- ESCHER, A.; ESCHER, J.C. e WATTERSON, J. - 1975 - The reorientation of the kangamiut dyke swarm, West Greenland, Can. J. Earth Sci., 12:158-173.
- EVANS, A.M. - 1980 - An introduction to ore geology, Blackwell scientific publications, London.
- FAGUNDES, P.R.; DARDENNE, M.A. e VEIGA, A.T.C.-1982-In:CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Argentina, v.2, p.563-578.
- ALCADE, D - 1982 - Geologia e potencial econômico da área Capivari/Pardo. Relatório, mapas e anexos- Setor de rochas ultrametamórficas, Mineropar, Curitiba, (escala:25.000).
- FIORI, A.P. - 1984 - Análise do caráter polidiapírico do granito Agudos Grandes, na região de Agudos do Sul - PR. Relatório Interno, Mineropar S.A., Curitiba, Pr., 26p.
- *FRITZSONS JR, O.-1982 - Geologia e prospecção mineral na área do Complexo cristalino, na área de Campo Largo, Contenda e Quitandinha. Relatório do setor de rochas ultrametamórficas, Mineropar S.A., Curitiba, Pr.
- FRITZSONS JR., O. - 1982 - Mapa geológico alvará nº 2480 da região Serra Negra, escala 1:70.000. Setor de rochas ultrametamórficas - Mineropar S.A., Curitiba, Pr.
- *FRITZSONS JR., O. e BIONDI, J.C. - 1983 - Relatório e compilação e síntese sobre as rochas graníticas do Estado do Paraná. Gerência de integração e avaliação regional da Mineropar S.A., Curitiba, Pr.
- *FRITZSONS; J.O.; PIEKARZ, G.F.; FALCADE, D. - 1982 - Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador, v.3, p.987-997.
- FUCK, R.A. - 1966 - Nota explicativa da folha geológica de Quero-Quero, escala 1:50.000. Bol.Univ.Federal do Paraná, 19, Curitiba, Pr.
- *FUCK, R.A.; MARINI, O.J. e TREIN, E. - 1967 - Contribuição ao Estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná, in Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. Comissão geológica do Paraná, UFPr/BADEP, Curitiba, PR.
- FUCK, R.A. et al - 1969 - Mapa geológico preliminar do litoral da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto no Estado do Paraná. Bol.Paran.Geol., 27, Unstit.Geol.UFPr, Curitiba, Pr.
- FUCK, R.A. et al - 1971 - Geologia do leste paranense. In:CON-

- GRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, Boletim especial, p.191.
- GAGE, W. - 1952 - Transcurrent faults in New Zeland tectônics. Bull.Geol.Soc.Am. v.63, p.1380 (abstract) - New York.
- GIRARDI, V.A.V. - 1971 - Anfibolitos da região de Morretes-Antonina(Pr). Rev.Bras.Geoci., SBG, São Paulo, 1(1):43-65.
- GIRARDI, V.A.V. - 1976 - Geologia e petrologia do Complexo Básico Ultrabásio de Pien, Pr. Rev.Bras.Geoci., SBG, São Paulo, 6 (2):109-124.
- GIRARDI, V.A.V.; SANTINI, P. - 1973 - The magnesian schists from the Morretes-Antonina area, Pr. Rev.Bras.Geoci., SGB, São Paulo, 3(3):181-191.
- GOMES, C.B. et al -1975 - Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira, parte 1: Elementos principais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.47(1).
- GOMES, C.B. et al - 1975 - Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira, parte 2: Elementos traços. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.47(3 e 4).
- HARA, I; TAKADA, K. e KIMURA, T. - 1973 - Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation. Hiroshima Univ. J.Sci, 7c:1-10.
- HARALYI, M.L.E. - 1981 - O significado tectônico das anomalias de gravidade na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981, Anais ... Curitiba, SBG, p.274-81.
- HARDING, T.P.- 1973 - New-Inglewood trend, California - An example of wrenching style of deformation. Am.Assoc.Petrol.Geologist Bull, 57(1):97-116.
- HARDING, T.P.- 1974 - Petroleum traps associated with wrench faults. Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull. 58(7):1290-1304.
- HASUI, U.; CARNEIRO, C.D.R. e BISTRICHI, C.A. - 1978 - Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos Estados São Paul e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Recife, 1978. Anais ... Recife, SBG, v.6.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & BISTRICHI, C.A. - 1980 - Estruturas e tectônica do pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. Anais Academia Brasileira de Ciências, 52:61-76.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A. e BORN, H. - 1984 - Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porções adjacentes do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, (pré-print).

