



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

**“PETROLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DAS ROCHAS DE ALTO GRAU DE PORTO NACIONAL-TO”.**

TESE APRESENTADA POR  
**PAULO SERGIO DE SOUSA GORAYEB**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de **GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**.

Data de Aprovação 05/ 03 /96


**Comitê de Tese:**

  
.....  
MARCOS AURÉLIO FARIAS DE OLIVEIRA (Orientador)

  
.....  
JOÃO BATISTA SENA COSTA

  
.....  
YOCITERU HASUI

  
.....  
LÉO AFRANEO HARTMANN

  
.....  
ASIT CHOUDHURI

BELÉM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E  
GEOQUÍMICA

PETROLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DAS  
ROCHAS DE ALTO GRAU  
DE  
PORTO NACIONAL - TO

TESE DE DOUTORADO

AUTOR: PAULO SERGIO DE SOUSA GORAYEB

ORIENTADOR: MARCOS AURÉLIO FARIAS DE OLIVEIRA

1996

Às  
*minhas*  
*expressões*  
*maiores*  
*desta*  
*vida:*  
*Julia*  
*Luna*  
*Gabriel.*  
*À Lucia.*

## AGRADECIMENTOS

No decurso desta tese diversas pessoas e instituições tiveram grande importância para a sua realização. Aqui externo o meu maior agradecimento a todas elas, direta ou indiretamente envolvidas, em especial:

. À minha grande e querida família que nas alegrias e tristezas dessa vida mantém os laços de harmonia e solidariedade fundamentais à nossa convivência.

. Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, nos seus múltiplos setores, que através do apoio técnico, administrativo ou material, forneceram os meios necessários ao desenvolvimento desta dissertação.

. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de Auxílio Individual de Pesquisa (Proc.No. 40.5566/83 e 40.7915/85) que custeou parte das despesas iniciais desta pesquisa.

. À Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) através do Projeto Faixa Orogênica Araguaia, ao qual está vinculado esta pesquisa, pelo apoio financeiro.

. À Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação (PROPESP) e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG) da UFPA, pela ajuda financeira para a realização de análises laboratoriais, bem como o custeio de viagens a outros centros de pesquisa no país.

. Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui, idealizador deste estudo, pelo estímulo e apoio nas suas diversas etapas.

. Ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa, parceiro de andanças na busca da compreensão geológica deste setor, que como coorientador desta tese acompanhou as etapas desta investigação.

. Ao Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira pela orientação desta tese e favorecimentos na realização de algumas análises químicas nos laboratórios da UNESP-Rio Claro.

. Aos pesquisadores Francisco de Assis Negri e Eliane Aparecida Del Lama da UNESP-Rio Claro, pela ajuda no manuseio de *softwares* para cálculos geoquímicos e geotermobarométricos.

- . Ao Prof. Ms. Ronaldo Lima Lemos pelo apoio constante nos momentos de maior dificuldade na obtenção dos dados petrográficos.
- . Ao Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura pela orientação e ajuda na realização de análises geocronológicas Pb-Pb em zircão, pelas discussões geológicas proveitosas e auxílio na interpretação de dados isotópicos da região.
- . Ao Prof. Dr. Jean Michel Lafon pelo apoio na obtenção de dados isotópicos de Rb e Sr e leitura crítica do item geocronologia desta dissertação.
- . Ao Prof. Dr. Thomas Scheller pela ajuda inestimável no manuseio e aplicação de *softwares*, necessários ao cálculo de parâmetros geoquímicos, construção de diagramas, e editoração final da tese.
- . Ao Prof. Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa pela ajuda no cálculo de dados geotermobarométricos.
- . À Universidade de Brasília (UNB) pela permissão do uso do Laboratório de Microsonda Eletrônica, e ao chefe deste laboratório, Prof. Dr. José Carlos Gaspar, pelos ensinamentos e dedicada atenção quando de nossa estada em Brasília, para obtenção de dados de química mineral.
- . Ao Prof. Dr. Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque pela ajuda na interpretação de dados geoquímicos.
- . Ao Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu que nesses anos de labuta juntos no exercício da ciência, através de erros e acertos, temos feito deles um aprendizado e tentado construir dias melhores para o ensino e pesquisa no Centro de Geociências.
- . Ao pessoal dos laboratórios do Departamento de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências da UFPA, Natalino Moreira, Vania Nogueira, Cintia Gaia, Carlos Lopes, Eduardo Soares, Prof. Ms. Antonio Vaquera Vargas, Prof. Dr. Walter Schuckman, pelo apoio durante as atividades laboratoriais, e a Cleida Freitas pela ajuda na digitação de parte desta dissertação.
- . Aos colegas do Departamento de Geoquímica e Petrologia, particularmente à Prof. Ms. Vania Maria Fernandes Barriga, que no exercício da chefia sempre nos deu grande apoio.

. Aos motoristas da UFPA Srs. João Couceiro, Rayol, Vavá e Vavazinho, que percorreram junto comigo longínquos e solitários caminhos do cerrado brasileiro em busca da ciência.

. E gostaria de, por fim, agradecer de forma muito especial ao Prof. Dr. Mario Cesar Heredia Figueiredo, com quem discutimos questões petrológicas desta tese, e que a lembrança me traz sua dedicada e entusiasmada vivência no exercício da ciência.

# SUMÁRIO

	P.
DEDICATÓRIA .....	i
AGRADECIMENTOS .....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....	viii
RESUMO .....	1
ABSTRACT .....	4
1- INTRODUÇÃO E GENERALIDADES SOBRE A REGIÃO ESTUDADA .....	6
1.1- APRESENTAÇÃO .....	6
1.2- LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DA ÁREA .....	7
1.3- OBJETIVO DA TESE .....	9
1.4- O DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E OS MÉTODOS APLICADOS ..	10
2- O CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	13
3- GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL .....	18
3.1- GENERALIDADES .....	18
3.2- UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS E PETROGRAFIA .....	18
3.2.1- <b>Complexo Porto Nacional</b> .....	18
3.2.1.1- Rochas ortoderivadas .....	21
a) <u>Tipos Ultramáficos</u> .....	21
b) <u>Granulitos Máficos</u> .....	22
b.1) Piroxênio Granulitos .....	23
b.2) Hornblenda Granulitos .....	26
b.3) Granada Granulitos .....	30
c) <u>Enderbitos</u> .....	32
3.2.1.2- Rochas paraderivadas .....	35
a) <u>Kinzigitos</u> .....	35
3.2.1.3- Mobilizados de anatexia .....	41
a) <u>Leucossomas de kinzigitos</u> .....	41
b) <u>Charnoenderbitos</u> .....	43
c) <u>Trondhjemitos</u> .....	45
3.2.2- <b>Formação Morro do Aquiles</b> .....	46
a) <u>Xistos</u> .....	47
a.1) Xistos com Estaurolita e Granada .....	47
a.2) Grafita Xistos .....	47
b) <u>Rochas com Cordierita</u> .....	47
c) <u>Tipos com Andaluzita, Sillimanita e/ou Estaurolita</u> .....	49
d) <u>Metavulcânicas</u> .....	51
e) <u>Gnaisses e Anfibolitos</u> .....	52
f) <u>Gonditos</u> .....	55

3.2.3- Anortosito Carreira Comprida .....	56
3.2.4- Complexo Rio dos Mangues .....	61
3.2.5- Suíte Estrela .....	63
3.2.6- Suíte Matança .....	64
3.2.7- Suíte Serrote .....	67
3.2.8- Formação Monte do Carmo .....	68
3.2.9- Suíte Lajeado .....	71
3.2.10- Grupo Natividade .....	74
3.2.11- Formações Serra Grande e Pimenteiras .....	75
4- GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA .....	77
4.1- INTRODUÇÃO .....	77
4.2- COMPARTIMENTOS LITO-ESTRUTURAIS .....	80
4.2.1- Setor Nordeste .....	80
4.2.2- Setor Oeste .....	82
4.2.3- Setor Central - Zona de Cisalhamento Porto Nacional .....	86
4.2.4- Setor Sudeste - Faixa Natividade .....	90
4.2.5- Bacia do Parnaíba .....	91
4.3- CONSIDERAÇÕES TECTÔNICAS E CINEMÁTICAS .....	93
5- COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ROCHAS .....	98
5.1- INTRODUÇÃO .....	98
5.2- LITOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E MENORES .....	102
a) <u>Rochas Paraderivadas</u> .....	107
b) <u>Rochas Ortoderivadas</u> .....	112
5.3- LITOQUÍMICA DE ELEMENTOS-TRAÇO E TERRAS RARAS .....	115
a) <u>Ultramafitos</u> .....	118
b) <u>Tipos Básicos</u> .....	118
b.1) Tipo Básico 1 (Toleítos) .....	120
b.2) Tipo Básico 2 (Cálcio-Alcalinos) .....	120
c) <u>Tipos Intermediários a Ácidos Cálcio-Alcalinos</u> .....	122
d) <u>Tipos ácidos (Leucoenderbitos)</u> .....	123
e) <u>Anortositos</u> .....	124
6- COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE MINERAIS .....	125
6.1- INTRODUÇÃO .....	125
6.2- PIROXÊNIO .....	125
6.3- ANFIBÓLIO .....	131
6.4- BIOTITA .....	134
6.5- GRANADA .....	139
6.6- PLAGIOCLÁSIO .....	144
6.7- CORDIERITA .....	149

7- GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA .....	151
7.1- INTRODUÇÃO .....	151
7.2- DADOS GEOTERMOMÉTRICOS - DOMÍNIO 1 .....	152
7.2.1- Geotermômetros Ortopiroxênio-Clinopiroxênio .....	152
7.2.1.1- Método de Wood & Banno .....	155
7.2.1.2- Método de Wells .....	156
7.2.2- Geotermômetro Plagioclásio-Hornblenda .....	158
7.2.3- Geotermômetros Granada-Biotita .....	159
7.3- DADOS GEOBAROMÉTRICOS - DOMÍNIO 1 .....	162
7.3.1- Método de Wood & Banno .....	165
7.3.2- Método de Wood .....	166
7.3.3- Método de Harley & Green .....	166
7.3.4- Método de Ellis .....	167
7.3.5- Método de Wells .....	168
7.3.6- Método de Newton & Perkins .....	169
7.4- DADOS GEOTERMOBAROMÉTRICOS - DOMÍNIO 2 .....	170
7.4.1- Geotermobarômetros Granada-Cordierita .....	171
7.4.1.1- Método de Currie .....	171
7.4.1.2- Métodos de Hensen & Green, Thompson, Holdaway & Lee .....	173
7.4.2- Geotermômetros Granada-Biotita .....	174
7.5- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	175
8- METAMORFISMO .....	178
8.1- INTRODUÇÃO .....	178
8.2- DOMÍNIOS METAMÓRFICOS E ASSOCIAÇÕES MINERAIS .....	178
8.2.1- Domínio 1 .....	178
8.2.2- Domínio 2 .....	182
8.2.3- Domínio 3 .....	184
8.2.4- Domínio 4 .....	185
8.3- ASPECTOS MICROTEXTURAIS E EVOLUÇÃO DO METAMORFISMO .....	186
8.3.1- Microtexturas da granada e interação com outros minerais .....	186
a) <u>Porfiroblastos com inclusões de muscovita</u> .....	186
b) <u>Porfiroblastos com inclusões de cianita ou sillimanita</u> .....	187
c) <u>Porfiroblastos em equilíbrio com cianita ou sillimanita</u> .....	187
d) <u>Simplectitos granada-biotita</u> .....	187
8.3.2- Texturas coroníticas .....	190
a) <u>De granada em torno de ortopiroxênio/plagioclásio</u> .....	190
b) <u>De granada em torno de hornblenda/plagioclásio</u> .....	190
c) <u>De titanita em torno de opacos</u> .....	193
8.3.3- Microtexturas de sillimanita e cianita .....	193
8.3.4- Tramas do equilíbrio metamórfico .....	196

8.3.5- Texturas reliquiares	198
a) <u>Intercrescimento ortopiroxênio-clinopiroxênio</u>	198
b) <u>Texturas cumulativas</u>	198
c) <u>Outras feições reliquiares</u>	201
8.3.6- Feições de transformação retrometamórfica	201
8.4- CONSIDERAÇÕES METAMÓRFICAS E TECTÔNICAS	206
9- GEOCRONOLOGIA	212
9.1- INTRODUÇÃO	212
9.2- RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS DAS ROCHAS DE ALTO GRAU	214
9.3- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	222
10- CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS	229
11- CONSIDERAÇÕES FINAIS E EVOLUÇÃO CRUSTAL	240
12- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	249
ANEXO A . Mapa de amostragem da região de Porto Nacional - 1:250.000	
ANEXO B . Mapa geológico da região de Porto Nacional - 1:250.000.	

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS:	P.
1. Mapa de localização da área estudada . . . . .	8
2. Mapa geológico do setor central da Província Tocantins . . . . .	14
3. Articulação de blocos crustais da porção central da Província Tocantins . . . . .	15
4. Coluna lito-estratigráfica da região de Porto Nacional . . . . .	19
5. Distribuição cartográfica dos principais compartimentos lito-estruturais da área . . . . .	78
6. Seção geológica esquemática da região de Porto Nacional . . . . .	79
7. Fotografias destacando aspectos lito-estruturais do Setor Lito-estrutural I . . . . .	81
8. Fotografias mostrando aleitamento lito-tectônico e feições miloníticas em rochas do Setor Lito-estrutural II . . . . .	83
9. Esboço destacando foliações S x C e feições miloníticas em granitóides do Setor Lito-estrutural II . . . . .	84
10. Corte longitudinal no Morro do Lajeado com megaveios de quartzo concordantes à foliação milonítica de baixo mergulho . . . . .	85
11. Fotografias de estruturas miloníticas em zonas de cisalhamento de alto mergulho . . . . .	87
12. Fotomicrografias de texturas miloníticas dos diferentes setores lito-estruturais . . . . .	89
13. Fotografias de elementos estruturais marcadores do sentido de movimento . . . . .	89
14. Corte em sedimentos da Formação Pimenteiras intensamente recortados por falhas normais . . . . .	92
15. Compartimentação das principais unidades geológico-geotectônicas da região . . . . .	96
16. Diagramas geoquímicos de discriminação entre rochas orto e paraderivadas . . . . .	105
17. Diagramas geoquímicos para classificação de rochas sedimentares . . . . .	108
18. Diagrama de multielementos dos kinzigitos estudados . . . . .	110
19. Diagrama de multielementos dos kinzigitos em comparação com grauvacas . . . . .	111
20. Diagramas de variação óxidos/elementos x sílica das rochas estudadas . . . . .	113
21. Diagramas geoquímicos para classificação de rochas magmáticas . . . . .	114
22. Diagramas geoquímicos para discriminação entre séries magmáticas . . . . .	116
23. Diagramas de multielementos das rochas de alto grau estudadas . . . . .	117
24. Diagramas de elementos terras raras das rochas de alto grau estudadas . . . . .	119
25. Diagrama de classificação química de piroxênios dos granulitos de Porto Nacional . . . . .	130
26. Diagrama de classificação química de anfibólios dos granulitos de Porto Nacional . . . . .	130
27. Classificação química de biotitas das rochas de alto grau de Porto Nacional . . . . .	137
28. Diagramas $Al_2O_3$ x $TiO_2$ , $FeO_T$ ou $MgO$ ; e $TiO_2$ x $Mg/Mg+Fe_T$ de biotita . . . . .	137
29. Diagrama classificatório de granadas das rochas de alto grau de Porto Nacional . . . . .	142
30. Classificação química de plagioclásios das rochas de alto grau estudadas . . . . .	149
31. Expressão diagramática do equilíbrio entre orto e clinopiroxênios coexistentes em granulitos de Porto Nacional . . . . .	153
32. Expressão gráfica da distribuição do Mg entre orto e clinopiroxênios coexistentes em granulitos de Porto Nacional . . . . .	153
33. Expressões gráficas da distribuição do Fe e Mg entre orto e clinopiroxênio coexistentes em granulitos de Porto Nacional . . . . .	154

34. Diagramas de variação $X^{Mg}/X^{Fe}$ entre pares minerais coexistentes . . . . .	163
35. Diagrama do equilíbrio entre pares granada-cordierita coexistentes em kinzigitos . . .	172
36. Distribuição cartográfica dos terrenos metamórficos de Porto Nacional . . . . .	179
37. Fotomicrografias de aspectos texturais de polimorfos de $Al_2SiO_5$ em associação com granada e biotita . . . . .	188
38. Aspectos microtexturais de granadas em diferentes estágios do metamorfismo . . . . .	189
39. Fotomicrografias de microtexturas de granadas reacionais em granulitos básicos e metanortositos . . . . .	191
40. Esboços microtexturais realçando a formação de granadas reacionais . . . . .	192
41. Fotomicrografias destacando feições microtexturais dos polimorfos de $Al_2SiO_5$ . . .	194
42. Texturas do equilíbrio metamórfico de alto grau e do reequilíbrio em condições dinâmicas no processo de cisalhamento . . . . .	195
43. Fotomicrografias de microtexturas do equilíbrio metamórfico de alto grau e do reequilíbrio no metamorfismo de cisalhamento . . . . .	197
44. Esboços de feições microtexturais reliquiares de origem magmática . . . . .	199
45. Fotomicrografias com diversos aspectos texturais reliquiares magmáticos . . . . .	200
46. Esboços microtexturais do desequilíbrio metamórfico . . . . .	203
47. Fotomicrografias realçando feições microtexturais de retrogressão metamórfica . . .	204
48. Fotomicrografias apresentando feições microtexturais de retrogressão metamórfica .	205
49. Condições P-T dos terrenos metamórficos da região de Porto Nacional . . . . .	207
50. Diagramas isocrônicos Rb-Sr dos granulitos estudados . . . . .	217
51. Diagramas isocrônicos Rb-Sr dos granulitos máficos . . . . .	218
52. Diagramas isocrônicos Rb-Sr de enderbitos e de kinzigitos . . . . .	220
53. Diagramas isocrônicos Rb-Sr reunindo enderbitos+granulitos máficos e enderbitos+charnockitos . . . . .	221
54. Diagrama isocrônico Rb-Sr reunindo enderbitos, granulitos máficos e charnockitos	222
55. Diagramas isocrônicos $Pb^{207}/Pb^{206}$ de zircões do Gnaiss Pontal e de kinzigito . . . . .	220
56. Projeção das razões isotópicas iniciais do estrôncio em granulitos de Porto Nacional para 2,2 Ga . . . . .	224
57. Diagramas geoquímicos de PEARCE (1976) para discriminar ambientes de formação de basaltos com o comportamento de granulitos máficos . . . . .	231
58. Diagrama Zr x Ti para definição de tipos composicionais de basaltos . . . . .	232
59. Diagrama Ti-Zr-Y para discriminar séries basálticas de diferentes ambientes tectônicos . . . . .	232
60. Diagrama Ti-Zr-Sr para definição de séries basálticas . . . . .	233
61. Diagrama Nb-Zr-Y para discriminar rochas basálticas de diferentes ambientes tectônicos . . . . .	233

## TABELAS:

1. Análises químicas de elementos maiores e traços . . . . .	99
2. Análises químicas de elementos terras raras . . . . .	101
3. Dados normativos das rochas de Porto Nacional . . . . .	103
4. Análises químicas de ortopiroxênios . . . . .	126
5. Análises químicas de clinopiroxênios . . . . .	128
6. Análises químicas de anfibólios . . . . .	132
7. Composição química de biotitas . . . . .	135
8. Composição química de granadas . . . . .	140
9. Composição química de plagioclásios . . . . .	145
10. Composição química de cordieritas . . . . .	150
11. Síntese dos resultados geotermométricos em granulitos de Porto Nacional . . . . .	157
12. Síntese dos resultados geotermométricos em kinzigitos . . . . .	161
13. Síntese dos resultados geobarométricos das rochas de alto grau de Porto Nacional . . . . .	164
14. Síntese dos dados geocronológicos existentes na região de Porto Nacional . . . . .	213
15. Dados isotópicos Rb-Sr para as rochas de alto grau estudadas. . . . .	215

## RESUMO

A região de Porto Nacional, situada na porção centro-sul do Estado do Tocantins, faz parte da Província Tocantins e corresponde a um segmento crustal formado predominantemente por terrenos granulíticos e gnáissico-granitóides os quais reúnem ampla diversidade de litotipos, decorrentes da atuação de sucessivos processos magmáticos, sedimentares, tectônicos e metamórficos no Pré-Cambriano.

Nas unidades mais antigas, do Proterozóico Inferior, são reconhecidos conjuntos de rochas ortoderivadas compreendendo basaltos toleíticos tipo TH-1, basaltos cálcio-alcálicos e tonalitos bem como seqüências paraderivadas incluindo grauvacas, pelitos, sedimentos grafitosos e sílico-ferromanganesíferos estabilizados em alto grau metamórfico, os quais são representados pelo Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. Outro conjunto engloba suítes de rochas tonalíticas com variações granodioríticas e graníticas associadas a uma seqüência supracrustal de natureza cálcio-silicática, pelítica, psamítica e sílico-manganesífera, gnaissificadas e metamorfizadas na fácies anfíbolito, reunidas sob a designação de Complexo Rio dos Mangues. Suítes plutônicas anortosítica (Carreira Comprida), nefelina sienítica (Estrela) e granítica potássica (Matança, Serrote), metamorfizadas na fácies anfíbolito, constituem plutons e batólitos individuais embutidos nas seqüências acima. Eles representam eventos magmáticos de diferentes origens e cronologia.

Outras unidades do final do Proterozóico Inferior estão representadas pela Formação Monte do Carmo, que compreende uma seqüência supracrustal formada por conglomerados e arenitos arcoseanos, grauvacas e vulcânicas ácidas a intermediárias, e pela Suíte Lajeado reunindo uma série de corpos graníticos intrusivos, relacionados à tectônica extensional em ambiente intraplaca continental. O Proterozóico Superior e o Fanerozóico são representados, respectivamente, por uma seqüência de metassedimentos psamíticos e pelíticos de baixo grau metamórfico (Grupo Natividade) e por seqüência de rochas sedimentares da borda oeste da Bacia do Parnaíba (formações Serra Grande e Pimenteiras).

O contexto tectono-estrutural está sintetizado no **Cinturão de Cisalhamento Tocantins** que se estende por direção principal NE-SW, entre os cratons arqueanos Amazônico e Paramirim, compondo um sistema macro-imbricado de aproximadamente 300 km de largura, onde se acham misturados tectonicamente segmentos de diferentes níveis crustais. A sua evolução está ligada à convergência oblíqua dos blocos Porangatu e Araguacema no Proterozóico Inferior, seguido por transcorrências tardias, resultando num intrincado quadro de segmentos alóctones.

O estudo do metamorfismo desenvolvido no Cinturão de Cisalhamento Tocantins, definido em termos de domínios referentes a variações espaciais e temporais, permitiu caracterizar condições mais elevadas no Domínio 1, representando um terreno de alto grau metamórfico, no qual dominaram condições geotermobarométricas máximas acima de 850°C e 8 kbar, traduzindo a existência de rochas estabilizadas na fácies granulito, geradas em profundidades da ordem de 30 a 35 km. O Domínio 2 compreende um terreno de pressão mais baixa, metamorfozido na fácies anfibolito alta, estabilizado em aproximadamente 680°C e 5-6 kbar, estimando-se profundidades de geração em torno de 20 km. O Domínio 3 compreende um terreno gnáissico migmatizado, de grande extensão, submetido a condições metamórficas da fácies anfibolito média-alta, acima da isógrada da hornblenda e da curva de fusão granítica sob elevada atividade de H<sub>2</sub>O.

Os registros petrogenéticos indicam a trajetória do metamorfismo de alto grau como tendo padrão P-T-t do tipo anti-horário, que se caracteriza por uma etapa inicial de progressivo aumento da temperatura, passando através das isógradas da muscovita, biotita, andaluzita, granada e sillimanita, em seqüências aluminosas, e hornblenda, clino e ortopiroxênio em composições básicas, ultrapassando a curva de fusão granítica sob baixa atividade de H<sub>2</sub>O, gerando charnockitos e granitos S. O seu ápice termal é atingido a aproximadamente 880°C o qual é seguido por um aumento significativo da pressão, com estabilização de cianita, granada e espinélio. Tardiamente, estabeleceram-se padrões retrógrados cujos registros indicam *imprint*

na fácies anfibolito e até xisto verde, sob temperaturas inferiores a 600°C e pressões de aproximadamente 5 kbar.

Os dados geocronológicos obtidos através dos métodos Rb-Sr em rocha total e Pb-Pb em monocristais de zircão, indicam idades mínimas para o metamorfismo de alto grau em 2,1-2,2 Ga, relacionado ao evento termo-tectônico Transamazônico.

As interpretações petrogenéticas baseadas nos dados litoquímicos e tectônicos apontam para a possibilidade do conjunto de rochas de alto grau terem evoluído através de ruptura da crosta arqueana preexistente, levando ao estabelecimento de oceanos restritos, em ambiente extensional, fortemente controlado por *underplating* magmático, seguido por subducção A, delaminação crustal, e embricamento tectônico, e finalmente à translação de segmentos infracrustais para níveis mais superiores da crosta.

## ABSTRACT

The Porto Nacional region, located at central-southern portion of the Tocantins State, is part of **Structural Tocantins Province**. That region forms a crustal segment mainly composed by granulitic and gneissic terranes, with a wide variety of lithotypes due to the effects of successive magmatic, sedimentary, tectonic and metamorphic processes during the Precambrian Eon.

In the oldest units, from the Lower Proterozoic, have been recognized orthoderived rocks, as tholeiitic basalts type TH-1, calc-alkaline basalts and tonalites as well as paraderived rocks as graywackes, pelites, graphitic and silicic-iron-manganesiferous, submitted to high grade metamorphism (**Porto Nacional Complex, Morro do Aquiles Formation**). Another set of rocks includes tonalites associated with minor granodiorites and granites, occurring along with a supracrustal sequence made up of calc-silicate gnaisses, pelites, psamites and gondites, metamorphosed in the amphibolite facies (**Rio dos Mangues Complex**).

Meta-igneous bodies of anorthositic (**Carreira Comprida Anorthosite**), nepheline-syenitic (**Estrela Suite**) and K-rich granitic rock compositions (**Matança and Serrote Suite**), metamorphosed in the amphibolite facies, constitutes batholites and stocks enclosed by the former units. They represent magmatic events of different origins and ages.

Other units from the end of Lower Proterozoic are represented by the **Monte do Carmo Formation**, composed by conglomerates, arkoses, graywackes and acid to intermediary volcanic rocks, and the **Lajeado Suite**, which encloses a set of granites. These units represent intra-continental volcanic and plutonic magmatic processes related to extensional tectonic environment. The Upper Proterozoic and the Phanerozoic are represented, respectively, by psamo-pelites low grade metasediments (**Natividade Group**) and by sedimentary rocks of the Parnaíba Basin (**Serra Grande and Pimenteiras Formations**).

The tectono-structural framework is here designed by the **Tocantins Shear Belt**, which trends NE-SW between the **Amazônico** and **Paramirim** Archean cratons. This belt defines a regional imbricated system wide about 300 km, where mixed segments of different

crustal level. The evolution of the belt is related to the oblique collision of **Porangatu** and **Araguacema** crustal blocks during the Lower Proterozoic, and to late transcurrent shears.

The metamorphic studies developed in the **Tocantins Shear Belt** allowed characterize rocks of high grade metamorphism (Domine 1), with maximum temperature of 850°C and pressure of 8 kbar, which indicate that the rocks reached the granulite facies in a depth of about 30-35 km. The second terrain (Domine 2) includes rocks of high amphibolite facies with temperatures of 680°C and pressures of 6-5 kbar, indicating depths of about 20 km. The Domine 3 includes a migmatized gnaissic terrain, that underwent a middle to high amphibolite facies metamorphism, above the hornblende isograd and the curve of granite melt in high H<sub>2</sub>O activity.

The petrogenetic records suggest a anticlockwise **P-T-t** path for the high grade metamorphism. This path is initially progressive with an increase of temperature, and crosses muscovite, biotite, andaluzite, garnet and sillimanite isogrades in the aluminous sequences, and hornblende, clino and orthopyroxene in mafic compositions. The metamorphic path cross cuts the curve of granite melt in low H<sub>2</sub>O activity and generates S-type granites, and charnockites. The thermal peak is reached near 880°C and is followed by a significative increasing in pressure, with the stabilization of kyanite and garnet. Later, there was established retrograde pattern whose records suggest an overprinting in amphibolite and greenschist facies conditions at temperatures lower than 600°C and pressures about 5 kbar.

The geochronologic data obtained by whole-rock Rb-Sr and single zircon Pb evaporation analysis suggests a minimum ages 2,1 - 2,2 Ga for the high grade metamorphism, indicating effects of the Transamazonian thermo-tectonic event.

The petrogenetic interpretations based on lithochemical and tectonic data, suggest that the evolution of the high grade rocks may be related to the rupture of the pre-existent Archean crust. In this crust affected by extensional tectonism, and strongly controlled by magmatic underplating, restricted oceans were installed. The crustal evolution was followed by A subduction, delamination and crustal-stacking wedge, which end up with the transportation of infracrustal segments to upper levels of the crust.

## 1- INTRODUÇÃO E GENERALIDADES SOBRE A REGIÃO ESTUDADA

### 1.1- APRESENTAÇÃO

Os petrólogos, nos últimos anos, têm dispensado grande atenção ao estudo de duas unidades geotectônicas presentes nos chamados escudos pré-cambrianos: os terrenos granito-*greenstone* e os cinturões granulíticos. Esse interesse despertado deve-se não somente ao potencial metalogenético dessas áreas mas, também, por guardarem os registros de uma parte da história antiga de nosso planeta.

No caso particular dos cinturões granulíticos (ou terrenos de alto grau metamórfico), sabe-se que constituem segmentos crustais expressivos em terrenos arqueanos e proterozóicos de diversos continentes e representam níveis infracrustais soerguidos em decorrência de tectonismo tangencial frontal ou oblíquo. Os exemplos relativamente bem estudados situam-se no noroeste da Escócia, Groelândia, Canadá, nordeste da Antártida, Austrália, África do Sul e Índia, cujos resultados das principais investigações estão reunidos nas coletâneas elaboradas por DAWSON et al. (1986) e PARK & TARNEY (1987), e nos trabalhos apresentados no Simpósio Internacional *The Deep Continental Crust of South India*, realizado em 1987.

No território brasileiro são reconhecidos vários cinturões granulíticos destacando-se o Atlântico, Alfenas e Goiás (WERNICK & ALMEIDA, 1979; DANNI et al., 1982; ALMEIDA & HASUI, 1984; e outros) além de diversos segmentos (Pium-Carajás, Ariquemes-Jaru, Sudeste do Amapá, Norte da Serra do Bacajá, Noroeste do Ceará, Médio-Tocantins etc.) que, com algumas exceções, ainda não receberam investigações cartográficas, ou tectono-estruturais ou petrológico-evolutivas sistemáticas.

O Cinturão Granulítico Médio-Tocantins, na região central do Brasil, objeto desta tese, constitui um desses exemplos, tendo sido alvo apenas de estudos de reconhecimento nas folhas Porangatu e Porto Nacional (COSTA et al., 1976; MACHADO et al., 1980; COSTA et al., 1982) onde ocorrem suas melhores exposições. O segmento Porto Nacional, entretanto, foi estudado por COSTA (1985), com ênfase nos aspectos tectônicos.

Por essas razões e pela importância que esta unidade geotectônica tem na evolução crustal, dirigimos a presente pesquisa ao segmento Porto Nacional, aprofundando

questões petrológicas, estruturais, geocronológicas e tectônicas visando contribuir para desvendar a natureza dos processos geológicos responsáveis pela formação desse terreno de alto grau metamórfico.

## 1.2 - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DA ÁREA

A área estudada situa-se na região central do Estado do Tocantins, sendo uma das mais bem desenvolvidas da região. Suas principais atividades econômicas são a agricultura, com vastas áreas de cultivo de arroz e milho, fundamentalmente, e a pecuária bovina. É uma região de interesse turístico em função das belas paisagens talhadas pelo Rio Tocantins com praias, ilhas e corredeiras. Outra atividade de destaque é representada pela exploração mineral de ouro, diamante e pedras semi-preciosas, as quais têm referências históricas na região, remontando ao século XVIII com o movimento das Entradas e Bandeiras, e os abomináveis tempos da escravidão negra e índia. A cidade de Monte do Carmo, por exemplo, fundada em 1741 pelo bandeirante Manoel de Souza Ferreira com o nome de "Arraial de Nossa Senhora de Monte do Carmo", era um dos principais locais de extração do ouro naquele período, atividade que ainda persiste até hoje.

A área compreende um retângulo de aproximadamente 110 km na direção E-W por 79 km no sentido N-S, ocupando as partes central e sudeste da folha SC.22-Z-B e pequena parte do extremo nor-nordeste da folha SC.22-Z-D, cujos limites são dados pelas coordenadas  $48^{\circ}00'$  e  $49^{\circ}00'$ WGr, e  $10^{\circ}20'$  e  $11^{\circ}02'42''$ S (Figura 1).

Os principais pólos de ocupação, situados dentro da área, são as cidades de Porto Nacional, Monte do Carmo, Taquaralto, Taquarussú, Brejinho de Nazaré, Fátima e Nova Rosalândia. A cidade de Palmas, capital do Estado do Tocantins, dista aproximadamente 8 km ao norte.

O Rio Tocantins divide a área aproximadamente ao meio e funciona como excelente via de acesso, assim como as várias rodovias estaduais e federais, e muitas vias rurais interligando cidades e fazendas (Figura 1, Anexo A).

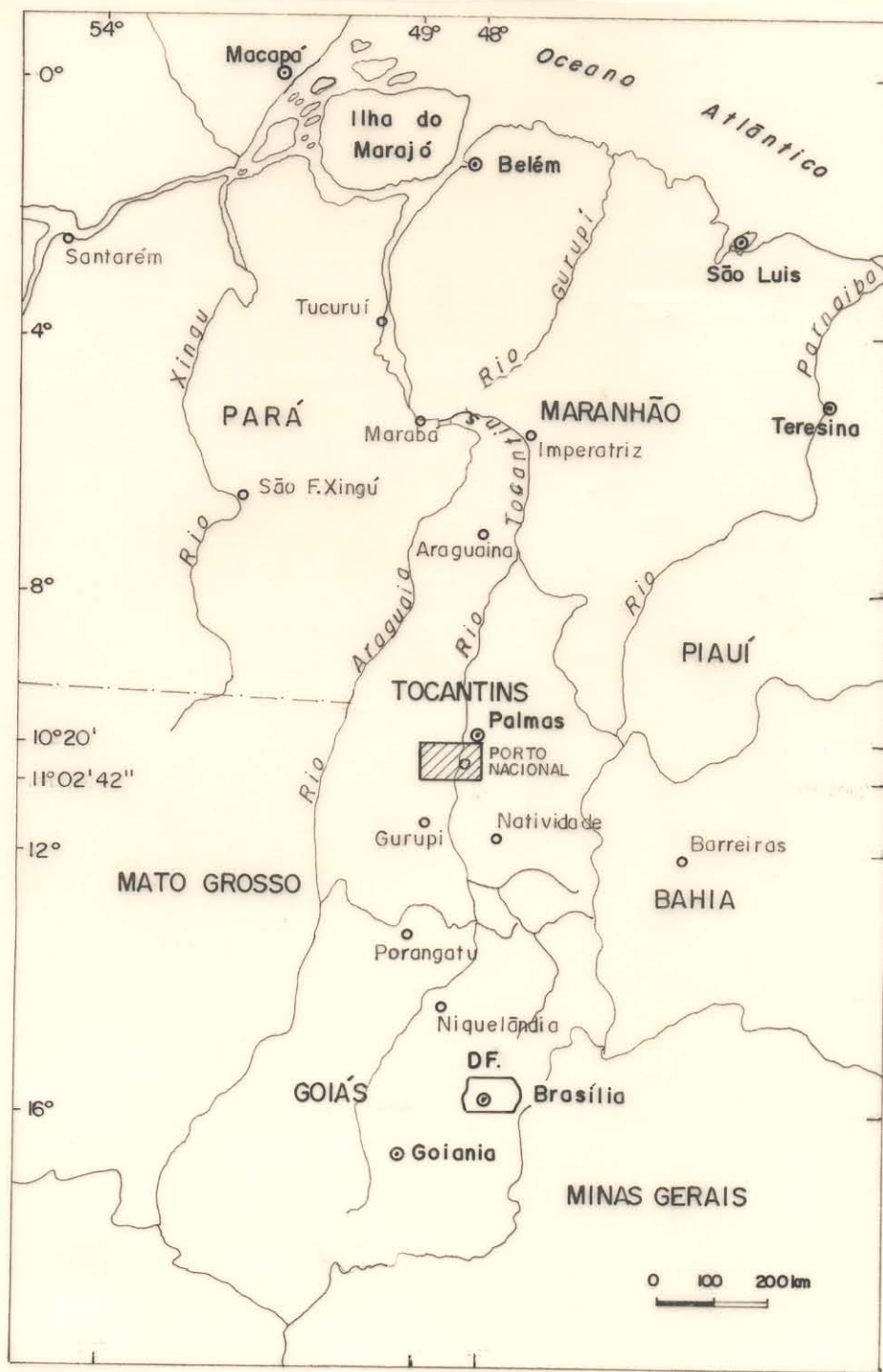
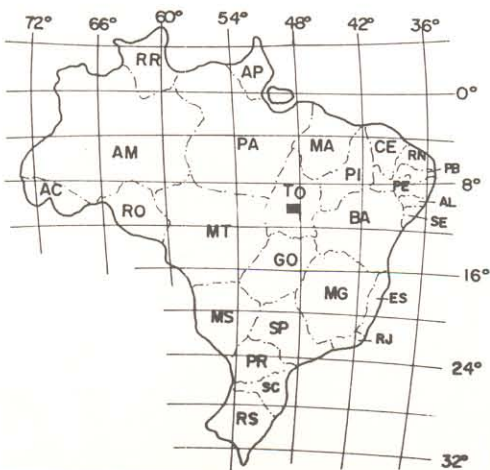


Figura 1- Mapa de localização da área estudada.

### 1.3- OBJETIVO DA TESE

As regiões central e centro-sul do Estado do Tocantins começaram a ser estudadas por um grupo de pesquisadores do Centro de Geociências (CG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) em meados da década de 70, quando foram mapeadas áreas-chave para a compreensão do quadro geológico, no âmbito de um programa de pesquisa com o desenvolvimento de teses de mestrado e doutorado, vinculado ao Projeto Faixa Orogênica Araguaia (FINEP-CG-UFPA), e treinamento de estudantes do curso de geologia da UFPA. Tais estudos propiciaram a definição de uma série de unidades lito-estratigráficas, arranjos estruturais e modelos evolutivos, os quais foram sucessivamente reavaliados nos anos seguintes, sob a ótica dos conceitos contemporâneos, especialmente aqueles vinculados aos sistemas de cisalhamento.

A partir do reconhecimento de rochas de alto grau metamórfico nas regiões de Porto Nacional (COSTA et al., 1976; COSTA et al., 1982), Porangatu (MACHADO et al., 1980) e Almas-Dianópolis (CORRÊA FILHO & SÁ, 1980), da interpretação de dados gravimétricos e da integração de dados lito-estruturais da área compreendida entre as cidades de Paraíso do Tocantins e Dianópolis (COSTA et al., 1982, 1983; HASUI et al., 1984 b; COSTA, 1985; HASUI & HARALYI, 1985; COSTA et al.; 1988 a, b; GORAYEB et al., 1988b), chegou-se à proposição de um modelo tectônico para a região, o qual foi descrito em termos de colisão oblíqua de blocos crustais com importante componente de cavalgamento, gerando faixas de rochas com intensa deformação cisalhante, e promovendo a imbricação de porções da crosta inferior com unidades litológicas de níveis crustais mais superiores.

No sentido de avançar nessas investigações, foi escolhida como área de estudo a região de Porto Nacional por estar ali presente o principal domínio de ocorrência dos terrenos metamórficos de alto grau, com expressiva variedade litológica e grande diversidade de estruturas e texturas, que ainda não haviam sido devidamente investigadas. O objetivo foi o de buscar uma definição mais precisa de suas características petrográficas e mineralógico-texturais, a natureza dos litotipos, suas idades, condições tectono-metamórficas atuantes sobre os

conjuntos rochosos, suas relações estruturais com as demais unidades, bem como a caracterização da fenomenologia atuante.

Nesta oportunidade estes estudos foram possíveis de serem realizados em função do conhecimento anterior que já se tinha configurado em quadro razoável de compreensão geológica regional.

#### 1.4- O DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E OS MÉTODOS APLICADOS

O desenvolvimento deste estudo envolveu procedimentos diversos, os quais iniciaram com consultas bibliográficas sobre os terrenos de alto grau da região central do Brasil e de outros continentes, além de levantamentos de campo, que visaram a seleção das melhores áreas de ocorrência das unidades de interesse ao trabalho. A partir daí, o enfoque foi dirigido para a área indicada na Figura 1, efetivando-se então os trabalhos sistemáticos voltados para o mapeamento geológico. Esta atividade foi precedida e acompanhada por interpretação de produtos de sensoriamento remoto, em especial imagens radargramétricas nas escalas de 1:250.000 e 1:100.000, seguindo-se os princípios metodológicos descritos por SOARES & FIORI (1976). Análise, interpretação e integração de informações cartográficas diversas, geológicas e geográficas, estiveram voltadas para a confecção dos mapas-base de trabalho.

Os levantamentos geológicos de campo foram executados em aproximadamente 75 dias, desenvolvidos através de seções preferencialmente transversais à orientação geral das unidades foto-lito-estruturais previamente delimitadas. Nesses levantamentos, inicialmente elaborou-se perfis regionais para rastrear a faixa de rochas de alto grau e, em seguida, sobre esta, foram realizadas seções visando o detalhamento de suas características geológicas. Para tal, além dos princípios clássicos da geologia de campo, foram realizadas observações sistemáticas em afloramentos, análise geométrica dos elementos lito-estruturais, de acordo com as técnicas recomendadas por RAMSAY & HUBER (1983,1987) e PASSCHIER et al.(1990), acompanhados de coleta sistemática de amostras visando os estudos petrográficos, químicos e geocronológicos.

O acervo de dados foi obtido em cerca de 180 afloramentos, 300 seções delgadas, 31 análises químicas de rochas, 200 análises químicas de minerais, e 23 amostras para determinações geocronológicas. Uma parte das amostras e seções delgadas analisadas faz parte do acervo dos projetos Porto Nacional e Paraíso do Norte, desenvolvidos pelo Departamento de Geologia da UFPA. Todas as amostras acham-se devidamente catalogadas e indicadas no Mapa de Amostragem (Anexo A).

Os trabalhos laboratoriais sucederam-se e intercalaram-se às fases de campo e incluíram análises mineralógico-petrográficas, petro-estruturais, químicas de rochas e minerais, e geocronológicas. As observações petrográficas visaram a definição dos aspectos texturais-microestruturais das associações mineralógicas, suas respectivas estimativas percentuais, e a classificação dos tipos de rochas. Em seguida, foram selecionadas 31 amostras para tratamento químico, incluindo análises dos elementos maiores, menores e traços, das quais em 18 foram analisados elementos terras raras (ETR). As análises foram realizadas nos laboratórios do Centro de Geociências da UFPA e da UNESP-Rio Claro, exceto os ETR que foram obtidos na GEOLAB. Os métodos analíticos utilizados foram Espectrometria de Absorção Atômica ( $[\text{Fe}_2\text{O}_3]_{\text{Total}}$ , CaO, MgO,  $\text{TiO}_2$ , MnO,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Cr, Ni, Co), Fluorescência de Raios-X ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $[\text{Fe}_2\text{O}_3]_{\text{Total}}$ , CaO,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Rb, Sr, Y, Zr, Nb), Via Úmida ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $[\text{Fe}_2\text{O}_3]_{\text{Total}}$ , FeO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Perda ao Fogo) e Espectrometria de Plasma (ICP), (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu). Os resultados analíticos proporcionaram uma definição mais precisa dos litotipos, visando caracterizar a natureza dos protolitos, suas linhagens geoquímicas e seus *trends* composicionais, através do uso de diagramas discriminantes, largamente usados na petrologia. Foram executados também estudos comparativos com análises de rochas-padrão, isentas de transformações metamórfico-metassomáticas, assim como com seqüências semelhantes de outras áreas melhor conhecidas, com a finalidade de buscar correlações.

Análises por microsonda eletrônica (marca CAMECA) foram realizados no laboratório da Universidade de Brasília (UNB) num total de 18 lâminas delgadas. Nos principais

minerais de cada uma delas, obteve-se os valores de Si, Al, Ti, Fe<sub>total</sub>, Cr, Mg, Ca, Mn, Na e K, geralmente analisando-se vários grãos de mesma espécie e vários pontos repetidamente no grão. Os dados foram utilizados para estimativas de P e T através do uso de geotermômetros e geobarômetros; para se ter uma definição precisa da composição dos minerais e assim poder compará-los entre os diferentes tipos de rochas, bem como relacioná-los aos processos metamórficos.

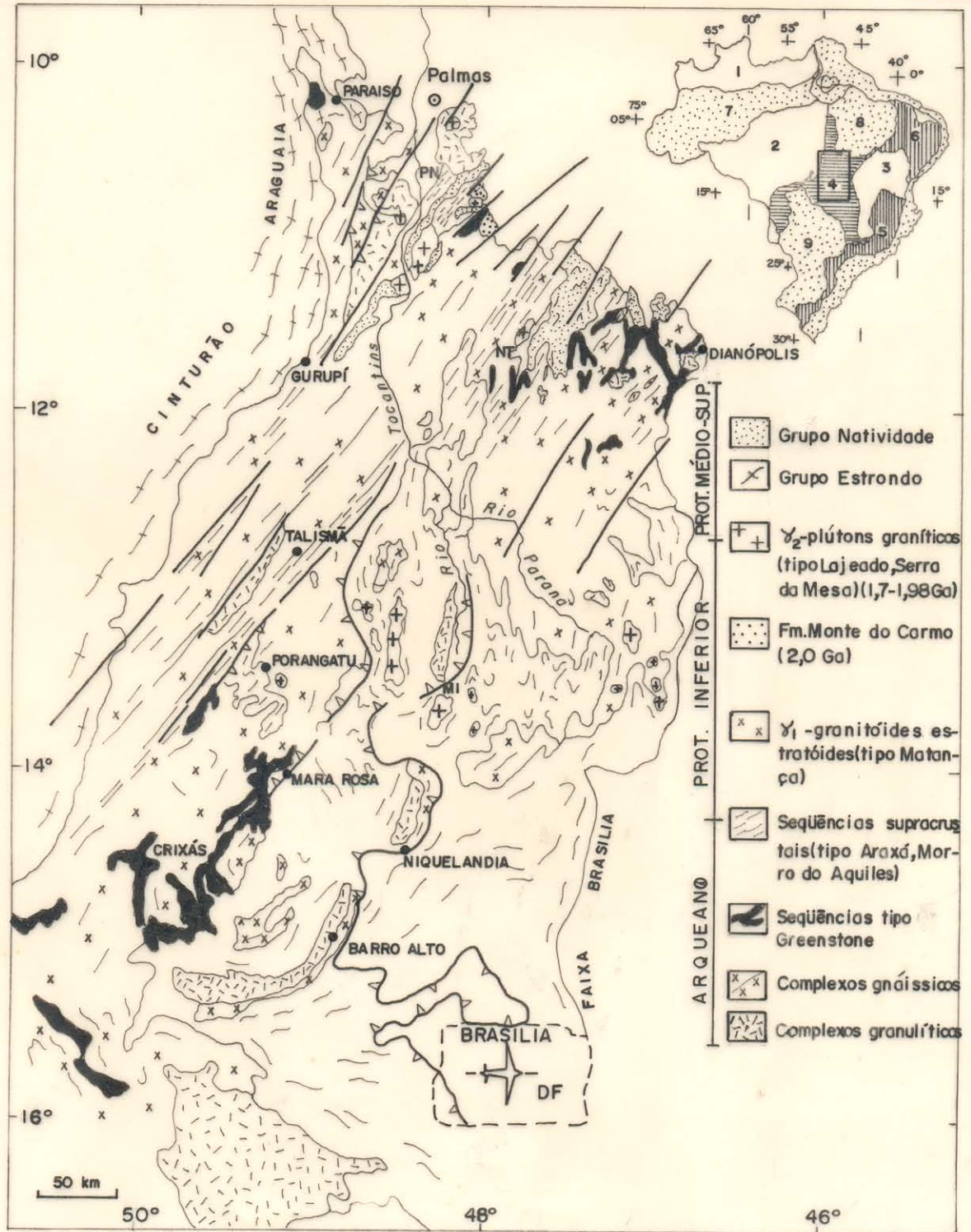
As análises geocronológicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências/UFGA através da aplicação do método Rb-Sr (rocha total) sobre 23 amostras de diferentes grupos composicionais, e Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão em duas amostras, na tentativa de revelar as idades para os processos geradores dessas rochas, assim como estabelecer parâmetros necessários à busca de suas fontes.

## 2- O CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de Porto Nacional situa-se na porção centro-norte da Província Tocantins (ALMEIDA et al., 1977) constituindo uma extensa área de exposição de rochas pré-cambrianas antigas (Figura 2). A diversidade de unidades lito-estratigráficas, lito-estruturais e de idades radiométricas ali existentes revelam a atuação de múltiplos processos magmáticos, sedimentares, tectônicos e metamórficos, expressos através de seqüências estabelecidas em diferentes níveis crustais. Esse quadro tem sido entendido no âmbito da concepção policíclica e ainda mantém grande complexidade geológica (ALMEIDA, 1981).

O arranjo geotectônico regional proposto por ALMEIDA (1981) engloba esta região no Cinturão Móvel Ceres, implantado entre os crátons Amazônico e do Paramirim, que teria analogias com os de outros continentes tais como os cinturões Ubendiano, Mozambique e Limpopo na África, ou mesmo com o Cinturão Costeiro no Brasil. O referido autor vincula a evolução principal do Cinturão Ceres, em termos de tectônica e mais intenso metamorfismo, ao Arqueano, sucedida por processos termo-tectônicos no decorrer do Proterozóico, sendo que os derradeiros eventos processaram-se a cerca de 650 a 500 Ma.

HARALYI & HASUI (1981) e HASUI & HARALYI (1985) propuseram para a região um modelo envolvendo a colisão de blocos crustais, com suporte de dados gravimétricos, no qual a estruturação regional seria decorrente da propagação de movimentos tangenciais, envolvendo obducção. Aos limites dos blocos marcados por fortes anomalias gravimétricas, corresponderiam zonas de exposição de rochas de alto grau metamórfico. Esse evento, segundo os referidos autores, estaria relacionado ao final do Arqueano. Assim, na área de interesse desta tese, o bloco Porangatu cavalgaria os blocos Araguacema e Brasília, alcançando os cinturões granulíticos Médio-Tocantins e Goiás. Afora o cinturão de alto grau, os blocos consistiriam de terrenos granito-*greenstone* e seqüências supracrustais arqueanas (Figura 3).



(Modificado do Mapa Geológico do Brasil - 1981; CUNHA et al., 1981; DRAGO et al. 1981; GORAYEB et al., 1984; COSTA, 1985)

Figura 2- Mapa geológico simplificado do setor central da Província Tocantins, com destaque às principais unidades arqueanas e proterozóicas.

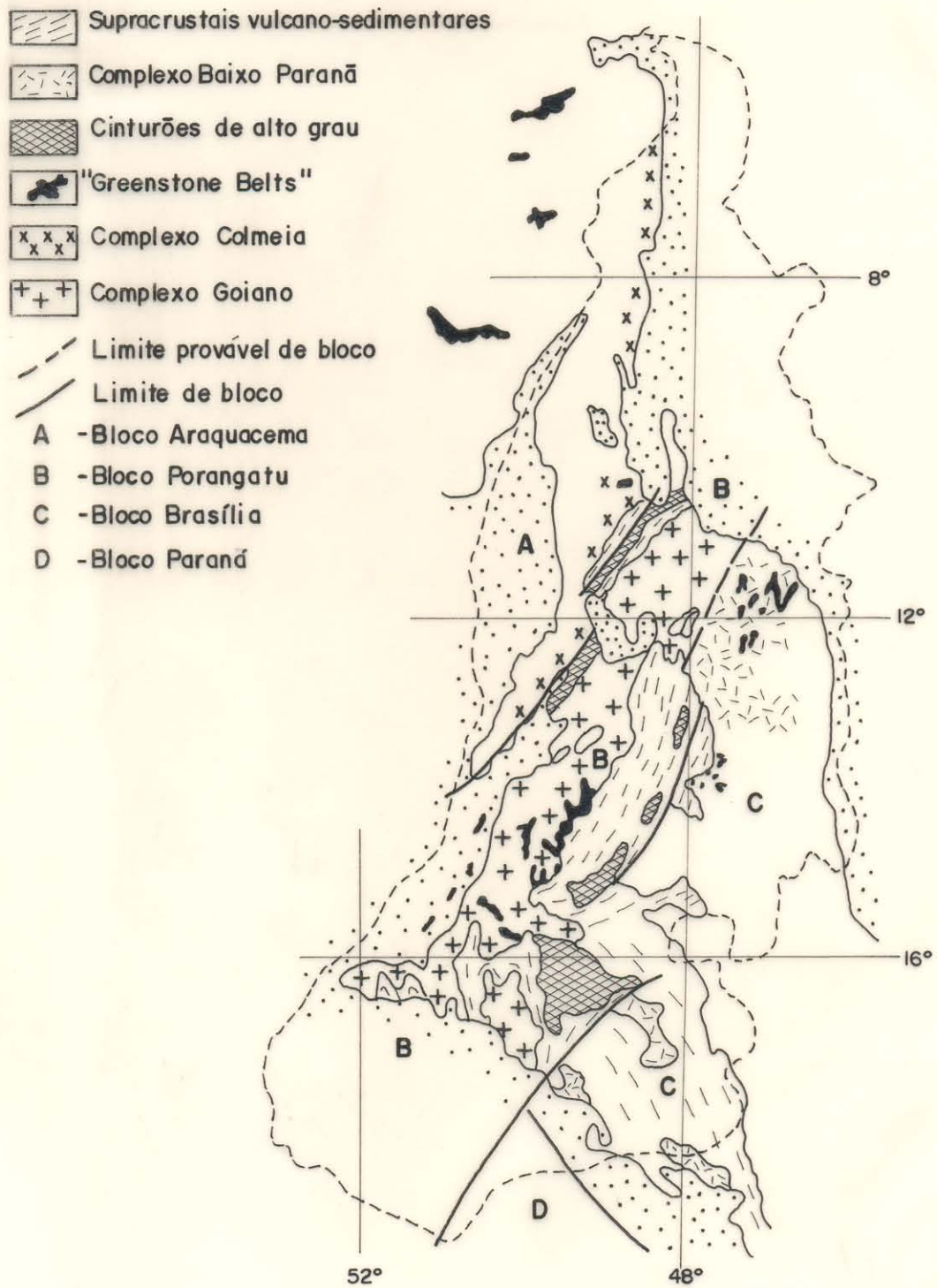


Figura 3- Proposta de articulação arqueana de blocos crustais da porção central da Província Tocantins, segundo HASUI & HARALYI (1985), cujos limites são demarcados por cinturões granulíticos.

As investigações geológicas de COSTA (1985), precedidas de levantamentos cartográficos de maior detalhe no trecho entre Paraiso do Tocantins, Porto Nacional, Natividade e Almas-Dianópolis (COSTA et al., 1982, 1983; GORAYEB et al., 1984), individualizaram diversas unidades lito-estratigráficas atribuídas ao Arqueano/Proterozóico Inferior. A estruturação regional, fortemente marcada por zonas de cisalhamento NNE-SSW e NE-SW, que impuseram forte imbricação nos conjuntos litológicos, foi interpretada no contexto de um cinturão de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, decorrente da colisão oblíqua dos blocos Brasília e Araguacema (COSTA, op cit; COSTA et al., 1988 a,b).

Nesse contexto merece destaque, em meio aos complexos gnáissicos, as faixas de rochas de alto grau de orientação geral NE-SW. Uma delas, mais ao norte, tem sido referenciada como "Cinturão Granulítico Médio-Tocantins" (CGMT), (HASUI et al., 1984 a) e a outra, mais ao sul, como "Cinturão Granulítico de Goiás" (WERNICK & ALMEIDA, 1979). O CGMT foi estudado em nível de reconhecimento em dois segmentos: Porangatu (MACHADO et al., 1980; MACHADO, 1981) e Porto Nacional (COSTA et al., 1976; COSTA et al., 1982; COSTA, 1985). O segmento norte do CGMT é representado pelo Complexo Porto Nacional (COSTA et al., 1982) que reúne granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e leptinitos. Ele é ladeado a oeste por granitóides da Suíte Matança e por um terreno gnáissico com rochas supracrustais (Complexo Rio dos Mangues), e a leste por gnaisses tonalíticos migmatizados (Complexo Manoel Alves), e faixas de rochas supracrustais (Formação Morro do Aquiles) (GORAYEB et al., 1984; COSTA, 1985; SILVA, 1987). Tais unidades litológicas relacionam-se através de zonas de cisalhamento tangenciais e transcorrentes. A leste-sudeste e noroeste do CGMT existem terrenos supostamente do tipo granito-*greenstone* arqueanos, cujas rochas supracrustais são reunidas, respectivamente, nos grupos Riachão do Ouro (COSTA, 1985) e Rio do Côco (BARREIRA & DARDENNE, 1981; COSTA et al., 1983).

Outras unidades atribuídas ao Proterozóico ocupam vastas extensões da Província Tocantins-Central. Tratam-se de faixas de rochas supracrustais de natureza variável, metamorfasadas na fácies anfíbolito. As unidades mais antigas, admitidas como do Proterozóico Inferior-Médio, são representadas pelos grupos Araxá e Serra da Mesa (DRAGO et al., 1981, CUNHA et al., 1981; MARINI et al., 1984) e as mais novas, do Proterozóico Médio ou

Superior, compreendem os grupos Natividade e Araí (FUCK & MARINI, 1981; GORAYEB et al., 1988b; HASUI et al., 1990). O lado oeste desta província é ocupado por unidades supracrustais dos grupos Estrondo e Tocantins (ABREU, 1978, 1990; GORAYEB, 1981; HASUI et al., 1984 a, b) que compõem o Cinturão Araguaia.

Vários corpos graníticos têm sido reconhecidos na região, alguns com registros de deformação e metamorfismo, concordantes com a estruturação geral, e outros isótipos, nitidamente intrusivos nas unidades lito-estratigráficas anteriormente citadas. Os primeiros são representados por metagranitos porfiróides com matriz gnáissica e trama milonítica, representados pelas suítes Matança (COSTA et al., 1983), Serrote (COSTA et al., op cit) e Xobó (GORAYEB et al., 1984, 1988b). Os segundos foram reunidos na Suíte Lajeado (COSTA, 1985) a qual constitui-se num marco temporal importante, balizador de processos termo-tectônicos regionais. Suas idades isocrônicas obtidas através dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb (rocha total), são respectivamente de  $1.873 \pm 25$  Ma (COSTA, 1985) e  $1.986 \pm 49$  Ma (BARRADAS et al., 1992).

A estruturação regional tem orientação predominantemente NE-SW a NNE-SSW, com exceção de alguns setores onde as estruturas se voltam para E-W e NW-SE e representam possíveis registros de estruturações mais antigas reconhecidas nos terrenos granito-*greenstone*. No entanto a estruturação que se destaca regionalmente é um conjunto de lineamentos N20-50°E, denominado Lineamento Transbrasiliano (SCHOBENHAUS FILHO et al., 1975) e interpretado inicialmente como um sistema de falhas do Pré-Cambriano Superior, que experimentou reativações até no Cretáceo Superior. As investigações posteriores revelaram que se tratam de zonas transcorrentes dúcteis, regionais, provavelmente do Proterozóico Inferior, e reativadas em várias etapas, em regime rúptil-dúctil e rúptil, através do Proterozóico Médio ou Superior (COSTA et al., 1982, 1988 a; COSTA, 1985; GORAYEB et al., 1984; HASUI et al., 1984 a; COSTA & HASUI, 1988; GORAYEB et al., 1988b).

A visão do quadro evolutivo que se tem hoje com o acervo de conhecimento, envolve: (1) formação dos terrenos granito-*greenstone* e de alto grau metamórfico; (2) tectonismo de convergência oblíqua complicado por transcorrência tardia; (3) constituição da Formação Monte do Carmo e intrusão de granitos tipo Lajeado; (4) desenvolvimento dos cinturões proterozóicos; e (5) reativações fanerozóicas e formação de coberturas sedimentares.

### 3- GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL

#### 3.1- GENERALIDADES

A região de Porto Nacional se destaca no cenário geológico nacional por apresentar grande variedade de unidades lito-estratigráficas e estruturais. Reúne numa área não muito extensa complexos de alto e médio graus metamórficos, seqüências supracrustais metavulcano-sedimentares e metassedimentares de médio ou baixo grau, plútons graníticos metamorfizados ou não, vulcanitos ácidos e intermediários e coberturas sedimentares, além de ser historicamente reconhecida sua vocação aurífera. Tratam-se de registros geológicos do Proterozóico Inferior/Arqueano ao Paleozóico, ligados a sucessivos eventos de geração de rochas e processos tectono-metamórficos, o que permite enquadrá-la na categoria das áreas-chave ao incremento do conhecimento geológico no território brasileiro.

Dentre as várias unidades cartografadas e apresentadas no mapa geológico (Anexo B) e na coluna lito-estratigráfica proposta (Figura 4) o estudo irá se deter com maior ênfase sobre as mais antigas, ou seja, as rochas de alto grau metamórfico que constituem o objeto desta tese, resguardando, no entanto, aos outros conjuntos rochosos, as informações básicas necessárias à compreensão global da evolução regional.

#### 3.2- UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS E PETROGRAFIA

##### 3.2.1- Complexo Porto Nacional

As rochas granulíticas da região, reconhecidas inicialmente durante os trabalhos do Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco (COSTA et al., 1976), foram reunidas por COSTA et al. (1982) no Complexo Porto Nacional de idade provável arqueana. Trata-se de uma unidade lito-estratigráfica que se dispõe segundo uma faixa grosseiramente orientada na direção NE-SW, projetada do extremo nordeste, onde tem uma largura aproximada de 35 km, para o centro da área. A partir daí é recoberta pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba, sendo visível apenas em janelas erosivas ou em áreas escavadas pela drenagem. Reaparece a sudoeste

CONSTITUIÇÃO LITOLÓGICA		
IDADE	UNIDADE LITO-ESTRATIGRÁFICA	
TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO	COBERTURAS CENOZÓICAS	Sedimentos arenosos e argilosos inconsolidados, solos e crostas detritico-lateríticas; depósitos aluvionares, coluvionares e de tálus
SILURO-DEVONIANO	FORMAÇÕES DA BACIA DO PARNAÍBA	Arenitos grossos com níveis conglomeráticos oligomíticos, arenitos finos com intercalações de siltitos (Fm. Serra Grande); arenitos finos argilosos e micáceos intercalados por folhelhos com níveis ferrificados (Fm. Pimenteiras)
PROTEROZÓICO SUPERIOR	GRUPO NATIVIDADE	Metaconglomerados, ortoquartzitos e quartzitos micáceos com intercalações de ardósias e filitos
PROTEROZÓICO INFERIOR	SUÍTE LAJEADO (1,99 Ga)	Sienogranitos e monzogranitos com variações granodioríticas, tonalíticas e quartzo dioríticas com veios e diques de granófiros e aplitos
	FORMAÇÃO MONTE DO CARMO (2,0 Ga)	Conglomerados e arenitos arcoseanos intercalados com vulcânicas riolíticas, dacíticas, andesíticas e níveis vulcanoclásticos
	SUÍTE MATANÇA	Metagranitos porfiróides do tipo microclínio granitos com biotita e ferro-hastingsita, fortemente anisotrópicos, com tramas miloníticas expressivas
	SUÍTE SERROTE	Metagranitos porfiróides ricos em microclínio, anisotrópicos, miloníticos com variações petrográficas leuco álcali-granítica e sienograníticas
PROTEROZÓICO INFERIOR ARQUEANO	SUÍTE ESTRELA	Metasienitos nefelínicos, homogêneos ou bandados, gnáissicos, migmatizados, com pegmatitos alcalinos portadores de nefelina, sodalita, albita, microclínio e coríndon
	COMPLEXO RIO DOS MANGUES	Ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos migmatizados com intercalações de gnaisses calcio-silicáticos, anfíbolitos, quartzitos puros e granadíferos, paragnaisses e xistos aluminosos
	ANORTOSITO CARREIRA COMPRIDA	Metanortositos porfiróides, quartzo anortositos, metapiroxenitos e metagabros restritos, miloníticos
	FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES	Granada-biotita xistos, xistos feldspáticos e paragnaisses aluminosos, cordierita xistos feldspáticos com granada e sillimanita, granada-estaurolita xistos com andaluzita e sillimanita, grafita xistos granadíferos e gonditos, intercalados com anfíbolitos, ortognaisses tonalíticos e metavulcânicas ácidas(?)
	COMPLEXO PORTO NACIONAL	Granulitos máficos, enderbitos e tipos ultramáficos restritos, com raros mobilizados charnockíticos, intercalados em granada gnaisses com sillimanita e/ou cianita e grafita (kinzigitos) acompanhados de granitóides granadíferos

Figura 4- Coluna lito-estratigráfica da região de Porto Nacional.

de Porto Nacional como frações em meio às rochas da Formação Morro do Aquiles e do Anortosito Carreira Comprida. A continuidade desta faixa para norte ou sul não foi possível definir devido à ocorrência de extensas coberturas sedimentares. Na parte nordeste da área, que corresponde à principal região de exposição desta unidade, as rochas ocorrem desde as áreas rebaixadas, nos domínios dos córregos Moleque, Chupé e São João, até as encostas da Serra do Carmo, onde são capeadas por sedimentos da Bacia do Parnaíba (Anexo B).

Seu limite oeste, com as unidades mais antigas, é marcado por superfícies de cavalgamento, representadas por zonas de concentração de deformação com destacada estruturação milonítica, que colocam as rochas granulíticas em contato com granitóides e gnaisses da Suite Matança e Formação Morro do Aquiles. Essa relação é afetada por zonas de cisalhamento transcorrente e falhas normais. Do lado oriental o conjunto de rochas granulíticas é limitado principalmente por falhas normais com o Grupo Natividade e Formação Morro do Aquiles, mas a su-sudeste a relação é também de imbricação com as demais rochas gnáissicas (Complexo Manoel Alves), fortemente modificadas pelas zonas de cisalhamento transcorrente.

O Complexo Porto Nacional reúne grande variedade de rochas em termos de origem, natureza composicional, mineralógica e textural, compreendendo tipos orto e paraderivados submetidos a metamorfismo de alto grau, com reequilíbrios em condições metamórficas mais baixas. Contudo, a escala do mapeamento realizado não permitiu a individualização cartográfica dos diferentes tipos petrográficos devido a mistura pervasiva entre eles e a descontinuidade dos afloramentos, de maneira que só foi possível separar os conjuntos rochosos mais extensivos. Em todo caso, onde não foi possível delimitá-los indicou-se no mapa geológico (Anexo B), apenas suas áreas preferenciais de ocorrência, o que também foi feito onde houve maior concentração de deformação.

Os tipos petrográficos reconhecidos foram separados em quatro grupos principais, baseado nos aspectos mineralógico, textural, composicional e nas transformações mineralógico-texturais relacionados a eventos posteriores, assim definidos: 1) rochas ortoderivadas; 2) rochas

paraderivadas; 3) mobilizados de anatexia e; 4) rochas retrometamorfizadas. A descrição detalhada de cada grupo é apresentada a seguir.

### 3.2.1.1- Rochas ortoderivadas

Nesse grupo incluem-se tipos ultramáficos, máficos, intermediários e félsicos.

#### a) Tipos Ultramáficos

Apenas quatro ocorrências de ultramafitos foram registradas nas porções nordeste e central da área. Tratam-se de ocorrências situadas no córrego Moleque, próximo ao sítio Bananal; na estrada vicinal para as fazendas Frigovale 1 e Angical, bordejando a encosta da Serra do Carmo (afloramentos PN-3, 5 e 43 - Anexo A); e na fazenda Santa Cruz, a sul do povoado Escola Brasil. As rochas ocorrem como corpos de algumas dezenas de metros de extensão em meio aos gnaisses kinzigíticos, ou gradam para granulitos máficos. Apresentam coloração preto a preto esverdeado tendendo a cor de bronze quando alteradas, tem granulação média, são equigranulares, e não exibem orientação preferencial de minerais em amostra de mão.

Em nível microscópico apresentam textura granoblástica equigranular ou inequigranular, poligonal ou não. Feições semelhantes a textura primária cumulativa são observadas nos tipos petrográficos sem feldspato, e expressam-se através de concentrações de cristais subédricos de ortopiroxênio (cumulados) e hornblenda ou clinopiroxênio anédrico, ocupando os espaços intergranulares (intercumulados). Nos tipos petrográficos com feldspato, essas feições não são claras devido, sobretudo, à recristalização e à formação de novos minerais, que tendem a modificar a trama primária. No entanto, em alguns exemplares observam-se cumulados de ortopiroxênio e hornblenda contendo plagioclásio e biotita intersticial, sugestivos de texturas magmáticas de acumulação gravitacional. Outra feição observada refere-se à orientação de cristais de biotita, definindo faixas regulares, decorrentes, em parte, da transformação de piroxênios e anfibólios.

Essas rochas são constituídas essencialmente por hiperstênio e hornblenda, mas há

tipos petrográficos com e sem plagioclásio. Os tipos onde o plagioclásio está ausente ou ocorre em quantidades acessórias, correspondem a hornblenda piroxenitos e os demais são plagioclásio-hornblenda piroxenitos. Nos últimos, o conteúdo de plagioclásio atinge aproximadamente 10% e, com o aumento desse percentual gradam para granulitos máficos. Os constituintes menores ou acessórios são representados por clinopiroxênio, apatita e minerais opacos. Biotita e flogopita(?) ocorrem apenas em determinadas partes, sobretudo em faixas mais foliadas na rocha e, algumas vezes, substituem cristais de hornblenda. A biotita apresenta forte pleocroísmo variando entre o marrom pálido (X) e o marrom-avermelhado forte (Y,Z) caracterizando tipos titaníferos, corroborado pela presença de inúmeras inclusões aciculares de rutilo. Outro tipo de mica presente nessas rochas é de cor marrom pálido e com fraco pleocroísmo, tratando-se de flogopita ou biotita magnesianas. O plagioclásio, onde foi possível determinar sua composição, corresponde a andesina ( $An_{42-44}$ ). A hornblenda tem pleocroísmo moderado variando de marrom pálido(X) a marrom(Y,Z). Substituições parciais do clino e ortopiroxênios por anfibólio, da biotita por clorita ou do plagioclásio por sericita são freqüentes.

#### b) Granulitos Máficos

Os granulitos máficos não apresentam distribuição preferencial, afloram em todos os quadrantes do terreno granulítico, constituem um dos tipos petrográficos mais freqüentes e suas melhores exposições estão situadas ao longo da rodovia TO-230 nas proximidades da cidade de Porto Nacional, em ilhas e rochedos das corredeiras do rio Tocantins, aflorantes em épocas de estiagem. Ocorrem ainda nos arredores da fazenda Capim Puba, no leito dos córregos Moleque, São João e Chupé, nas terras das fazendas Chapada Alta, Chupé, São Joãozinho e Angical, e ao longo das encostas e paredões da Serra do Carmo.

Eles ocorrem intercalados nos gnaisses kinzigíticos, sob a forma de leitões concordantes ou corpos irregulares, geralmente com contatos bruscos, exceto na presença de mobilizados quartzo-feldspáticos quando o contato se torna difuso e irregular.

Em nível mesoscópico são rochas de cor preta, granulação geralmente fina e mais raramente média, isotrópicas e homogêneas, sendo que localmente exibem um discreto bandamento composicional e uma incipiente foliação definida pela orientação dos prismas de piroxênios e anfibólios. O bandamento é realçado, em parte, por delgadas bandas de mobilizados leucocráticos (quartzo-plagioclásio), descontínuas, com espessuras inferiores a 2 cm, que ocorrem isoladamente na rocha. Em alguns locais os mobilizados são disformes e ocorrem isolados, semelhante a estrutura tipo maculada e indicam discreta anatexia anidra, com geração de pequenas massas charnockíticas.

Nos afloramentos onde o percentual de mobilizados é maior, a rocha adquire aspecto foliado e, nesse caso, o conteúdo de biotita torna-se acentuado permitindo a definição de zonas de concentração de deformação.

Em termos petrográficos, são rochas que apresentam, no geral, texturas granoblásticas poligonais, equigranulares, cuja constituição mineralógica principal é feita na base de plagioclásio, orto e clinopiroxênio, anfibólio e granada, e em quantidades menores ou acessórias por quartzo, espinélio, biotita, minerais opacos e apatita. Variações na quantidade e ocorrência de alguns destes minerais permite a caracterização de três tipos petrográficos denominados piroxênio granulito, granada granulito e hornblenda granulito, descritos a seguir.

#### b.1) Piroxênio Granulitos

Os piroxênio granulitos são raros, sendo registrados em apenas dois afloramentos em meio aos demais granulitos máficos. Apresentam textura granoblástica poligonal, equigranular, e tem granulação predominantemente fina, destacando-se eventualmente cristais de ortopiroxênio de até 1,5 mm. Sua mineralogia principal compreende plagioclásio, clino e ortopiroxênio em quantidades aproximadamente iguais, além de proporções menores de minerais opacos, biotita e anfibólio; os acessórios são apatita, zircão e quartzo.

Dentre os piroxênios domina o hiperstênio sob a forma de cristais anédricos e

subédricos, geralmente fraturados e com substituições parciais para hornblenda e biotita marrom avermelhada. Essas substituições podem ocorrer nas bordas, nas clivagens ou ao longo das fraturas dos cristais e, geralmente, estão acompanhadas por minerais opacos; portanto, os contatos entre os cristais de ortopiroxênio e hornblenda são normalmente difusos, diferindo dos contatos retos ou poligonais entre cristais de plagioclásio e piroxênio ou piroxênio e piroxênio. No entanto, muito raramente se encontram contatos poligonais entre cristais de anfibólio.

O hiperstênio tem pleocroísmo fraco ou nulo. É incolor ou apresenta tonalidades claras de verde e rosa. O clinopiroxênio é da variedade diopsídio, que ocorre como cristais anedrais, incolores e tem ângulo de extinção entre 40 a 45°.

O plagioclásio perfaz cerca de 60% do conteúdo mineralógico da rocha, e é representado por cristais aproximadamente equidimensionais, anédricos e raramente subédricos, de dimensões em torno de 0,4 mm com raros cristais atingindo 1,5 mm. Cristais de tamanhos ainda menores, inferiores a 0,1 mm, ocorrem como agregados poligonais, recristalizados nos contatos entre outros cristais de plagioclásio. Os cristais maiores contêm geminação predominantemente periclíneo, albita-periclíneo e albita, e raramente albita-carlsbad e carlsbad, mas geminação mecânica também ocorre, e correspondem ao tipo bytownita ( $An_{71}$ ). Alguns desses cristais são zonados ou apresentam inclusões de ortopiroxênio que lembram texturas poiquilíticas reliquiares provavelmente da fase magmática. Outros acham-se transformados para escapolita e carbonato.

A hornblenda ocorre em quantidade reduzida e está intimamente associada aos piroxênios, devido a reações de hidratação, e aos minerais opacos, e constitui cristais anédricos, com pleocroísmo variando do amarelo-pálido (X), marrom (Y) ao marrom-esverdeado/verde-amarronzado (Z), e ângulo de extinção entre 17 e 25°.

A biotita ocorre em pequenas quantidades ou como um constituinte acessório e está, de um modo geral, associada à hornblenda através de processos de substituição. Os cristais

maiores atingem 2,0 mm, são raros, ocorrem isolados e associam-se localmente com cristais de hiperstênio. Em geral, os cristais de biotita têm dimensões entre 0,1 e 1,0 mm, apresentam pleocroísmo forte, do amarelo-amarronzado (X) ao marrom-avermelhado intenso (Y,X) definindo natureza titanífera.

Os minerais opacos formam arranjos granulares e mais raramente tabulares, tem dimensões que variam desde menores que 0,1 até 0,4 mm. Alguns cristais acompanham os interstícios dos outros minerais ou ocorrem como inclusões, enquanto que a grande maioria associa-se ao anfibólio, sugerindo tratar-se de um produto das reações de substituição mencionadas acima.

Pequenos cristais de quartzo (menores que 0,1 mm), em quantidades acessórias, ocupam os interstícios dos minerais essenciais da rocha e compõem arranjos em junção tríplice ou formam películas nos limites entre cristais de plagioclásio, piroxênio ou anfibólio.

Texturalmente, embora prevaleçam caracteres granoblásticos, sem orientação marcante dos minerais, várias microestruturas indicam que essas rochas foram submetidas a deformação. Tais microestruturas são: densa rede de microfraturas em cristais de piroxênio, inclusive com neoformação de biotita, e menos freqüente nos cristais de plagioclásio; encurvamentos das clivagens e lamelas de maclamento, maclamentos de deformação regularmente presente nos cristais de plagioclásio com lamelas descontínuas, interrompidas ou apagadas; extinção ondulante nos cristais de plagioclásio; formação de subgrãos e recristalização nas bordas e limites dos cristais de plagioclásio, piroxênio e anfibólio e enfim; organização poligonal de cristais de anfibólio, quartzo ou plagioclásio nas bordas de cristais maiores. Em alguns tipos petrográficos existe também incipiente imbricamento dos minerais indicando a atuação de processos deformacionais, os quais não foram suficientes para impor modificações nas feições texturais primárias da fácies granulito. Tais modificações são importantes apenas em alguns locais.

## b.2) Hornblenda Granulitos

Os hornblenda granulitos representam os tipos petrográficos mais frequentes entre os granulitos máficos e sua distinção é feita pela abundância de anfibólio. São rochas de granulação fina com variação até média, de um modo geral isotrópicas mas há exemplares com discreta orientação preferencial de minerais. Algumas rochas exibem um bandamento composicional incipiente, caracterizado pela alternância de bandas de 2 a 7 mm de espessura, ricas em plagioclásio e com raros máficos, com outras ricas em minerais máficos (piroxênios e anfibólio).

Em todos os tipos petrográficos estudados a textura predominante é granoblástica poligonal, com perfeitas junções tríplexes entre as várias espécies minerais, mas há exemplares com textura nematoblástica definida pela disposição subparalela de cristais de anfibólio e plagioclásio, além de raros cristais de piroxênios.

Em sua constituição mineralógica predominam plagioclásio, anfibólio, clino e ortopiroxênio, e seus componentes menores ou acessórios são quartzo, granada, biotita, zircão, apatita, escapolita e minerais opacos. Entretanto, os percentuais do anfibólio nas várias amostras analisadas podem variar entre 15 e 70 %.

O plagioclásio ocorre como cristais xenomórficos com contatos retos, curvos ou em junção tríplex com os outros minerais constituintes, sugerindo equilíbrio textural entre eles, exceto na presença de granada onde tornam-se irregulares devido a reação do plagioclásio com piroxênios. O tamanho dos cristais situa-se normalmente entre 0,5 e 0,8 mm, mas há variações desde 0,1 até 1,5 mm, sendo raros os cristais que atingem 2 a 3 mm.

Eles apresentam maclamento dos tipos periclíneo e albita, e raramente albita-carlsbad ou carlsbad. Geminações de deformação mecânica ocorrem em muitos cristais, caracterizadas por lamelas curvas, descontínuas, interrompidas e afinadas nas extremidades. Esse tipo de geminação ocorre em determinadas partes do cristal enquanto na outra geralmente torna-se apagada. Além disto, muitos cristais não se apresentam geminados.

Uma outra característica do plagioclásio em algumas rochas, é a presença de zoneamento em certos cristais, o qual pode ser oscilatório (concêntrico ou irregular), sugerindo tratar-se de relíquias magmáticas ou produtos de deformação localizada. Destacam-se ainda microfraturas, cristais estirados, desenvolvimento de subgrãos e recristalização nos bordos de alguns cristais. Intercrescimentos do tipo *butterlocher* ocorrem com muita freqüência nos cristais de plagioclásio, definido por um sistema de lamelas de exsolução extremamente finas, representadas por agulhas, dispostas obliquamente às lamelas do maclamento albita. Nas seções perpendiculares a (010) e (001) ou perpendiculares ao eixo cristalográfico X, as finas lamelas têm orientação simétrica em cada um dos indivíduos. Segundo RIBBE (1983) e SMITH & BROWN (1974), este tipo de exsolução ocorre tipicamente em plagioclásios cálcicos, com composição entre An<sub>65</sub> e An<sub>90</sub>, de rochas de alto grau metamórfico. Onde as duas fases exsolvidas foram analisadas, segundo estes autores, mostraram composições contrastantes, uma delas em torno de An<sub>65</sub> e a outra ao redor de An<sub>95</sub>. Essas características foram também observadas nos plagioclásios analisados neste estudo, sendo que a composição obtida é bytownita (An<sub>71.75</sub>).

Os cristais de anfibólio são predominantemente xenomórficos, têm dimensões entre 0,3 e 0,6 mm, atingindo tamanhos máximos de 2,0 mm em raros cristais isolados. Apresentam pleocroísmo moderado com variações do marrom-pálido (X), marrom (Y) ao verde-amarronzado (Z) e ângulo de extinção ( $Z \wedge C$ ) entre 12 e 15° caracterizando-os como hornblenda.

A hornblenda pode ocorrer de duas maneiras: como cristais individuais ou substituindo piroxênios. Os do primeiro tipo predominam e seus contatos tríplices com os piroxênios e o plagioclásio, e incipiente orientação, demonstra equilíbrio cristaloblástico entre eles.

Nos limites anfibólio-anfibólio ocorrem com freqüência pequenos grãos (de até 0,025 mm) de minerais opacos, clinopiroxênio e mais raramente plagioclásio, que tendem a diminuir ou a desaparecer nos contatos anfibólio-plagioclásio e anfibólio-piroxênio.

Minerais opacos também ocorrem internamente nos cristais de anfibólio, alinhados ao longo de fraturas e clivagens, constituindo cristais placóides; ou ainda podem ocorrer em agregados poligonais juntamente com polígonos microcristalinos de anfibólitos recristalizados.

Os anfibólitos do segundo tipo (de substituição) ocorrem margeando os cristais de ortopiroxênio em contatos difusos e irregulares, ou estão dispostos ao longo das clivagens, ou ainda maculando-os em tons verde ou verde-amarronzado. Alguns cristais de ortopiroxênio, em certos casos, constituem relíquias dentro de massas de anfibólio, indicando blastese posterior. Nota-se também que os cristais de anfibólio não apresentam feições de deformação comuns aos outros minerais, mas apenas raras microfraturas. Isto permite vincular sua geração a processos retrometamórficos tardios na evolução tectônica dessas rochas.

Os piroxênios são de dois tipos, clino e ortopiroxênio. Os primeiros compõem-se como cristais xenomórficos, geralmente de dimensões entre 0,2 e 0,8 mm, em agrupamentos com outros minerais máficos, ou estão distribuídos homogeneamente em contatos tríplexes com os demais minerais. Alguns cristais maiores (2,0 mm) são poiquilíticos, contêm inclusões de plagioclásio e apatita (dimensões de 0,1 mm) e estão deformados e substituídos por anfibólio, e provavelmente representam produtos de origem magmática. Eles são incolores ou verde-pálidos (em seções mais espessas), apresentam ângulo de extinção máximo de  $41^\circ$  e mostram cores de interferência na porção média da segunda ordem, o que permite caracterizá-los como da série do diopsídio (salita?). Tais cristais contêm raras microfraturas e estão parcialmente substituídos por anfibólio em algumas amostras.

Os ortopiroxênios também são xenomórficos, podendo existir raros cristais hipidiomórficos; têm dimensões semelhantes à dos clinopiroxênios, sendo que alguns chegam a atingir pouco mais de 1,5 mm. Eles geralmente mostram feições de deformação, como por exemplo, de encurvamento de cristais e microfraturas, além de encontrarem-se substituídos por anfibólio. Tratam-se de cristais incolores, mas alguns podem apresentar leve pleocroísmo,

variando do rosa-pálido (X) ao amarelo-pálido suavemente esverdeado (Y, Z), com ângulos de extinção  $0^\circ$  e cores de interferência máximas amarelo-alaranjado na primeira ordem ordem, definindo-os como hiperstênio.

A biotita é rara nessas rochas (inferior a 1% modal), e está ausente na grande maioria das amostras analisadas. Os seus cristais são tabulares, atingem dimensão de até 1 mm e ocorrem geralmente em associação com os cristais de anfibólio. Alguns cristais definem contatos normais, de equilíbrio, com o anfibólio, enquanto outros mostram uma relação textural de sobrecrescimento neste, indicando reações de crescimento sin a pós-anfibólio. Considerando o forte pleocroísmo, que varia do amarelo-pálido (X) ao marrom-avermelhado intenso (Y,Z), deduz-se tratar de biotita titanífera.

A granada não é comum na maioria destas rochas, no entanto pode ser encontrada em pequenas quantidades em algumas amostras. Ocorre isolada em determinadas partes da rocha, exclusivamente sob a forma de coroas que margeiam os contatos entre anfibólio-ortopiroxênio e anfibólio-plagioclásio. Constituem feições simplectíticas onde os cristais vermiformes estão entremeados com agregados miúdos de clinopiroxênio e quartzo. Podem ainda desenhar finas franjas que contornam os cristais de plagioclásio onde estes mantêm contato com anfibólio. Nessa relação se inclui, adicionalmente, a presença de pequenos cristais de clinopiroxênio com pontilhados de minerais opacos associados.

Em alguns tipos petrográficos verifica-se que os cristais de granada compõem faixas milimétricas discretas que se estendem por toda a seção delgada. Tais concentrações de granada provavelmente estão relacionadas a reações de desestabilização das associações primárias da facies granulito.

O quartzo neste tipo de rocha também representa uma fase rara, ausente, ou ocorrência menor ( $< 10\%$  modal). Ele ocupa os interstícios dos outros minerais constituintes, com dimensões em torno de 0,4 mm, ou ocorre sob a forma de agregados de grãos pequenos, vermiformes, associados aos cristais de anfibólio recristalizados. Cristais deste mesmo tipo

ocorrem regularmente interpenetrados nas margens dos cristais de anfibólio que se encontram em contato com cristais de clinopiroxênio, e podem também compor lâminas entre plagioclásio e anfibólio. Estas feições com características simplectíticas, muitas vezes interpenetrada em clivagens, nas bordas do anfibólio e associadas ao coroamento do clinopiroxênio pelo anfibólio, sugerem que o quartzo é um produto da reação de formação dos anfibólios envolvendo desestabilização parcial do piroxênio e plagioclásio.