- HASUI, Y.; EBERT, H.D. e QUADE, H. - 1984 - Aspectos geológicos da Megantiforma da Serra do Cadeado, Pr. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, (pré-print).
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y. e PENALVA, F. - 1967 - O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. Anais ... Curitiba, p.159-168.
- HILLS, E.S. - 1956 - The tectonic style of Australia. In: GEO-TEKTONISCHES SYMPOIUM ZUEHREN VON HANS STILLE: Stuttgart, Kommission-verlag Ferdinand Enke, p.336-346.
- HILLS, E.S. - 1963 - Elements of structural geology: London. Methuen and Co.Ltd. 483p.
- HILL, M.L. e DIBBLEE JR., T.W. - 1953 - San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California, Bull.Geol.Soc.Am. 64 :443-458.
- HOBBS, W.H. - 1912, - Earth features and their meaning, an introduction to geology for the student and general reader. New York, 506 p.
- HOLLISTER, U.F. - 1978 - Geology of the porphyry copper deposits of the western hemisphere. A.I.M.M.P.E. New York, 219p.
- HUBBERT; M.K. - 1951 - Mechanical basis for certain familiar geologic structures: Geol.Soc.Am.Bull. 62:355-372.
- IPT - 1982 - Instituto de Pesquisa Tecnológica do Estado de São Paulo S/A. Relatório n°s 15982 e 16698/82, v.2 .
- ISHIHARA, S. - 1981 - The granitoid series and mineralization. Econo.Geol. 75th Ann.p.458.484.
- KAUL, P.F.T.; ISSLER, R.S. & BONOW, C.W. - 1979 - Probabilidade de estrutura arqueana na região de Pien-Antonina-Serra Negra, folha SG-22-Curitiba, Mineração e metalúrgia, R.Janeiro, 43(410):34-43.
- KENNEDY; W.A. - 1946 - The great glenn fault. Qt.Geol.Soc.London, 102, p.41-76.
- LOPES, JR.I., et al- 1977 - Geologia da folha de Piraí do Sul, Projeto Leste do Paraná, relatório inédito, CPRM/DNPM/BADEP/IGUPP/convênio.
- LOPES, JR.I., et al- 1977 - Geologia da folha de Guaraqueçaba, Projeto Leste do Paraná, relatório inédito. CPRM/DNPM/BADEP/IGUPP/convênio.
- LOPES, JR.I., et al- 1977 - Geologia da folha de Cerro Azul, Projeto Leste do Parná, relatório CPRM/DNPM/BADEP/IGUPP/CPRM, convênio.