Os minerais opacos são acessórios, mas em alguns exemplares alcançam aproximadamente 1% modal. Ocorrem geralmente associados aos anfibólios e piroxênios, e constituem cristais anédricos e subédricos, alguns com formatos granulares, tabulares ou goticulares, provavelmente de natureza e gerações diferentes (pirrotita, pirita e ilmenita), alguns até de cristalização precoce (magmática?), ocorrendo como inclusões nos piroxênios e anfibólios, e outros tardios ou posteriores à geração dos minerais essenciais, ligados à desestabilizações dos constituintes ferromagnesianos das rochas granulíticas.

### b.3) Granada Granulitos

Um outro tipo de granulito máfico identificado através da análise petrográfica compreende aquele que contém granada. As características mesoscópicas não diferem dos demais tipos, de modo que a sua individualização só foi possível através da tonalidade marrom, devida aos grãos minúsculos de granada disseminados. A sua composição mineralógica é também semelhante a dos outros tipos petrográficos, exceto pela presença e quantidade de granada, espinélio e quartzo. A granada varia quantitativamente de 15 a 20% modal, e distribui-se homogeneamente na rocha, seja em bandas descontínuas ou como cristais isolados.

Dois aspectos texturais distintos são observados: arranjos porfiroblásticos e texturas coroníticas. No primeiro caso, a granada é representada por cristais relativamente grandes ( $\approx 4$  mm) com inclusões de minerais opacos, anfibólio, quartzo, plagioclásio, orto e clinopiroxênio, e biotita; seus limites são irregulares, marcados por contatos engolfados,

definindo bordas quelifíticas caracterizadas pela presença de simplectitos vermiculares de ortopiroxênio, anfibólio e granada entremeados a pequenos cristais poligonais de plagioclásio (Figura 39c, Cap. 8). No segundo caso, a granada forma cordões margeando os limites entre os cristais de piroxênio ou anfibólio e os de plagioclásio os quais, interligados, formam feições tipo favo de mel (*nid d'abeille* - BARD, 1980), (Figura 39b, Cap. 8). Tratam-se de cordões constituídos por agrupamentos de cristais incompletos, mal formados, e com limites irregulares. A observação detalhada desse arranjo permite a definição de um certo zoneamento mineralógico, indo desde o plagioclásio, passando pela franja de granada até o anfibólio; nessa ordem, tem-se o plagioclásio em contato brusco e contínuo com a franja de granada, a qual nessa parte é homogênea e límpida (i.e., sem inclusões), e ao se aproximar do anfibólio apresenta pequenos cristais, entremeados à granada, de clinopiroxênio, opacos e quartzo. O contato mais externo (i.e., próximo ao anfibólio) é muito irregular e aí interpenetram-se granada e anfibólio.

Essas feições são devidas à reação entre os cristais de plagioclásio com os de ortopiroxênio ou hornblenda, resultando na formação de granada, clinopiroxênio, quartzo e opacos. Tais aspectos texturais são amplamente relatados em complexos granulíticos de diversas partes do mundo ( DE WAARD, 1965; GREEN & RINGWOOD, 1967; BARD, 1980; BEST, 1982; HARLEY, 1985; SANDIFORD et al., 1988), como decorrentes de reações metamórficas em condições de P-T elevadas.

Onde as texturas coroníticas ocorrem com maior frequência nota-se que os cristais das diferentes espécies minerais sofrem cominuição, resultando em um agregado de minerais recristalizados entremeados com a granada.

Um outro tipo petrográfico, caracterizado pela presença de espinélio verde, granada e hornblenda ocorre raramente, associado a granulitos máficos. Contém abundantes quantidades de hornblenda e granada, pequena quantidade de plagioclásio e não estão presentes clino ou ortopiroxênio. Deve corresponder a protolitos transicionais para o campo de rochas

ultramáficas. Os cristais de espinélio ocorrem como inclusões na granada, como grânulos acompanhando os cordões de granada entre cristais de anfibólio, ou situam-se no contato plagioclásio-granada. Constituem cristais xenomórficos de tamanho variável, cujos maiores atingem até 0,7 mm, de cor verde-oliva viva, definindo o tipo pleonasto (rico em Mg, Zn e Cr).

### c) Enderbitos

As rochas enderbíticas ocorrem associadas aos granulitos máficos e também intercalados nos gnaisses kinzigíticos na porção nordeste e centro-sul da área, sem destacar áreas preferenciais de ocorrência. Nesse caso, os enderbitos são individualizados por suas tonalidades mais claras do preto, preto-esverdeado, cinza e cinza-esverdeado. Sua granulação tende a ser mais grossa que a dos granulitos máficos, geralmente média a grossa e sua anisotropia é fraca, apresentando por vezes uma incipiente orientação dos minerais, principalmente os tipos com biotita. Alguns tipos podem apresentar uma foliação e bandamento gnáissico realçado por mobilizados quartzo-feldspáticos.

Ao microscópio apresentam textura granoblástica, são constituídos por plagioclásio, quartzo, biotita, clino e ortopiroxênio e anfibólio, podendo ocorrer ainda, em alguns tipos, granada e álcali-feldspato em pequenas quantidades. Os minerais acessórios são opacos, apatita e zircão. Uma característica que diferencia os enderbitos dos outros granulitos, além da granulação, é a distribuição não homogênea das diversas espécies minerais, ocorrendo separadamente agrupamentos de minerais máficos e félsicos.

Os cristais de plagioclásio são normalmente antipertíticos, composicionalmente variando de oligoclásio a andesina ( $An_{28-49}$ ), têm formas subédricas e tamanhos entre 2,0 e 8,0 mm, mas há cristais de até 1,5 cm, os quais algumas vezes destacam-se em uma matriz relativamente mais fina, assemelhando-se a texturas porfiríticas de origem magmática, sugerindo tratar-se de rochas derivadas de tipos subvulcânicos ou plutônicos. Encontram-se maclados segundo a lei da albita, periclíneo e albita-carlsbad, esta última principalmente nos cristais maiores. Os cristais de menor tamanho constituem articulações em equilíbrio, definindo

arranjos granoblásticos poligonais.

A biotita ocorre associada aos cristais de piroxênio e anfibólio sob a forma de cristais tabulares e muitas vezes orientados, definindo uma discreta foliação, a qual pode ser proeminente em determinados locais. São tipos titaníferos, avermelhados e com pleocroísmo forte, entre o marrom-pálido (X) e o marrom-avermelhado intenso (Y, Z). Em certos casos podem truncar ou substituir os piroxênios denotando crescimento tardio, mas ocorrem também em equilíbrio com os outros minerais.

Os piroxênios são subédricos e anédricos e apresentam dimensões em torno de 1,5 mm, destacando-se raros cristais de 5 mm, sendo que em geral os ortopiroxênios superam os clinopiroxênios em tamanho e frequência. Os ortopiroxênios são do tipo hiperstênio, definindo cristais incolores a ligeiramente rosados e acham-se substituídos por hornblenda e biotita. Alguns cristais podem conter inclusões de clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, opacos e apatita, outros apresentam intercrescimentos (exsolução) de clinopiroxênio no seu interior. Neste caso, a feição é desenhada por listas de ortopiroxênio perpendiculares à clivagem, em um núcleo de clinopiroxênio que, em direção às bordas, passa a ser predominantemente da fase ortorrômbica, existindo uma fase intermediária de intercrescimento vermiforme entre ambas, até dominar o hiperstênio. Estes aspectos parecem representar relíquias dos protolitos magmáticos.

Os cristais de clinopiroxênio ocorrem com menor frequência nessas rochas, sendo raros em algumas amostras. Eles formam cristais de pequeno tamanho (0,2-1,0 mm), anédricos, ocorrem como agregados poligonais juntamente com os de plagioclásio. Também associam-se ao ortopiroxênio como inclusões ou lamelas de intercrescimento, ou como cristais individuais em contato de equilíbrio. Há casos em que as inclusões de clinopiroxênio (em ortopiroxênio), de variados tamanhos, geralmente arredondadas, estão em continuidade ótica com cristais da mesma espécie, adjacentes ao contato com o ortopiroxênio no qual estão inclusos. Isto vem indicar relações de crescimento muito próximas que, de algum modo, guardam de uma herança magmática. Eles são incolores a levemente esverdeados e têm ângulo de extinção entre 41 e 44° ,

o que permite classificá-los na série do diopsídio, mais especificamente como salita.

Os anfibólios ocupam proporções modais bem inferiores a dos piroxênios e ocorrem como cristais individuais ou de substituição. Os cristais individuais são prismáticos ou granulares, estão em contato normal com os outros minerais e, algumas vezes, ocorrem em agrupamentos poligonais entre si e também com os demais minerais. Os cristais do segundo tipo margeiam piroxênios, igualmente como tem sido descrito nas rochas anteriores, ou ocupam microfraturas onde encontram-se associados com opacos. Os anfibólios têm pleocroísmo moderado entre o amarelo-claro ou verde-claro (X), marrom-esverdeado (Y) e verde-amarronzado ou verde (Z) e apresentam ângulo de extinção de  $13^\circ$ , que permite classificá-los como hornblenda.

O quartzo tem percentual variável nestas rochas, entre 25 a menos de 10% modal. Constitui cristais anédricos, geralmente intersticiais e ocupa os limites entre os cristais de plagioclásio e piroxênio. Em outros casos, apresentam-se como cristais relativamente grandes (até 4,0 mm) fortemente deformados, cujas feições presentes são a forte extinção ondulante, formação de subgrãos em seus núcleos, bordas recristalizadas e poligonizadas. Podem, em último caso, constituir cristais em arranjos poligonais que compõem, junto com outros minerais constituintes, a trama granoblástica.

O microclínio é um constituinte menor nessas rochas e em muitas amostras não está presente. Os cristais maiores são geralmente porfiroclastos, acham-se estirados, têm formas ocelares, e são envolvidos por intercrescimentos mirmequíticos desenvolvidos nos cristais de plagioclásio adjacentes. Internamente, apresentam intercrescimentos pertíticos na forma de finas agulhas de albita dispostas paralelamente; contêm também inclusões de plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita, apatita e minerais opacos.

A granada só ocorre em determinadas amostras, em proporção modal inferior a 10%, não tem distribuição homogênea e ocorre isolada em determinados locais da rocha. Nestas porções os cristais de granada constituem agregados alongados acompanhando a foliação

da rocha, e muitos estão intercrescidos com biotita, plagioclásio e quartzo. Alguns cristais são euédricos, mas a maioria é anédrico, apresentam bordas irregulares e estão interpenetrados como cristais simplectíticos (intercrescimentos de quartzo, granada, biotita e opacos). Nos núcleos dos cristais existem inclusões corroídas de plagioclásio, biotita, piroxênio ou anfibólios representando tipos poiquiloblásticos. Em outros casos demarcam fronteiras entre plagioclásio e piroxênio indicando reações de desequilíbrio.

### 3.2.1.2- Rochas paraderivadas

Essas rochas são representadas por uma seqüência de gnaisses aluminosos submetidos a condições de alto grau de metamorfismo, e cuja característica principal é o alto conteúdo de granada. Eles ocorrem por quase toda a parte nordeste do terreno granulítico, ocupando as regiões de chapada e encostas da Serra do Carmo, e intercalam-se com ortogranulitos.

Os tipos petrográficos principais são granada gnaisses cuja composição varia em função da presença ou da quantidade de biotita, cianita, sillimanita, grafita e feldspatos. De forma genérica são classificados como kinzigitos, cujas características serão mostradas a seguir.

#### a) Kinzigitos

As principais ocorrências de kinzigitos encontram-se nas encostas da Serra do Carmo e nas áreas das fazendas Itaboca, Itaboquinha, Chupé, São Joãozinho e Angical, e nos córregos Moleque e Chupé, constituindo grandes lagedos ou sustentando pequenos morros, até desaparecerem nas áreas peneplanizadas sob depósitos coluvionares areno-argilosos lateritizados.

Estas rochas são tipos gnáissicos fortemente bandados e foliados, ricas em granada, e têm coloração predominantemente marrom, além de porções cinza-claro. O bandamento é definido pela alternância de leitos quartzo-feldspáticos milimétricos a centimétricos, descontínuos e sinuosos, com outros constituídos por granada, biotita, sillimanita e/ou cianita.

Os leitos félsicos são leucossomas de granulação grossa, nos quais se destacam cristais de álcali-feldspato de até 1,5 cm e de granada de 0,5-1,0 cm, contrastando com os leitos amarronzados de granulação fina a média e com foliação interna realçada pela orientação preferencial de minerais micáceos e prismáticos (grafita, biotita, sillimanita).

Feições de migmatização são comuns nestas rochas, em contraste com os tipos anteriormente descritos. Compõem, no geral, estruturas estromatíticas onde as bandas de granulação mais fina são acompanhadas por leitos subconcordantes de mobilizados quartzo-feldspáticos, de granulação grossa. Outras vezes os mobilizados ocorrem como lentes isoladas em porções concentradas de granada, biotita e sillimanita, e ainda há regiões onde se misturam intimamente essas duas partes (leucossomas e melanossomas), tornando-se impossível a sua individualização. Há determinados locais onde os mobilizados chegam a formar massas maiores, definindo pequenos corpos de granitóides foliados (granada granitos tipo S), como o que ocorre na fazenda Angical (São João) aflorando na encosta da Serra do Carmo, no nordeste da área.

Ao microscópio a textura granoblástica predomina. No entanto, todos os constituintes mineralógicos estão orientados, seja ao longo do bandamento composicional, caracterizado pela alternância de bandas félsicas enriquecidas em feldspato alcalino e quartzo com outras contendo biotita, grafita, sillimanita, cianita e granada, além de feldspatos, seja ao longo de uma foliação anastomosada formada pela orientação preferencial dos minerais placóides, prismáticos ou agregados lenticulares, além de cristais alongados de quartzo.

Os kinzigitos apresentam expressivas variações nas porcentagens de seus constituintes minerais, havendo casos em que predomina o plagioclásio ou o álcali-feldspato, assim como das demais espécies minerais. Portanto, verifica-se que embora a mineralogia principal seja formada por plagioclásio, microclínio, quartzo, granada e biotita, os minerais sillimanita, cianita e grafita, que são constituintes menos abundantes, concentram-se em determinados níveis e inclusive não ocorrem em outros. Os acessórios comuns são zircão, rutilo, apatita e opacos (ilmenita, magnetita).

O plagioclásio é do tipo andesina antipertítica, de composição  $An_{33-40}$ , podendo ocorrer sob a forma de porfiroclastos, e de cristais menores, em muitos casos contribuindo para a formação da matriz da rocha. Os porfiroclastos atingem quase 1 cm de comprimento, são xenomórficos, têm formas amendoadas, e apresentam-se orientados em meio à matriz foliada. Seus contatos são freqüentemente irregulares, em alguns casos suturados. Internamente mostram maclamento albita e albita-periclíneo, e contêm intercrescimentos antipertíticos, os quais são definidos por lamelas de microclínio de tamanhos e formas muito variadas (retângulos, quadrados, gotas, pontos, linhas retas ou curvas e manchas irregulares).

É comum os porfiroclastos de plagioclásio apresentarem feições de deformação, tais como: microfraturas, que os segmentam em várias partes; flexuras e extinção ondulante definindo inclusive subgrãos. Recristalização está limitada às bordas ou ao longo de regiões lineares dentro dos porfiroclastos e são expressas por mosaicos poligonais de pequenos grãos.

Os cristais menores de plagioclásio, de tamanhos entre 0,4 e 1,3 mm, estão em contatos tríplexes com outros minerais (álcali-feldspato, quartzo e granada), constituem mosaicos poligonais que, em muitos casos, representam a matriz da rocha ou podem acompanhar a orientação geral com ligeira imbricação. Nesta situação eles estão isentos de intercrescimento antipertítico, demonstrando uma composição diferente da fase porfiroclástica.

Os álcali-feldspatos têm comportamento textural semelhante aos plagioclásios, destacando-se porfiroclastos estirados, que se concentram em determinados níveis na rocha. Representam cristais em torno de 1 cm, ou podem constituir parte da matriz. Trata-se do microclínio com típico maclamento xadrez e freqüentes intercrescimentos micropertíticos, formados por agulhas ou formas irregulares (retalhos) de albita, regularmente orientados, paralelamente às clivagens. Os cristais maiores acham-se deformados, apresentam contatos retos ou denteados, ou interpenetrados entre cristais da mesma espécie. Podem ter suas bordas cominuídas e coroadas por pequenos cristais, e onde estão em contato com os cristais de plagioclásio, apresentam simplectitos definidos por cristais de quartzo vermiforme e goticular

projetados nas bordas dos cristais de plagioclásio a partir de microclínio (mirmequita). Algumas vezes, na região do contato, em presença de simplectitos, agregam-se pequenos cristais poligonais de microclínio e plagioclásio.

A granada tem proporções variadas neste tipo de rocha, podendo ocorrer abundantemente em determinados tipos (acima de 50%), e em quantidades reduzidas em outros (leptinitos). Dá à rocha uma tonalidade amarronzada que, em detalhe, destaca cores especiais dentro da tonalidade lilás. Apresenta-se sob a forma de pequenos cristais, constituintes da matriz (1mm), mas também como porfiroblastos de 0,7 a 1,0 cm, entretanto suas dimensões normalmente situam-se entre 2,0 e 5,0 mm. Ela constitui-se de cristais euédricos e subédricos, ou em alguns casos são incompletos e englobam muitos outros minerais, demonstrando uma longa e complexa história cristalina (vide Capítulo 8).

Os cristais maiores de granada são geralmente poiquiloblásticos e contêm muitas inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, sillimanita, cianita, zircão, rutilo e opacos, as quais possuem formas arredondadas e corroídas (principalmente do quartzo e plagioclásio) de tamanhos variados.

Alguns porfiroblastos de granada têm suas bordas bastante irregulares, formando interpenetrações com os minerais da matriz, indicando texturas de absorção e reações incompletas, deixando ao seu redor relíquias de vários minerais entre simplectitos e formas em concha de granada acompanhando o cristal maior. Nesse caso, encontram-se também inclusões de agregados minerais (plagioclásio-biotita-quartzo-cianita) comparáveis aos da matriz, assim como, nas bordas dos cristais de granada, são englobados parcialmente minerais da matriz, tais como sillimanita, biotita e plagioclásio, ficando relíquias destes dentro da granada.

Pequenos cristais euédricos de granada também encontram-se associados com sillimanita ou cianita em determinadas amostras, cuja disposição como pequenas inclusões aciculares, orientadas, definem uma foliação interna na granada, aproximadamente paralela à foliação externa da rocha, ou numa outra posição indicando tratar-se de cristais rotacionados de formação sin a tardi-tectônica.

Um outro aspecto morfológico que se destaca na granada, é a presença de cristais incompletos e muito irregulares (simplectitos ou em atol), os quais são formados por intercrescimentos vermiformes de granada juntamente com lâminas, gotas, lentes e fitas irregulares de quartzo. Tem ao seu redor polígonos de plagioclásio associados com palhetas de biotita marrom-pálido (**Bt2** - biotita de segunda geração), contrastando com as biotitas vermelhas (**Bt1** - primária), (vide Capítulo 8). Essas feições restringem-se a determinadas partes da rocha, onde ocorrem também abundantes intercrescimentos mirmequíticos. Tal feição indica a existência de reações tardias de formação da granada, talvez retrogressivas, desestabilizando as associações minerais primárias (biotita 1, plagioclásio, sillimanita, cianita etc) e impondo reequilíbrios a alguns minerais em condições metamórficas mais baixas (biotita 2, granada 2, quartzo, clorita e carbonato).

Nota-se, portanto, que a história de formação da granada nessas rochas é diversificada e complexa, provavelmente existindo vários estágios, os quais são representados por cristais relacionados ao metamorfismo progressivo dentro da fácies granulito, cristais gerados de líquidos anatéticos, e cristais vinculados a processos retrometamórficos tardios em fácies anfíbolito a xisto-verde (vide Capítulo 8). Exemplos do primeiro caso compreendem cristais que contêm inclusões de muscovita associados à biotita e feldspato, correspondendo provavelmente a relíquias de associações da fácies anfíbolito, que antecederam a formação de sillimanita e feldspato potássico, na progressão para a fácies granulito, já que em nenhuma dessas rochas foram encontrados associações com muscovita; os do segundo caso compreendem cristais de granada presentes nos veios mobilizados e granitóides tipo S; e os últimos são aqueles de configuração incompleta, simplectíticos, associados com biotita.

Outro aspecto particular nos cristais de granada é o seu comportamento rúptil, expresso nos cristais maiores através de microfraturas aproximadamente ortogonais à direção da foliação da rocha, as quais são preenchidas por lamelas de biotita neoformada, assim como por outros planos de fratura ortogonais ou oblíquos a estas. Existem rochas cisalhadas em que o fraturamento da granada é intenso, modificando suas formas granulares, tornando-as alongadas e bem orientadas.

A biotita está presente em todas as rochas em proporções inferiores a 25%. Constitui cristais tabulares de dimensões variadas desde menor que 0,1 até 2,5 mm, mas em certas amostras destacam-se dois conjuntos. Os cristais maiores que 1,0 mm ocorrem isolados ou em agrupamentos definindo a foliação, no entanto, há cristais discordantes que se mostram levemente deformados com extinção ondulante, flexuras nas clivagens e *kink band*. Inclusões de zircão com halos pleocróicos, rutilo, sillimanita, cianita, quartzo, feldspatos e minerais opacos são comuns nesses cristais, caracterizando uma fase mais evoluída do crescimento da biotita.

Em certos casos, intercrescimentos mirmequíticos de quartzo acompanham as clivagens de biotita, geralmente próximo a sua borda ou a partir do contato com a granada. Ocorre também a possibilidade dos cristais de biotita "sombrearem" os porfiroclastos de granada nas extremidades, ou podem também contorná-los.

Os cristais menores de biotita constituem palhetas orientadas e, juntamente com os prismas de sillimanita e palhetas de grafita, definem a foliação da rocha. Onde os cristais de biotita ocorrem associados à sillimanita, definem faixas com essas duas espécies minerais, além de feldspato, quartzo e granada em menor quantidade; nesse caso a rocha adquire aspecto lepidoblástico e nematoblástico. Tratam-se de faixas descontínuas e sinuosas que envolvem as porções quartzo-feldspáticas e impõem aspecto amendoado à rocha. Dentro dessas zonas, entretanto, podem ocorrer tanto cristais de biotita quanto de sillimanita não-paralelizada. Dentre suas propriedades óticas, destaca-se o forte pleocroísmo, variando do marrom-avermelhado (Y,Z) a marrom-pálido (X) ressaltando possivelmente o seu caráter titanífero. Outro tipo de biotita (biotita 2) ocorre localizadamente, diferenciando-se pela coloração pálida e fraco pleocroísmo variando do incolor a marrom-pálido.

A grafita ocorre em pequenas quantidades (inferior a 1%), geralmente associada a cristais de biotita ou sillimanita, e apresentam-se sob a forma de pequenos cristais lamelares orientados paralelamente à foliação, ou podem constituir inclusões na granada e biotita. Com freqüência está mimeticamente crescida com os cristais lamelares de biotita.

### 3.2.1.3- Mobilizados de anatexia

No domínio dos terrenos granulíticos de Porto Nacional estão presentes, em vários tipos de rochas, mobilizados leucossomáticos, decorrentes de fusão parcial durante o metamorfismo de alto grau, que teve lugar em maior ou menor extensão dependendo da composição da rocha envolvida.

São representados por veios, porções isoladas ou mesmo massas, até expressivas, que se destacam como pequenos corpos. Essas feições estão relacionadas a diferentes processos de anatexia; algumas vinculam-se ao metamorfismo em condições da fácies granulito, representando fusões secas, estáticas, e outras hidratadas, ou ainda em domínio da fácies anfíbolito relacionadas à tectônica cisalhante.

De modo geral são corpos leucocráticos, normalmente isentos ou com reduzida frequência de minerais máficos, formados em essência por quartzo e feldspatos. A intensidade do processo de anatexia, a quantidade de fusão e a natureza dos mobilizados variam de acordo com a composição das rochas envolvidas. Assim, aqueles associados a gnaisses kinzigíticos correspondem a tipos graníticos com ou sem granada (granitos tipo S, leptinitos); aos granulitos máficos associam-se tipos trondhjemíticos; e, finalmente, existem também mobilizados charnockito-charnoenderbíticos em granulitos máficos e enderbitos.

#### a) Leucossomas de kinzigitos

Os mobilizados associados aos kinzigitos são cinza-claros a brancos, apresentam granulação grossa e contêm destacados cristais de granada de cor marrom-lilás, constituindo bandas milimétricas a centimétricas concordantes à foliação da rocha. Sua constituição mineralógica inclui essencialmente microclínio perítico, quartzo e granada, e mais raramente plagioclásio e biotita, posicionando-se nos campos que definem composições quartzo sieníticas e graníticas no diagrama de STRECKEISEN (1973). Os cristais podem estar incipientemente orientados e pouco deformados, sendo comuns nos cristais de microclínio extinção ondulante e contatos irregulares.

Em algumas áreas no domínio dos kinzigitos, destacam-se pequenos corpos de granada granitos, a exemplo do que ocorre nas fazendas Angical e São Joãozinho. São rochas de coloração cinza, granulação grossa e texturas porfiríticas, destacando-se fenocristais de álcali-feldspato ( $\leq 1,5$  cm) e granada ( $\leq 0,7$  cm). Sua textura ao microscópio é granular hipidiomórfica e xenomórfica, no entanto os fenocristais estão orientados, acompanhando a foliação da matriz, definida pela orientação de biotita, quartzo e feldspato, demonstrando a possibilidade de serem corpos sin a tarde-tectônicos. Na sua composição mineralógica estão presentes microclínio pertítico, quartzo, plagioclásio ( $An_{29}$ ), biotita, muscovita e granada como fases principais, e minerais opacos, zircão e apatita como constituintes acessórios, permitindo classificá-los como granitos tipo S, de acordo com CHAPPELL & WHITE (1974), gerados por anatexia dos kinzigitos. Os cristais de microclínio têm predominância na rocha, apresentam maclamento simples e xadrez, contêm freqüentemente inclusões de plagioclásio, biotita, opacos e zircão e exibem intercrescimento pertítico, onde se destacam lamelas de albita na forma de retalhos e filetes. Tais cristais estão pouco deformados, registrando-se apenas a presença de microfaturas e extinção ondulante.

A biotita constitui cristais subédricos, em geral orientados, tem pleocroísmo forte, variando do amarelo-pálido (X) ao marrom-avermelhado (Y,Z), mostram muitas vezes relações de intercrescimento com cristais de muscovita e encontra-se localmente substituída por clorita.

A granada forma geralmente cristais poiquilíticos com contornos muito irregulares, tendo como inclusões mais comuns biotita, plagioclásio, quartzo, minerais opacos, apatita, zircão e muscovita.

Outros tipos de mobilizados apresentam composição leucogranodiorítica, são mais ricos em plagioclásio, mostram-se bem mais foliados e englobam em sua constituição mineralógica plagioclásio antipertítico, quartzo, microclínio, biotita e granada. Suas texturas são porfiroclásticas e protomiloníticas, nas quais destacam-se pórfiros de granada, plagioclásio e microclínio, geralmente estirados, alguns encurvados, com forte extinção ondulante,

recristalizados nas suas bordas, assim como contêm faixas de agregados de granulação fina com textura granoblástica poligonal. São comuns entre os cristais de microclínio e plagioclásio a ocorrência de freqüentes intercrescimentos mirmequíticos. O quartzo ocorre também como cristais relativamente grandes, levemente estirados, ou como agregados de subgrãos ou agregados de cristais menores recristalizados. Os contatos entre os cristais maiores são normalmente suturados.

Feições de transformação mineral são comuns nessas rochas, registrando-se cloritização parcial da biotita e da granada e saussuritização dos cristais de plagioclásio (epidoto, sericita e carbonato).

#### b) Charnoenderbitos

Esses tipos de mobilizados estão vinculados aos granulitos máficos ou aos enderbitos, ocorrendo como pequenos corpos sob forma de veios ou porções sem formas definidas. Têm dimensões centimétricas a métricas e são volumetricamente inexpressivos. São rochas de cor cinza-esverdeado a verde-claro, com quartzo leitoso azulado, leucocráticas, com índice de cor muito baixo ( $M < 2$ ); apresentam granulação grossa, o que as destaca das outras rochas granulíticas, e não exibem orientação. Eles contêm enclaves de granulitos máficos na forma de pequenos corpos circulares, discóides ou ovalados (diâmetro entre 1 e 2 cm), representando frações refratárias ao processo de fusão.

Ao microscópio apresentam textura granular hipidiomórfica (semelhante a rochas ígneas) ou protoclástica em certos casos, são constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio, microclínio e hiperstênio, além de apatita, zircão e opacos como acessórios.

Dentre os feldspatos o plagioclásio tem predomínio, o que permite classificá-los como leucogranodioritos e leucotonalitos. O plagioclásio corresponde a andesina ( $An_{35-37}$ ) que se apresenta como cristais subédricos relativamente grandes, contendo inclusões de zircão e quartzo e são antipertíticos; esses intercrescimentos são definidos por lamelas de microclínio

com formas variadas (retalhos, gotas, lentes e bolinhas). Algumas vezes, internamente no cristal de plagioclásio, onde em contato com as lamelas de microclina intercrescidas, formam-se simplectitos mirmequíticos.

O quartzo é representado por grandes cristais anédricos dispostos entre os feldspatos, podendo englobar cristais de plagioclásio e zircão, ou ocorrer, também, como cristais menores recristalizados nas bordas dos maiores.

O microclínio tem presença reduzida, pode estar ausente em algumas amostras e restringe-se aos intercrescimentos internos no plagioclásio ou aos interstícios dos outros minerais, ressaltando-se tipicamente seu maclamento em xadrez.

A granada ocorre esporadicamente como cristais isolados associados a concentrações de minerais máficos. Os piroxênios, em geral, estão substituídos parcialmente por hornblenda e opacos ao longo de seus limites e fraturas, assim como também se alteram para biotita marrom-avermelhado. A biotita pode, no entanto, ocorrer como cristais independentes e isolados. Zircão, apatita e opacos são os acessórios comuns nessas rochas, mas merece destaque o primeiro por constituir, em alguns casos, aproximadamente 1% e por formar cristais euédricos prismáticos com dimensões de 0,2 a 1,2 mm.

Enclaves máficos e ultramáficos formam corpos discóides de alguns centímetros, isolados em meio aos mobilizados charnockíticos. Uma parte deles corresponde a típicos piroxênio granulitos máficos "anidros", com associação mineral semelhante à dos que ocorrem nas adjacências, ou seja, incluem orto e clinopiroxênio, plagioclásio e raramente hornblenda e opacos. Os primeiros acham-se substituídos em certas partes por granada e biotita marrom, mas esta última define uma foliação que trunca os cristais de piroxênio, indicando que se trata de uma geração posterior. Outras vezes os enclaves são formados por concentrações de hiperstênio, opacos, anfibólio e biotita. Este tipo de enclave é entendido como material herdado dos granulitos máficos adjacentes, sob a forma de resíduos refratários à anatexia durante o metamorfismo de alto grau.

c) Trondhjemitos

Esse tipo de mobilizado encontra-se nas rochas que ocorrem próximo à cidade de Porto Nacional, nas fazendas Aroeira, Capim Puba e Ponte Alta, e em alguns locais no canto nordeste da área, nos arredores do córrego Moleque e na fazenda Oficina, próximo ao Morro da Rural. Eles não têm grande expressão areal, e ocorrem como bandas e veios, principalmente alojados em hornblenda granulitos máficos. É constituído por tipos extremamente leucocráticos, de cores branco e cinza-claro, compostos basicamente de quartzo e plagioclásio, em proporções variadas, e geralmente mais ricos em plagioclásio. Acessoriamente estão presentes apatita, opacos, titanita e zircão.

Essas rochas apresentam textura granoblástica, têm granulação média ou grossa, e os cristais podem mostrar relações de contato variadas desde poligonais, com perfeitos arranjos em ponto tríplice, até mais irregulares, interpenetrados, nos tipos deformados. Em geral elas não mostram orientação dos minerais, a não ser em tipos deformados, nos quais as texturas granulares são modificadas pelo estiramento, principalmente dos cristais de quartzo, que se recristalizam em vários grãos menores, assim como pela formação de arranjos de subgrãos e bandas de deformação nos cristais. O plagioclásio mostra, em alguns casos, encurvamentos acentuados, formando figuras em S do maclamento e *kink bands*. O maclamento é do tipo albita e periclíneo e sua composição é oligoclásio-andesina ( $An_{28-37}$ ). Forte modificação da trama original da rocha pode ser encontrada em determinados locais, inclusive com cominuição e recristalização dinâmica de quartzo e plagioclásio, e neoformação de minerais.

Minerais reliquiares podem ocorrer isoladamente ou em concentrações, e são principalmente orto e clinopiroxênio, anfibólio e granada, geralmente em avançado estado de transformação, ou podem ocorrer como faixas tipo *schlieren*.

Nessas rochas encontra-se também uma série de minerais secundários representados por sericita-muscovita, epidoto e carbonatos derivados do plagioclásio; anfibólios e biotita pálidas, clorita, titanita e opacos que se formaram a partir dos minerais máficos.

### 3.2.2- Formação Morro do Aquiles

Esta unidade litoestratigráfica foi definida por COSTA et al. (1982) para agregar o conjunto de xistos embutidos em gnaisses ocorrentes entre as cidades de Porto Nacional, Natividade e Goianorte, e a sua continuidade para sul foi atribuída por outros autores como Grupo Araxá (CUNHA et al., 1981; DRAGO et al., 1981), ou Grupo Serra da Mesa (MARINI et al., 1984).

Em certas áreas, como na região de Natividade, essa unidade foi caracterizada como uma seqüência metavulcano-sedimentar com mineralizações de ouro associadas (SILVA, 1987) ou mesmo como *greenstone* fortemente milonitizado, permitindo sua correlação com o quadro geológico do Arqueano.

Na região em estudo, a Formação Morro do Aquiles compreende metapelitos, semipelitos e metarcóseos, além de contribuições vulcânicas e químicas. Sua principal ocorrência manifesta-se através da faixa que se estende dos arredores de Porto Nacional até Brejinho de Nazaré, na direção NE-SW e com larguras variando entre 5 e 15 km; há também outras faixas menores em meio a gnaisses, granulitos, anortositos e granitóides miloníticos (Anexo B). Em determinados locais as faixas são truncadas por granitos da Suite Lajeado, ou estão limitadas por falhas, que as colocam em contato com as unidades mais novas do Fanerozóico. Em algumas áreas, como a sudeste da Serra Manoel do Carmo, registram-se raras e esparsas ocorrências de rochas desta unidade, geralmente cobertas por extenso manto coluvial, assim como por depósitos aluviais na região centro-sul.

A seqüência reúne micaxistos e quartzo micaxistos, paragnaisses aluminosos, quartzitos granadíferos, xistos grafitosos, rochas manganesíferas (gonditos) e metavulcânicas ácidas e básicas, além de intercalações de ortognaisses, anfibolitos e granitóides. A descrição a seguir inclui apenas alguns tipos petrográficos, pois muitas ocorrências encontram-se alteradas pelo intemperismo.

### a) Xistos

Os xistos apresentam tramas planares miloníticas, têm granulação média ou grossa, exibem cores variando desde cinza-prateado a amarronzado até cinza-escuro, e destacam-se pelo aspecto brilhante. A nível mesoscópico a trama milonítica é formada por porfiroclastos orientados de granada, muscovita, biotita e quartzo estirado, imersos em matriz foliada.

Com relação aos tipos petrográficos, destacam-se os seguintes: rochas de constituição mineralógica simples na base de quartzo e biotita, com eventual presença de muscovita; rochas com esses mesmos constituintes somados a granada e estaurolita com ou sem feldspatos; e rochas quartzo-feldspáticas com cordierita, sillimanita, granada e biotita.

#### a.1) Xistos com estaurolita e granada

Os tipos com estaurolita e granada ocorrem nos arredores da cidade de Brejinho de Nazaré; os cristais de estaurolita e granada constituem porfiroblastos com dimensões entre 5 e 8 mm, inclusive com formas geminadas tipo joelho e cruz (no caso da estaurolita), envolvidos por matriz xistosa constituída de biotita e quartzo.

#### a.2) Grafita xistos

Os grafita xistos são tipos raros e suas ocorrências restringem-se a pequenas faixas intercaladas aos xistos e paragneisses. Uma delas aflora a 1 km da ponte do Ribeirão do Carmo, na rodovia Porto Nacional-Fátima, e outra no Morro do Lajeado. São rochas de cor cinza-prateado, de granulação fina a média onde estão bem definidas a foliação milonítica e um bandamento milimétrico, destacando-se leitos esbranquiçados contendo quartzo, feldspato e sillimanita. As feições texturais são expressas por arranjos miloníticos formados por amêndoas de granada e tiras de quartzo, imersas em matriz foliada em padrão anastomosado, compostas de grafita lamelar, sillimanita acicular e leitos quartzo-feldspáticos.

### b) Rochas com cordierita

As rochas que contêm cordierita e ocorrem a sudoeste e a leste da cidade de Porto

Nacional, associadas aos tipos já descritos, podendo encontrar-se inclusive tipos mais feldspáticos. Eles correspondem a metapelitos aluminosos, quartzosos ou feldspáticos e, em alguns casos, apresentam composição mineralógica variável em função das condições metamórficas.

Texturalmente essas rochas são pouco foliadas, e compõem faixas lepidoblásticas anostomosadas ricas em biotita e sillimanita, paralelas a faixas granoblásticas compostas por quartzo, plagioclásio, cordierita e/ou biotita e ainda outras granoblásticas onde raramente estão presentes os minerais micáceos.

A cordierita ocorre sob a forma de porfiroblastos de até 7 mm, com formas amendoadas ou tabulares, acompanhando ou sendo envolvida pela foliação, definida principalmente por biotita e sillimanita, assim como por cristais menores que fazem parte da matriz.

Os cristais de cordierita estão muito fraturados, apresentam extinção ondulante e contêm, com frequência, inclusões de quartzo, biotita, sillimanita, opacos e raramente muscovita. Muitas inclusões de quartzo têm formas esféricas devido à reação parcial que originou a cordierita. Zonas de alteração verde clara (pinita) ocorrem com frequência ao longo de microfraturas nas bordas dos porfiroblastos e por quase toda a superfície dos cristais menores, geralmente constituindo manchas translúcidas ou pseudoisotrópicas. Em alguns casos, nessas zonas, há ainda finos pontilhados de opacos no seu interior.

A sillimanita ocorre concentrada na forma de feixes de cristais prismáticos ou aciculares, dispostos subparalelamente aos cristais de biotita, definindo a foliação e contornando os cristais de cordierita; outros feixes orientam-se aleatoriamente e crescem sobre outros minerais, indicando evolução cristalina sin a tardi-tectônica. Alguns cristais de sillimanita estão parcialmente substituídos por sericita.

A granada é um constituinte menor nos litotipos com cordierita e expressa-se através de pequenos cristais hexagonais ou por porfiroblastos envolvidos por biotita. Nos tipos petrográficos sem cordierita a granada tem maior frequência e ocorre como agregados de

pequenos cristais euédricos a anédricos constituindo bandas irregulares e descontínuas juntamente com biotita. Em algumas bandas os cristais de granada estão intercrescidos com prismas de sillimanita.

A biotita constitui faixas sinuosas de cristais orientados subparalelamente, que contornam os grãos amendoados de cordierita, plagioclásio e quartzo estirado, definindo um padrão geral anastomosado. Seu pleocroísmo varia do incolor ou amarelo-pálido (X) ao marrom-avermelhado (Y,Z).

O plagioclásio é do tipo andesina ( $An_{40}$ ) se associa ao quartzo e a cordierita, constituindo, em certas partes, bandas félsicas. Neste caso, podem formar texturas granoblásticas juntamente com *ribbon quartz* recristalizados.

### c) Tipos com Andaluzita, Sillimanita e/ou Estauroлита

No flanco oeste do Anortosito Carreira Comprida, as rochas da Formação Morro do Aquiles têm granulação fina ou média, são pouco foliadas, em alguns casos apresentam aspectos maciços, têm coloração acinzentada ou amarronzadas e são ricas em quartzo e granada. A análise microscópica entretanto revela que essas rochas apresentam forte linearidade dos componentes minerais, correspondendo em alguns casos a tectonitos L, e possuem freqüentemente tramas miloníticas, destacando-se o aleitamento tectono-metamórfico definido por bandas milimétricas a centimétricas compostas de quartzo e feldspatos alternados regularmente com leitões e lentes de quartzo em múltiplos polígonos, cordões de multigrânulos de granada e quartzo fitado.

Existem rochas, como a amostra PN-35 (Anexo A), que são ricas em quartzo (>40%) e granada (15-20%) seguidos por plagioclásio, microclínio e mais raramente biotita, acompanhados acessoriamente por opacos, zircão e apatita.

Ao microscópio as texturas são granoblásticas ou apresentam freqüentes arranjos do tipo *flaser* indicados por cristais de quartzo como lentes e tiras (*ribbon-quartz*), com

dimensões de 7,0 X 0,5 mm. Tais cristais apresentam, em geral, forte extinção ondulante, bandas de deformação transversais ao maior comprimento das fitas e freqüentes arranjos em subgrãos. Muitos desses cordões de quartzo estão integralmente reconicionados por cristalização dinâmica em arranjos tipo mosaicos poligonais, acompanhados por cristais de feldspato. Pareados a estes cordões existem outros ricos em granada, os quais reúnem pequenos cristais euédricos de granada entrelaçados irregularmente aos cristais de quartzo.

Os cristais de plagioclásio são do tipo andesina( $An_{33-37}$ ), geralmente não apresentam maclamento ou possuem raras listas de macla albita ou periclíneo, muitas vês tratando-se de geminações de deformação. Ocorrem normalmente como grãos poligonais. Microclínio associa-se ao plagioclásio e suas feições são muito semelhantes.

A biotita é um constituinte menor nestas rochas e ocorre como lamelas orientadas, acompanhando e associando-se aos cordões de granada e tem pleocroísmo incolor (X) a marrom (Y, Z). No entanto, existe um outro tipo de biotita que está ligada a transformação dos cristais de granada e freqüentemente preenche suas fraturas ou bordas. Este segundo tipo tem pleocroísmo fraco e varia do incolor a verde-pálido, e está também presente em microzonas de cisalhamento, onde encontra-se associada com titanita e opacos.

Ao longo de microzonas de cisalhamento, que seccionam estas rochas, há modificações mineralógicas em condições de temperaturas baixas e na presença de fluidos. Ao atravessarem porções quartzo-feldspáticas formam-se agregados de pequenos cristais (desde menores que 0,1 a 0,3 mm) recristalizados e há neoformação de epidoto, carbonato, titanita e biotita verde pálido. Dependendo do espécie mineral que é atravessada pela zona de cisalhamento formam-se assembléias diferenciadas como por exemplo: epidoto, carbonato e sericita a partir de transformações do plagioclásio; e biotita da granada.

Nas adjacências do contato com o Anortosito Carreira Comprida (amostras PN-28, 29 e 42), nos domínios da fazenda Santa Ana, essas rochas adquirem outro arranjo textural-mineralógico, embora, mesoscopicamente, sejam semelhantes aos demais tipos petrográficos

descritos. Neste caso, as rochas contêm andaluzita, sillimanita, granada, biotita, estaurolita e eventualmente clorita, cuja principal característica textural é a ausência de orientação preferencial dos cristais, sugerindo trata-se de rochas de metamorfismo de contato (hornfels), provavelmente ligado a colocação do corpo de anortosito ou de granitos mais novos. No entanto, ainda é possível restaurar as texturas e estruturas remanescentes, decorrentes do processo de milonitização regional, tais como o bandamento e faixas de agregados de minerais. A biotita nessas rochas torna-se relativamente abundante, concentrando-se em massas de cristais lamelares curtos, entrelaçados ao acaso, e diferem dos tipos vinculados ao metamorfismo regional, não só nos caracteres texturais, mas também no seu pleocroísmo, mais fraco, que varia do amarelo-pálido (X) ao marrom-claro (Y,Z). Cristais de clorita eventualmente ocorrem paralelamente aos cristais de biotita, substituindo-os.

A andaluzita ocorre como porfiroblastos crivados de inclusões de biotita, quartzo, plagioclásio, opacos granulares, zircão e raramente sillimanita e estaurolita. Ocorrem também como cristais menores, de contornos muito irregulares e distribuem-se freqüentemente em faixas juntamente com biotita e granada, e muitas vezes mostram relações de crescimento posterior a muitos desses minerais.

A sillimanita ocorre como cristais prismáticos organizados em feixes subparalelos ou radiais e geralmente está associada granada a andaluzita.

A granada, geralmente euédrica, forma pequenos cristais granulares, acompanhando as faixas de biotita. Estaurolita tende a acompanhar a biotita e granada na forma de agregados de pequenos cristais prismáticos, desorientados, os quais acompanham algumas vezes os contornos dos cristais de andaluzita.

#### d) Metavulcânicas

Outras variedades de rochas reconhecidas na Formação Morro do Aquiles são aquelas compostas essencialmente por quartzo e muscovita e acessoriamente biotita, opacos e

titanita, e caracterizadas por tramas miloníticas bem desenvolvidas; parte delas pode ter derivado de vulcânicas ácidas, em função de sua homogeneidade composicional e da presença de fenoclastos de quartzo com formas euédricas bipiramidais, ou arredondadas, ou com reentrâncias com contornos embaçados semelhantes a feições de corrosão magmática. No entanto, em geral, não é mais possível recuperar os arranjos primários e, nesse caso, as texturas são formadas por lentes de quartzo (até 4 mm de comprimento) envolvidos por faixas compostas exclusivamente de muscovita-sericita, que se alternam a porções quartzo-sericíticas, caracterizando a matriz. A textura da matriz é definida por mosaicos poligonais de quartzo limitados por palhetas de sericita. As faixas micáceas são sinuosas, envolvendo porfiroclastos e, internamente, estão presentes arranjos tipo SxC (LISTER & SNOKE 1984). Os porfiroclastos de quartzo estão estirados e parcial ou totalmente recristalizados, constituindo, em casos extremos, esteiras de mosaicos de subgrãos e novos grãos individualizados.

Rochas básicas ocorrem em vários locais como pequenos corpos foliados ou não, ricos em anfibólio e clorita, algumas vezes com suas texturas originais parcialmente preservadas.

#### e) Gnaisses e anfibolitos

Pequenas faixas de rochas gnássicas com porções anfibolíticas associadas ocorrem a sudoeste e sul da cidade de Porto Nacional. Os melhores afloramentos são encontradas nas fazendas Rainha da Serra e Ponte Alta, e na localidade de Pontal.

Os gnaisses são bandados ou não, apresentam coloração cinza, e têm granulação média ou grossa. Em certos locais encontram-se corpos de anfibolitos sob a forma de lentes ou folhas, geralmente migmatizados com disseminações ou concentrações de anfibólio nas porções meso e melanocráticas.

Onde as tramas miloníticas são freqüentes, destacam-se corpos lentiformes e estirados de anfibolitos, de mobilizados quartzo-feldspáticos, de porfiroclastos de anfibólio e plagioclásio, e bandas de quartzo, assim como registra-se também corpos de anfibolitos

budizados, dobras intrafoliares assimétricas e bandas de cisalhamento. Em outros locais essas feições são raras ou não estão presentes, e a estruturação interna das rochas é representada pela orientação incipiente de minerais micáceos, pelo imbricamento de minerais, e pelo bandamento definido por discreta variação na concentração das fases minerais.

Petrograficamente são rochas granoblásticas, compostas sobretudo por plagioclásio, seguido de quartzo, biotita e anfibólio, definindo composição tonalítica. Os minerais acessórios comuns são titanita, granada, apatita, zircão e opacos. O plagioclásio tem maclamento albita e periclíneo e corresponde ao tipo oligoclásio-andesina ( $An_{29,31}$ ). Constitui cristais subédricos, levemente sericitizados ou transformados para carbonatos; pode ocorrer também como agregados de cristais menores recristalizados, formando uma matriz fina, poligonal, que isola os porfiroclastos de plagioclásio e acompanham-se de pequenos cristais de biotita e anfibólio.

O quartzo é anédrico e constitui algumas vezes agregados poligonais, sendo que os cristais maiores mostram freqüentemente extinção ondulante e bandas de deformação.

Os cristais de biotita são subédricos ou anédricos apresentam pleocroísmo variando do marrom-amarelado claro (X) ao marrom-escuro ou verde-amarronzado (Y,Z) e estão dispostos subparalelamente definindo a foliação. Em alguns casos, os cristais estão interpenetrados com quartzo e opacos nas terminações das clivagens, ou constituem pequenos cristais lamelares entremeados aos cristais maiores de quartzo e plagioclásio, definindo a matriz orientada. Transformações inexpressivas para clorita ocorrem na borda de alguns cristais.

O anfibólio não é um mineral freqüente e pode ocorrer como cristais prismáticos concentrados, definindo pequenas faixas, ou como cristais incompletos com contornos externos irregulares, os quais, internamente, estão interpenetrados com quartzo e plagioclásio; seu pleocroísmo varia do verde-claro (X), verde (Y) ao verde-oliva (Z) e seu ângulo de extinção entre 14 e 18° caracteriza como hornblenda.

Os anfibólitos são rochas de coloração preta com tonalidades esverdeadas,

ocorrem na forma de corpos lenticulares, tabulares estreitos, ou em concentrações irregulares dentro dos gnaisses. Contêm mobilizados quartzo-plagioclásio na forma de veios e vênulas concordantes e discordantes com a foliação. A foliação é definida pela orientação regular de prismas ou cristais lentiformes de anfibólio. Considerando a porcentagem de anfibólio, reconhecem-se dois tipos petrográficos. Um contém 90 a 100% de hornblenda e corresponde a tipos ultramáficos, e o outro tem proporções aproximadamente iguais entre hornblenda e plagioclásio, correspondendo a tipos máficos.

Os tipos ultramáficos são constituídos essencialmente por hornblenda e raramente plagioclásio, representados por cristais de granulação média, orientados ou não, os quais podem definir texturas nematoblásticas ou granoblásticas. Os cristais de hornblenda mostram-se deformados, têm tendência lentiforme e estão recristalizados nas bordas onde constituem massas de pequenos cristais aciculares; seu pleocroísmo varia do marrom-pálido (X), verde-amarronzado (Y) até o verde-oliva (Z) e têm ângulo de extinção de 23°.

As observações de campo permitem considerar duas propostas para explicar a geração dos tipos ultramáficos a saber: representam enclaves de rochas magmáticas de composição ultramáfica metamorfisada, ou correspondem a resíduos da migmatização de rochas máficas (granulitos ou anfibolitos). Embora as duas propostas não sejam excludentes, admite-se que representem frações derivadas de migmatização de rochas máficas devido a presença de mobilizados de anatexia.

Os outros exemplares correspondem a anfibolitos típicos, são constituídos a base de anfibólio e plagioclásio, podem conter em menores proporções biotita, quartzo, opacos e granada, e acessoriamente apatita e titanita. Texturalmente apresentam dois aspectos principais: um é a presença de porfiroclastos de anfibólio orientados e envolvidos por matriz granoblástica poligonal contendo plagioclásio e anfibólio; o outro se refere a arranjos granonematoblásticos além de apresentarem cristais poiquiloblásticos de anfibólio. O tipo de anfibólio dessas rochas é a hornblenda, que apresenta pleocroísmo marrom-amarelado claro (X), verde-amarronzado

( Y) e verde-oliva (Z) e possui ângulo de extinção entre 13 e 18°. O plagioclásio é do tipo andesina ( $An_{37-43}$ ), contem maclamento albita e geralmente está substituído parcialmente por sericita e epidoto. Em alguns tipos petrográficos o plagioclásio é representado por pequenos cristais poligonais definindo perfeitos mosaicos em ponto tríplice e formam a matriz, juntamente com o anfibólio; tais cristais não se apresentam maclados. A biotita e a granada ocorrem em pequenas proporções em alguns tipos petrográficos, sendo que a primeira acha-se freqüentemente associada ao anfibólio e apresenta pleocroísmo marrom-claro (X) a marrom (Y,Z).

f) Gonditos

Duas ocorrências desse tipo de rocha foram registrados na área, uma no Morro do Lajeado (Aquiles) e outra a aproximadamente 2 km na rodovia vicinal Escola Brasil-Pontal (amostra 93/PN-01 - Anexo A). Constituem camadas decimétricas a algumas dezenas de metros de espessura, com mergulhos suaves, intercalados em xistos portadores de sillimanita, granada e cordierita. São rochas maciças, de cor negra com tonalidades marrom e cinza-escuro, granulação fina, constituídas fundamentalmente por granada-espessartita e quartzo em quantidades significativas, além de hematita, grafita e anfibólio incolor como componentes menores, e acessoriamente rutilo. Com a alteração natural formam-se hidróxidos de manganês.

Estruturalmente apresentam um marcante acamadamento milimétrico a centimétrico, realçado por pequenos veios de quartzo, que em determinados locais formam pequenas dobras fechadas, isoladas na rocha.

Essas rochas representam, provavelmente, formações ferríferas bandadas originadas por sedimentação química exalativa de sílica, ferro e manganês, que foram metamorfizadas em condições de alto grau.

### 3.2.3- Anortosito Carreira Comprida

Na região su-sudoeste da cidade de Porto Nacional destaca-se um corpo relativamente grande de anortosito que pode ser investigado desde o leito do rio Tocantins até as encostas das serras Aroeira e Malhadinha, onde se expõe em inúmeros afloramentos (Anexo B). Expressivos lajedos encontram-se no trecho do rio Tocantins conhecido como Corredeira Carreira Comprida, a aproximadamente 9 km a montante de Porto Nacional, a qual se constitui uma das maiores corredeiras da região. A denominação **Anortosito Carreira Comprida** é aqui utilizada em referência a este acidente geográfico, em virtude de aí ser o local de suas melhores exposições. Afloramentos de suas rochas também são encontrados nos arredores do povoado Malhadinha, nas fazendas Landi e Angico, e para oeste a unidade se perde por sob os paredões escarpados da serra da Aroeira, sustentada por camadas de sedimentos da Bacia do Parnaíba em franca discordância angular.

Ele constitui um corpo alongado na direção NNE-SSW por aproximadamente 25 km, e com larguras variando entre 8 a 10 km. Como o corpo está, em parte, encoberto por sedimentos, inclusive dos depósitos aluvionares do rio Tocantins, tornou-se difícil estabelecer claramente seu formato e suas relações de contato com as seqüências mais antigas. Porém, nas áreas onde foi possível investigá-las definiu-se a existência de zonas de cisalhamento indicando que as relações com os demais conjuntos rochosos são tectônicas. No flanco oeste faz contato com orto e paragneisses e até rochas máficas gnaissificadas (granulitos milonitizados) e nos arredores das fazendas Santa Ana e Aroeira acha-se misturado tectonicamente com gnaisses. As suas estruturas internas são predominantemente miloníticas e concordantes com as das rochas adjacentes, de modo que se tratam, na verdade, de metanortositos, e as feições de origem plutônica aparecem apenas de forma reliquiar.

O corpo é composto por rochas de granulação grossa a extremamente grossa (cristais de plagioclásio de até 10 cm), mas em muitas partes podem apresentar granulação fina devido à cominuição por deformação cisalhante. Um dos aspectos que se destaca nessas rochas

é a textura *flaser* definida por porfiroclastos amendoados de plagioclásio (2 a 10 cm de comprimento), imersos em matriz milonítica; nesse caso, a rocha assemelha-se a um *augen* gnaisse (Figura 12b, Cap. 4). A articulação entre os porfiroclastos e os minerais da matriz dá à rocha um aspecto milonítico característico, o qual é acentuado pela presença de feixes, lâminas e trilhas sinuosas de minerais máficos, e por fitas de quartzo que contornam lentes de plagioclásio, imprimindo forte trama anisotrópica à rocha. Em alguns casos, o estiramento acentuado dos megacristais proporciona a definição do bandamento tectono-metamórfico, onde tabletes de porfiroclastos alternam-se com faixas de minerais máficos (Figura 12c, Cap. 4).

O estudo petrográfico dos anortositos indica cores cinza-escuro, com porções negras localizadas, ou marrom-esverdeadas, devido à presença de minerais máficos e granada, respectivamente. Eles são compostos basicamente de plagioclásio, em proporções que variam entre 70 e 90%, complementados por anfibólio, biotita, granada, quartzo, epidoto e clinopiroxênio. Em quantidades menores apresentam-se opacos, apatita, titanita, clorita, muscovita e carbonato. Com exceção do plagioclásio e de raros restos de clinopiroxênio, os demais minerais são produtos de reações metamórficas a partir das associações originais.

Em certas partes, onde os anortositos acham-se menos deformados, encontram-se feições texturais sugestivas de sua filiação magmática. Os cristais centimétricos de plagioclásio são, nesses casos, subédricos e até euédricos e chegam a se tocar, constituindo feições de acumulação gravitacional de cristais. Os espaços intergranulares estão ocupados por minerais máficos, geralmente piroxênios reliquiares, quase totalmente transformados para anfibólio. Uma outra feição que se destaca é o zoneamento apresentado pelos cristais maiores de plagioclásio. Essas feições são semelhantes às texturas cumulativas de complexos ígneos máfico-ultramáficos estratiformes, onde os plagioclásios representariam as fases precoces de acumulação (plagioclásio cumulado) e os piroxênios as fases residuais interprecipitadas (piroxênio intercumulado) durante a cristalização dos líquidos magmáticos que deram origem a esse corpo.

No entanto, o que se observa com mais frequência nessas rochas, são as

microestruturas de superposição tectono-metamórfica. Assim, os cristais de plagioclásio têm formatos lenticulares, ou amendoados, ou estão microbudinados em função do forte estiramento imposto pela deformação cisalhante. Os plagioclásios são do tipo labradorita ( $An_{60}$ ) e apresentam maclamento albita, albita-carlsbad e albita-periclínio, além de freqüente geminação de deformação (*mechanical twinning* - BEST, 1982; SPRY, 1969). Esses cristais estão freqüentemente segmentados em vários pedaços, estirados e microbudinados, alguns com destacáveis encurvamentos e forte extinção ondulante, microfraturados, além de se reconstituírem em subgrãos e multipolígonos por recristalização dinâmica. Ao longo das zonas de segmentação dos cristais ou em seu redor, eles estão "costurados" por inúmeros cristais menores articulados por junções tríplexes (textura *mortar*) que, com a progressão da cominuição e recristalização dinâmica, os desfaz numa espécie de matriz da rocha.

Acompanhando as trilhas de microfraturas e zonas de recristalização dos megacristais de plagioclásio, freqüentemente estão presentes cristais de anfibólio ou de biotita sugerindo a migração e infiltração de componentes nas zonas de quebramento e de dilatação, com neoformação destes minerais durante a deformação cisalhante.

A matriz dessas rochas é constituída por plagioclásio, quartzo, granada, biotita, anfibólio, epidoto e clorita em quantidades variadas, predominando uma ou outra espécie mineral de acordo com os domínios mineralógico-composicionais dentro da rocha ou transformações metamórficas dominantes. Onde há predominância do plagioclásio a textura que se sobressai é a granoblástica poligonal; o tamanho dos cristais varia de milimétrico a microcristalino, e sua composição é mais sódica, andesina ( $An_{48}$ ). Nas porções onde se concentram os minerais máficos existem agrupamentos paralelos a subparalelos de anfibólio e biotita entremeados, ou de biotita suborientada ou não orientada, acompanhados de epidoto e apatita. A clorita substitui o anfibólio e a biotita.

Os anfibólios ocorrem como cristais prismáticos aciculares ou grânulos anédricos, os quais compõem agrupamentos dispostos entre os cristais de plagioclásio. Seu pleocroísmo

moderado, variando do marrom-pálido ou marrom-esverdeado claro (X), verde (Y) ao verde-azulado (Z), birrefringência moderada na segunda ordem, ângulo 2V de aproximadamente 80° e ângulo máximo de extinção de 15°, sugere tratar-se de hornblenda actinolítica.

Os cristais de biotita têm forte pleocroísmo variando do incolor ou marrom-pálido (X) ao marrom (Y,Z), constituindo agregados orientados ou não, contornam os plagioclásios e são acompanhados com frequência por apatita e minerais opacos. Os minerais opacos apresentam contornos muito irregulares, e são margeados por coroas de titanita no contato com biotita e anfibólio.

A presença de quartzo nessas rochas merece algumas considerações. Ele ocorre em variadas proporções, desde quantidades reduzidas em certos tipos até abundantes em outros, permitindo a caracterização de termos petrográficos de composições tonalíticas ou trondhjemíticas. Certas porções das rochas contêm bandas ricas em quartzo, dispendo-se como lentes ou fitas sinuosas (*ribbon quartz*) alternadas ou misturadas com os outros constituintes mineralógicos (plagioclásio, anfibólio etc.). Por outro lado, ocorrem em tramas que indicam claramente a sua proveniência a partir de reação entre o plagioclásio e os minerais máficos na formação de granada, conforme será descrito adiante. Em outros casos ocorrem como cristais relativamente grandes, isolados, provavelmente representando cristais intercumulados de origem magmática, em pequenas proporções na rocha; nesse caso, são sugestivas a possibilidade de corresponderem a variações composicionais originais (por exemplo, quartzo anortositos) decorrentes de processos de diferenciação magmática. Outra interpretação poderia considerá-los como produtos do processo metamórfico, relacionados a modificações das associações minerais primárias (reações de desestabilidade e neoformação de minerais, e segregação de sílica).

Outras feições presentes com certa frequência nessas rochas são as texturas devidas à reação entre cristais de plagioclásio e as massas de minerais máficos gerando granada. Em muitas rochas os porfiroclastos de plagioclásio são continuamente margeados por cristais de granada formando texturas coroníticas, isolando-os da matriz fortemente cominuída. As coroas

em torno dos cristais de plagioclásio são constituídas por vários cristais granulares de granada, malformados, tendo no seu lado mais externo, uma fina camada de quartzo poligonal com raros grãos de granada, até confrontar-se com os cristais de anfibólio; os cristais de granada são em geral incompletos e não contêm núcleos, mas há também aqueles com formas subédricas e euédricas. Essas coroas decorrem da reação entre o plagioclásio e os piroxênios ou anfibólios, gerando granada com liberação de sílica (quartzo), as vezes em quantidades significativas, e minerais opacos, além de apatita e titanita.

Os piroxênios foram quase que totalmente consumidos e ocorrem apenas como relíquias. Os cristais de plagioclásio originais sofreram transformações para tipos mais sódicos, acompanhadas por forte deformação cisalhante e recristalização dinâmica. Tais transformações contribuíram para a formação da associação plagioclásio-granada-anfibólio-biotita-quartzo.

Em algumas rochas a substituição do plagioclásio por cristais de epidoto, e a transformação da granada para clorita tornam-se tão intensas que os cristais originais perdem, em grande parte suas características óticas e a rocha adquire cores escuras ao microscópio. Os cristais de plagioclásio, nesse caso, acham-se quase completamente transformados para epidoto e estes formam massas de cristais euédricos, subédricos ou anédricos; feixes radiais, ou inúmeros grânulos irregulares sobre o plagioclásio. Por outro lado concentram-se nas regiões mais deformadas do cristal onde, em certos casos, são acompanhadas por cristais de sericita e carbonatos. Transformações dessa ordem também ocorrem com a granada, anfibólio e biotita, os quais estão parcialmente substituídos por clorita. Essas feições estão vinculadas a intenso hidrotermalismo ao longo de zonas de cisalhamento que foram fortemente permeadas por fluidos.

A deformação concentrada em certas faixas, ao longo do corpo, transforma as rochas em milonitos e ultramilonitos, afaníticos, nas quais as estruturas lineares acham-se bem desenvolvidas. Tais rochas são caracterizadas ao microscópio, por um bandamento definido por cordões sinuosos de quartzo, faixas de anfibólios aciculares orientados (com raros feixes

desorientados), e lâminas e lentes de opacos, alguns inclusive budinados, paralelizados à foliação milonítica. Essa foliação contorna os raros porfiroclastos de plagioclásio com formas amendoadas de tamanhos máximos em torno de 2 mm. De modo semelhante aos tipos descritos anteriormente, os cristais de plagioclásio acham-se cominuídos, recristalizados e microbudinados, destacando-se nas suas terminações arranjos de cristais microgranulares.

Os anfibólios são aciculares ou prismáticos, com pleocroísmo moderado a fraco, do incolor a verde, com ângulo de extinção  $15^\circ$ , tratando-se provavelmente de actinolita. Eles ocorrem em feixes delgados ou entremeados na matriz milonítica, e contribuem para a definindo da foliação, mas podem, também, orientar-se obliquamente a ela. Nessas rochas a biotita torna-se rara e a granada não ocorre.

#### 3.2.4- Complexo Rio dos Mangues

O Complexo Rio dos Mangues ocorre a oeste da Suíte Matança e compreende gnaisses tonalíticos mais ou menos migmatizados, com intercalações tectônicas de rochas supracrustais, rochas alcalinas metamorfizadas, anfibolitos e granitóides. Essa unidade apresenta-se como uma faixa orientada na direção NNE-SSW, ocupa todo o extremo oeste da área (Anexo B), e suas melhores exposições situam-se ao longo da rodovia Fátima-Porto Nacional, no início do seu trecho, nas proximidades da fazenda Saco da Serra e nos arredores da vila Oliveira do Norte.

Os gnaisses são os tipos predominantes. Apresentam cor cinza-escuro ou cinza-claro, e granulação média ou grossa. Estão regularmente bandados e contêm vários tipos de estruturas migmatíticas, tais como estromática, agmática e *shöllen*. Mobilizados graníticos dispõem-se concordante a discordantemente da estruturação dessas rochas, na forma de bandas, veios, diques ou corpos lentiformes deformados, com texturas porfiróides e miloníticas.

A análise petrográfica revelou que esses gnaisses são granoblásticos, com ou sem arranjos poligonais, apresentam feições miloníticas em maior ou menor intensidade, e compõem-

se de oligoclásio-andesina ( $An_{28-38}$ ), quartzo, biotita, hornblenda verde azulada (ângulo de extinção de  $14^\circ$ ) e microclínio, que tem ampla variação modal; em quantidades menores ou acessórias ocorrem granada, titanita, apatita, zircão e opacos.

As rochas supracrustais incluem tipos cálcio-silicáticos, quartzitos puros, quartzitos com granada (gonditos), xistos feldspáticos e anfibolitos. As rochas cálcio-silicáticas são bem diferenciadas das demais pois são tipos esverdeados com variações rosadas e acinzentadas devido à migmatização. Apresentam granulação fina ou média e são regularmente bandadas (gnaisses), alternando-se níveis milimétricos a centimétricos ricos em minerais máficos esverdeados, com outros feldspáticos. Ao microscópio apresentam texturas granoblástica, nematoblástica ou granonematoblásticas. Geralmente apresentam uma foliação devida a orientação dos minerais prismáticos e, em alguns tipos petrográficos, especialmente quando estão presentes cristais de quartzo, sobressai a trama milonítica. Sua constituição mineral compreende oligoclásio-andesina ( $An_{28-32}$ ), diopsídio-hedenbergita verde-claro, epidoto, quartzo, escapolita, microclínio e granada. Alguns litotipos, podem conter hornblenda verde-azulada (ângulo de extinção  $22^\circ$ ). A titanita está freqüentemente presente em quantidades menores e a apatita e opacos são acessórios.

Os anfibolitos são verde-escuros ou negros, têm granulação média, apresentam texturas nematoblásticas e granoblásticas e incluem em sua constituição andesina ( $An_{36-49}$ ), hornblenda verde (ângulo de extinção  $15-23^\circ$ ), além de pequenas quantidades de diopsídio, microclínio, quartzo, escapolita, carbonato, granada e biotita. Os acessórios comuns são apatita, titanita, opacos e epidoto. Alguns tipos petrográficos apresentam forte orientação dos cristais prismáticos de hornblenda, escapolita e plagioclásio, e contêm grandes cristais poiquilíticos, ocelares, de hornblenda (maiores que 1,2 cm) que se assemelham os tipos ígneos. Estes cristais de hornblenda que exibem muitas inclusões de plagioclásio, titanita, opacos e clinopiroxênio, estão deformados, nos quais registram-se extinção ondulante, microfraturas, recristalização nas bordas, além de sombras de pressão preenchidas por carbonato.

Os quartzitos restringem-se a pequenas lentes isoladas nos gnaisses, assim como os xistos, e podem conter granada em quantidades significativas, como aqueles que ocorrem a poucos quilômetros a sul da fazenda Morro da Estrela.

### 3.2.5- Suíte Estrela

Rochas alcalinas metamorizadas foram mapeadas e relatadas por COSTA et al. (1983) e aqui são hierarquizadas como **Suíte Estrela** visando englobar todos os corpos que ocorrem na região noroeste da área, a leste da cidade de Rosalândia, na Fazenda Morro da Estrela, cujo corpo principal é sustentado pelo Morro da Estrela (Anexos A, B). Compreende três corpos principais e outros menores, não mapeáveis, em forma de lentes e folhas, com extensão da ordem de 3 km na direção N15-20°E, por 500 m de largura, embutidos em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Representam corpos ígneos provavelmente intrusivos, que foram metamorizados e budinados durante a tectônica cisalhante a que essa região foi submetida.

São rochas leucocráticas ( $M < 5$ ), de cor cinza-claro com tonalidades brancas, granulação média e de composição nefelina-sienítica. Há tipos homogêneos, apresentando uma incipiente foliação, indicada pela orientação de prismas de anfibólio e palhetas de biotita e imbricamento de feldspato e nefelina, mas há também tipos bandados, formados por leitos milimétricos a centimétricos, compostos de nefelina e feldspato com cristais euédricos de magnetita.

Ao microscópio apresentam textura granoblástica poligonal formada por microclínio pertítico, nefelina e albita ( $An_{0.8}$ ), como constituintes principais, seguidos de biotita marrom, anfibólio sódico de cor verde-azulado, magnetita, titanita, carbonato e sodalita. Acessoriamente estão presentes fluorita, zircão, apatita e pirocloro. Cristais de nefelina estão, em certos locais, alterados para cancrinita, escapolita e sericita.

Veios pegmatóides ocorrem concordantes e discordantes da foliação e são

compostos por cristais centimétricos de nefelina, sodalita, microclínio, albita, magnetita, biotita, corindon e zircão.

### 3.2.6- Suíte Matança

No centro-leste da área ocorre um corpo granítico de dimensões batolíticas, alongado na direção NNE-SSW por aproximadamente 82 km, com larguras a norte, da ordem de 27 km, o qual para sul vai se estreitando (vide mapa geológico-Anexo B). Seus limites ultrapassam a área mapeada. Grande parte dele constitui áreas serranas com altitudes máximas da ordem de 650 m, sustentando a Serra das Cordilheiras. Nessas áreas eles formam enormes lajeiros, grandes blocos ou formas tipo "pão-de-açúcar".

Os contatos com as unidades adjacentes mais antigas (complexos Porto Nacional, Rio dos Mangues e Formação Morro do Aquiles) são feitos através de zonas de cisalhamento ou falhas. Corpos menores dessa suíte ocorrem concordantemente à estruturação dos gnaisses, na forma de folhas, lentes ou veios.

Esta unidade reúne rochas de composição granítica com variações nos campos do álcali-feldspato granito e sienogranito do diagrama de STRECKEISEN (1973), predominando microclínio granitos. Tratam-se de tipos leucocráticos, de granulação grossa, porfiróides, com variações para tipos de granulação média ou fina devido à cominuição, de cores predominantemente róseas, e foliadas penetrativamente. Seu aspecto textural mais marcante é a trama milonítica fortemente impressa de forma extensiva por todo o corpo. Texturas porfiríticas expressam-se através de megacristais oclares, estirados, de feldspatos, cujos maiores atingem mais de 8 cm e estão imersos em matriz milonítica, que os definem como *augen* granitóides (Figuras 7d, 8 - Cap. 4).

Arranjos semelhantes a estruturas SxC destacam e impõem à rocha padrão anastomosado; as superfícies são definidas principalmente pela orientação de biotita e anfibólio, fitas de quartzo e feldspatos amendoados sigmoidais. Em determinados locais ocorrem

faixas centimétricas de rochas de granulação média ou fina e coloração cinza a cinza-escura, concordantes com a foliação geral, onde reconhecem-se zonas de milonitos. Por outro lado existem também encraves na forma de corpos discóides, faixas ou lentes compostas por concentrações de cristais de biotita (*schlieren*), isolados, os quais apresentam contatos bruscos ou gradativos com as rochas graníticas. Veios pegmatóides também ocorrem raramente e contêm feldspato potássico e grandes cristais de anfibólio.

Petrograficamente são constituídos de álcali-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio, além de titanita em quantidades menores, e zircão, minerais opacos, alanita e apatita como acessórios.

Os cristais de álcali-feldspato são de cor róseo, do tipo microclínio, e ocorrem como porfiroclastos de até 8 cm de comprimento e como agregados de cristais menores constituindo a matriz. Os porfiroclastos têm formas de amêndoas, sigmóides ou lentes, e poucos cristais ainda preservam formas euédricas e subédricas; apresentam maclamento simples, visíveis até em amostra de mão, e tipicamente xadrez, contém inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio e intercrescimentos pertíticos. Estes representam provavelmente fenocristais de origem magmática preservados. Frequentemente registram-se recristalizações nos bordos dos porfiroclastos de microclínio (agregados poligonais) e sombras de recristalização nas suas terminações afuniladas. Muitos cristais apresentam forte extinção ondulante, outros, devido ao estiramento mais acentuado, modificam as lamelas do maclamento xadrez para desenhos em xis, e há porções de cristais onde o maclamento está completamente apagado. São frequentes também as formas de subgrãos, encurvamento de lamelas e microfraturas preenchidas por muscovita e biotita; estas caracterizando a migração de fluidos durante os processos de cisalhamento e metamorfismo dinâmico. Os álcali-feldspatos da matriz constituem agregados granoblásticos poligonais ou irregulares, ou amendoas orientadas juntamente com os cristais de quartzo e plagioclásio.

Os cristais de plagioclásio ocorrem raramente como porfiroclastos e em geral

constituem a matriz. Têm formas amendoadas e possuem lamelas polissintéticas encurvadas. Os cristais maiores contêm inclusões de biotita, apatita, anfibólio, quartzo e microclínio, apresentam maclamento albita, correspondem ao tipo oligoclásio ( $An_{27}$ ) e devem representar produtos de origem magmática preservados. Em alguns locais estão alterados parcialmente para sericita e carbonato, algumas vezes acompanhando microfraturas. Por outro lado, muitos cristais de plagioclásio que contornam os porfiroclastos de microclínio, exibem intercrescimentos mimerquíticos, os quais destacam simplectitos de quartzo em forma de linhas curvas, gotas, lentes, esferas e outras formas irregulares.

O quartzo é o constituinte de maior expressão depois do microclínio e ocorre como cristais fitados (*ribbon quartz*) ou agregados granulares, recristalizados paralelos à foliação. Existem também grandes cristais, de dimensões comparáveis às dos feldspatos, com forte extinção ondulante. Em determinadas rochas os vários cristais de quartzo estirados chegam a definir o aleitamento tectônico, alternando-se com bandas ricas em microclínio e faixas de biotita. Nesse caso, as tramas lineares, definidas por cristais de quartzo, são acentuadas, os cristais de feldspato acham-se reduzidos de tamanho por cominuição e recristalização dinâmica e se dispõem em agregados de pequenas amêndoas orientadas.

Os constituintes máficos estão representados por biotita e anfibólio, em quantidades modais inferiores a 10%. A biotita constitui lamelas orientadas, geralmente formando associações de cristais em faixas finas, contornando os porfiroclastos, e apresentam pleocroísmo variando entre o marrom-amarelado (X) e o marrom-escuro (Y,Z), mas nos tipos mais deformados possui tonalidades esverdeadas. O anfibólio ocorre em pequenas quantidades como cristais anédricos ou subédricos associados à biotita e trata-se de hornblenda com pleocroísmo verde a marrom-claro (X), verde-amarronzado (Y), e verde-oliva intenso (Z) e ângulo de extinção de  $14^\circ$ . Nas rochas mais deformadas os cristais de hornblenda e biotita constituem faixas sinuosas, concordantes com a foliação, onde destacam-se formas amendoadas, além de microfraturas transversais ao maior comprimento dos cristais.

Próximo à borda leste do corpo, ao longo da rodovia Porto Nacional-Fátima, existem pequenos corpos de rochas quartzo monzoníticas a granodioríticas, que podem ocorrer, inclusive, como diques ou veios, e devem representar emanações tardias durante a evolução magmática do corpo maior. Os tipos petrográficos são leucocráticos, de granulação média, com discreta orientação dos cristais de biotita e feldspatos, e conteúdo mineralógico com base em plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita, além de titanita e hornblenda em quantidades menores, e opacos e apatita como acessórios. Texturalmente apresentam feições tipicamente ígneas tais como plagioclásio zonado e texturas granulares hipidiomórficas, e não mostram feições de deformação importante, a não ser extinção ondulante moderada a forte nos cristais de quartzo e feldspato. São registrados também orientação subparalela de cristais feldspatos, biotita marrom e titanita, que aparenta ser estrutura de fluxo magmático. Apresentam cristais de plagioclásio (oligoclásio-An<sub>27</sub>) subédricos, com maclamento albita e albita-carlsbad e zoneamento em determinados cristais. O microclínio tem formas geralmente anédricas, algumas contendo inclusões de quartzo. O plagioclásio freqüentemente apresenta zonas simplectíticas (mirmekita) na borda adjacente ao álcali-feldspato. Os minerais máficos são representados por hornblenda verde, que ocorre raramente, e biotita marrom.

### 3.2.7- Suíte Serrote

Este corpo, reconhecido durante o mapeamento efetuado no Projeto Paraíso do Norte (COSTA et al., 1983), situa-se no extremo noroeste da área, sustentando a Serra do Serrote adjacente à localidade chamada Pugmil (Anexo B). Ele compõe um corpo expressivo, batolítico, com forma alongada na direção NNE-SSW, cujo eixo maior é da ordem de 20 km por aproximadamente 11 km em sua extensão transversal, alojado subconcordantemente em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Suas características petrográficas e estruturais são muito similares as do granitóide Matança, e muito provavelmente têm afinidades genéticas e talvez cronológicas.

A suíte é constituída por rochas graníticas foliadas, de coloração rósea e marrom-avermelhada, leucocráticas (índice de cor variando de 1 a 8), de granulação grossa, com raras variações finas. Suas texturas freqüentemente porfiróides, definidas por porfiroclastos de microclínio em matriz milonítica, permite descrevê-las como *augen* gnaisses e revelam uma origem magmática para este corpo. Os porfiroclastos são ocelares, e raramente subédricos ou euédricos, e estão imersos em matriz milonítica formada por cristais de quartzo e feldspato muito estirados e de biotita e anfibólios orientados. Em determinadas partes a orientação dos cristais é incipiente, enquanto que em outras, especialmente nas bordas de corpo ou em zonas de cisalhamento discretas, as rochas são transformadas em milonitos de granulação fina.

Diques e veios aplíticos e pegmatóides, de composição granítica, raramente ocorrem e são constituídos por feldspato potássico, quartzo, muscovita e sulfetos. Há também encraves na forma de corpos concordantes tipo *schlieren*, discóides, formados por concentrações de biotita.

Petrograficamente os pórfiros são representados por microclínio pertítico, de até 3 cm de comprimento e raramente quartzo e plagioclásio, imersos em matriz granoblástica formada por microclínio, quartzo, plagioclásio ( $An_{27-29}$ ), biotita marrom/verde e ferro-hastingsita verde-azulada (ângulo de extinção 13-14°). Em menores quantidades ocorrem moscovita, titanita, além de alanita, opacos, apatita e zircão como acessórios.

### 3.2.8 Formação Monte do Carmo

Denominação introduzida por CUNHA et al. (1981), esta unidade já fora reconhecida por SHOBENHAUS FILHO et al. (1975 a) e COSTA et al. (1976) os quais tinham sugerido correlações com o Grupo Jaibaras do noroeste do Estado do Ceará, de idade Eopaleozóica. Na região estudada esta unidade situa-se na parte sudeste e compreende duas ocorrências nos arredores de Monte do Carmo (Anexo B). É limitada por falhas normais de direção NE-SW, constituindo pequenos grábens, que as colocam em contato com o Grupo Natividade ou são cobertas por sedimentos da Formação Serra Grande ou depósitos cenozóicos.

As melhores exposições encontram-se nas encostas da Serra do Carmo, a norte e a sul da cidade de Monte do Carmo. Compreende uma seqüência vulcano-sedimentar reunindo conglomerados, arenitos arcoseanos, vulcânicas ácidas a intermediárias e vulcanoclásticas que, em geral, mergulham entre 20 e 30° para SE.

Os conglomerados são polimíticos, sendo que os seus seixos, de variadas espécies (quartzo, feldspatos, gnaisses, rochas miloníticas, quartzitos, vulcânicas e rochas graníticas) e tamanhos (entre 1 e 15 cm), tem formas arredondadas a subarredondadas, preferencialmente, e alongadas. Estes são envolvidos em matriz arcoseana, maciça, perfazendo aproximadamente 30% do total.

Gradam para arenitos arcoseanos de granulação fina, e de variadas cores (rosa, cinza, verde) com raros seixos e níveis de minerais pesados (magnetita, ilmenita?), normalmente apresentando estratificações plano-paralela e cruzada tabular de pequeno porte. A sua constituição mineralógica inclui principalmente quartzo e feldspatos, além de secundariamente fragmentos líticos, titanita, epidoto, carbonato, sericita e opacos, na forma de grãos subesféricos ou alongados entremeados em matriz muito fina de difícil identificação, talvez até com contribuições vulcânicas. Eventualmente encontram-se palhetas de sericita "costurando" grãos de feldspato, o que pode ser indício do fraco metamorfismo que atingiu esta seqüência.

A cerca de 2 km ao norte de Monte do Carmo, em contato com o Granito do Carmo, estendendo-se até as cercanias do Córrego Sebastião da Costa, predominam rochas vulcânicas que PALERMO (1988) destacou em seus levantamentos cartográficos e GORAYEB et al. (1992) fizeram a caracterização petrográfica e redefiniram o posicionamento estratigráfico. Na literatura havia dúvidas a esse respeito em função da idade Rb/Sr de referência de 1.100 Ma (CUNHA et al., 1981) que a posicionaram no Proterozóico Superior, quando os autores a correlacionaram ao Grupo Jaibaras do oeste cearense, para o qual é definido a idade Eo-Paleozóico/Proterozóico Superior (GORAYEB et al., 1988a). As nossas observações, no entanto, revelam uma posição bem mais inferior na coluna estratigráfica, abaixo do Grupo Natividade e da Suíte Lajeado, pois há seixos de rochas vulcânicas nos conglomerados basais

do referido Grupo, e há indícios de xenólitos de rochas vulcânicas no Granito do Carmo, supostamente dessa seqüência, insinuando prováveis relações intrusivas. Isto vem a ser confirmado com os dados isocrônicos Pb/Pb de BARRADAS et al. (1992) e BARRADAS (1994) que revelaram, respectivamente, idades de 2.024 Ma e 1.986 Ma para as rochas vulcânicas desta unidade e para o Granito do Carmo.

Os tipos principais identificados são riolitos e dacitos e mais raramente andesitos e basaltos, além de níveis de rochas vulcanoclásticas e tufos vítreos fluidais. Os riolitos têm cores castanho-rosado ou esverdeado, são afaníticos, de granulação muito fina, e extremamente leucocráticos ( $M < 1$ ). Texturalmente são afíricos ou contêm raros fenocristais de quartzo bipiramidal, corroídos, e de álcali-feldspato ou plagioclásio. Sua textura felsítica, microgranular ou vítrea-desvitrificada revela basicamente, a presença de micrólitos de álcali-feldspato e quartzo, além de mica branca e feixes aciculares de estilpnomelano. São encontrados também, em algumas rochas, esferulitos de quartzo-álcali-feldspato que em suas extremidades são manteados por intercrescimentos micrográficos.

Os dacitos e andesitos apresentam tons mais escuros, cinza-esverdeado e verde-escuro, igualmente afaníticos e afíricos. Nos primeiros, destacam-se texturas felsíticas com leitos concentrados de quartzo e hematita pulverulenta, acompanhados, às vezes, por forte substituição de carbonatos. Os andesitos tem texturas intersertal, hialopilítica ou pilotaxítica, contendo tipos amigdaloidais com zeólitas fibroradiais.

Tipos fluidais riolíticos ou andesíticos, tufáceos, são extremamente finos ou vítreos, bem mais escuros que as rochas citadas, destacando-se muitas vezes notáveis bandamentos milimétricos, rítmicos, definidos por variações de tonalidades, de composição e de textura. Há níveis ocupados por cristalitos ou fenocristais, há níveis holovítreos ou hipovítreos e há também outros, com texturas fragmentais. Por outro lado, ocorrem associadas a essas estruturas faixas e rastros de material sericítico, carbonático ou hematítico, desenhando estruturas fluidais sinuosas e contorcidas, que resultam de sucessão de derrames acompanhadas

de brusco resfriamento de lavas em movimento.

### 3.2.9- Suíte Lajeado

Esta unidade é representada na área por uma série de plútons graníticos de caráter intrusivo, alguns de dimensões batolíticas, destacando-se o **Granito Palmas** (denominação aqui introduzida), na cidade homônima; o **Granito do Carmo** (PALERMO 1988) na cidade de Monte do Carmo; o **Granito Areias** (denominação aqui introduzida, em referência ao rio Areias), próximo a terminação sul da Serra Manoel do Carmo; o **Granito Aroeira** a sudoeste de Porto Nacional (denominação aqui introduzida, em referência a serra da Aroeira) e outros menos expressivos (Anexo B). Há corpos subcirculares ou alongados, preferencialmente na direção NE-SW, e outros irregulares. Frequentemente estão seccionados e deslocados por falhas, colocando-os em contato com as unidades mais novas, tal como o Grupo Natividade. Em outras situações a relação de contato é intrusiva em rochas gnáissicas e granulíticas, inclusive contendo xenólitos e transformações metamórfico termais ou metassomáticas próximo ao contato. Há casos ainda em que os corpos estão cobertos por depósitos coluvionares, em áreas rebaixadas, como a sudeste de Porto Nacional, aflorando apenas em suas porções mais elevadas, impedindo decifrar se correspondem a plútons independentes ou a corpos únicos de maior extensão.