- LOPES, JR.I. et al - 1977 - Projeto Leste do Paraná - folha geológica de Apiaí, escala 1:100.000. CPRM/SUREG/SUL, convênio.
- LOPES, JR.I. et al - 1979 - Projeto geoquímico na área Castro-Piraí. CPRM/SUREG/SUL, convênio.
- LOPES, J.A.U. - 1966 - Nota explicativa da folha feológica de Curitiba. Bol.Univ.Fes.Pr., Geol.-20, p.20, Curitiba.
- LOPES, J.A.U. et al - 1966 - Mapa geológico da folha de Castro, escala 1:50.000. Com. Carta Geol. Par., UFPr/BADEP/UFPR, Curitiba, convênio.
- LOWELL, J.D. e GUILBERT, J.M. - 1970 - Lateral and vertical alteration - mineralization zoning in porphyry copper deposits. Economic Geology, v.65, p.373-408.
- MAACK, R. - 1961 - Sobre a ocorrência de granito alcalino no Estado do Paraná e, sua posição dentro das fases orogenéticas algonquianos. Boletim da UFPr, 4, UFPr, Curitiba.
- MARINI, O.J. - 1970 - Geologia da folha de Rio Branco do Sul, Pr. Tese apres. Fac. Fil. Cienc. Letras, Rio Claro, São Paulo.
- MARINI, O.J. e LEPREVOST - 1967 - Principais Recursos Minerais do Grupo Açungui, em Geologia do pré-Cambriano e intrusivos subsequentes do Estado do Paraná. Bol. Paraen. Geoci. (23-25). Curitiba.
- MARINI, O.J.; FUCHS, R.A. & TREIN, E. - 1967 - O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: Bigarella, Salamuni e Pinto - Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção Oriental do Estado do Paraná. Bol. Paraen. Geoci., (23-25):43-103, Curitiba.
- MARINI, O.J. et al - 1970 - Mapa geológico da folha de Mandirituba. Comissão da Carta Geológica do Paraná, UFPr/BADEP, Curitiba.
- MARTINI, S.L. - 1981 - Mapa geológico da borda SE do granodiorito, São Sebastião, escala 1:20.000. Setor de rochas graníticas da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- MARTINI, S.L. - 1982 - Reconhecimento dos granitos Taicei e Rio A baixo. Relatório do setor rochas granítica da MINEROPAR, Curitiba.
- MAYO, E.B. - 1958 - Lineament tectonics and some ore districts of the southwest. Aime transactions, v.211, p.1169-1175.
- MELCHER, G.C. et al - 1973 - Geologia e petrografia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Ribeira do Iguape, Sp e Pr. Rev. Brasil. Geoci., SBG, 3(2):97-123.

- MOODY, J.D. - 1966 - Crustal shear patterns and orogenesis. Tectonophysics, 3(6):479-522.
- MOODY, J.D. - 1973 - Petroleum exploration aspects of wrench-fault tectonics. Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull. 57(3): 449-476.
- MOODY, J.D. e HILL, M.J. - 1956 - Wrench-fault tectonics: Geol. Soc. Am. Bull. 67(9):1207-1246.
- MORGNSTERN, N.R. e TCHALENKO, J.S. - 1967 - Microscopic structures in Kaolin subjected to direct shear: Geotechnique, v.17, p. 309-328.
- MORGENTAL, A. et al - 1975 - Projeto Sudelpa - Relatório final, Geologia. Sudelpa/CPRM, São Paulo.
- MURATORI, A. - 1966 - Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. Bol. da UFPr, 21, Curitiba.
- MURATORI, A. et al - 1966 - Mapa geológico da folha de Piraí do Sul, escala 1:50.000. Comissão da Carta Geológica do Paraná. UFPr/BADEP, Curitiba.
- NIELSEN, R.L. - 1976 - Recent developments in the study of porphyry copper geology - A review. A. Sutherland Brown, ed. especial. v.15, C.I.M.M., p.487-500.
- ODRISCOLL, E.S.T. - 1971 - Deformational concepts in relation to some ultramafic rocks in western Australia: Geol. Soc. Australia, Spec. pub. 3, p.351-366.
- ODONNE, F. e VIALON, P. - 1983 - Analogue models of folds about a wrench fault. Tectonophysics, 99, p.31-46.
- OLIVEIRA, E.P. - 1927 - Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Serv. Geol. Min. Monogr, VI, Rio de Janeiro.
- PAIVA, I.P. - 1977 - Mapa geológico da folha Guaraqueçaba, escala 1:100.000. Projeto Leste do Paraná - CPRM/SUREGE/SUL - convênio.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H.A.; FULFAFO, V.J.; PONÇANO, W.L. - 1982 - Guia de nomenclatura estratigráfica, suplemento especial - Jornal do geólogo, SBG, S. Paulo.
- PIEKARZ, G.F. - 1981 - Avaliação de alvos na faixa Perau. Relatório do setor de rochas ultramórficas da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- PONTES, J.B. - 1982 - Geologia e potencialidades econômicas da formação Água Clara (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador, 3, p.1002.1016.