Nas áreas de ocorrência dessas rochas a morfologia é constituída por pequenas serras ou morros abaulados isolados em áreas relativamente planas ou então amontoados de matações além de superfícies planas, de granito denudado. Os contatos intrusivos em rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles são registrados através de bordas de resfriamento, xenólitos assimilados e injeções de massas graníticas próximas ao corpo; com as demais unidades os contatos são tectônicos ou erosivos.

A suíte compreende granitos, predominantemente, granodioritos e tonalitos, além de quartzo sienitos, granófiros e aplitos mais restritos.

Os granitos são tipos leucocráticos ( $M = 5$  a  $10$ ), rosados a cinza-claro, de granulação grossa, equigranulares, podendo ter variações porfiríticas, especialmente nas bordas dos corpos, em alguns registrando-se inclusive, texturas rapakivi. Composicionalmente variam no campo do sienito a monzogranito do diagrama de STRECKEISEN (1973) e raramente ocupam os extremos álcali-feldspato granito, quartzo sienito ou tonalito. Os seus constituintes minerais essenciais são microclínio peritítico, plagioclásio, biotita e hornblenda e os acessórios incluem alanita, zircão, apatita, titanita, opacos e fluorita.

O microclínio apresenta-se freqüentemente na forma de cristais subédricos, com maclamento carlsbad e xadrez, e intercrescimentos mesopertíticos. Os fenocristais são zonados e contêm muitas inclusões de biotita, anfibólio, opacos, plagioclásio e quartzo.

O plagioclásio, de composição oligoclásio-andesina ( $An_{22-33}$ ), tem formas subédricas com maclas finas e regulares do tipo albita, e em geral está substituído parcialmente por sericita e epidoto, algumas vezes com maior intensidade no núcleo dos cristais. A proporção do plagioclásio varia em função do tipo de rocha, assim como sua composição, tornando-se pouco mais cálcica nos tonalitos. O quartzo é anédrico, geralmente intersticial e nos granófiros torna-se abundante. A biotita tem predomínio sobre o anfibólio, e geralmente ocorre associada aos opacos e titanita. A biotita tem pleocroísmo verde-vivo (Y,Z) a marrom-pálido (X), enquanto que o anfibólio varia do verde-azulado (Z), verde-amarronzado (Y) e verde ou marrom-pálido (X) com ângulo de extinção de  $14^\circ$ , correspondendo ao tipo ferro-hastingsita.

Os aspectos texturais dessas rochas são muito variados em função das diferenças granulométricas, da presença de fenocristais ou das variações mineralógicas, mas, em geral, têm textura granular hipidiomórfica. Tipos porfiríticos têm preferência pelas regiões de borda dos corpos, os quais contêm fenocristais eudrais de álcali-feldspato de até 3 cm (raramente 7 cm), com raras feições rapakivíticas, assim como também tipos granofíricos. Em geral as rochas da suíte são isotrópicas, exceto em determinadas porções de alguns corpos onde se registra certa orientação de feldspatos e de minerais máficos, comparáveis a estruturas de fluxo magmático.

Ao longo das zonas cataclásticas os granitos estão extremamente deformados, em alguns locais constituindo faixas ultramiloníticas (largura milimétrica a centimétrica). Nas vizinhanças dessas zonas os granitos estão fortemente cataclasados, e transformados em tipos verde-escuro, e os minerais estão, extensivamente, substituídos por epidoto, sericita, clorita e carbonatos, acompanhados de grande remobilização de sílica com mineralizações de ouro, tal como observado por PALERMO (1988) no Granito do Carmo.

O Granito Palmas constitui um expressivo exemplo desta suíte, aflorando na porção nordeste da área. Expõe-se em morros e pequenas serras por toda a borda e encostas da Serra do Carmo, nas cidades de Taquaralto, Taquarussú e Palmas. Aqui propomos a formalização da denominação **Granito Palmas** para esse corpo, em função da sua ocorrência na capital do Estado do Tocantins. Ele é representado por um corpo batolítico que extrapola os limites da área, estendendo-se para norte e perdendo-se a leste e oeste, sob os sedimentos das formações Serra Grande e Pimenteiras. Para o sul o corpo demarca contatos intrusivos com o terreno granulítico.

Ele é representado predominantemente por hornblenda granitos de cor marrom-escuro e rosa, de granulação grossa (álcali-feldspatos entre 1 e 2,5 cm), leucocráticos ( $M = 8$  a 12), isotrópicos, com textura granular hipidiomórfica. Sua composição principal é de sienogranito com variações ao campo de quartzo sienito, constituído essencialmente por microclínio, quartzo e hornblenda, secundados por plagioclásio e biotita além de clinopiroxênio.

Nas proximidades da borda deste corpo, no trecho entre Taquaralto e Taquarussú, encontram-se fácies porfiríticas em suas margens de resfriamento, as quais são definidas por fenocristais euédricos de microclínio pertítico, roseo-avermelhado, de dimensões entre 1 e 4 cm, e raramente de plagioclásio cinza, imersos em matriz microgranular de granulação média e cor cinza. Sua composição granítica é formada à base de microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio. Feições rapakivíticas estão desenhadas por coroamentos de plagioclásio cinza nos bordos dos fenocristais de álcali-feldspato.

### 3.2.10- Grupo Natividade

Esta unidade compreende uma seqüência de metassedimentos de baixo grau, exposta desde a região de Natividade até Porto Nacional, para a qual tem sido atribuído idade Proterozóico Médio ou Superior (GORAYEB et al., 1984, 1988b) e mais recentemente se tem proposto correlação com o Grupo Bambuí do Proterozóico Superior (HASUI et al., 1990).

Na área estudada compreendem duas faixas de metassedimentos no setor centro-sudeste. A primeira é a que constitui a Serra Manoel do Carmo, e a outra encontra-se nos arredores su-sudoeste de Monte do Carmo (Anexo B). São faixas orientadas NE-SW, de largura inferior a 3 km e comprimento de 52 e 18 km, respectivamente.

Em determinadas partes o Grupo Natividade assenta-se diretamente sobre rochas gnáissicas e também sobre granitos da Suíte Lajeado, demarcando prováveis discordâncias erosivas, como a sul de Porto Nacional e Monte do Carmo entretanto, mais freqüentemente, seus limites laterais são feitos através de falhas normais, inclusive com as unidades mais novas, que encaixam-no em estruturação de horsts e grábens. No restante sudeste da área perdem-se sob coberturas colúviais.

O Grupo Natividade na área constitui uma seqüência de metassedimentos de baixo grau, predominando quartzitos puros e micáceos com pequenas intercalações de metaconglomerados polimíticos e ardósias. Os quartzitos são compostos essencialmente de quartzo contendo menor quantidade de sericita-muscovita e acessoriamente turmalina, apatita e zircão, mas em certos locais ocorrem cristais euédricos de pirita disseminados na rocha. Os tipos conglomeráticos, geralmente posicionados nos níveis inferiores da seqüência, constituem bancos descontínuos, não superiores a 5 m, contendo seixos de quartzo, quartzitos e rochas vulcânicas em matriz quartzítica-micácea. Ardósias de cor verde-acinzentado ocorrem em camadas junto aos quartzitos e geralmente ocupam áreas rebaixadas no flanco sudeste da Serra Manoel do Carmo.

Estruturas primárias tais como estratos cruzados de pequeno porte, estratificação

plano-paralela e marcas de onda, são freqüentemente encontradas nessa seqüência. O acamamento acha-se normalmente dobrado em tipos isoclinais de pequeno a grande porte, tendo impressa ainda uma foliação plano-axial, destacada pelas frações micáceas, orientação de grãos de quartzo, assim como pelo estiramento dos seixos.

Para sudeste, na região de Natividade e Almas, esta seqüência completa-se com extensos níveis carbonáticos dolomíticos resultantes da sedimentação numa bacia ensiálica, sob condições de margem continental em ambiente marinho raso (GORAYEB et al., 1984, 1988b). HASUI et al. (1990) propõem correlações desta unidade com o Grupo Bambuí, considerando-a como fácies distal de uma bacia que se fechava nesta região.

### 3.2.11- Formações Serra Grande e Pimenteiras

Camadas de rochas sedimentares sub-horizontais se expõem na porção central, centro-oeste e leste da área, constituindo serras com altitudes superiores a 600 m ou áreas rebaixadas no nível do leito do rio Tocantins, constituindo o **Gráben de Porto Nacional**. Elas formam planaltos ou planícies cobrindo as unidades mais antigas, demarcando discordâncias erosivas que são facilmente avistadas ao longo dos paredões escarpados, nas áreas serranas, como exemplificadas por todo o flanco oeste das serras do Carmo, da Malhadinha, da Aroeira, das Cordilheiras e do Morro do Lajeado, condicionadas por um conjunto de falhas normais.

A Formação Serra Grande (Siluriano-Devoniano Médio) constitui a unidade-base, com uma seqüência que se inicia com conglomerados e arenitos conglomeráticos, gradando para arenitos finos a grossos com níveis conglomeráticos, culminando com arenitos finos a médios.

Os conglomerados contêm seixos de quartzo e quartzitos, normalmente com diâmetro de 3 a 4 cm podendo-se encontrar, no entanto, tamanhos de até 40 cm, angulosos e mal selecionados, envolvidos em matriz de arenitos grossos, levemente feldspático. Estruturas tipo estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno a médio porte e plano-paralelas são comuns nessas rochas.

Os arenitos são brancos, de granulação fina a grossa, geralmente contendo feldspatos caulinizados. Bons exemplos podem ser observados em barrancos no leito do rio Tocantins em frente à cidade de Porto Nacional, visíveis em épocas de estiagem, ou em áreas serranas (Serra do Carmo, Serra das Cordilheiras, Serra da Malhadinha).

A Formação Pimenteiras (Devoniano) recobre concordantemente a Formação Serra Grande, constituindo-se de arenitos finos, micáceos, argilosos, com intercalações de conglomerados, folhelhos e siltitos cinza-esverdeados. Níveis ricos em ferro dão forte tonalidade marrom-avermelhado a essas rochas, criando freqüentes superfícies lateríticas nas áreas de ocorrência desta formação. São rochas freqüentemente bem laminadas, destacando-se estratificação plano-paralela, marcas onduladas, restritas estratificações cruzadas de pequeno porte e tubos de vermes.

## 4- GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

### 4.1- INTRODUÇÃO

Uma parte do presente estudo se deteve em observações dos elementos estruturais, desde a escala macro à microscópica. As informações obtidas em imagens de sensores remotos, em afloramentos, amostras de mão e lâminas delgadas, sistematizadas a partir dos perfis sobre os vários compartimentos lito-estruturais da área, foram tratados segundo a ótica das técnicas contemporâneas da análise estrutural, apresentadas por RAMSAY (1980), WHITE et al. (1980), RAMSAY & HUBBER (1983, 1987), LISTER & SNOKE (1984), SIMPSON (1986) e HASUI & COSTA (1991).

O quadro estrutural principal da área compreende uma articulação definida por direções predominantemente NNE-SSW. A geometria dos grandes conjuntos lito-estruturais compõem um arranjo anastomosado onde se encontram interpostos, por imbricamento tectônico, unidades geradas em diferentes níveis crustais (Capítulo 8), o qual pode ser visualizado no mapa geológico (Anexo B), no mapa de formas estruturais (Figura 5) e no perfil lito-estrutural (Figura 6). As unidades apresentam-se desmembradas e cartograficamente definem faixas ou corpos alongados, tendo os limites marcados geralmente por zonas onde a deformação cisalhante foi concentrada, correspondendo a superfícies de movimentação cavalgante ou transcorrente (Figuras 5 a 8, Anexo B). Esse é o arranjo que tem sido registrado em nível regional (COSTA, 1985; COSTA et al., 1988a, GORAYEB et al., 1988b) e igualmente tem representatividade nas escalas meso e microscópica, compondo um quadro do Proterozóico Inferior.

Esta situação foi modificada pelo jogo vertical de blocos, através de um conjunto de falhas normais, que afetou a borda oeste da Bacia do Parnaíba, segmentando-a e embutindo-a nos conjuntos mais antigos.

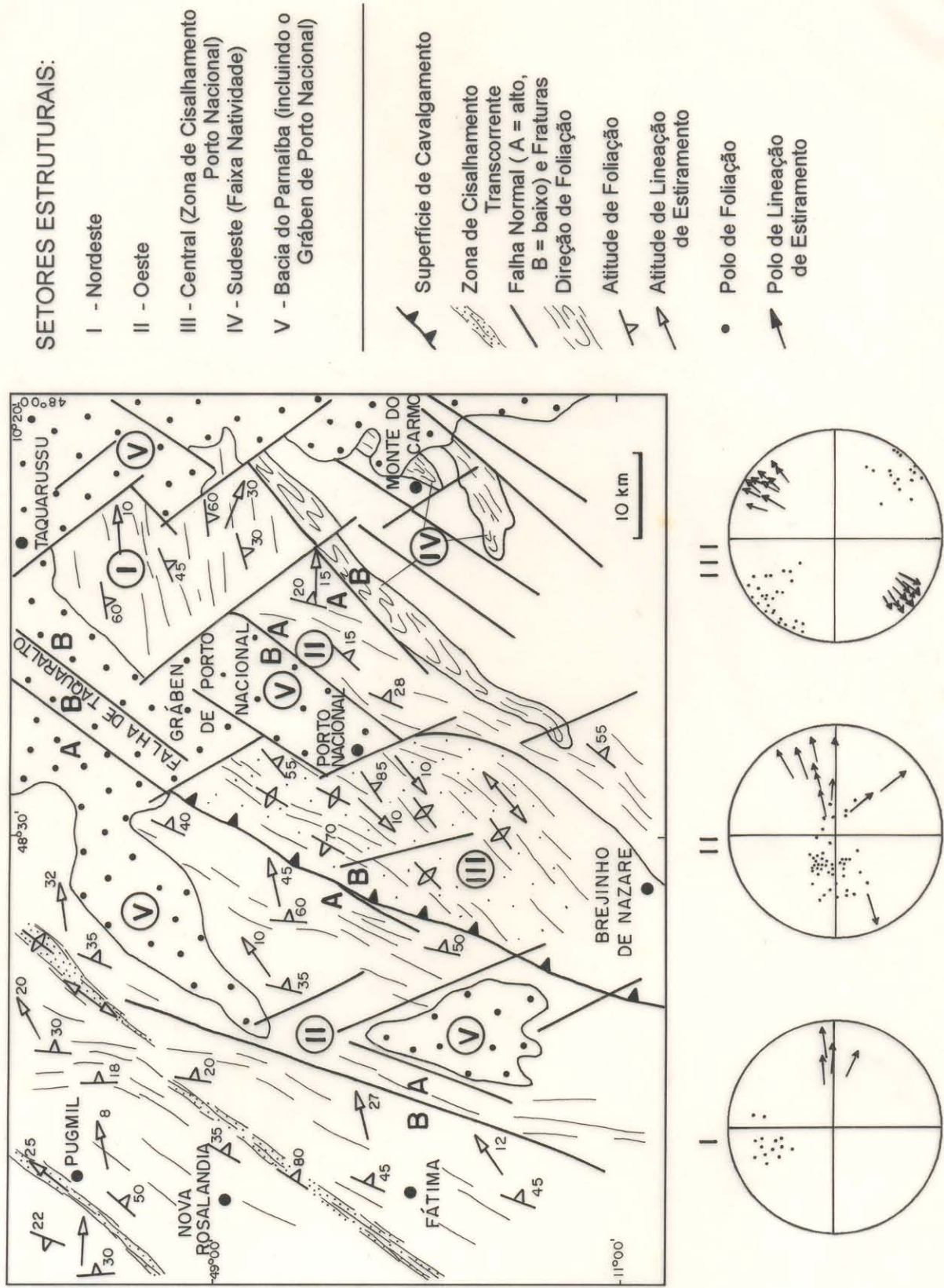


Figura 5- Distribuição cartográfica dos principais compartimentos lito-estruturais da área com projeção dos elementos estruturais em diagramas estereográficos (hemisfério inferior-Schimidt).

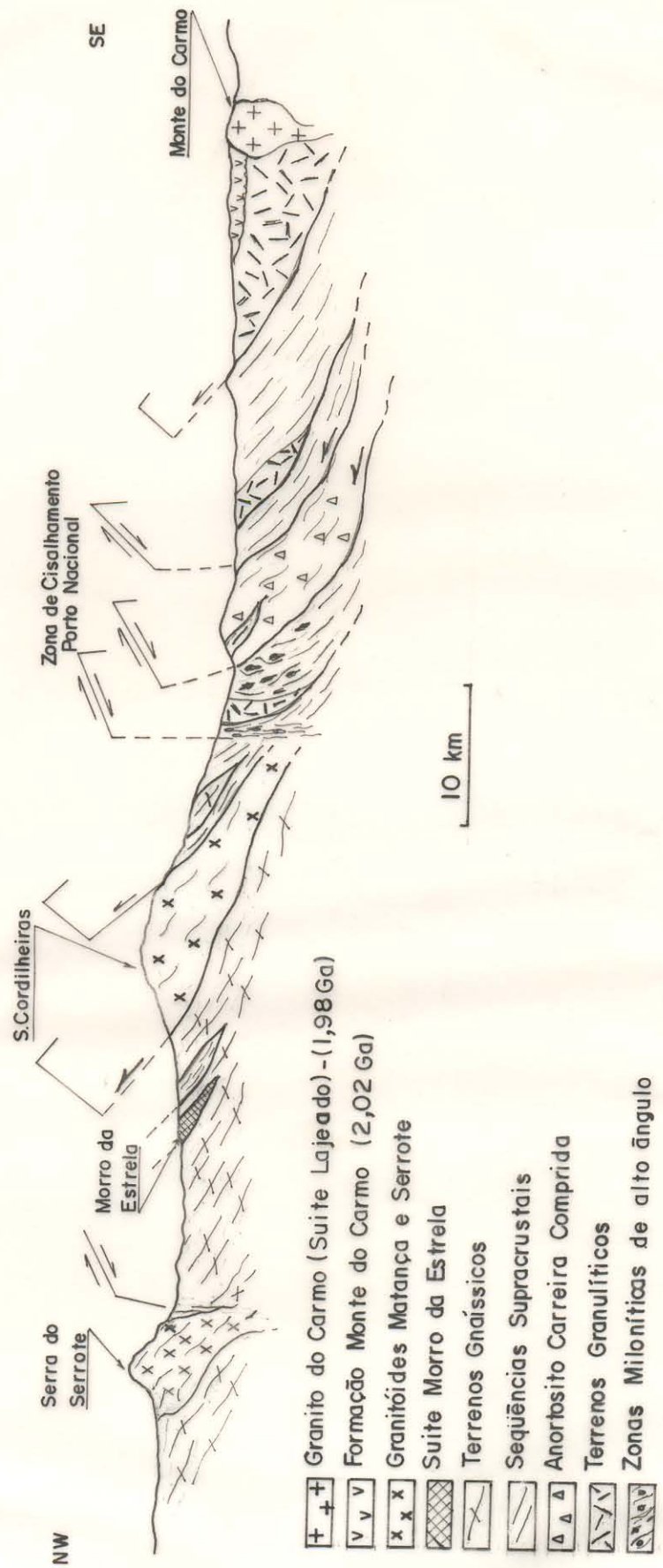


Figura 6- Seção geológica esquemática com articulação das principais unidades lito-estratigráficas da região de Porto Nacional.

## 4.2- COMPARTIMENTOS LITO-ESTRUTURAIIS

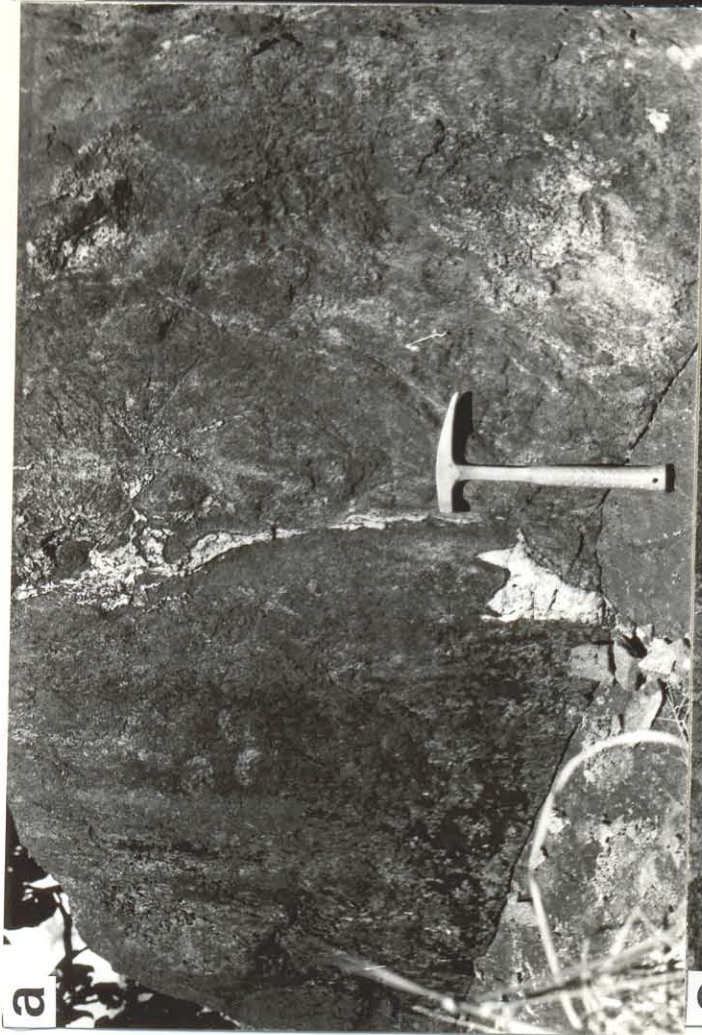
A análise geométrica realizada nas diferentes unidades lito-estratigráficas presentes na área, permitiu a ordenação dos elementos estruturais em termos de sua cartografia e de suas relações espaço-temporais os quais, resumidamente, são apresentados nas figuras 5 e 6. Embora a configuração principal demonstre uma dominante orientação NE-SW, ao se analisar a natureza das estruturas, a postura espacial, as relações das associações mineralógicas com os processos metamórficos e a idade relativa dos elementos estruturais, verifica-se que há marcantes diferenças ao longo da área, de modo que foi possível compartimentá-la em cinco unidades lito-estruturais principais, onde em cada uma delas os elementos estruturais mantem certa homogeneidade em termos de sua natureza e geometria (Figura 5).

### 4.2.1- Setor Nordeste

Neste setor, representado por rochas de alto grau metamórfico, os dados estruturais obtidos são relativamente poucos em função da descontinuidade dos afloramentos e da fraca anisotropia das rochas. Os elementos planares e lineares não estão bem desenvolvidos e muitas rochas (granulitos) são isotrópicas ou delinea-se apenas discretas foliações ou bandamentos (Figura 7a). Nos tipos kinzíticos por outro lado o bandamento gnáissico é evidente, marcado por alternância de leitos quartzo-feldspáticos com outros ricos em granada, sillimanita, biotita e grafita. A foliação, concordante ao bandamento, é definida pela orientação preferencial de biotita juntamente com outros minerais prismáticos ou placóides (sillimanita, quartzo, feldspato, grafita), (Figuras 7b, c, d). Feições estruturais miloníticas não são evidenciadas neste setor, a não ser em zonas de cisalhamento localizadas.

Os dados estruturais colhidos, embora não tenham significação estatística, demarcam um domínio onde as estruturas planares têm orientação N80°E com valores de mergulho médios para SSE, e a lineação (rara) dirige-se para ENE com baixos valores de mergulho. Pequenas dobras intrafoliais isoclinais, com ápices espessados, ocorrem de forma rara e solitária sendo desenhadas pelo bandamento.

fig. 7



b



d



Este compartimento representa uma mega-fatia da crosta inferior, que foi embutida nos terrenos gnáissicos.

#### 4.2.2- Setor Oeste

Neste setor que ocupa toda a porção oeste da área e uma parte menor exposta no centro-leste, encontram-se seqüências de gnaisses com rochas supracrustais, granitóides e sienitóides estabilizados na fácies anfíbolito. A feição planar principal é representada pelo bandamento gnáissico, pelo aleitamento tectônico de litotipos, em várias escalas, e pela foliação milonítica. Os conjuntos litológicos compõem corpos com formas alongadas (lentes, amendoas), os quais são moldados pela foliação, estabelecendo um arranjo estrutural anostomótico. Tal arranjo se dá também pela justaposição enfiada e desmembrada dos corpos rochosos, da acomodação da foliação em torno deles e dos porfiroclastos, e da articulação de foliações do tipo S x C (Figuras 8 e 9).

Muitas vezes existem discordâncias entre o bandamento gnáissico, presente no interior de uma amendoa, e a foliação externa que a isola, numa etapa seqüencial do processo de deformação heterogênea e progressiva. Outra feição de destaque compreende mega-lentes de quartzo de veio, estirados e budinados (Figura 10).

As direções principais da foliação situam-se na direção NNE-SSW tendo valores de mergulho médio a baixo para ESE. No diagrama estereográfico (Figura 5), verifica-se que os pólos da foliação definem máximos de concentração tendo apenas leve dispersão.

As estruturas lineares, fundamentalmente representados pela lineação de estiramento, são marcadas por minerais em forma de bastões e fitas (quartzo), ocelos (feldspatos e anfíbolios), corpos subesféricos com terminações afuniladas compostos de agregados quartzo-feldspáticos cominuídos, e feições pisciformes (biotita). Corpos rochosos alongados (quartzitos, anfíbolitos, xistos, gnaisses alcalinos, quartzo de veio), assim como raras e eventuais dobras em bainha, são outros registros dessas estruturas. A lineação de estiramento projeta-se em geral para ENE com baixos valores de mergulho (Figura 5).

Fig. 8

43



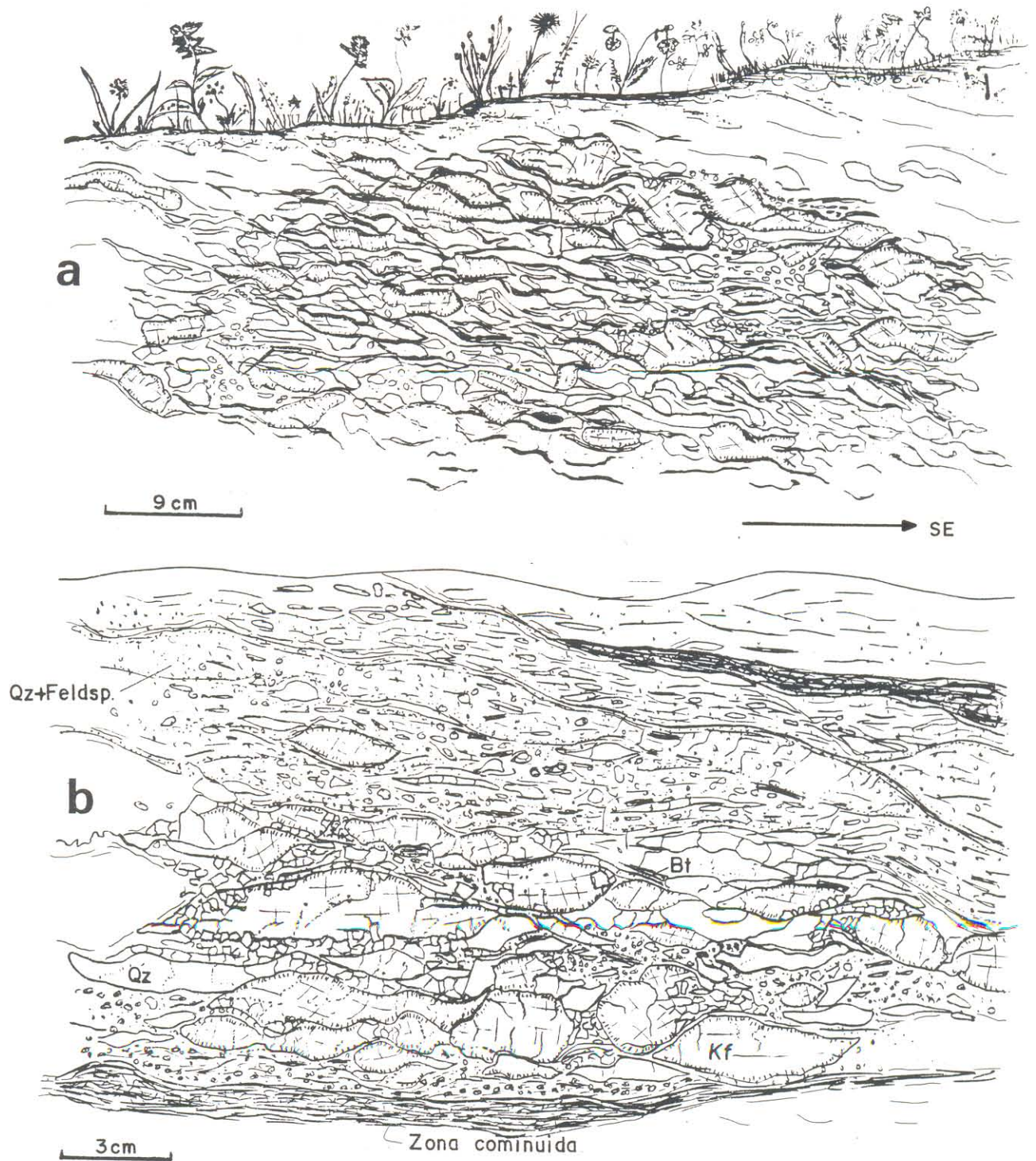


Figura 9- (a) Esboço destacando a foliação milonítica com baixo valor de mergulho em metagranito do setor lito-estrutural II (Oeste), em arranjo anastomótico; (b) Visão de maior detalhe destacando porfiroclastos de álcali-feldspato estirados, em matriz quartzo-feldspática cominuída e recristalizada; fitas de quartzo, faixas de ultramilonitos, e foliações S x C.

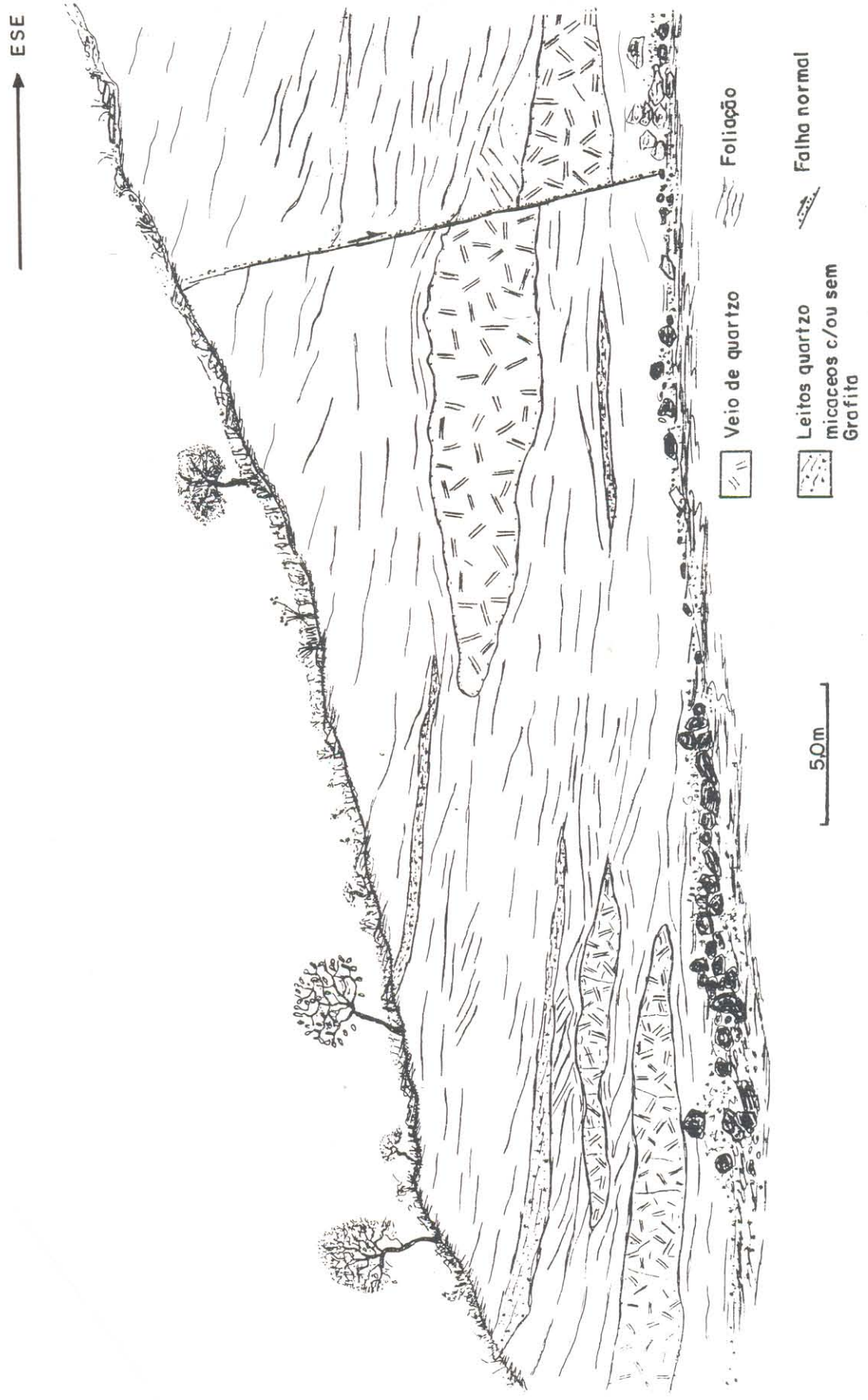


Figura 10- Corte longitudinal no Morro do Lajeado (Aquiles) com destaque aos megaveios de quartzo, budinados e transpostos, mineralizados com ouro, concordantes à foliação milonítica de baixo mergulho, em rochas da Formação Morro do Aquiles.

A conjugação da foliação com a lineação de estiramento deste compartimento lito-estrutural leva à definição de um sistema de movimentação cavalgante com importante componente oblíqua, cujo transporte principal de massas deu-se de ENE para WSW.

#### 4.2.3- Setor Central - Zona de Cisalhamento Porto Nacional

Este compartimento compreende uma faixa orientada NNE-SSW no centro da área, com largura em torno de 20 km, delimitada aproximadamente pelo rio Tocantins e a zona de cavalgamento de confronto com o Granito Matança (Figura 5, Anexo B). As características que o destacam dos outros setores são a trama milonítica forte, a mistura dos conjuntos litológicos (granulitos, gnaisses tonalíticos, anfibolitos, granitóides, supracrustais, anortositos), o mergulho elevado das foliações e as transformações metamórficas superpostas.

Os elementos planares e lineares, fundamentalmente de natureza milonítica, estão bem representados e muitas rochas podem ser classificadas como tectonitos L-S. A foliação desenha sinuosidades em padrão anastomosado e abraça leitões e amêndoas de rochas, porfiroclastos de várias espécies minerais ou ainda forma entrelaçados de minerais micáceos e prismáticos orientados preferencialmente, definindo estruturas tipo feixe. Foliações dos tipos S x C são comuns .

Outro elemento planar característico é o aleitamento tectônico, exemplificado em granulitos, metanortositos ou gnaisses milonitizados, rochas que originalmente eram detentoras apenas de discreta anisotropia, tornaram-se fortemente bandadas por intenso fluxo plástico, por estiramento acentuado, rotação e por transposição extrema de seus constituintes minerais e estruturais levando ao paralelismo das estruturas préteritas. Em muitos casos chegam a segregar leitões quartzo-feldspáticos, bandas quartzosas em fita e níveis concentrados de anfibólio (Figuras 11 e 12).

Estas estruturas planares ao longo da zona de cisalhamento têm direções que variam entre N30-55°E e mergulhos para SE entre 55 e 85°, verticalizando-se em muitos trechos (Figura 5).

Fig. 41

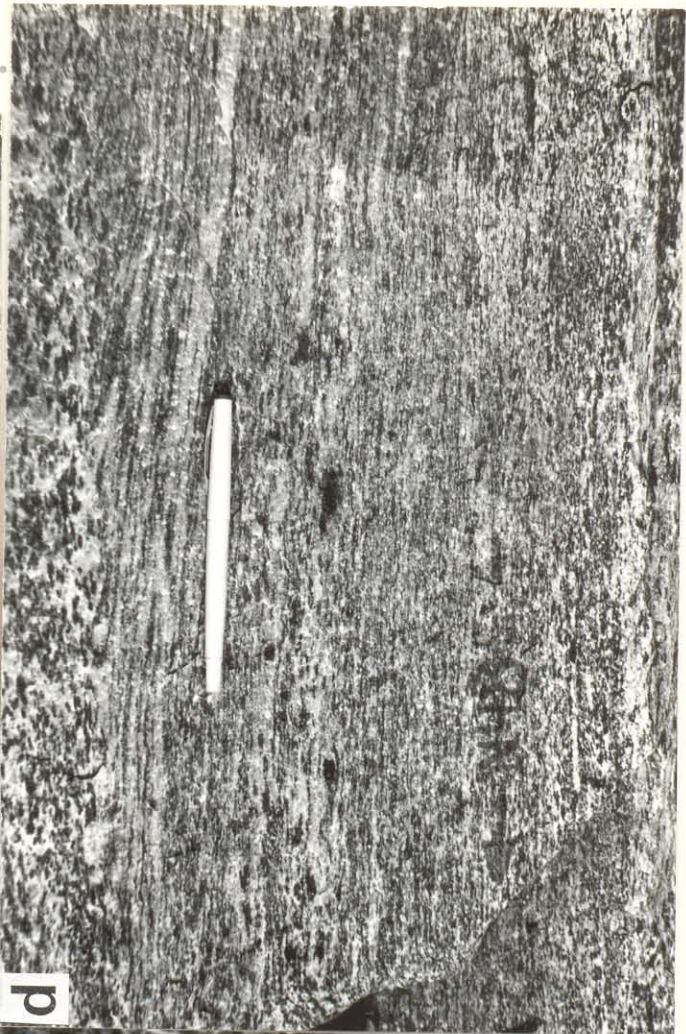


Fig. 13



a

b

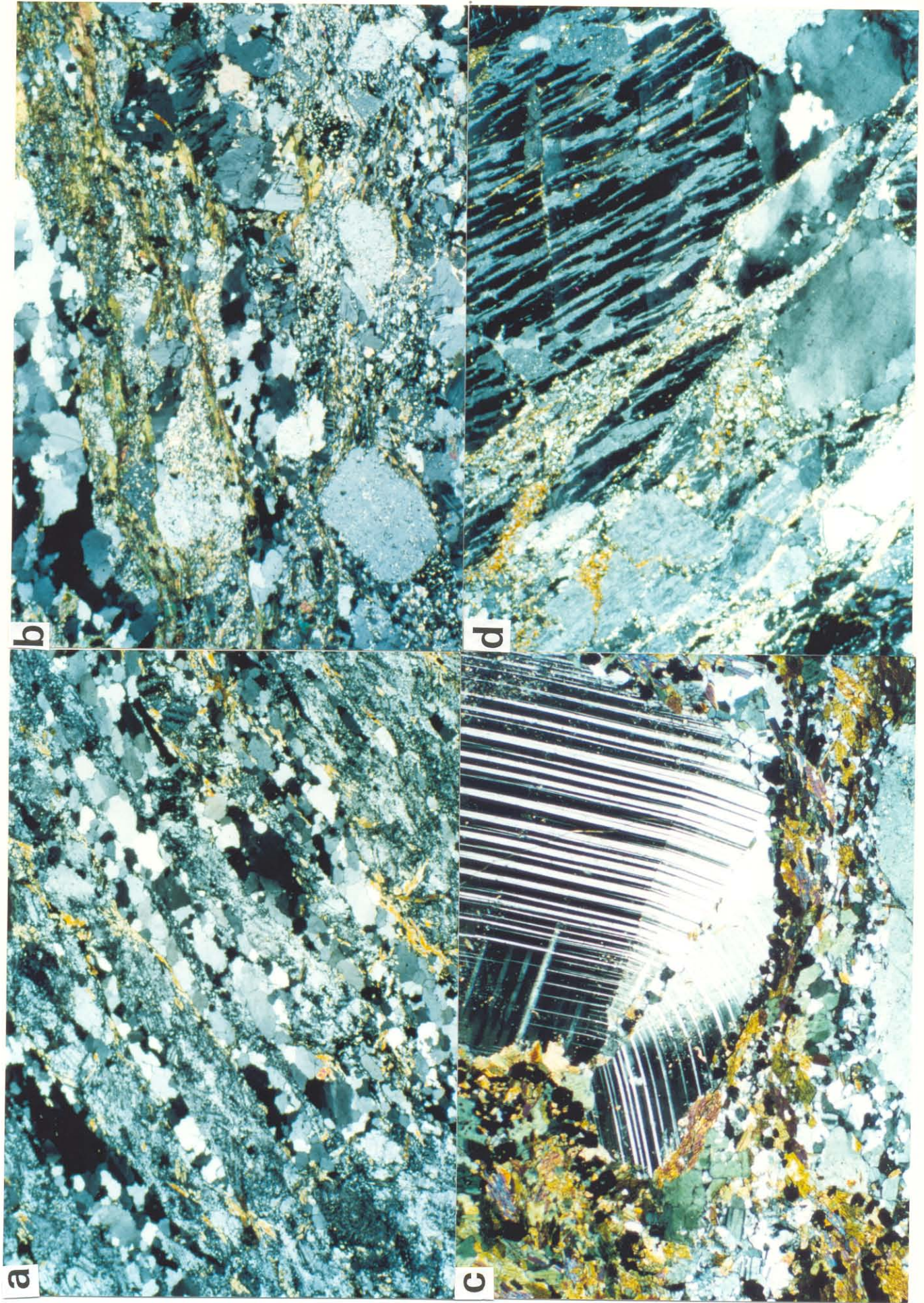


c

d



Fig. 12



A lineação de estiramento neste setor é um elemento estrutural bem marcado, em razão da intensa deformação cisalhante imposta a esta região. É definida por cristais fortemente estirados de quartzo em forma de verdadeiras fitas (*ribbon quartz*), por megacristais oclares de plagioclásio com feições de budinagem, em anortositos, por corpos lentiformes de anfibólitos, de agregados minerais (Figuras 11a, b; 12a, b, c) ou ainda por orientação de prismas minerais. Apresentam baixos valores de mergulho, cerca de 10 a 20°, podendo ser horizontais em muitos trechos, cujas concentrações preferenciais no diagrama estereográfico estão situadas nos quadrantes NE e SW (Figura 5).

Analisando-se conjuntamente a associação da trama linear/planar neste domínio, conclui-se pelo caráter fortemente transcorrente da movimentação. Os marcadores cinemáticos principais estudados, tais como dobras intrafoliais em Z, relação entre foliações S x C e geometria dos porfiroclastos indicam movimentação dextral (Figura 13a).

Zonas de cisalhamento de menor expressão, com características semelhantes a estas, formam ramificações em muitas porções da área, rotacionando localmente outras estruturas relativamente mais antigas e trazendo complicações ao quadro estrutural principal.