- POPP, J.H. - 1972 - Contribuição a estratigrafia e sedimentologia da Formação Camarinha. Bol. Paran. Geoci., Curitiba, 30, p.7-71.
- POPP, J.H.; ANGULO, R.; BIGARELLA, J.J. - 1979 - Geologia In: Bigarella, Passos, Popp, Angulo - Recursos naturais folha de Ouro Fino, Comec, p.22.26, Curitiba.
- RAMBERG, H. - 1963 - Strain distribution and geometry of folds. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 42, p.1-20.
- RAMOS, M.M. - 1981 - Reconhecimento geoquímico regional na área da Formação Águas Claras - Setor de apoio técnico operacional da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- RAMOS, M.M. - 1982 - Levantamento geoquímico de semi-detalle das áreas dos núcleos Alto Açungui, Betara e Tigre. Relatório do setor de apoio técnico operacional da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- RAMOS, M.M. e LICHT, O.A.B. - 1982 - Levantamento geoquímico de detalhe na área de Barra do Açungui - Pr. Setor de apoio técnico operacional da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- RAMOS, M.M. e LICHT, O.A.B. - 1982 - Levantamento geoquímico de semi-detalle na área de São Silvestre, Pr. Setor de apoio técnico operacional da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and fracturing of rocks: New York, Mc Graw-Hill, 568p.
- RAMSAY, J.G. - 1980 - Shear zone geometry: a review. J. Structural geol. 2(1/2):83-99.
- RAMSAY, J.G. e GRAHAM, R.H. - 1970 - Strain variation in shear belts. Can. J. Earth Sci., 7, p.786-813.
- RIBAS; S.M. - 1981 - Mapa geológico da área a Norte de Volta Grande, escala 1:25.000. Setor de rochas graníticas da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- RIBAS; S.M. - 1981 - Reconhecimento geológico do Complexo Granítico Cunhaporanga, escala 1:100.000. Relatório do setor de rochas graníticas da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- RIEDEL, W. - 1929 - Zur Mechanik geologischer brucherschungen: Centralbl. f. Mineral. Geol. u. Pal. v. 1929B, p.354-368.
- RODRIGUES, J.C. et al - 1977 - Projeto Leste do Paraná, Geologia das folhas de Cerro Azul e Campo Largo, escala 1:100.000. CPRM/SUREG/SUL, São Paulo.
- SALES, J.K. - 1968 - Crustal mechanics of cordilleran foreland deformation: a regional and scale model approach: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 52(10):2016-2044.

- SANTOS, M.J. - 1980 - Franito da Serra Carambeí. Relatório do Setor de rochas graníticas da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- SANTOS, M.J. e FELIPE, R.S. - 1980 - Reconhecimento geológico da faixa Três Córregos. Relatório do Setor de rochas graníticas da MINEROPAR S/A, Curitiba.
- SCHOLL, W.U. - 1981 - Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul, Pr. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, Curitiba, 1981. Anais ... Curitiba, v.1, p.170-184.
- SCHOLL, W.U.; LOPES, O.F.; ANDRADE e SILVA, A.C.G.; PROZZI, C.R. - 1980 - Geologia do pré-Cambriano da região do anticlinal do Setuba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Camburiú, 1980. Anais ... Camburiú, 5, p.3003-3013.
- SCHOLL, W.U.; SILVA, A.C.G.A. & MONTASTIER, M.S. - 1982 - A Formação Setuva do pré-Cambriano do Estado do Paraná: Uma revisão crítica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador, (1):55-63.
- SERAPHIM, R.H. e HOLLISTER, V.F. - 1976 - Structural serrings. In: Porphyry deposits of the Canadian Cordillera. A. Sutherland Brown. ed. special, v.15, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p.30-43.
- SILVA, A.A.G.F. et al - 1978 - Projeto geoquímico no Vale do Ribeira. CPRM/SUREG/SUL, São Paulo.
- SILVA, A.T.S.F. - 1981 - Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infraestrutura arqueana exposta entre Peruíbe e Curitiba, SP. e PR. CPRM, Superint.Regional de São Paulo.
- SILVA, A.T.S.F. et al - 1981 - Geologia integrada da região do Vale do Ribeira. Relatório inédito. CPRM/DNPM., convênio.
- SILVA, A.T.S.F. - 1982 - Projeto de integração e detalhe geológico do Vale do Ribeira, mapas geológicos das folhas de Antonina, Guaraqueçaba e Piraí do SUL, escala 1:100.000, CPRM/SUREG/SUL, convênio.
- SILVA, D.C.; FELIPE, R.S.; PONTES, J.B. - 1981 - Notas sobre as ocorrências de fluorita do Vale do Ribeira (PR) - In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... Curitiba, v.1.
- SILVA, R.C.; TAKAHASHI, A.T.; CHIODI Fo., C. e BATTOLLA, F. - 1982 - Geologia e mineralizações da região Perau-Água Clara, Vale do Ribeira, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador, v.3, p.1024-1036.
- SONDER, R.A. - 1947 - Shear patterns of the earth's crust (by F.