Bandas de cisalhamento milimétricas a centimétricas, dúcteis e fragil-dúcteis, conjugam um sistema em duas direções principais NNE-SSW e NW-SE, respectivamente, com movimentação sinistral e dextral (Figuras 13c, d).

#### 4.2.4- Setor Sudeste - Faixa Natividade

Este compartimento estrutural é representado por áreas estreitas e longilíneas de orientação aproximada N30-45°E, cuja principal corresponde à região da Serra Manoel do Carmo, além de outras, menores, nas proximidades da cidade de Monte do Carmo (Figura 5, Anexo B). ~~Elas representam faixas de metassedimentos do Grupo Natividade, geralmente~~ limitadas por falhas normais, onde a natureza e as características dos elementos estruturais são muito diferentes daquelas dos domínios anteriores, além de estarem impressos em seqüências

de idade mais nova, evoluídas no Proterozóico Superior, e portanto resultam de outros processos termo-tectônicos.

A feição estrutural principal é definida por uma seqüência de anticlinais e sinclinais da escala mega a mesoscópica. Os eixos principais são dirigidos à NE com baixos valores de mergulho e seus planos axiais são empinados, tombados levemente para NW ou SE. Elas representam em geral dobras isoclinais, com ápices espessados e flancos invertidos, às quais se associam uma foliação incipiente que normalmente é paralela a subparalela aos planos axiais.

A foliação tem direção NE-SW e mergulhos entre 40 e 60° para NW, mas na porção leste, tende a mergulhar para SE. Ela corresponde a uma clivagem ardósiana onde está bem definida nas seqüências pelíticas (ardósias) que, em nível microscópico, ressaltam um arranjo lamelar-anastomótico devido à orientação subparalela de sericita e clorita em torno dos grãos clásticos estirados. Nas rochas quartzíticas torna-se muito incipiente, e a orientação é fornecida pelo imbricamento de grãos de quartzo em uma matriz sericítica.

#### 4.2.5- Bacia do Parnaíba

Este setor compreende unidades paleozóicas que ocupam toda a porção leste e alguns compartimentos no centro da área representando a borda oeste atual da Bacia do Parnaíba. É formado por camadas de rochas sedimentares horizontais a sub-horizontais, suavemente inclinadas para leste que demarcam, na base, discordâncias erosivas com as unidades mais antigas. No entanto, existem compartimentos como o trecho entre Brejinho de Nazaré, Porto Nacional e Palmas, compondo o vale do rio Tocantins, em que há desníveis consideráveis nas camadas, em função do jogo vertical de blocos constituindo o **Gráben de Porto Nacional** (Figuras 5 e 14, Anexo B). Nesta região as camadas estão fortemente modificadas de sua posição original, os mergulhos acentuam-se em muitos trechos, alcançando até 60°, há abatimentos da ordem de 400 m e rotação de blocos, colocando lado a lado unidades de diferentes posicionamentos estratigráficos.



Figura14- Corte em camadas de sedimentos estratificados da Formação Pimenteiras intensamente recortados por falhas normais, abatido em aproximadamente 400 m, constituindo o Gráben de Porto Nacional. Notar ao fundo, em cotas elevadas, seus correspondentes na Serra do Carmo.

Um dos lineamentos principais da área é representado pela falha normal, orientada aproximadamente N30°E, que limita a porção leste da Serra das Cordilheiras dirigindo-se à cidade de Taquaralto, demarcando forte gradiente de relevo pelo abatimento do bloco leste. Uma série de outras falhas normais, subparalelas a esta, repetem-se para leste, numa extensa área rebaixada, criando um escalonamento de blocos onde confrontam-se unidades estratigráficas de diferentes idades, até novamente reaparecerem as frentes escarpadas e as altitudes elevadas da Serra do Carmo no extremo leste.

As outras direções dessas estruturas são NW-SE, compreendendo também falhas normais e juntas associadas. Neste caso muitas truncam as unidades mais novas e são as principais responsáveis (junto com as direções NE-SW) pelo recorte escalonado da Bacia do Parnaíba neste trecho (Anexo B).

Como algumas delas estão preenchidas por diques de diabásio suspeita-se que representem uma estruturação do Mesozóico. Por outro lado, tem-se notado, pela análise de rede de drenagem, que os principais cursos d'água da região estão organizados segundo um padrão retangular que é aproximadamente coincidente com as direções acima citadas, e são freqüentes as mudanças abruptas nos seus cursos, inclusive do Rio Tocantins, os quais alternam trechos retilíneos NE-SW com outros NW-SE. Isto revela não só o forte controle exercido por essa estruturação mas também o direcionamento dos processos erosivos e condicionamento dos locais de deposição atuais, que devem estar diretamente ligados ao quadro neotectônico da região.

#### 4.3- CONSIDERAÇÕES TECTÔNICAS E CINEMÁTICAS

Analisando globalmente os dados lito-estruturais em nível de macro, meso e microescala, suas relações espaço-temporais, os critérios de movimento a eles relacionados e, compatibilizando-os com o quadro existente em nível regional (HASUI et al., 1984b; HASUI & HARALYI, 1985; COSTA, 1985; COSTA et al., 1988a; COSTA & HASUI, 1988), permitiu

avancar na compreensão da história tectono-estrutural da área.

O quadro delineado é o de emparelhamento de conjuntos rochosos originários de diferentes níveis crustais (terrenos granulíticos de média-alta pressão, terrenos supracrustais de baixa pressão, terrenos gnáissico-granitóides), (Capítulo 8), os quais representam segmentos acentuadamente deformados e misturados tectonicamente, delineando regionalmente um sistema imbricado. Ele pode ser compatibilizado num contexto tectônico de um sistema de cisalhamento tangencial oblíquo, em regime essencialmente dúctil, não coaxial, de caráter heterogêneo e progressivo, o qual experimentou em seus últimos incrementos da deformação movimentos essencialmente transcorrentes dextrais.

Do percurso, no processo de deformação progressiva e heterogênea, que deve ter tido longa e complexa história, ainda restaram porções onde os elementos estruturais não foram completamente transpostos e rotacionados e os caracteres litológicos ficaram preservados. Nestes segmentos, através do estudo das relações lineação/foliação são resgatados registros da atuação de uma tectônica compressiva, com importante componente de cavalgamento oblíquo, que fora a principal componente responsável pelo alçamento de frações de níveis infracrustais, cujo exemplo maior, bem preservado, corresponde à megamendoa de terreno granulítico (Setor Nordeste, Figura 5).

Os movimentos seqüenciais relativos, impulsionados através do cavalgamento oblíquo, resultaram no padrão enfatiado dos conjuntos lito-estruturais, criando-se forte desmembramento de unidades, imbricando e estirando acentuadamente os corpos rochosos, e estabelecendo superfícies de movimentação, preferencialmente nas porções limítrofes de materiais de diferentes naturezas, onde a deformação foi concentrada.

O passo final foi alcançado através de deslocamentos predominantemente em transcorrência dextral, em condições essencialmente dúcteis estabelecendo-se zonas miloníticas cuja principal corresponde à **Zona de Cisalhamento Porto Nacional** (Figuras 5 e 6), além de várias outras menores, com ramificações por toda a área, acompanhando transformações

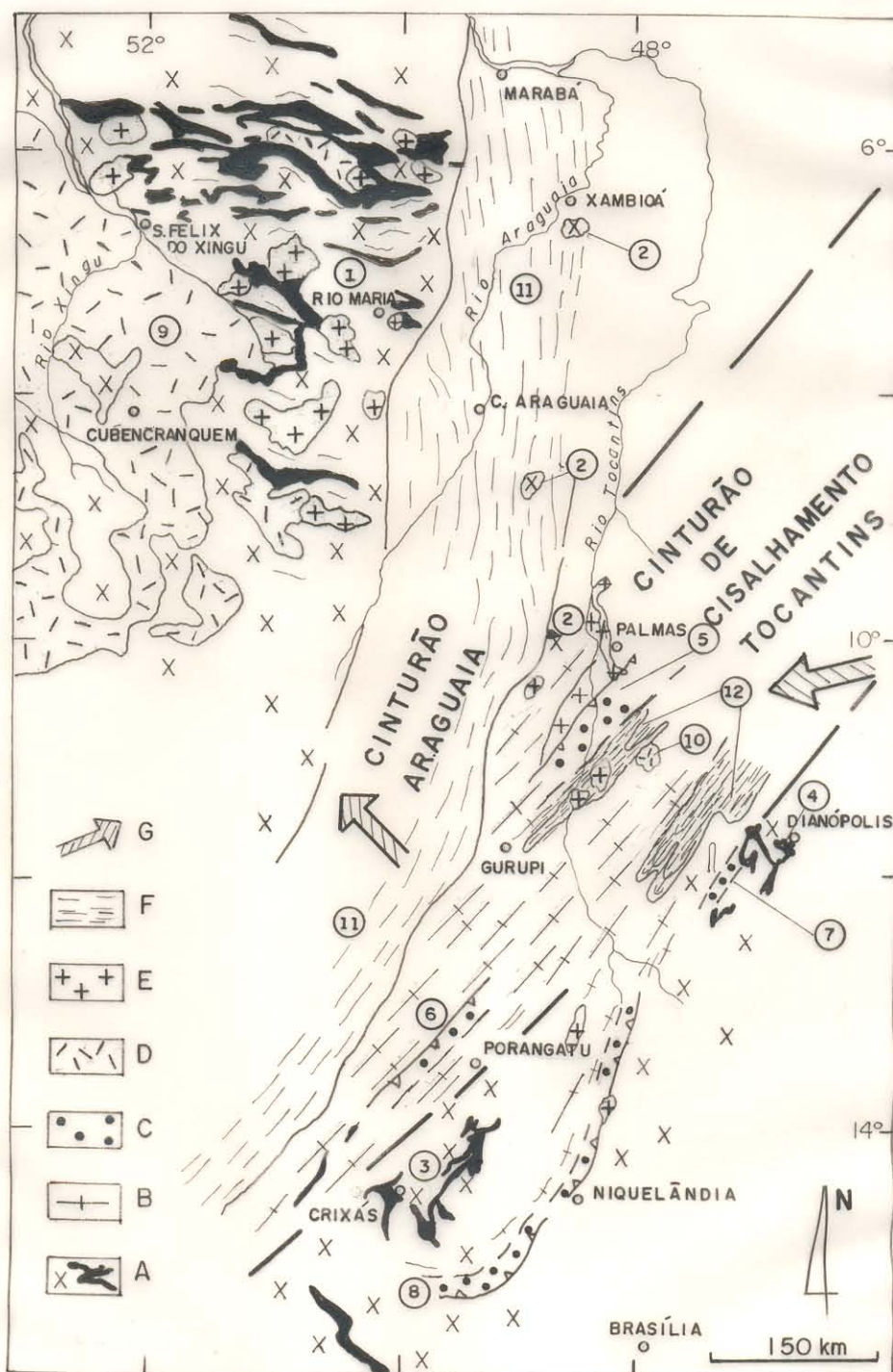
metamórficas em fácies anfibolito e xisto verde.

A movimentação de massas, num confronto tipo rampa oblíqua, corresponde a um movimento de ENE para WSW, resultando em posicionamento do eixo cinemático de estiramento X, entre  $N45-90^{\circ}E$ , nas zonas oblíquas, e nos sistemas transcorrentes o eixo de estiramento máximo X está situado em torno de  $N30-50^{\circ}E$ , com cinemática dextral.

A região enfocada representa a zona principal do confronto de massas, relacionado a um modelo de subducção A de KRÖNER (1982), atribuído à colisão de dois blocos crustais (Araguacema e Porangatu) e que estaria marcado nesta região por uma sutura de direção  $N30^{\circ}E$ , com mergulhos para SE, coincidindo aproximadamente com o limite entre os terrenos granulítico e gnáissico (COSTA, 1985; COSTA et al. 1988a), resultando na edificação de um largo cinturão de cisalhamento de direção NE-SW, de aproximadamente 300 km de largura, estabelecido no Proterozóico Inferior, relacionado a atuação do evento termo-tectônico Transamazônico ao qual propomos chamar-se Cinturão de Cisalhamento Tocantins (CCT) e cuja disposição pode ser vista na Figura 15.

Os limites do CCT, ainda imprecisos, podem ser demarcados pelas ocorrências mais extensivas de terrenos arqueanos. Do lado ocidental é balizado pelos terrenos TTG do Complexo Colméia, aproximadamente entre Colmeia e Paraíso do Tocantins, sob o Cinturão Araguaia, e o limite oriental corresponderia aos terrenos granito-*greenstone* expostos nas regiões de Almas-Dianópolis e Crixás (Figura 15).

Outro evento tectônico no Proterozóico Superior foi o responsável pela edificação do Grupo Natividade. Ele implantou-se sobre crosta fortemente estruturada numa extensa bacia intracontinental, em margem continental passiva, em ambiente marinho raso (GORAYEB et al., 1988b), cuja inversão resultou na estruturação de anticlinais e sinclinais das seqüências metassedimentares e geração de foliação plano-axial, acompanhando o *trend* NE-SW principal de seu substrato.



(Modificado a partir do MAPA GEOLÓGICO DO BRASIL - 1981)

Figura 15- Compartimentação das principais unidades geológico-geotectônicas da região.  
 A- Terrenos arqueanos: 1) Sudeste do Pará, 2) Colméia, 3) Crixás-Pilar de Goiás, 4) Dianópolis; B- Cinturão de Cisalhamento Tocantins; C- Faixas/cinturões granulíticos: 5) Porto Nacional, 6) Porangatu, 7) Almas, 8) Goiás; D- Coberturas vulcano-sedimentares de plataforma: 9) Do Cráton Amazônico, 10) Monte do Carmo; E- Plútons graníticos do final do Proterozóico Inferior; F- Cinturões metamórficos neoproterozóicos: 11) Araguaia, 12) Natividade; G- Direção principal de movimentação.

O quadro Paleozóico-Mesozóico é marcado fundamentalmente pela edificação da Bacia do Parnaíba e pela tectônica extensional que através do jogo de blocos, sob sistemas de falhas NE-SW e NW-SE, foi responsável pelo desmantelamento da borda oeste da Bacia do Parnaíba e embutimento das unidades estratigráficas em grábens.

## 5- COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ROCHAS

### 5.1- INTRODUÇÃO

A análise do quimismo das rochas, executada após a caracterização geológica e petrográfica das diversas unidades litológicas, tornou-se ferramenta importante na discriminação e interpretação petrológica dos litotipos à medida que permitiu:

- a) classificar e discriminar com maior precisão os vários tipos composicionais de rochas;
- b) estabelecer diferenças químicas entre tipos petrográficos muito similares (homogeneizados pelo metamorfismo);
- c) discriminar e reunir grupos composicionais em termos de sua natureza e linhagem;
- d) identificar a natureza dos protolitos;
- e) interpretar as linhagens magmáticas e seus respectivos *trends* e assim, compará-los a outros terrenos ou a suítes tectono-magmáticas mais novas, e finalmente;
- f) utilizar os dados químicos em comunhão com outros critérios geológicos, visando a restauração de ambientes geotectônicos e fenomenologia geológica que antecedeu os processos tectono-metamórficos na área.

Do conjunto de rochas oriundas dos estudos petrográficos 31 amostras foram selecionadas para o tratamento analítico. O procedimento adotado na escolha das amostras, além da isenção de alterações de qualquer natureza, distanciamento de zonas de deformação e de veios que pudessem interferir em sua composição original, prendeu-se em selecionar aquelas texturalmente e composicionalmente homogêneas, de maneira a incluir os principais tipos petrográfico-composicionais dos terrenos de alto grau, os quais são agrupados como: a) Ultramafitos; b) granulitos máficos; c) enderbitos; d) anortositos; e) leucoenderbitos; f) granada granitóide; e g) kinzigitos. Os resultados analíticos dos elementos maiores e traços estão expressos na Tabela 1.

Dentre as amostras investigadas 18 foram selecionadas para análise de elementos terras raras (ETR), considerando-se a representatividade das variações composicionais encontradas no conjunto (Tabela 2).

Tabela 1. Análises químicas das rochas de alto grau de Porto Nacional.

(continua)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	PN-3	PN-43	PN-2A	PN-18	PN-39A	PN-46	PN-8.1	PN-21	PN-22B	PN-37	PN-32A	PN-10	PN-8.2	PN-9A	PN-9A
SiO <sub>2</sub>	47,72	52,48	49,46	49,63	49,40	49,68	55,01	52,20	50,30	55,46	56,06	53,38	66,05	65,02	64,51
TiO <sub>2</sub>	1,02	0,51	0,97	0,97	0,88	0,90	1,53	1,87	1,97	1,34	0,69	0,85	0,51	0,77	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,44	4,81	15,22	16,22	14,88	14,04	17,18	16,89	17,33	16,35	14,74	16,52	17,07	16,20	17,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	2,25	0,99	0,99	1,58	2,33	1,29	-	0,69	1,22	0,69	1,64	0,57	0,99	0,55
FeO	10,96	8,95	10,13	9,63	9,90	10,12	8,33	11,95	9,86	7,90	7,43	8,11	4,24	4,38	3,44
MnO	0,48	0,50	0,18	0,37	0,92	0,97	0,13	0,21	0,13	0,14	0,15	0,15	0,09	0,07	0,08
MgO	14,64	20,21	6,70	6,52	7,04	6,90	2,90	4,63	5,72	5,18	9,20	6,80	1,60	1,92	2,13
CaO	8,77	7,93	12,46	11,07	12,57	12,67	8,25	9,46	9,71	7,24	7,19	8,66	5,37	5,22	4,93
Na <sub>2</sub> O	1,11	0,74	2,40	3,07	1,92	2,30	4,09	1,43	2,75	2,66	1,54	3,21	3,73	4,15	4,81
K <sub>2</sub> O	1,39	0,15	0,69	0,47	0,19	0,33	0,46	0,13	0,67	1,40	1,68	0,43	0,62	0,87	1,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,15	0,12	0,13	0,11	0,14	0,44	0,63	0,70	0,84	0,11	0,21	0,16	0,33	0,19
H <sub>2</sub> O *	0,16	1,62	0,28	0,34	0,34	0,16	0,32	0,24	0,18	0,28	0,44	0,20	0,26	0,38	0,30
Total	97,44	100,30	99,60	99,41	99,73	100,54	99,93	99,64	100,01	100,01	99,92	100,16	100,27	100,30	100,00
Cr	1044	3592	540	275	148	213	100	231	250	264	2000	420	80	100	33
Ni	415	182	210	172	171	137	66	47	51	67	370	311	40	70	215
Co	97	87	120	86	89	84	89	69	80	80	110	80	85	70	406
Cu	61	38	88	64	23	108	55	82	38	31	80	94	8	6	4
Zn	160	41	118	128	116	46	135	204	178	153	111	124	186	102	39
Rb	34	5	4	4	8	11	4	4	8	49	60	10	4	20	42
Ba	150	62	75	180	260	160	240	220	400	730	203	515	400	620	660
Sr	150	40	121	180	260	160	470	612	1254	620	203	515	400	520	660
Ga	5	5	12	12	12	24	24	22	22	19	21	21	21	21	21
Nb	12	8	8	6	7	7	8	8	8	13	8	6	6	10	10
Zr	63	25	40	45	45	50	60	63	120	175	85	80	140	160	160
Ti	5995	3057	5815	5815	5276	5396	9172	13729	11810	8033	4137	5096	3057	4616	4077
Y	30	3	24	21	23	23	20	30	30	26	17	20	10	12	6

Tabela 1. Análises químicas das rochas de alto grau de Porto Nacional.

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
	PN-36	PN-27.1	PN-27.2	PN-27B	PN-2C	PN-23C	PN-39D	PN-39B	PN-2B	PN-20	PN-22A	PN-23B	PN-28A	PN-35	PN-42A	PN-48
SiO <sub>2</sub>	62,83	54,65	54,04	53,51	71,86	71,04	71,60	69,09	61,27	67,39	68,74	68,42	72,11	74,27	63,03	61,50
TiO <sub>2</sub>	1,49	1,11	1,60	1,14	0,86	0,66	0,31	0,64	1,17	0,76	0,72	0,72	0,91	0,30	1,10	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,79	23,30	21,79	17,51	15,19	15,72	15,69	16,23	17,69	15,49	15,79	15,50	13,62	13,60	18,87	18,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	1,09	1,14	1,67	0,47	0,15	0,68	0,24	0,17	0,23	0,58	0,23	1,40	0,61	1,60	2,08
FeO	6,80	3,74	5,92	10,33	2,66	2,00	1,57	2,87	8,33	4,80	4,08	4,66	5,67	2,87	7,17	5,98
MnO	0,12	0,10	0,16	0,28	0,04	0,07	0,03	0,04	0,11	0,33	0,05	0,11	0,14	0,09	0,06	0,09
MgO	1,36	1,30	1,60	3,48	0,91	0,96	1,01	0,96	2,63	2,76	1,99	2,71	2,30	0,50	2,50	2,88
CaO	4,75	10,03	9,62	8,24	4,35	1,67	2,79	2,93	1,96	2,79	1,08	2,14	0,84	2,24	0,94	1,76
Na <sub>2</sub> O	2,70	3,49	2,95	2,56	3,40	2,30	3,57	3,28	2,79	2,30	2,59	2,06	1,02	3,93	1,36	2,18
K <sub>2</sub> O	2,83	0,67	0,62	0,20	0,69	4,69	3,01	3,62	4,11	2,89	3,03	3,13	0,96	1,59	1,51	2,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,31	0,27	0,20	0,05	0,17	0,08	0,12	0,09	0,08	0,10	0,09	0,03	0,07	0,07	0,08
H <sub>2</sub> O *	0,12	0,44	0,34	0,48	0,16	0,44	0,46	0,20	0,36	0,92	1,26	0,44	0,28	0,30	1,46	1,67
Total	99,98	100,23	100,05	99,60	100,64	99,87	100,80	100,22	100,68	100,74	100,01	100,21	99,28	100,37	99,67	100,60
Cr	70	203	49	101	10	49	33	60	210	149	200	16	44	44	150	188
Ni	40	32	40	52	39	66	21	17	120	134	125	133	17	17	100	135
Co	90	45	55	74	35	25	28	31	65	55	60	45	24	24	59	52
Cu	38	13	6	31	16	6	6	13	38	33	66	30	20	20	6	62
Zn	142	83	105	158	54	32	80	60	131	107	82	86	96	96	41	128
Rb	41	5	1	1	17	114	18	62	115	50	86	68	16	30	30	16
Ba	420															
Sr	560	506	485	510	352	470	400	195	337	206	200	270	132	263	175	132
Ga	22															
Nb	22	6	6	1	12	45	7	8	10	6	13	6	9	6	11	9
Zr	461	53	47	30	1443	490	124	305	260	162	195	153	185	229	186	185
Ti	8933	6654	9592	6834	420	3950	1858	420	7014	4556	4316	4316	5390	1978	6595	3897
Y	19	13	17	12	9	11	6	14	44	91	26	18	23	29	30	23

\* Perda ao Fogo  
 1 e 2 - Ultramafitos; 3 a 12 - Granulitos máficos; 13 a 16 - Enderbitos; 17 a 19 - Anortositos; 20 a 22 - Mobilizados leucogranítico/tonalíticos; 23 a 31 - Kinzigitos.  
 ( Análises obtidas nos laboratórios do Centro de Geociências da UFPA e da UNESP-Rio Claro)

Tabela 2- Análises químicas de elementos terras raras ( em ppm ) das rochas de alto grau da região de Porto Nacional.

	PN-03	PN-43	PN-2A	PN-39A	PN-8.1	PN-21	PN-22B	PN-37	PN-10	PN-8.2	PN-9A	PN-36	PN-27.1	PN-27.2	PN-2C	PN-39D	PN-2B	PN-23B
La	21,28	1,47	2,65	2,21	9,78	22,50	35,71	34,44	10,69	9,07	10,59	24,07	9,87	8,44	14,74	8,28	44,02	29,34
Ce	71,38	7,61	10,39	8,18	25,94	69,63	104,50	85,72	33,61	22,26	27,62	59,93	26,80	26,07	27,01	22,73	99,40	64,98
Nd	44,65	3,39	6,41	4,34	13,76	45,17	67,12	42,49	15,20	9,79	13,99	31,97	15,54	12,69	6,73	8,85	37,92	24,19
Sm	9,12	0,95	1,89	1,91	2,95	8,44	11,52	7,42	2,97	2,08	2,42	6,29	3,09	2,61	0,89	1,99	6,49	3,97
Eu	1,65	0,19	0,53	0,41	0,96	1,66	2,65	1,63	0,80	0,90	0,61	2,33	1,27	1,28	0,76	0,58	1,31	0,89
Gd	6,07	0,89	2,13	2,85	2,53	6,27	7,50	5,18	2,27	1,79	1,74	4,34	2,51	2,12	0,50	1,68	5,39	2,68
Dy	4,82	0,68	2,67	3,52	2,33	4,65	4,49	3,52	2,22	1,64	1,21	3,10	1,92	2,21	0,38	1,24	6,05	2,44
Ho	0,93	0,14	0,53	0,71	0,50	0,87	0,87	0,72	0,48	0,32	0,26	0,61	0,43	0,45	0,08	0,22	1,25	0,51
Er	2,33	0,39	1,43	1,94	1,51	2,10	2,25	2,02	1,48	0,81	0,82	1,57	1,36	1,30	0,28	0,48	3,69	1,47
Yb	1,73	0,36	1,70	2,35	1,41	1,28	1,36	1,45	1,21	0,65	0,65	1,24	0,93	1,14	0,31	0,31	3,37	1,41
Lu	0,22	0,09	0,23	0,32	0,17	0,16	0,19	0,20	0,18	0,07	0,10	0,18	0,14	0,16	0,05	0,06	0,46	0,19

( Análises realizadas na GEOLAB, por ICP )

Cálculos normativos foram realizados em todas as amostras (Tabela 3) e a presença e frequência dos minerais normativos permitiram também diferenciar claramente os diversos grupos composicionais sendo, adicionalmente, um importante critério utilizado na caracterização dos litotipos.

O procedimento adotado na interpretação dos dados químicos envolveu os seguintes passos:

- 1) Comparações dos diferentes tipos de rochas entre si, com base nos grupos separados petrograficamente, em termos dos elementos maiores, menores e traços;
- 2) Comparações dos resultados obtidos neste estudo com os dados analíticos clássicos da literatura (NOCKOLDS & ALLEN, 1953; NOCKOLDS, 1954; LE MAITRE, 1976; WEDEPOHL, 1969), permitindo que se tenha uma noção aproximada dos protolitos, sobretudo dos tipos ortoderivados, os quais representam um conjunto de rochas ultrabásicas a ácidas; e
- 3) Utilização de diagramas discriminantes, para, num primeiro estágio, diagnosticar as rochas originais orto ou paraderivadas e, posteriormente, especificar cada grupo composicional a fim de alcançar interpretações petrológicas mais refinadas.

## 5.2- LITOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Examinando a Tabela 1 verifica-se uma excelente correlação entre os grupos classificados petrograficamente com os em que se utilizou critérios geoquímicos, podendo desdobrá-los, em princípio, em dois grandes agrupamentos: orto e paraderivados. Esse desdobramento torna-se bastante claro quando se utiliza os diagramas de Werner apud PASSCHIER et al. (1990) e de GARRELS & MACKENZIE (1971), propostos para discriminar a natureza composicional entre tipos ígneos ou sedimentares. Desse modo foi possível separar com precisão os dois grupos composicionais, com raras exceções, nos dois campos estabelecidos pelos autores acima (Figuras 16a, b).



Tabela 3- Dados normativos (CATANORMA) das rochas de Porto Nacional, a partir de análises da Tabela 1.

No.	(conclusão)															
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Amostra	PN-36 27.1	PN- 27.1	PN- 27.2	PN- 27.B	PN- 2C	PN- 23C	PN- 39D	PN- 39B	PN- 2B	PN- 20	PN- 22A	PN- 23B	PN- 28A	PN- 35	PN-42	PN-48
Qz	19,92	7,11	8,61	8,63	39,13	32,17	29,03	25,17	14,34	27,78	32,79	30,94	52,49	35,70	38,11	24,76
Or	17,15	3,97	3,72	1,22	4,15	28,30	17,86	21,59	24,51	17,39	18,43	18,87	5,98	9,54	9,44	17,74
Ab	24,87	31,46	26,90	23,74	25,77	21,09	32,19	29,73	25,29	21,03	23,94	18,88	9,66	35,84	12,84	20,13
An	21,16	46,12	45,09	36,87	21,63	7,33	13,38	13,88	9,23	13,57	4,84	10,24	4,19	10,82	4,42	8,44
Co	0,81	-	-	-	2,24	4,72	1,84	2,07	5,85	4,11	7,33	5,62	10,88	1,67	15,43	10,16
Di	-	0,72	0,52	1,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
He	-	0,73	0,76	1,88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	3,85	3,24	4,23	9,26	2,56	2,71	2,80	2,68	7,33	7,76	5,66	7,64	6,70	1,40	7,26	8,18
Fs	8,34	3,30	6,12	13,20	2,71	2,23	1,58	3,48	11,44	6,86	5,14	6,36	7,14	3,80	8,99	7,25
Fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Il	2,13	1,55	2,26	1,64	1,22	0,94	0,43	0,90	1,65	1,08	1,03	1,02	1,34	0,42	1,61	0,93
Mt	0,79	1,14	1,21	1,80	0,50	0,16	0,71	0,25	0,18	0,24	0,62	0,24	1,54	0,65	1,76	2,23
Ap	0,79	0,65	0,57	0,43	0,11	0,36	0,17	0,25	0,19	0,17	0,22	0,19	0,07	0,15	0,15	0,17
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

1 e 2 - Ultramafitos  
 17 a 19 - Anortositos  
 3 a 12 - Granulitos máficos  
 20 a 22 - Mobilizados leucogranítico/tonalíticos  
 13 a 16 - Enderbitos  
 23 a 31 - Kinzigitos

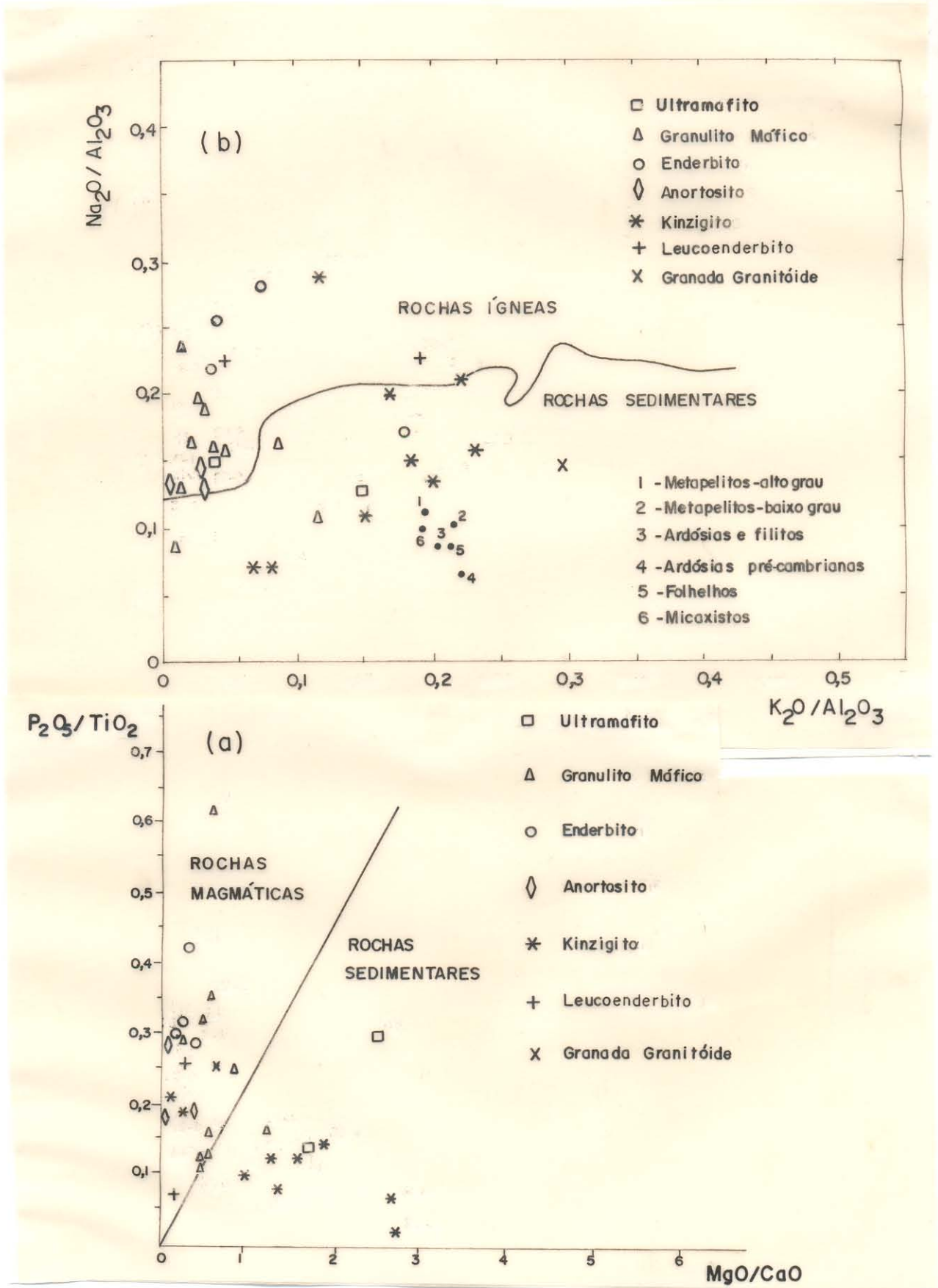


Figura 16- Diagramas de discriminação entre rochas orto e paraderivadas: (a) de Werner apud PASSCHIER et al. (1990); (b) de GARRELS & MACKENZIE (1971), com destaque às rochas de alto grau de Porto Nacional.

No diagrama de Werner apud PASSCHIER et al. (1990) (Figura 16a), a linha divide o campo de rochas ortoderivadas (à esquerda) das paraderivadas. A maioria das amostras de granada gnaisses situa-se no campo das rochas sedimentares, exceto duas amostras (PN-35 e PN-39B) devido aos seus teores muito baixos de MgO. As outras rochas situam-se acima da linha divisória, isto é, no campo das rochas magmáticas. Verifica-se, no entanto, que alguns tipos composicionais especiais, como é o caso de rochas ultramáficas e raramente algum tipo máfico (PN-03, 43 e 23A), devido à razão MgO/CaO alta, projetam-se fora deste campo, não respondendo satisfatoriamente ao princípio básico do diagrama.

Na Figura 16b, que corresponde ao diagrama  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , a linha irregular segundo GARRELS & MACKENZIE (1971) representa o limite inferior da maioria das rochas magmáticas, independentemente do grau metamórfico imposto. Segundo esta proposta, os sedimentos têm valores mais baixos para a razão  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , estabelecendo-se então a divisão entre os dois grupos. Pela análise da Figura 16b, de modo similar ao diagrama anterior, discrimina-se com muito boa resolução os dois grupos de rochas. Os kinzigitos, com exceção da amostra PN-35 (baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e alto  $\text{Na}_2\text{O}$ ), situam-se no campo de rochas sedimentares e, além disso, mostram certa dispersão das amostras, indicando variações composicionais nesse grupo.

As rochas do segundo grupo predominantemente ocupam a porção superior da curva, correspondendo ao campo de rochas ígneas (Figura 16b), e agrupam-se preferencialmente próximo ao eixo das ordenadas, definindo grosseiramente um *trend*. Nesse caso pode-se considerar aproximadamente constante suas razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  e uma variação crescente nos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$ , aumentando dos tipos básicos para os intermediários. Por outro lado, cinco amostras consideradas *a priori* ortoderivadas (PN-03, 21, 23A, 36, 37), não se enquadram neste campo, algumas devido a pequenas variações nos teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , outras pela sua composição especial, não dão resposta no diagrama.

As amostras que constituem o *trend* devem ser representantes de séries magmáticas isentas de modificações significativas nos seus componentes. Verifica-se também que os teores de  $\text{SiO}_2$ , álcalis, Sr, Rb e Zr, aumentam dos tipos básicos para os intermediários, mas a relação é inversa com os teores de CaO, MgO,  $\text{Fe}_{\text{total}}$ , MnO, Cr, Ni, Cu, Y e Zn (Tabela 1).

#### a) Rochas paraderivadas

Analisando os dados da Tabela 1 pode-se notar diferenças geoquímicas marcantes entre as rochas desse grupo (amostras n° 23 a 31) com as demais. Tratam-se em geral de tipos ricos em  $\text{SiO}_2$  (61-69%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15-19%) e álcalis (5-7%), e pobres em CaO, MgO e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , com variados teores de ferro (3-8%). No entanto, embora exista um comportamento geoquímico global peculiar do grupo, há variações composicionais destacáveis pelos teores elevados de  $\text{SiO}_2$  (72-74%) e baixos em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\approx 13\%$ ).

O exame dos dados normativos (Tabela 3) demonstra a presença sistemática de quartzo e córindon em quantidades significativas (14 a 52% e 2 a 15%, respectivamente). Os teores de feldspato normativo são relativamente elevados, sendo mais ricos em ortoclásio (6 a 24%) e albita (9 a 36%) do que anortita (7 a 14%). Esses parâmetros permitem, numa primeira avaliação, indicar uma natureza quartzo-feldspática aluminosa para os protolitos.

Analisando a distribuição dessas rochas nos diagramas de GARRELS & MACKENZIE (1971), (Figura 17), se constata que há variações composicionais no conjunto, o que permite separá-los em 3 grupos: o primeiro, representado pelas amostras PN-02B, 42A e 48, situa-se no campo dos argilitos; o segundo, expresso pelas amostras PN-28A e 35, encontra-se no ou próximo ao campo dos arenitos/grauvacas; e o terceiro, caracterizado pelas amostras PN-20, 22A, 23B e 39B situa-se no limite inferior do campo das rochas silicosas e numa posição intermediária entre argilitos e grauvacas, próximo à média de granitos e granodioritos. As rochas do primeiro grupo são mais ricas em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e FeO e mais pobres em sílica, as do segundo contêm os maiores teores de  $\text{SiO}_2$  e menores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , e as do terceiro grupo têm teores intermediários de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sendo mais pobres em  $\text{Fe}_{\text{total}}$  e mais ricos em Rb. Quando se

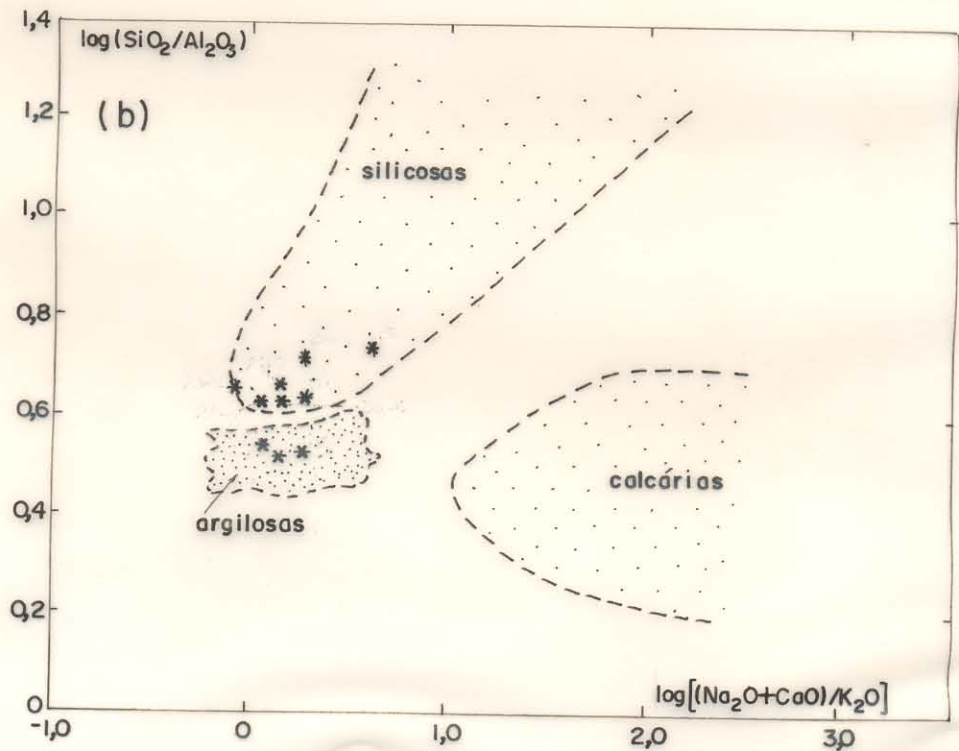
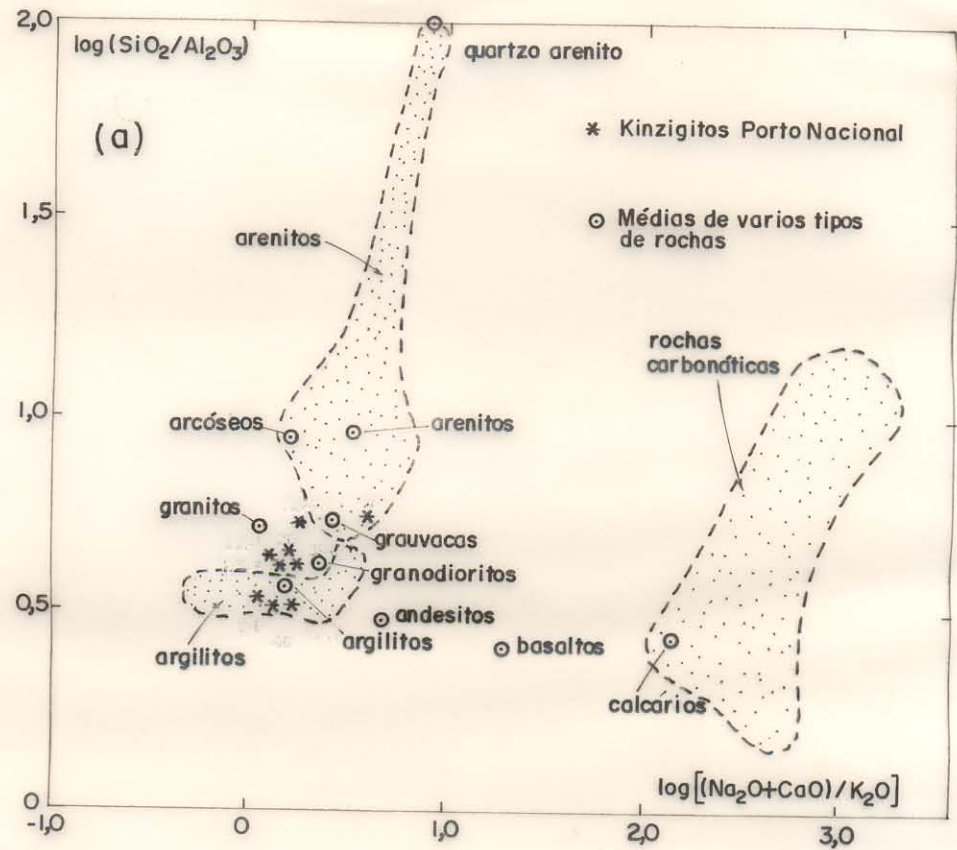


Figura 17- Diagramas de GARRELLS & MACKENZIE (1971) com a delimitação dos campos composicionais de rochas sedimentares, demonstrando o comportamento dos kinzigitos estudados.

analisa o comportamento dos outros elementos químicos dessas rochas percebe-se também variações significativas.