- A.Vening Meinesz): Am.Geophys.UnionTrans.28(6):939-945.
- STONE, D.S. - 1969 - Wrench-faulting and central rocky mountain tectonics:Mtn.Geologist.v.6,p.67-79.
- SZUBERT,E.C. - 1979 - Esquema interpretativa da evolução geológica das rochas vulcânicas mesozóicas da Bacia do Paraná. Separata de Acta geológica Leopoldensia.Univ.do Vale do Rio dos Sinos,8(6).
- TAYLOR, H.P. - 1974 - Applications of oxygen and hydrogen-isotope studies. Econ.Geol.v.69,p.843-883,
- TCHALENKO, J.S. - 1970 - Similarities between shear zones et different magnitudes. Geol.Soc.Am.Bull.v.81,p.1625-1640.
- TCHALENKO, J.S. e AMBRASEYS, N.N. - 1970 - Structural analysis of the Dasht-e Bayās (Iran) earthquake fractures:Geol.Soc.Am. Bull.v.81,p.41-60.
- THOMAS, G.E. - 1974 - Lineament-block tectonics:williston-Blood Creek Basin. Am.Assoc.Petroleum Geologists,58(7):1305-1322.
- TREIN, E. - 1967 - Geologia da folha de Contenda. Bol.Univ.Fed. Paraná,27, Curitiba.
- TREIN, E. e FUCK,R.A. - 1967 - O Grupo Castro,In:Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná, Bol.Paran.Geoci.,23-25, Curitiba.
- TREIN, E. et al - 1969 - Mapa geológico da folha Pien, escala 1:70.000. Comissão da Carta Geológica do Paraná,UFPr/BADEP.
- TREIN, E. et al - 1969 - Mapa geológico da folha Tihucas do Sul, escala 1:70.000. Comissão da Carta Geológica do Paraná, UFPr/BADEP, Curitiba.
- TREIN, E. et al - 1970 - Mapa geológico da folha Rio Pardinho, escala 1:70.000. Comissão da Carta Geológica do Paraná, UFPr/BADEP, Curitiba.
- VACQUIER, V.; RAFF, A.D. e WARREN, R.E. - 1961 - Horizontal displacements in the floor of the northeastern Pacific Ocean. Bull.Geol.Soc.Am.72,p.1251-1258.
- VEIGA, A.T.C: & SALOMÃO, E.P. - 1980 - A Formação São Sebastião e sua importância econômica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,35,Camburiú,1980. Anais ...Camburiú,(2):826-831.
- VENING MEINESZ,F.A. - 1947 - Shear patterns of the earth's crust: Am.Geophys.Union Trans.28(1):1-61.
- WELLMANN, H.W. - 1954 - Active transcurrent faulting in New Zealand. Bull.Geol.Soc.Am.,v.65,p.1322(abstract).New York.

WERNICK, E. e GOMES, C.B. - 1977 - Geoquímica de maciços graníticos da região da Ribeira, parte III: Considerações petrológicas. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 49(1).

WILCOX, R.E.; HARDING, T.P. e SEELY, D.R. - 1973 - Basic wrench tectonics: Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull. 57(1):74-96.

CURITIBA, OUTUBRO DE 1984.


PROF. DR. ALBERTO PIO FIORI
Coordenador do Convênio