Tais dados, juntamente com os critérios petrográficos e de campo, permitem interpretar esse conjunto de rochas como parte de uma seqüência supracrustal paraderivada, de natureza fundamentalmente quartzo-feldspática aluminosa com variações psamopelíticas e pelíticas.

Duas amostras (PN-02B e 23B) foram selecionadas para análise de elementos terras raras (ETR), cujo comportamento pode ser visualizado na Tabela 2 e no diagrama da Figura 24. Se vê que os padrões de ETR são quase idênticos, com apenas pequenas variações nas concentrações de alguns elementos. Os terras raras pesados (ETRP) na Figura 24, têm um comportamento sub-horizontal, suavemente inclinado, variando na faixa de 8-15 e 18-26 ppm (valores normalizados ao condrito). Por outro lado, os terras raras leves (ETRL) mostram-se enriquecidos em relação ao condrito, e modificam totalmente este padrão, desenhando quase uma reta inclinada do La ao Eu. As anomalias de Eu nessas rochas são insignificantes.

No diagrama de multielementos dos principais elementos traços dessas rochas (Figura 18), pode-se verificar a semelhança no comportamento dos dados químicos entre a maioria das amostras, dando razão à interpretação de que essas características geoquímicas devem corresponder à dos protolitos, apesar da migmatização existente. No diagrama da Figura 19 foram plotados os principais elementos traços e terras raras de duas amostras (PN-02B, 23B), que inclusive mantinham comportamentos dessemelhantes nos diagramas anteriores, e também médias de grauvacas arqueanas publicadas por CONDIE (1976) e TAYLOR & McLENNAN (1985) para fins de comparações. O diagrama demonstra semelhança muito grande na assinatura geoquímica dos kinzigitos com a de grauvacas.

Tais características, aliadas aos dados da análise petrográfica e da geologia de campo, permitem interpretar os kinzigitos como derivados de grauvacas, as quais devem ter sido importantes componentes no que se refere ao conjunto de rochas supracrustais de alto grau de Porto Nacional.

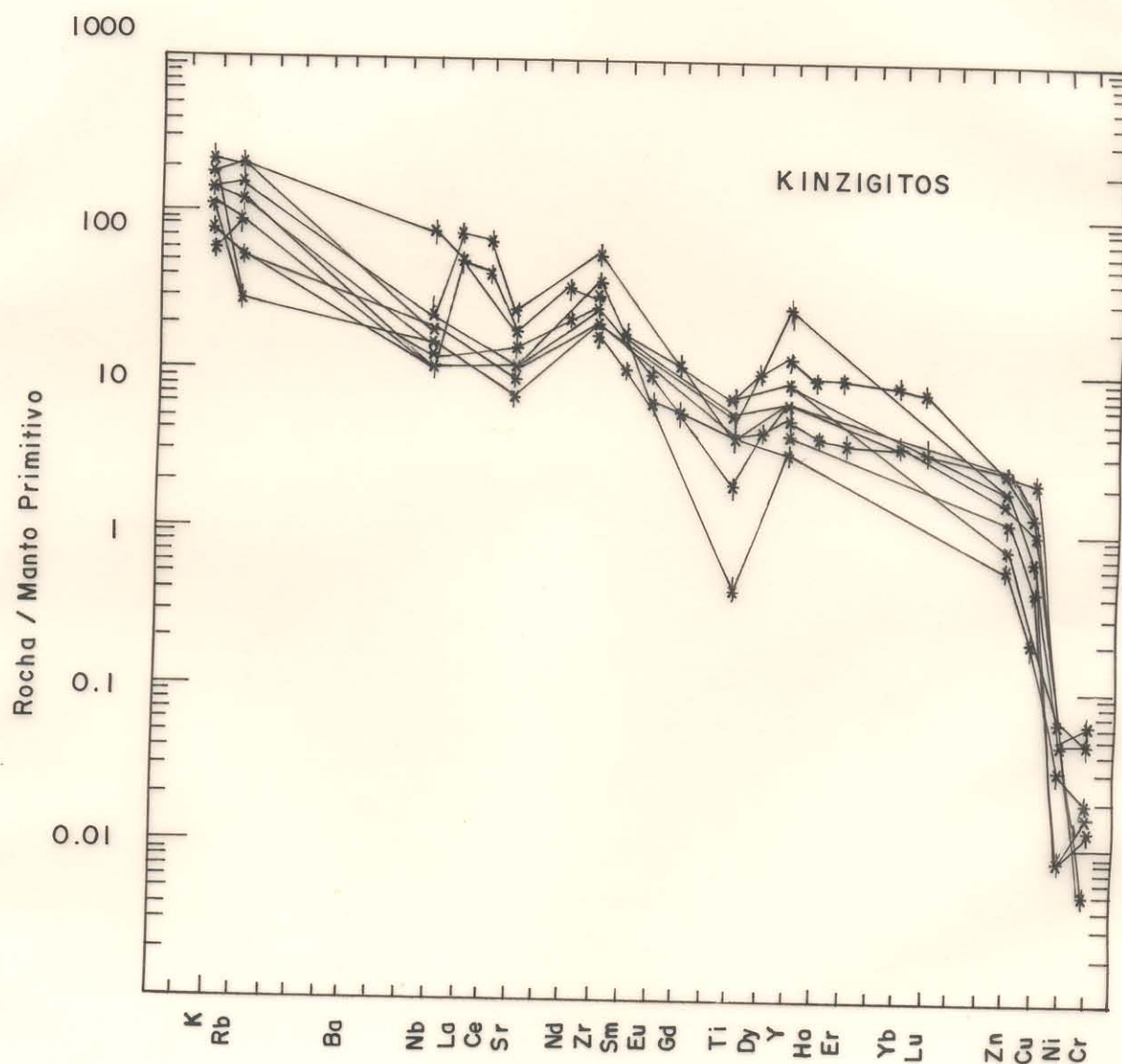


Figura 18- Diagrama de multielementos dos kinzigitos estudados. Normalização por manto primitivo (SUN & McDONOUGH, 1989).

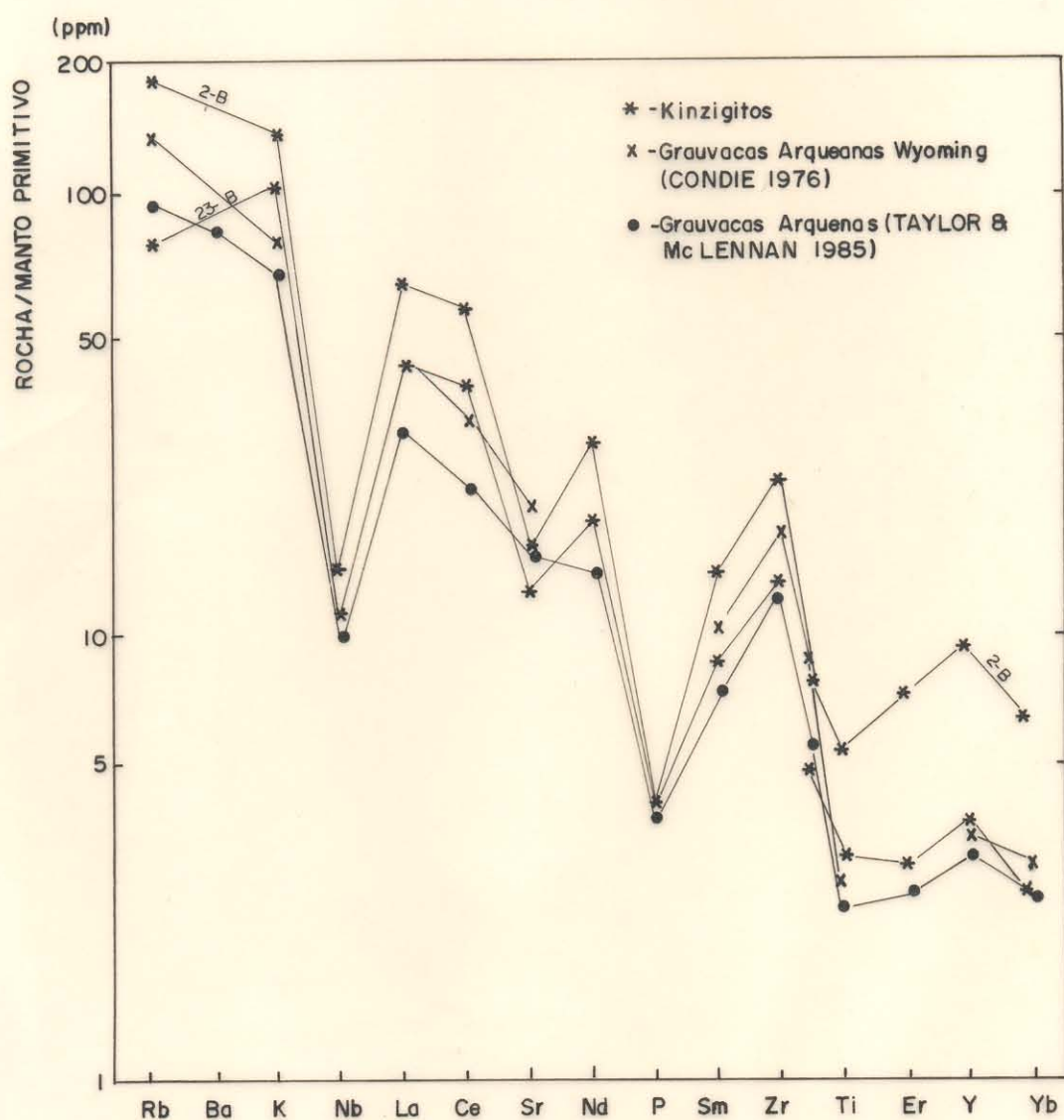


Figura 19- Diagrama de multielementos normalizados por manto primitivo (SUN & McDONOUGH, 1989) com dados dos kinzigitos estudados e comparações com grauvacas.

## b) Rochas Ortoderivadas

Esse conjunto de rochas, conforme já demonstrado, é composicionalmente diferente dos demais, e compreende tipos ultramáficos, máficos, intermediários e ácidos. O exame dos dados da Tabela 1 mostra, no geral, teores relativamente elevados de Al, Ca, e Fe, e baixos em K, Rb, Nb e Y. Plotando-se esses dados em diagramas de variação, para avaliar o comportamento dos diversos elementos em relação à sílica (Figura 20), são evidenciadas claramente as diferenças existentes, possibilitando inclusive delimitar grupos composicionais passíveis de correlações com seqüências magmáticas. Nota-se assim uma correlação positiva dos teores de álcalis, Rb, Sr e Zr em relação à sílica, e decrescem os valores de MgO, CaO, MnO, TiO<sub>2</sub>, Ni, Cr, Co, Cu, Zn e Y dos tipos básicos aos ácidos.

Os dados normativos (Tabela 3) indicam a presença de orto e clinopiroxênios, em quantidades significativas, em quase todas as amostras; de ilmenita e magnetita; e de forsterita em pequena quantidade nos tipos mais básicos, sem a presença de quartzo. Nos tipos intermediários a ácidos o quartzo torna-se comum e a olivina ausente. Tomando-se como base o tipo do mineral normativo e a sua freqüência, nota-se também que há características distintas no grupo de rochas analisadas.

O exame cuidadoso dos dados analíticos dos elementos maiores e menores e elementos-traço, paralelamente à presença e à freqüência dos minerais normativos (Tabelas 1 e 3), permite separar sete grupos composicionais, os quais guardam, individualmente, características geoquímicas particulares, sugestivas de sua herança magmática: a) Máfico-ultramáfico; b) Máfico 1; c) Máfico 2a; d) Máfico 2b; e) Tonalítico; f) Anortosítico; e g) Charnockítico.

Um panorama geral destes grupos pode ser visto nos diagramas de classificação geoquímica de COX et al. (1979) e LA ROCHE et al. (1980). Assim, na Figura 21a as rochas distribuem-se aproximadamente numa faixa dirigida do centro inferior à lateral direita do diagrama, ocupando os campos do basalto toleítico, basalto andesítico, andesito, dacito e riolito. As demais, pelos seus baixos valores de álcalis, ficam fora dos campos estabelecidos.

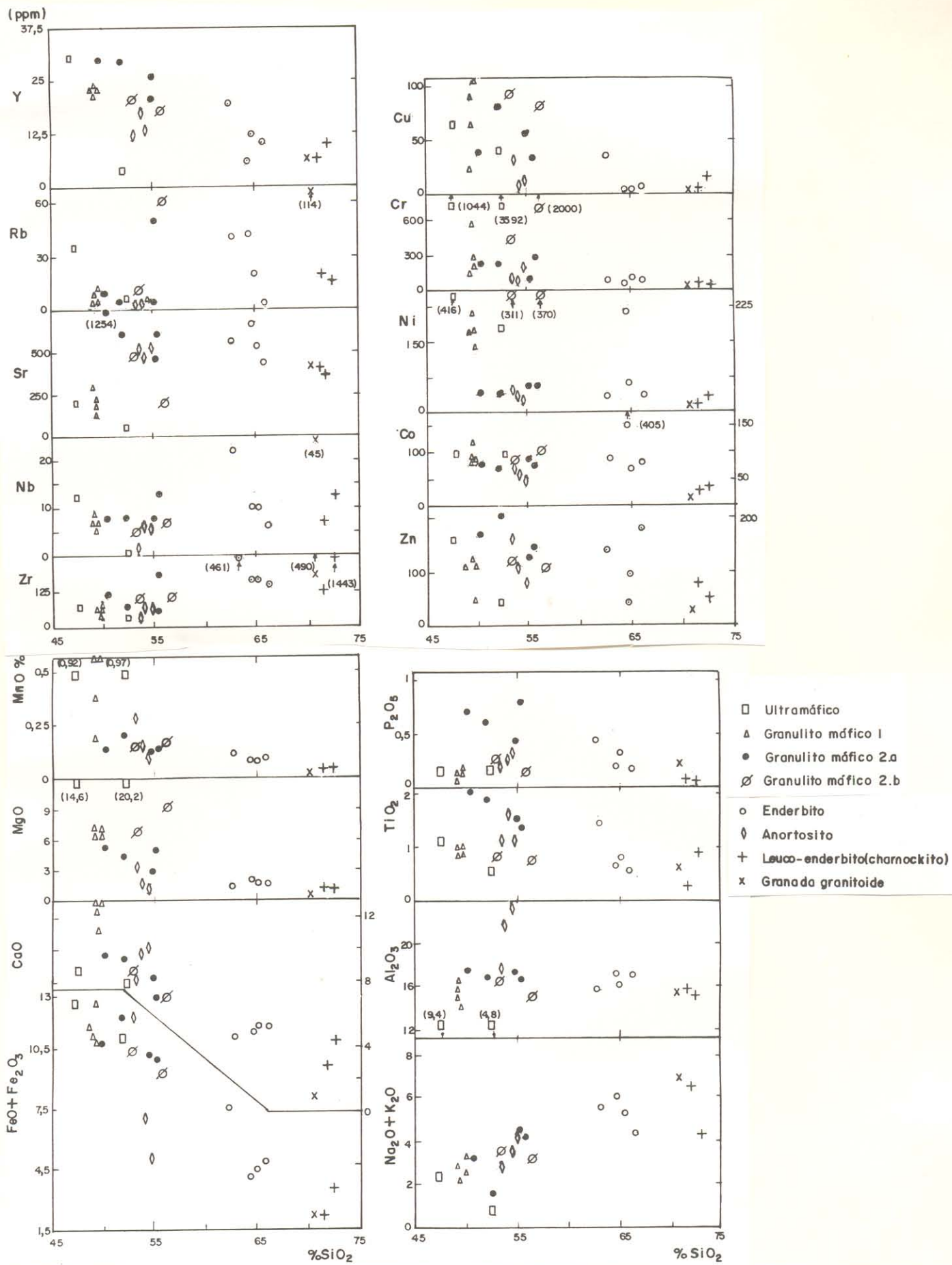


Figura 20- Diagramas de variação óxidos/elementos x sílica para as rochas da Tabela 1.

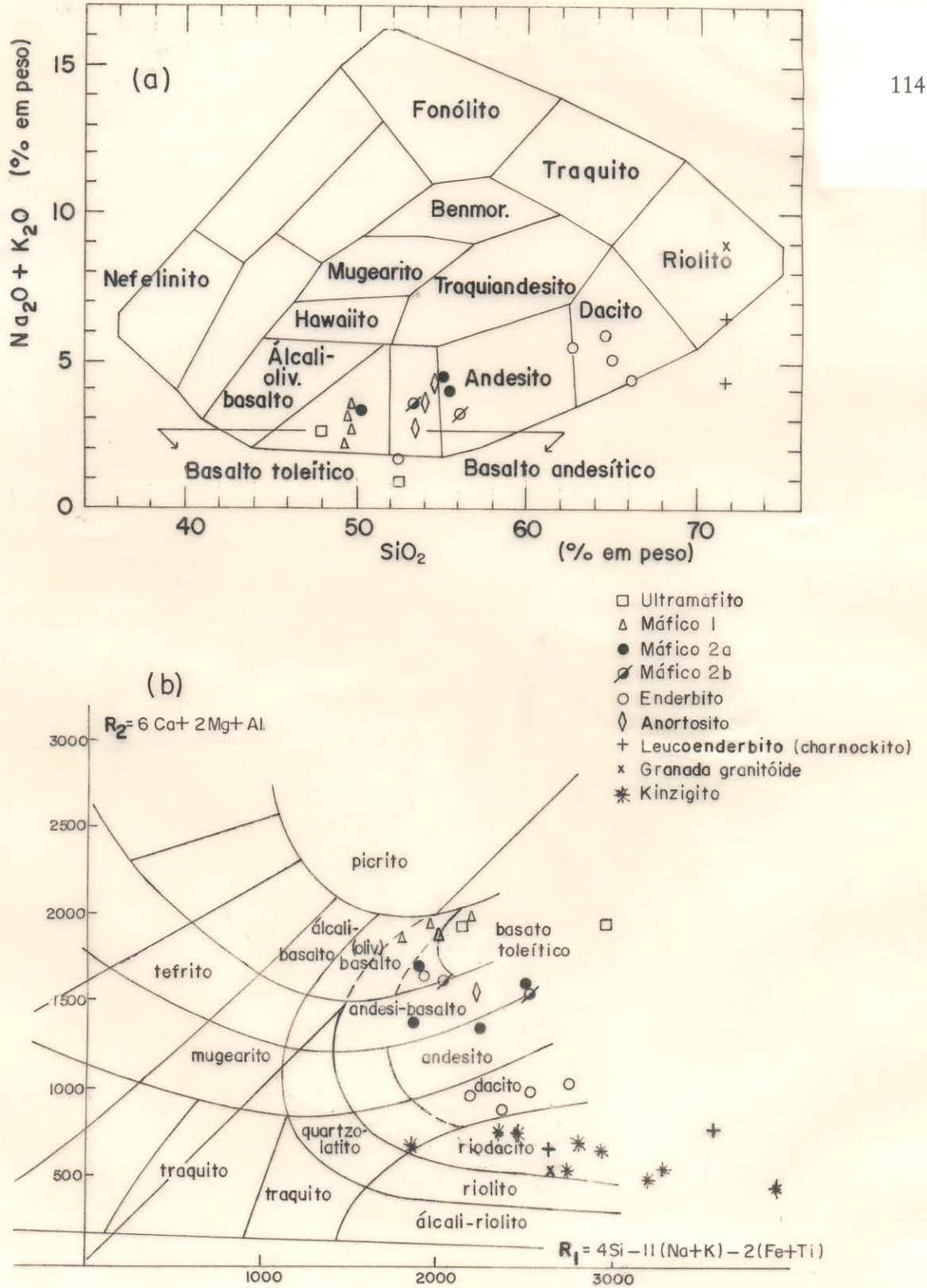


Figura 21- Diagramas geoquímicos de classificação de rochas magmáticas: (a)  $\text{SiO}_2$  x  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (COX et al., 1979); (b) Multielementos  $R_1$ - $R_2$  (LA ROCHE et al., 1980) com dados das rochas de alto grau de Porto Nacional.

No diagrama multicatiônico  $R_1$ - $R_2$  (Figura 21b) o conjunto de amostras também dispõe-se grosseiramente segundo um *trend* composicional semelhante ao do diagrama anterior, compondo grupos bem definidos. Os tipos mais básicos, projetados na porção superior do diagrama, correspondem a basaltos toleíticos e a basaltos saturados, outros ocupam o campo transicional entre andesitos e basaltos, e os mais ácidos correspondem a dacitos/tonalitos e a riodacitos/granodioritos.

Utilizando-se o diagrama alcalis *versus* sílica (Figura 22a) se verifica que todas as amostras situam-se abaixo da curva de IRVINE & BARAGAR (1971), isto é no campo subalcalino, enquanto que quando se plota os dados no diagrama AFM (Figura 22b), para avaliar o comportamento de tendências magmáticas, fica delineada uma nítida tendência toleítica para a grande maioria das amostras, restando sob a curva divisória, isto é, no campo cálcio-alcalino, um outro grupo de amostras.

### 5.3- LITOQUÍMICA DE ELEMENTOS-TRAÇO E TERRAS RARAS

Os diagramas anteriores mostraram a existência de diferenças importantes baseadas principalmente nos elementos maiores, proporcionando inclusive a separação de sete grupos composicionais ortoderivados representados por rochas ultrabásicas, básicas toleíticas com variações intermediárias, e cálcio-alcálicas, além de anortositos e rochas de composição granítica. Quando analisada essa base de informações com os dados de elementos-traço e terras raras (Tabelas 1 e 2), revela-se com facilidade as particularidades de cada grupo, como pode ser verificado pelos diagramas de multielementos (Figura 23), de modo a reafirmar a separação proposta. Nota-se claramente pela comparação entre os diagramas (Figura 23a-f), que as assinaturas geoquímicas são bem diferentes permitindo tratá-las distintamente em termos de sua petrogênese.

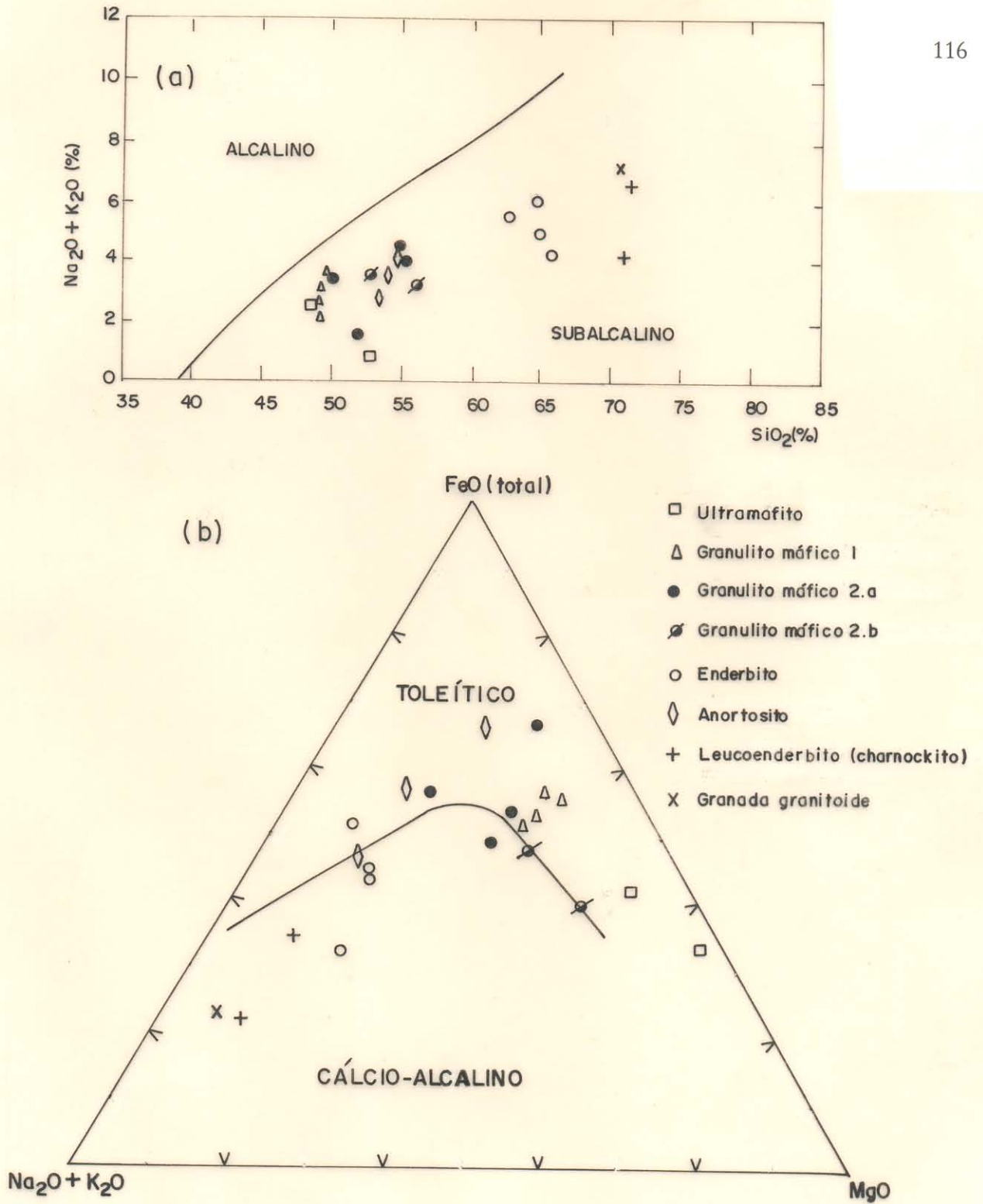


Figura 22- Diagramas geoquímicos de IRVINE & BARAGAR (1971) para discriminação entre (a) Séries alcalinas e subalcalinas; e (b) Toleíticas e cálcio-alcalinas, com destaque às rochas de alto grau de Porto Nacional.

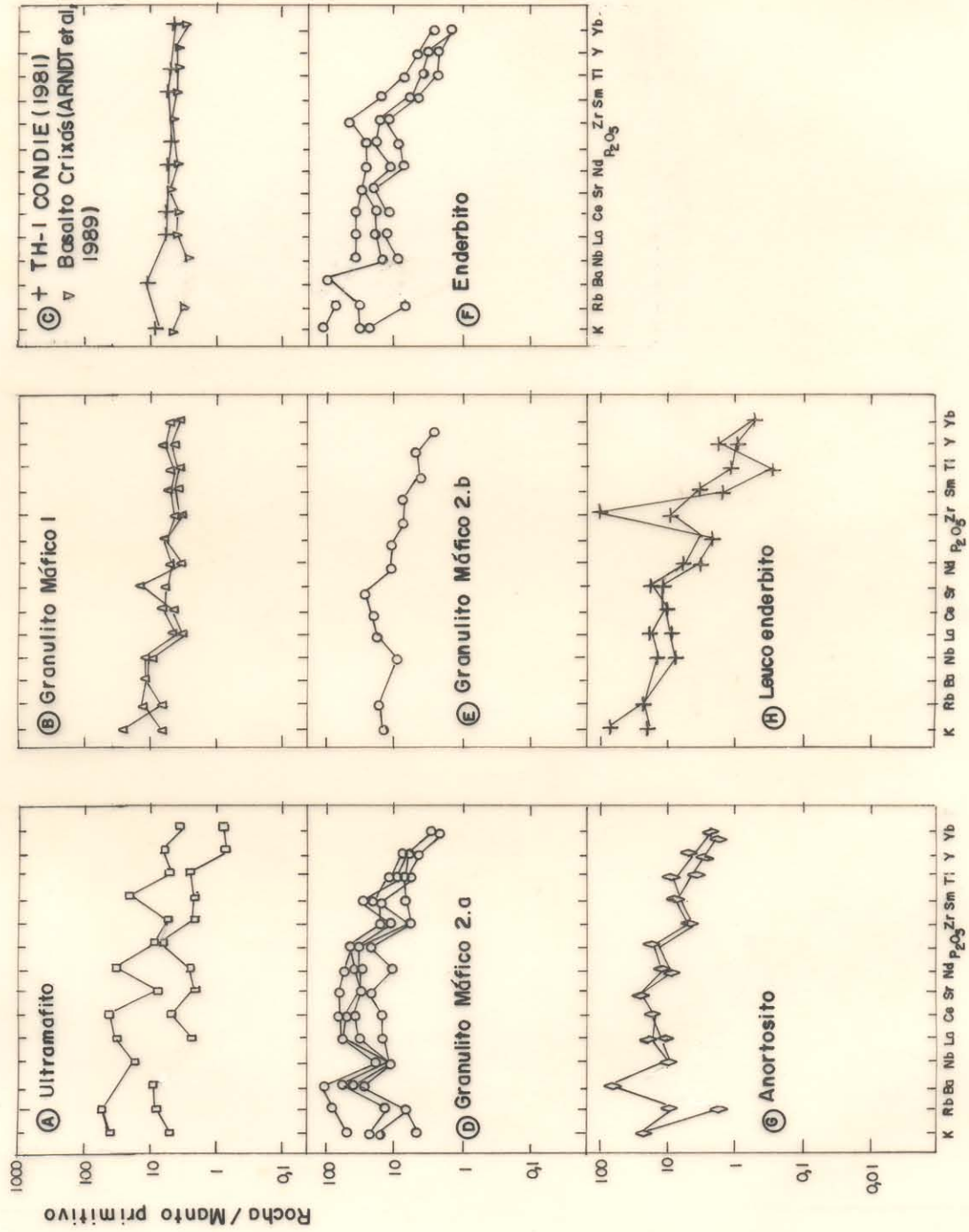


Figura 23- Diagramas de multielementos normalizados por Manto Primitivo (SUN & McDONOUGH, 1989) das rochas de alto grau estudadas e de basaltos toleíticos de CONDIE (1981) e de ARNDT et al. (1989).

### a) Ultramafitos

Duas amostras (PN-03 e 43), dentre as rochas analisadas (Tabela 1), destacam-se pela baixa quantidade de  $Al_2O_3$  (5-9%), as quais representam tipos petrográficos com baixa porcentagem ou ausência de feldspatos. Apresentam também baixos teores de  $SiO_2$  e álcalis e altos de  $MgO$  (14-20%), assim como anomalias de  $Cr$  (1.000-3.500 ppm) e  $Ni$  (180-400 ppm), o que permite correlacioná-las a piroxenitos.

A amostra PN-03, nos diagramas de classificação de rochas (Figura 21) ocupa o campo de basalto toleítico, provavelmente correspondendo a tipo básico melanocrático a ultrabásico, como pode ser avaliado pelos minerais normativos: olivina = 15%, anortita = 17% e grande quantidade de piroxênios (Tabela 3). A amostra PN-43, por outro lado, é muito rica em piroxênio normativo, não contém olivina e tem pequena quantidade de feldspato, correspondendo a ortopiroxenito e, nos diagramas classificatórios (Figura 21) ocupa sempre posições isoladas, fora dos campos estabelecidos, devido sua composição especial.

Analisando os dados de elementos terras raras (análises 1 e 2, Tabela 2) verifica-se algumas diferenças nas suas concentrações. A amostra PN-43 é a que apresenta os menores teores de ETR dentre todas analisadas, e a PN-03 tem, em média, valores 7 vezes superiores a estes. No entanto, os padrões de ETR (Figura 24a) são semelhantes, destacando-se feições suavemente inclinadas, enriquecimento em ETR leves, razões  $Ce^n/Yb^n \approx 10$  e moderada anomalia de európio ( $Eu^* = 0,6$ ).

### b) Tipos Básicos

As rochas básicas podem ser divididas geoquimicamente em dois conjuntos principais. Um de natureza tipicamente toleítica, e outro de composição intermediária entre basaltos e andesitos, demonstrando tendência cálcio-alcálica (Figura 22b).

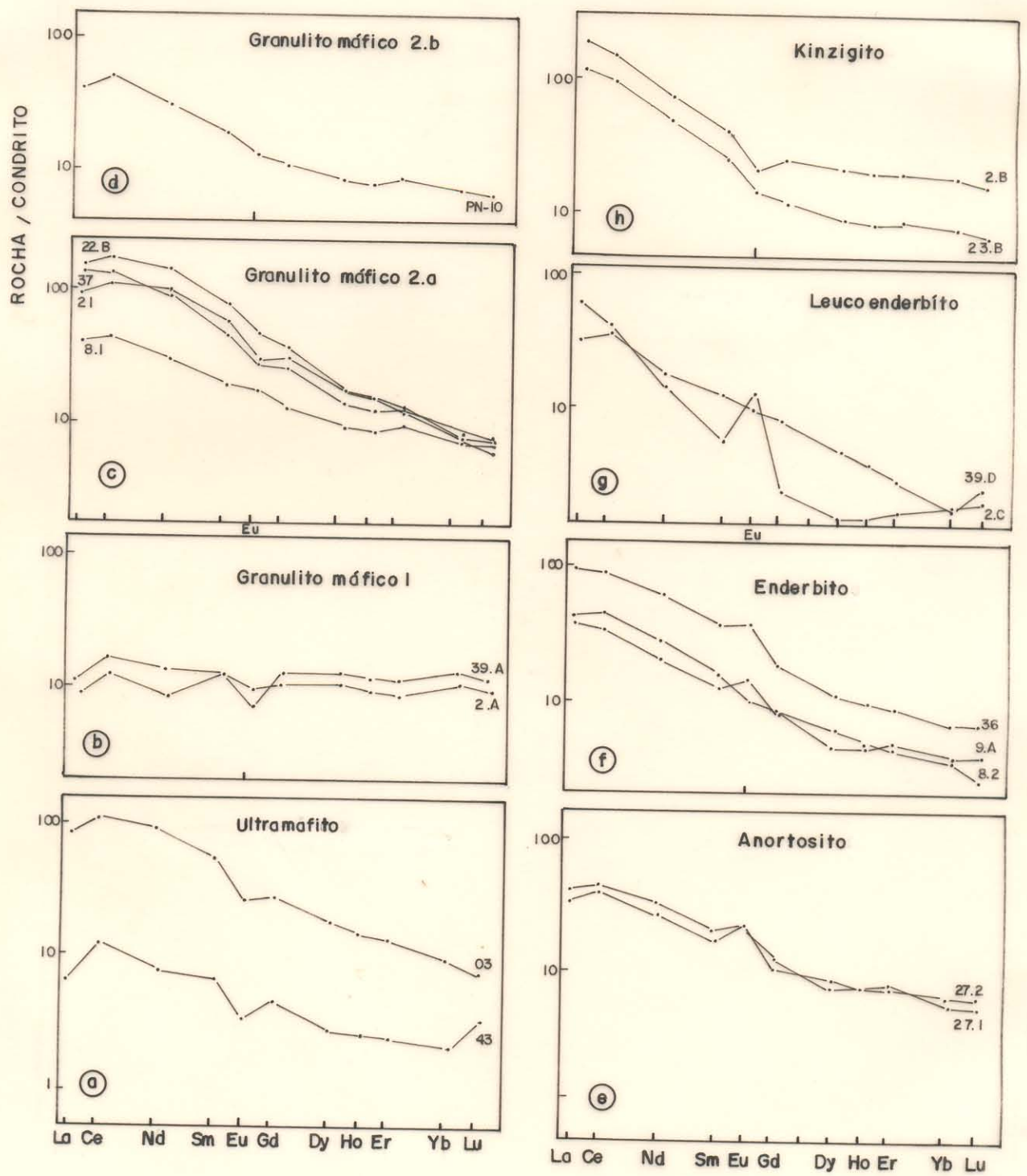


Figura 24- Diagramas de elementos terras raras normalizados por condrito (EVENSEN et al., 1978) dos principais tipos composicionais das rochas de alto grau de Porto Nacional.

### b.1) Tipo Básico 1 (Toleítos)

As rochas deste primeiro conjunto (análises 3 a 6, Tabela 1) são caracterizadas pela baixa quantidade de  $\text{SiO}_2$  (49%) e teores elevados de  $\text{CaO}$  (12%),  $\text{MgO}$  (7%), Cr (150-540 ppm) e Ni (140-210 ppm). Tais referências são refletidas na ausência de quartzo e na presença de olivina normativa (Tabela 3). Embora o percentual de olivina seja pequeno, torna-se um parâmetro importante de comparação com os demais grupos composicionais, já que este mineral tem exclusividade a este grupo.

No diagrama de multielementos (Figura 23b) revela-se uma peculiaridade na assinatura geoquímica das rochas deste grupo, delineando traços aproximadamente horizontais o que significa, na verdade, pequenas diferenças nas concentrações de seus elementos.

No mesmo diagrama (Figura 23c) projetou-se dados de basaltos arqueanos de CONDIE (1981) e também da região de Crixás (Goiás), de ARNDT et al. (1989), para comparações. A similaridade composicional revelada pelo diagrama entre os dois é notável, como também o é com os tipos Básico 1.

Os dados de ETR (Análises 3 e 4, Tabela 2) apresentam um padrão de distribuição sub-horizontal, pouco fracionado em relação ao condrito, com baixa razão  $\text{Ce}^n/\text{Yb}^n$  (1,6 e 0,9), e pequena ou insignificante anomalia de európio ( $\text{Eu}^* = 0,8$  e 0,5). Entre as amostras há uma grande homogeneidade composicional, variando muito pouco os valores de suas concentrações (p.ex:  $\text{Ce} \approx 10\text{-}13$  ppm e  $\text{Yb} = 10\text{-}14$  ppm).

### b.2) Tipo Básico 2 (Cálcio-Alcalino)

Esse conjunto difere dos anteriores por compreender rochas básicas mais ricas em  $\text{SiO}_2$  (50-56%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16-17%),  $\text{TiO}_2$  ( $\approx 0,7\text{-}1,9$  %) e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , e em geral mais pobres em  $\text{CaO}$  ( $\approx 7\text{-}9$  %) e  $\text{MgO}$  (4-9 %), implicando a presença de quartzo normativo em pequena quantidade (0-10%), redução da frequência de diopsídio e hedembergita, aumento de enstatita e ferrosilita, e ausência de olivina. As quantidades de apatita, ortoclásio e ilmenita normativas, nesse caso, são também mais elevadas (Tabelas 1 e 3).

Em relação aos elementos-traço, comparativamente ao grupo anterior, os Básico 2 são mais ricos em Sr (média = 612 ppm), Zr(  $\approx$  100 ppm) e Ba (média 350 ppm), e mais pobres em Ni e Co (Tabela 1).

Por outro lado, dentro deste grupo, duas amostras (PN-23A e PN-10) apresentam composições um pouco diferentes, especialmente quando se compara as concentrações de MgO, que nestas são mais elevadas, de TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> que têm teores mais baixos, e de Cr e Ni que são muito altos, até anômalos. Tal característica pode significar variações composicionais ligadas ao processo magmático, como por exemplo diferenciação.

Nos diagramas de classificação geoquímica (Figura 21), os tipos Básico 2 enquadram-se como andesitos ou andesito-basalto, enquanto que no diagrama AFM (Figura 22b) a maioria situa-se na proximidade da linha divisória entre os campos toleítico e cálcio-alcalino.

No diagrama de multielementos (Figuras 23d, e) esse grupo merece destaque pelas concentrações mais elevadas dos elementos-traço e terras raras em relação aos tipos Básico 1.

O padrão dos ETR contrasta de forma marcante com o do grupo anterior (Análises 5 a 9, Tabela 2), definindo um padrão de distribuição inclinado (Figuras 22d, e) em consequência do moderado a forte fracionamento em ETR leves ( $Ce^n/Yb^n = 6$  a 20). Apresentam pequena ou insignificante anomalia negativa de európio ( $Eu^* = 0,6-0,9$ ), com exceção da amostra PN-8.1 por ter pequena anomalia positiva ( $Eu^* = 1,05$ ). Verifica-se, enfim, que há entre as amostras uma grande homogeneidade composicional, variando muito pouco os valores das concentrações desses elementos, principalmente em relação aos ETR pesados que se mantém em patamares muito próximos (p.ex:  $Yb^n = 6,9 - 8,8$ ). Em relação aos ETR leves as diferenças são maiores (p.ex:  $Ce^n = 40 - 160$ ).

Por essas características pode-se qualificar essas rochas como pertencente a outro grupo de rochas básicas, de afinidade cálcio-alcalina, mais enriquecido em elementos litófilos de íon grande. A existência dessas rochas em associação com as demais pode significar fracionamento a partir dos toleítos ou representar seqüências primárias cálcio-alcalinas de ambiente de arco magmático.

c) Tipos intermediários a ácidos cálcio-alcálicos

A característica geoquímica deste grupo define-se pela ocorrência de valores mais elevados em  $\text{SiO}_2$  (63-66%) e álcalis (4-6%) e mais baixos em  $\text{Fe}_{\text{total}}$ ,  $\text{MgO}$  (1,3-1,9%),  $\text{CaO}$  ( $\approx 5\%$ ), Y, Cr e Cu, (análises 13 a 16, Tabela 1). Por isso são ricos em quartzo normativo, não contém olivina e elevam-se os teores de ortoclásio (4-17%) e albita (25-43%) em relação aos tipos anteriores. Dentre os piroxênios são insignificantes ou ausentes os tipos diopsídio ou hedembergita e pouco freqüentes a enstatita e a ferrosilita. Raramente ocorrem traços de córindon (Tabela 3).

Usando-se os diagramas classificatórios de COX et al. (1979) e LA ROCHE et al. (1980) as rochas deste grupo são bem destacadas, enquadrando-se no campo composicional de dacitos/tonalitos (Figura 21), e por conter originalmente ortopiroxênio são típicos enderbitos.

No diagrama de multielementos (Figura 23f), o padrão delineado é diferente dos outros grupos, no entanto é muito parecido ao do tipo Básico 2, devido às proximidades nas concentrações da maioria dos elementos-traço e terras raras. O que os torna diferenciáveis, fundamentalmente, são as concentrações maiores de Zr ( $\approx 140-460$  ppm) e menores de Cr, Cu, Sr e Y nos enderbitos, e os valores, em média, mais elevados da maioria dos ETR nos tipos Básico 2 (Tabelas 1 e 2).

Analisando-se o comportamento dos ETR deste grupo (Tabela 2, Figura 24f), percebe-se também grande semelhança com os Básico 2, diferindo apenas na presença de anomalias positivas de európio, menor fracionamento e menores concentrações, em média, dos ETR (Figura 24). Os padrões de distribuição dos ETR são igualmente inclinados, denotando fracionamento moderado a forte, as razões  $\text{Ce}^n/\text{Yb}^n$  variam entre 8,8 e 12,5, e as anomalias de Eu, insignificantes, são ora positivas ora negativas ( $\text{Eu}^* = 0,8-1,3$ ).

d) Tipos ácidos (Leucoenderbitos)

Esse grupo constitui pequenas frações anatéticas isoladas nos tipos básicos e geoquimicamente são muito diferentes dos demais (análises 20 a 22, Tabela 1). Sua característica mais expressiva é a riqueza em  $\text{SiO}_2$  ( $\approx 71\%$ ) e alcalis (4 - 6%) e os baixos teores de  $\text{FeO}_{\text{Total}}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Em relação aos elementos traços, apresentam enriquecimento em Zr (amostra PN-02C = 1.443 ppm) e Sr ( $\approx 400$  ppm); nos demais elementos os valores são sempre muito baixos. Os dados normativos revelam grande quantidade de quartzo (29-39%), grande predomínio de feldspatos sódico-cálcicos sobre os potássicos, presença de córindon, enstatita e ferrosilita em pequenas quantidades (Tabela 3). Tratam-se de rochas ácidas, sódico-cálcicas, correspondentes a leucotonalitos.

Algumas pequenas diferenças existem entre as duas amostras analisadas, referindo-se principalmente a anomalia em Zr e baixo conteúdo em  $\text{TiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$  de uma delas (Tabela 1).

Uma terceira amostra analisada (análise 21, Tabela 1) destaca-se deste grupo por apresentar valor mais baixo de  $\text{CaO}$  (1,6%) e maior riqueza em álcalis, especialmente  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\approx 4,7\%$ ), Rb (114 ppm) e Nb (45 ppm), e os dados normativos a diferenciam pela riqueza em ortoclásio, aumento no percentual de córindon, e pela pequena quantidade de anortita. Ela representa os tipos de composição leucogranítica aluminosa, que ocorrem como massas anatéticas associadas aos kinzigitos.

Os dados de ETR das duas primeiras amostras (análises 15 e 16, Tabela 2) exibem marcante deficiência em ETR pesados em relação às suas rochas hospedeiras (granulitos máficos). São tipos fortemente fracionados correspondendo às mais altas razões obtidas ( $\text{Ce}^n/\text{Yb}^n = 19-22$ ). No entanto, exibem dois comportamentos em seu padrão de distribuição: a amostra PN-02C apresenta uma forte anomalia positiva de európio ( $\text{Eu}^* = 3$ ) e baixa concentração de ETR pesados; e a amostra PN-39.D não destaca anomalia de európio, embora apresente concentração semelhante, e seu padrão de distribuição constitui aproximadamente uma reta inclinada de um extremo ao outro (Tabela 2, Figura 24g).

e) Anortositos

Três amostras desse grupo revelam características geoquímicas semelhantes, e as pequenas diferenças existentes entre elas referem-se a variações nos teores de Fe e Mg. A diferença fundamental entre esse grupo e o restante das rochas estudadas (Tabela 1), é a média elevada de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (21%). Por outro lado são rochas ricas em CaO ( $\approx 10\%$ ) e pobres em MgO,  $\text{FeO}_{\text{total}}$  varia de 4,8 a 12% e os teores de  $\text{SiO}_2$  situam-se em torno de 54%. Os cálculos de dados normativos (Tabela 3) indicam baixa quantidade de quartzo e ortoclásio, e abundância de anortita. Em relação aos elementos-traço são extremamente pobres em Rb e Nb, e relativamente ricos em Sr ( $\approx 500$  ppm) e Ba (420 ppm).

As duas espécimes analisadas de ETR (análises 13 e 14, Tabela 2) são idênticas e definem praticamente o mesmo padrão na Figura 24e. Elas têm moderado fracionamento, com pequeno enriquecimento em ETR leves, razões  $\text{Ce}^n/\text{Yb}^n \approx 7$  e destacada anomalia positiva de európio ( $\text{Eu}^* \approx 1,5$ ). Por outro lado se pode notar que o padrão apresentado é similar ao dos enderbitos (Figura 24e).

## 6- COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE MINERAIS

### 6.1- INTRODUÇÃO

Os estudos petrográficos, microtexturais e mineralógicos associados às observações lito-estruturais permitiram definir o quadro metamórfico da área, configurando cinco domínios metamórficos principais (Capítulo 8) e os estudos petrográficos e litoquímicos revelaram as variedades composicionais. Nos domínios de maior interesse desta tese, isto é, os de alto grau metamórfico, foram selecionadas 15 amostras para serem submetidas a análise química de minerais, incluindo granulitos máficos, enderbitos e kinzigitos, que são os tipos petrográficos principais. Os resultados estão apresentados nas tabelas 4 a 10, e as características principais são relatadas a seguir.

### 6.2- PIROXÊNIO

Os piroxênios analisados nas amostras PPN-III-6B, PN-01, 10, 39A e 40A, totalizam 29 clinopiroxênios e 33 ortopiroxênios cujas composições e classificações encontram-se nas tabelas 4 e 5, e na Figura 25. Verifica-se de imediato, ao analisar o diagrama de DEER et al. (1978), (Figura 25), onde estão plotados os piroxênios, grande homogeneidade composicional limitando-se a campos bem definidos: os ortopiroxênios projetam-se no campo do Fe-hiperstênio e no limite com o campo do hiperstênio, demonstrando quantidades aproximadamente equivalentes de Mg e Fe (proporção de ferrosilita variando no intervalo  $Fs_{50-58}$ ); os clinopiroxênios situam-se no campo da salita e raramente no campo da augita rica em cálcio, próximo ao campo da salita, com raras amostras plotadas fora deste campo. Uma delas corresponde a lamelas de exsolução de clinopiroxênio dentro do ortopiroxênio. Nota-se, por outro lado, que as composições do núcleo e da borda dos cristais, com raras exceções, são semelhantes, demonstrando grande reequilíbrio composicional nos piroxênios durante o metamorfismo. Eles correspondem geralmente a cristais em equilíbrio por quase todas as rochas granulíticas definindo, em alguns exemplares, mosaicos poligonais com plagioclásio e hornblenda.

Tabela 4. Análises químicas de ortopiroxênios das rochas granulíticas de Porto Nacional.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	50,11	50,44	51,20	50,94	51,11	50,95	49,78	49,94	49,83	49,97	49,45	49,90	49,56	50,46	50,43	51,22	51,44
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,07	0,12	-	0,04	0,12	0,04	0,05	0,05	0,12	-	0,11	0,01	0,05	0,06	0,08	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	0,98	0,91	0,88	0,84	0,48	0,64	0,69	0,72	0,84	0,68	0,76	0,79	0,80	0,88	0,71	0,66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,04	-	0,05	-	0,06	0,04	0,06	0,02	0,08	-	-	-	-	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	0,77	-	-	0,14	-	-	0,29	-	-	-	-
FeO	30,92	31,47	32,07	30,89	31,22	31,47	33,15	32,58	32,11	33,59	32,85	32,52	32,97	31,50	31,64	28,89	30,28
MnO	0,70	0,73	0,81	0,64	0,79	0,67	0,68	0,68	0,82	0,59	0,89	0,75	0,88	0,60	0,59	0,75	0,72
MgO	14,98	14,78	15,25	15,45	14,82	15,46	14,07	13,84	13,83	13,94	13,84	13,99	13,87	15,34	15,30	16,06	16,34
CaO	0,50	0,45	0,51	0,50	0,46	0,44	0,50	0,52	0,50	0,57	0,53	0,55	0,46	0,46	0,40	0,44	0,46
Na <sub>2</sub> O	-	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	-	-	-	0,02	-	-	0,02	0,06	0,02	0,01	-
Total	98,39	98,96	100,87	99,35	99,30	99,67	99,67	98,36	97,88	99,85	98,23	99,08	98,85	99,29	99,33	98,15	99,95
Si	1,982	1,988	1,982	1,991	2,002	1,992	1,972	1,994	1,997	1,974	1,984	1,988	1,977	1,983	1,981	2,008	1,992
Ti	-	0,002	0,003	-	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,003	-	0,003	-	0,001	0,002	0,002	0,001
Al	0,055	0,045	0,041	0,040	0,038	0,022	0,030	0,032	0,034	0,039	0,032	0,035	0,037	0,037	0,041	0,033	0,030
Cr	-	0,001	-	0,001	-	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	-	-	-	-	-	-	-
Fe <sub>3+</sub>	-	-	-	-	-	-	0,023	-	-	0,004	-	-	0,009	-	-	-	-
Mg	0,883	0,868	0,880	0,900	0,865	0,901	0,831	0,824	0,826	0,821	0,828	0,831	0,825	0,899	0,896	0,938	0,943
Ca	0,021	0,019	0,021	0,021	0,019	0,018	0,021	0,022	0,022	0,024	0,022	0,023	0,019	0,020	0,017	0,018	0,019
Mn	0,023	0,024	0,026	0,021	0,026	0,022	0,023	0,023	0,028	0,020	0,030	0,025	0,030	0,020	0,020	0,025	0,023
Fe <sub>2+</sub>	1,023	1,037	1,038	1,010	1,023	1,029	1,098	1,088	1,076	1,110	1,102	1,084	1,100	1,035	1,039	0,947	0,981
Na	-	-	-	0,001	0,001	0,002	-	-	-	0,001	-	-	0,002	0,004	0,001	-	-
Total	3,989	3,986	3,993	3,987	3,978	3,993	4,000	3,987	3,984	4,000	3,999	3,990	4,000	3,999	3,997	3,973	3,989
WO	1,08	0,98	1,06	1,06	1,00	0,94	1,07	1,14	1,10	1,22	1,14	1,20	0,99	1,04	0,85	0,96	0,98
EN	45,27	44,55	44,77	46,12	44,75	45,72	42,12	42,10	42,32	41,58	41,74	42,32	41,78	45,53	45,44	48,65	47,96
FS	53,65	54,47	54,17	52,81	54,24	53,34	56,81	56,76	56,57	57,21	57,12	56,48	57,23	53,44	53,70	50,39	51,06

(continua)

Tabela 4. Análises químicas de ortopiroxênios das rochas granulíticas de Porto Nacional.

	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	(conclusão)
SiO <sub>2</sub>	51,12	51,18	51,05	51,18	50,40	50,33	50,44	50,14	50,64	50,09	50,25	50,02	51,12	50,76	50,26	50,38	
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	-	0,04	0,02	0,08	0,07	-	0,01	0,06	0,01	0,06	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,81	0,71	0,69	0,68	0,73	1,07	0,98	1,06	0,91	1,02	1,03	1,00	1,04	1,09	1,08	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,08	-	-	-	0,05	0,01	0,08	-	0,08	0,10	0,05	0,03	-	-	0,11	
Fe <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0,79	0,20	-	-	-	0,06	-	-	-	-	-	-	
FeO	29,71	28,55	29,74	29,69	29,14	30,00	29,04	29,42	29,57	30,29	29,62	29,69	29,92	30,17	29,96	29,51	
MnO	0,80	0,81	0,70	0,75	0,77	0,69	0,59	0,67	0,46	0,70	0,73	0,70	0,64	0,69	0,53	0,51	
MgO	15,96	16,10	16,11	16,13	16,23	16,21	16,59	16,23	16,33	15,93	16,24	16,21	16,06	16,24	16,11	16,44	
CaO	0,48	1,58	0,40	0,49	1,14	0,49	0,43	0,42	0,47	0,41	0,49	0,33	0,58	0,45	0,36	0,43	
Na <sub>2</sub> O	-	0,05	0,01	0,02	-	-	-	-	-	0,01	0,08	0,01	0,02	0,001	-	-	
Total	99,02	99,19	98,74	98,96	99,18	98,72	97,58	97,96	98,55	98,54	98,53	98,04	99,38	99,43	98,31	98,52	
Si	1,995	1,991	1,998	1,998	1,971	1,978	1,992	1,979	1,984	1,975	1,974	1,976	1,989	1,978	1,979	1,976	
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	-	0,001	-	0,002	0,002	-	-	0,002	-	0,002	
Al	0,038	0,037	0,032	0,032	0,032	0,033	0,049	0,045	0,049	0,042	0,047	0,048	0,046	0,048	0,050	0,049	
Cr	0,002	0,003	-	-	-	0,002	-	0,002	-	0,002	0,003	0,002	0,001	-	-	0,003	
Fe <sub>3+</sub>	-	-	-	-	0,023	0,006	-	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	
Mg	0,928	0,934	0,940	0,939	0,946	0,950	0,943	0,956	0,953	0,936	0,951	0,954	0,931	0,943	0,946	0,961	
Ca	0,020	0,066	0,017	0,020	0,048	0,020	0,018	0,017	0,019	0,018	0,020	0,014	0,024	0,019	0,016	0,018	
Mn	0,026	0,027	0,024	0,024	0,025	0,024	0,019	0,022	0,015	0,024	0,024	0,023	0,021	0,023	0,018	0,017	
Fe <sub>2+</sub>	0,970	0,929	0,973	0,969	0,953	0,986	0,959	0,973	0,969	0,999	0,973	0,982	0,973	0,983	0,986	0,988	
Na	-	0,003	-	0,002	-	-	-	-	-	0,001	-	-	0,002	0,002	-	-	
Total	3,980	3,991	3,985	3,985	4,000	4,000	3,980	3,995	3,990	4,000	3,994	3,999	3,987	3,997	3,995	3,994	
WO	1,03	3,36	0,86	1,04	2,43	1,03	0,94	0,89	1,00	0,88	1,04	0,71	1,24	0,96	0,78	0,91	
EN	47,74	47,76	48,12	48,07	47,96	47,99	48,61	48,58	48,71	47,38	48,30	48,39	47,76	47,92	48,11	48,93	
FS	51,23	48,88	51,02	50,89	49,61	50,98	50,45	50,53	50,29	51,74	50,66	50,90	51,05	51,12	51,11	50,16	

Granulito máfico - 1 a 6 (PN-39A); 7 a 13 (PN-40A); 14 e 15 (PN-10); 24 a 33 (PPN-III-6B). Enderbitto - 16 a 23 (PN-01).

(No. cátions na base de 6 oxigênios)

Tabela 5- Análises por microsonda eletrônica de clinopiroxênios dos granulitos de Porto Nacional.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	51,92	52,01	52,20	51,28	52,43	53,05	52,38	52,32	51,41	51,78	51,31	52,00	51,88	51,98
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,12	0,16	0,25	0,13	0,11	0,16	0,14	0,09	0,18	0,08	0,07	0,12	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	2,01	1,70	1,85	1,59	0,90	1,65	1,53	1,23	1,36	1,16	1,30	0,18	1,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,14	-	-	0,03	-	0,10	-	0,06	-	-	0,02	0,01	0,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	10,62	11,77	11,19	15,16	11,74	10,40	11,89	11,59	11,93	12,56	12,28	10,45	10,93	10,53
MnO	0,11	0,22	-	0,42	0,18	0,18	0,33	0,24	0,30	0,29	0,30	0,24	0,16	0,29
MgO	11,33	11,12	11,88	11,07	10,13	12,08	11,11	11,16	11,24	11,00	11,21	11,65	11,29	11,75
CaO	23,30	21,59	22,12	18,96	22,43	22,80	22,20	22,12	21,48	21,57	20,63	22,78	22,32	22,55
Na <sub>2</sub> O	0,41	0,53	0,42	0,42	0,36	0,29	0,46	0,39	0,29	0,35	0,32	0,34	0,29	0,32
Total	98,42	99,51	99,67	99,53	99,02	99,81	100,28	99,49	98,03	99,09	97,29	98,85	97,18	99,12
Si	1,984	1,976	1,991	1,965	1,980	1,996	1,978	1,985	1,984	1,981	1,993	1,981	1,991	1,975
Ti	0,004	0,003	0,004	0,007	0,003	0,003	0,004	0,004	0,002	0,005	0,002	0,002	0,003	0,003
Al	0,071	0,089	0,076	0,083	0,070	0,039	0,073	0,068	0,056	0,061	0,053	0,085	0,053	0,066
Cr	-	0,004	-	-	0,001	-	0,003	-	0,002	-	-	-	-	0,002
Fe <sub>3+</sub>	-	-	-	0,003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,654	0,628	0,618	0,632	0,626	0,677	0,619	0,631	0,647	0,627	0,649	0,661	0,646	0,665
Ca	0,913	0,877	0,904	0,778	0,907	0,919	0,898	0,899	0,888	0,884	0,859	0,930	0,917	0,918
Mn	0,003	0,007	-	0,013	0,005	0,005	0,010	0,007	0,009	0,009	0,010	0,007	0,005	0,009
Fe <sub>2+</sub>	0,339	0,373	0,357	0,485	0,370	0,327	0,375	0,367	0,385	0,402	0,399	0,333	0,350	0,334
Na	0,030	0,039	0,031	0,039	0,026	0,021	0,033	0,028	0,021	0,026	0,024	0,025	0,021	0,024
Total	3,989	3,996	3,981	4,005	3,988	3,987	3,993	3,989	3,994	3,995	3,965	3,997	3,986	3,996
WO	48,01	46,50	48,10	40,75	47,50	47,63	47,18	47,18	46,03	45,99	44,80	48,13	47,80	47,64
EN	33,95	33,33	32,90	33,09	32,79	35,12	32,54	33,13	33,51	32,63	33,87	32,24	33,66	34,52
FS	18,04	20,17	19,00	26,16	19,71	17,25	20,28	19,69	20,46	21,38	21,33	17,63	18,54	17,84

(continua)

Tabela 5 . Análises por microsonda eletrônica de clinopiroxênios dos granulitos de Porto Nacional.

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27*	28*	29*
SiO <sub>2</sub>	48,19	50,82	51,20	51,72	51,71	51,43	51,15	51,17	51,61	52,11	53,11	52,68	52,92	52,71	53,38
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,18	0,07	0,19	0,12	0,21	0,15	0,13	0,18	0,19	0,13	0,11	0,12	0,09	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,06	1,37	1,45	1,56	1,21	1,38	1,43	1,29	1,08	1,02	0,85	1,27	0,81	0,96	0,86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	-	0,09	-	-	-	-	0,02	0,01	0,11	0,02	-	0,01	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	11,20	14,77	15,70	12,71	12,73	12,67	12,77	13,31	12,43	12,61	10,77	10,34	10,73	10,77	10,92
MnO	0,21	0,25	0,41	0,34	0,32	0,35	0,39	0,30	0,44	0,19	0,27	0,26	0,27	0,30	0,20
MgO	8,83	8,88	10,66	10,74	10,43	10,21	10,33	10,29	10,56	10,75	11,77	11,73	11,61	12,81	11,60
CaO	22,44	20,90	18,03	21,98	21,90	22,26	21,77	21,71	21,72	22,50	22,33	22,26	22,37	20,76	22,77
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,36	0,31	0,34	0,38	0,34	0,33	0,30	0,28	0,31	0,27	0,30	0,20	0,36	0,33
Total	95,12	97,55	97,83	99,67	98,80	98,85	98,32	98,50	98,32	99,69	99,61	98,97	99,03	98,77	100,18
Si	1,946	1,994	1,994	1,977	1,988	1,979	1,979	1,980	1,992	1,986	2,004	1,993	2,008	1,999	2,005
Ti	0,001	0,005	0,002	0,005	0,003	0,006	0,004	0,004	0,005	0,005	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003
Al	0,050	0,063	0,066	0,070	0,055	0,062	0,065	0,060	0,049	0,046	0,037	0,056	0,036	0,043	0,038
Cr	-	0,001	-	0,003	-	-	-	-	0,001	-	0,003	-	-	-	-
Fe <sub>3+</sub>	0,084	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,531	0,519	0,619	0,597	0,598	0,585	0,595	0,593	0,607	0,610	0,662	0,661	0,656	0,724	0,649
Ca	0,971	0,879	0,752	0,900	0,902	0,918	0,901	0,900	0,898	0,918	0,902	0,914	0,909	0,843	0,916
Mn	0,007	0,008	0,013	0,011	0,010	0,011	0,013	0,009	0,014	0,006	0,008	0,008	0,008	0,010	0,006
Fe <sub>2+</sub>	0,378	0,484	0,511	0,406	0,409	0,408	0,413	0,430	0,401	0,402	0,339	0,327	0,340	0,341	0,343
Na	0,029	0,027	0,023	0,025	0,028	0,026	0,025	0,022	0,021	0,023	0,019	0,021	0,015	0,026	0,024
Total	3,997	3,980	3,980	3,994	3,993	3,995	3,996	3,998	3,988	3,996	3,977	3,983	3,975	3,988	3,984
WO	51,45	46,48	39,67	47,03	46,99	47,74	46,90	46,54	46,75	47,42	47,19	47,85	47,49	43,96	47,85
EN	28,15	27,46	32,64	31,18	31,14	30,46	30,96	30,69	31,61	31,51	34,60	34,60	34,28	37,73	33,92
FS	20,40	26,06	27,68	21,80	21,87	21,80	22,14	22,77	21,64	21,07	18,21	17,55	18,23	18,30	18,23

Granulito máfico: 1 a 8 (PN-39A); 9 a 11 (PN-10); 12 a 14 (PPN-III-6B); 15 e 16 (PN-08); 17 a 24 (PN-40A).

Enderbite - 25 a 29 (PN-01).

\* Lamela no ortopiroxênio

(No. cátions na base de 6 oxigênios)

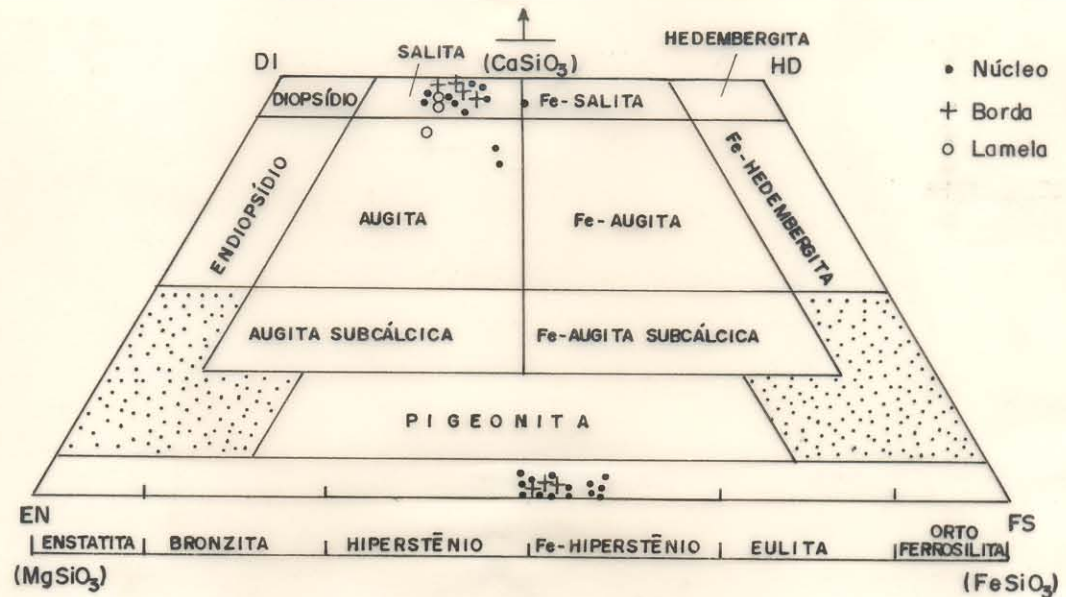


Figura 25- Classificação química de clino e ortopiroxênios dos granulitos de Porto Nacional no diagrama de DEER et al. (1978).

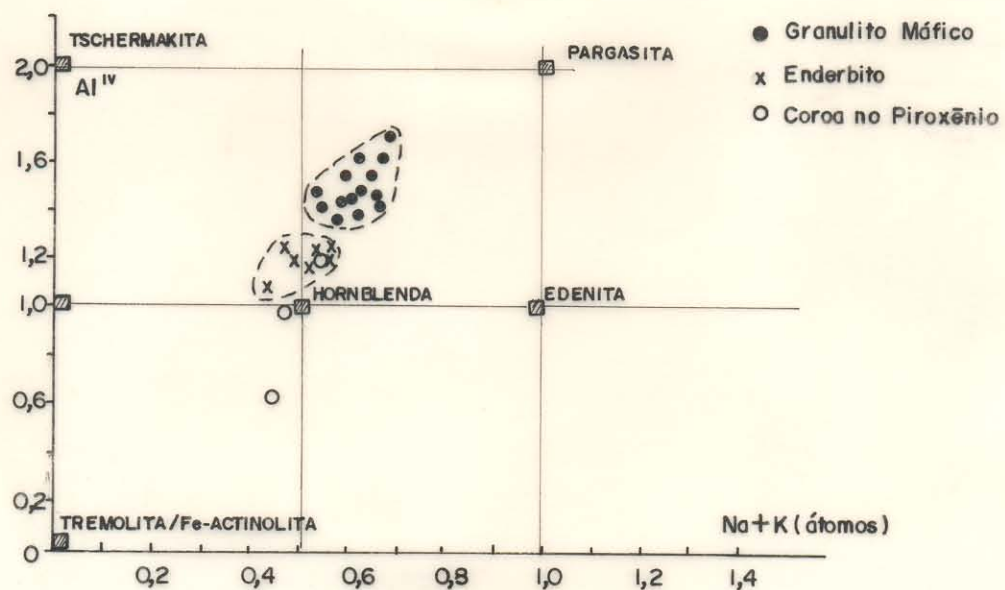


Figura 26- Classificação química de anfibólios dos granulitos de Porto Nacional em diagrama  $\text{Al}^{\text{IV}}$  x  $\text{Na} + \text{K}$  de DEER et al. (1966).

### 6.3- ANFIBÓLIO

Os anfibólios presentes nas rochas granulíticas de Porto Nacional correspondem a 2 ou 3 tipos principais: a) anfibólio verde-amarronzado na forma de cristais poligonais, em equilíbrio (contato tríplice) com os outros minerais da fácies granulito; b) anfibólio verde, margeando piroxênios e; c) anfibólio incolor a verde-pálido, que substitui cristais de piroxênios ou anfibólios do primeiro tipo.

Destes, conseguiu-se analisar apenas os dois primeiros tipos (Tabela 6). Os primeiros (Tipo a) representam anfibólios metamórficos primários, estabilizados na fácies granulito, os segundos (Tipo b) correspondem a anfibólios retrometamórficos de transição da fácies granulito a anfibolito, e os terceiros (Tipo c), são anfibólios estabilizados na fácies xisto-verde, ligados a transformações ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes.

No diagrama de DEER et al. (1966), (Figura 26) os anfibólios do primeiro tipo apontam uma pequena variação composicional que os posicionam no pólo da hornblenda e tende ao campo da pargasita. Nota-se que, embora ocupem um campo relativamente restrito, há variações composicionais entre tipos de rochas diferentes. Assim, os anfibólios presentes em enderbitos estão mais próximos ao pólo hornblenda, sendo mais ricos em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  e mais pobres em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e álcalis que os de granulitos máficos.

Seguindo a classificação de HAWTHORNE (1985), tais cristais estão compreendidos no grupo de anfibólios cálcicos e situam-se na região limite dos campos de hornblenda edenítica e hornblenda pargasítica ferrosa. Alguns tipos raramente tendem ao campo da edenita.

Os anfibólios do Tipo b são composicionalmente semelhantes, no entanto, alguns tendem a ser mais pobres em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , o que os projeta para posições próximas ao pólo hornblenda, tendendo ao campo tremolita-Fe-actinolita; neste caso, podendo apresentar valores bem mais baixos de  $\text{MgO}$  e mais altos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Tabela 6, Figura 26). Outros, no entanto, têm composições semelhantes às do Tipo a, o que permite interpretá-los como gerados no processo retrogressivo ainda na fácies granulito, em transição para a fácies anfibolito alta.

Tabela 6- Análises químicas de anfibólios em granulitos de Porto Nacional.

(continua)

	1	2	3	4	5 *	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	43,77	43,50	43,32	42,94	43,07	43,17	42,46	43,31	43,11	43,05	39,64	40,24	44,71
TiO <sub>2</sub>	1,72	1,81	1,77	1,35	1,76	1,49	1,53	1,60	1,38	1,34	1,72	1,48	1,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,16	11,58	11,01	12,10	12,34	12,00	12,82	12,21	11,50	11,68	13,34	13,68	9,86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,11	-	0,11	0,18	0,17	-	0,14	0,20	-	0,03	0,15	0,25
FeO	15,85	16,48	15,92	16,88	16,70	17,46	17,43	17,17	18,43	17,39	20,01	18,85	14,20
MnO	0,08	0,18	0,09	0,16	0,14	0,13	0,12	0,26	0,24	0,08	0,15	0,13	0,25
MgO	9,84	9,65	10,00	8,88	8,86	8,94	8,79	8,85	8,85	8,71	5,70	6,31	10,76
CaO	11,54	11,35	11,67	11,26	11,53	11,19	10,99	11,15	10,88	11,16	11,34	11,16	11,14
Na <sub>2</sub> O	1,62	1,58	1,41	1,87	1,73	1,71	1,61	1,74	1,41	1,51	0,99	0,99	1,19
K <sub>2</sub> O	0,75	0,67	0,28	0,52	0,66	0,52	0,63	0,60	0,67	0,63	1,87	1,81	1,11
H <sub>2</sub> O	1,96	1,97	1,97	1,85	1,93	1,86	1,88	1,98	1,87	1,78	1,88	1,73	1,78
F	0,05	0,03	-	0,22	0,13	0,24	0,19	-	0,19	0,36	-	0,33	0,40
Cl	0,01	0,01	0,05	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	-	-	0,05	0,06	0,01
Total	98,47	98,92	97,49	98,17	99,04	98,89	98,47	99,04	98,73	97,69	96,72	96,92	97,57
Si	6,609	6,552	6,567	6,551	6,503	6,549	6,464	6,531	6,574	6,618	6,282	6,347	6,796
Ti	0,195	0,205	0,202	0,155	0,200	0,169	0,175	0,181	0,158	0,155	0,205	0,175	0,219
Al	1,986	2,055	1,968	2,175	2,195	2,143	2,300	2,169	2,067	2,116	2,492	2,543	1,766
Cr	0,014	0,013	-	0,013	0,021	0,020	-	0,016	0,024	-	0,003	0,018	0,030
Mg	2,214	2,165	2,260	2,020	1,992	2,022	1,994	1,988	2,011	1,997	1,345	1,482	2,438
Ca	1,867	1,832	1,894	1,841	1,865	1,819	1,792	1,801	1,777	1,837	1,926	1,885	1,814
Mn	0,010	0,022	0,012	0,020	0,017	0,016	0,015	0,033	0,031	0,011	0,020	0,016	0,032
Fe <sup>2+</sup>	2,001	2,076	2,018	2,153	2,108	2,215	2,219	2,165	2,351	2,236	2,652	2,489	1,806
Na	0,475	0,462	0,414	0,551	0,506	0,503	0,474	0,508	0,418	0,449	0,303	0,302	0,350
K	0,143	0,128	0,248	0,100	0,127	0,100	0,121	0,114	0,130	0,123	0,379	0,363	0,214
Total	15,514	15,510	15,583	15,579	15,534	15,556	15,554	15,506	15,541	15,542	15,608	15,617	15,565
Al <sup>IV</sup>	1,391	1,448	1,433	1,449	1,497	1,451	1,536	1,469	1,426	1,382	1,717	1,653	1,204
Al <sup>VI</sup>	0,595	0,607	0,535	0,726	0,698	0,692	0,764	0,700	0,641	0,734	0,775	0,890	0,562

Tabela 6- Análises químicas de anfíbólios em granulitos de Porto Nacional.

	14	15 *	16 *	17 *	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO <sub>2</sub>	45,33	42,21	43,74	41,98	45,12	45,24	45,24	45,08	46,27	45,75	43,03	41,90
TiO <sub>2</sub>	1,46	1,56	1,60	1,66	1,43	1,36	1,57	1,58	1,32	1,47	1,14	1,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,68	11,61	9,02	10,14	10,22	10,28	9,92	10,48	9,09	13,70	13,33	12,64
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,18	0,15	0,21	0,19	0,15	0,12	0,16	0,02	0,10	0,16	0,06
FeO	14,95	14,53	16,20	15,72	14,44	15,14	15,44	14,17	14,79	15,12	14,54	16,79
MnO	0,23	0,11	0,21	0,13	0,21	0,25	0,21	0,15	0,17	0,11	0,09	0,09
MgO	11,21	9,74	7,20	7,77	10,98	10,98	11,10	10,82	11,52	9,30	9,95	8,84
CaO	11,20	11,48	11,52	11,63	11,06	11,59	10,91	11,29	11,61	12,05	11,64	11,26
Na <sub>2</sub> O	1,17	0,98	0,75	0,96	1,02	0,87	1,17	1,18	0,91	1,16	0,95	1,09
K <sub>2</sub> O	0,87	1,40	1,49	1,60	0,98	1,12	1,03	0,93	0,91	1,52	1,33	1,60
H <sub>2</sub> O	1,81	1,67	1,71	1,72	1,94	1,91	1,76	1,98	1,93	1,76	1,72	1,88
F	0,38	0,52	0,34	0,31	0,10	0,21	0,46	-	0,16	0,41	0,54	0,32
Cl	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	-	0,05	0,05	0,02	0,05	0,02	0,01
Total	98,55	96,01	93,95	93,84	97,71	99,10	98,98	97,87	98,72	98,50	98,44	98,42
Si	6,824	6,580	6,990	6,734	6,801	6,767	6,807	6,770	6,913	6,361	6,512	6,432
Ti	0,167	0,183	0,192	0,200	0,162	0,153	0,178	0,179	0,148	0,168	0,129	0,207
Al	1,718	2,132	1,699	1,918	1,815	1,811	1,759	1,854	1,601	2,460	2,378	2,286
Cr	0,030	0,022	0,020	0,027	0,023	0,018	0,014	0,019	0,002	0,012	0,019	0,007
Mg	2,516	2,262	1,714	1,857	2,466	2,449	2,489	2,422	2,566	2,113	2,244	2,021
Ca	1,807	1,920	1,972	2,000	1,785	1,857	1,758	1,815	1,858	1,967	1,888	1,851
Mn	0,029	0,014	0,028	0,017	0,027	0,031	0,027	0,019	0,021	0,014	0,011	0,012
Fe <sup>2+</sup>	1,882	1,893	2,165	2,108	1,820	1,894	1,942	1,779	1,848	1,926	1,840	2,156
Na	0,340	0,295	0,233	0,297	0,298	0,251	0,341	0,344	0,263	0,341	0,280	0,325
K	0,167	0,277	0,303	0,328	0,189	0,214	0,197	0,177	0,173	0,295	0,257	0,314
Total	15,480	15,578	15,316	15,486	15,386	15,445	15,512	15,378	15,393	15,657	15,558	15,611
Al <sup>IV</sup>	1,176	1,209	0,668	1,009	1,199	1,233	1,193	1,230	1,087	1,639	1,488	1,568
Al <sup>VI</sup>	0,542	0,923	1,031	0,909	0,616	0,578	0,566	0,624	0,514	0,821	0,890	0,718

Granulito Máfico - 1 a 8 (PN-39A); 9 e 10 (PN-40A); 11 e 12 (PN-8); 23 e 24 (PPN-3-6B); 25 (PN-10); Enderbító - 13 a 22 (PN-1).

\* Coroa no Piroxênio

No. Cátions na base de 24 (O, OH, F, Cl)

#### 6.4 BIOTITA

Para a classificação das biotitas utilizou-se o diagrama de FOSTER (1960), cujos exemplares analisados foram obtidos em 3 conjuntos de amostras: PPN-III-6B e PN-01 (enderbitos); PN-04 e 23B (kinzigitos), representantes do Domínio Metamórfico I ; e PN-48 (kinzigito), do Domínio Metamórfico II (vide Capítulo 8).

Pelo diagrama da Figura 27 nota-se variações composicionais dos cristais analisados onde a maioria situa-se no campo de Mg-biotita, e os demais tendem ao campo de Fe-biotita ou flogopita. Pode-se notar também, pela análise da Tabela 7 e Figura 27, que existem dois fatores principais controlando a formação do tipo de biotita, um deles é a composição original da rocha e o outro a condição do metamorfismo ao qual ela se estabilizou, como vai ser discutido adiante.

Os cristais analisados pertencem a rochas com composição, aspectos texturais e faciologia metamórfica distintas, correspondentes a produtos litológicos de diferentes domínios crustais, e por isso há importante variação nas suas composições (Tabela 7, Figura 28). Assim, genericamente as biotitas que estão em equilíbrio com os minerais da fácies granulito, denominadas do tipo 1(Bt<sub>1</sub>), são Mg-biotitas titaníferas, enquanto que as outras, do tipo 2 (Bt<sub>2</sub>), são Fe-biotitas ou biotitas flogopíticas, mas, dependendo do tipo de rocha, ocupam campos diferentes nos diagramas (Figuras 27 e 28).

As biotitas dos granulitos ortoderivados são, em geral, mais ricas em FeO ( ≈ 18%) e TiO<sub>2</sub> e mais pobres em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( ≈ 14%) e MgO ( ≈ 11%) do que as biotitas dos kinzigitos (Tabela 7, Figura 28). Dentre as biotitas presentes nos kinzigitos, os quais inclusive têm correspondência com os tipos identificados petrograficamente, classificou-se em três tipos composicionais: as primeiras (Bt<sub>1</sub>) presentes em kinzigitos, e que se encontram em equilíbrio com sillimanita, cianita, granada e plagioclásio antipertítico, são biotitas titaníferas ricas em MgO, FeO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (valores médios = 14, 12 e 17%, respectivamente) das quais uma de suas características petrográficas é o forte pleocroísmo marrom-avermelhado (análises 12 a 14, 23 a 27 - Tabela 7). As biotitas do segundo tipo (Bt<sub>2</sub>), analisadas apenas na amostra PN-23B (análises

Tabela 7. Composição química de biotitas das rochas de alto grau de Porto Nacional.

(continua)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	35,83	35,76	35,20	36,24	35,88	35,91	35,94	36,67	36,05	35,09	35,15	35,18	35,52	34,53	34,58	34,61
TiO <sub>2</sub>	5,73	5,74	5,69	5,44	5,67	5,77	5,87	5,62	5,55	5,70	6,05	4,25	4,25	1,94	1,68	1,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,11	14,22	14,12	14,05	14,24	14,40	14,55	14,26	14,42	14,44	14,46	17,64	17,60	19,68	20,10	19,95
FeO	17,62	17,72	17,91	17,73	17,79	17,84	17,74	17,84	17,57	17,48	17,36	15,28	15,36	20,63	20,01	20,13
MnO	0,11	-	0,07	-	0,15	0,07	0,03	0,04	0,03	0,09	0,06	0,03	0,02	0,09	0,19	0,15
MgO	11,16	11,14	10,77	10,96	11,05	11,21	11,06	10,93	10,93	11,19	11,19	10,49	11,00	8,71	8,82	8,64
CaO	-	0,02	0,01	-	-	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	-	-	-	-	0,01	0,01
BaO	0,12	0,34	-	0,34	-	0,34	0,67	0,12	0,42	1,48	0,63	0,38	-	0,46	0,30	0,46
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,03	-	0,06	0,03	0,05	-	0,05	0,02	0,03	0,06	0,06	0,05	0,35	0,32	0,40
K <sub>2</sub> O	9,28	9,25	9,37	9,22	9,45	9,51	9,30	9,24	9,19	9,26	9,42	9,34	9,44	8,42	8,43	8,67
H <sub>2</sub> O	3,56	3,63	3,54	3,64	3,58	3,56	3,56	3,52	3,53	3,46	3,37	3,43	3,64	3,78	3,89	3,80
F	0,59	0,49	0,68	0,45	0,61	0,67	0,69	0,73	0,69	0,77	0,98	0,88	0,55	0,21	-	0,16
Cl	0,06	0,01	0,02	0,06	0,03	0,05	0,04	0,02	0,04	0,04	-	-	-	0,01	0,03	0,06
Total	98,22	98,35	98,38	98,19	98,48	98,41	99,47	99,09	98,46	99,05	98,73	97,96	97,43	99,81	98,36	98,85
Si	5,561	5,538	5,612	5,615	5,558	5,532	5,533	5,659	5,590	5,477	5,485	5,484	5,464	5,326	5,318	5,330
Ti	0,669	0,669	0,663	0,634	0,661	0,668	0,679	0,653	0,647	0,669	0,710	0,498	0,492	0,225	0,195	0,209
Al	2,582	2,596	2,579	2,566	2,600	2,614	2,640	2,598	2,635	2,656	2,659	3,240	3,191	3,577	3,643	3,622
Mg	2,582	2,573	2,490	2,531	2,552	2,575	2,539	2,518	2,526	2,604	2,602	2,436	2,522	2,000	2,021	1,983
Ca	-	0,004	0,002	-	-	0,005	0,004	0,008	0,003	0,004	-	-	-	-	0,001	0,001
Mn	0,015	0,001	0,009	-	0,020	0,009	0,004	0,005	0,004	0,012	0,008	0,004	0,003	0,012	0,024	0,019
Fe <sup>2+</sup>	2,288	2,296	2,323	2,297	2,304	2,298	2,285	2,324	2,278	2,282	2,266	1,991	1,976	2,661	2,574	2,592
Ba	0,008	0,010	-	0,020	-	0,020	0,041	0,007	0,026	0,090	0,038	0,023	-	0,028	0,018	0,028
Na	0,015	0,009	0,002	0,018	0,008	0,014	0,001	0,015	0,007	0,007	0,018	0,017	0,014	0,105	0,095	0,118
K	1,837	1,828	1,854	1,823	1,867	1,869	1,828	1,836	1,818	1,834	1,876	1,857	1,853	1,657	1,654	1,703
Total	15,557	15,605	15,534	15,504	15,570	15,604	15,554	15,623	15,534	15,635	15,662	15,550	15,515	15,591	15,543	15,605
Al IV	2,439	2,462	2,388	2,385	2,442	2,932	2,467	2,341	2,410	2,532	2,515	2,516	2,536	2,674	2,682	2,670
Al VI	0,143	0,134	0,191	0,181	0,158	0,318	0,173	0,257	0,222	0,133	0,144	0,724	0,655	0,903	0,961	0,952

Tabela 7. Composição química de biotitas das rochas de alto grau de Porto Nacional.

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28*	29*	30*	31*	32*
SiO <sub>2</sub>	31,68	34,70	34,26	34,24	34,21	37,17	36,73	36,71	37,21	36,87	36,21	38,33	37,57	37,98	38,33	37,27
TiO <sub>2</sub>	1,39	1,76	2,19	2,06	2,21	4,67	5,03	4,88	3,60	4,80	4,53	1,09	0,98	1,74	1,54	3,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,23	20,26	20,09	19,92	19,93	17,08	16,46	16,37	16,63	16,98	16,30	17,78	17,73	17,55	18,28	16,69
FeO	19,92	19,22	20,80	19,63	20,98	6,74	10,96	11,19	9,33	9,92	10,70	7,89	7,77	6,72	6,32	8,60
MnO	0,08	0,11	0,16	0,10	0,18	0,02	-	0,02	-	-	-	0,08	0,02	-	0,11	-
MgO	8,80	8,53	8,43	8,56	8,56	17,43	15,05	14,50	16,65	15,37	15,14	18,94	19,23	19,21	18,41	17,78
CaO	0,02	-	0,03	-	-	0,03	-	0,03	-	0,04	-	-	0,03	-	-	0,02
BaO	0,25	0,38	0,04	0,13	0,21	-	0,13	0,17	0,17	0,43	-	-	0,17	0,53	0,53	0,52
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,39	0,33	0,42	0,42	0,08	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,05	0,04	0,01
K <sub>2</sub> O	8,55	8,66	8,64	8,61	8,36	9,59	9,66	9,56	9,90	9,53	10,00	9,79	9,54	9,89	9,59	9,27
H <sub>2</sub> O	3,76	3,81	3,75	3,75	3,84	3,55	3,41	3,46	3,33	3,51	3,44	3,24	3,11	3,23	3,41	3,37
F	0,22	0,14	0,27	0,21	0,09	1,01	1,20	1,05	1,36	1,04	1,03	1,68	1,85	1,67	1,34	1,29
Cl	0,06	0,04	0,06	0,03	0,06	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-
Total	95,28	98,00	99,05	97,66	99,05	97,37	98,66	97,97	98,21	98,52	97,38	98,84	98,03	98,57	97,90	97,82
Si	5,353	5,355	5,277	5,318	5,260	5,532	5,532	5,560	5,602	5,524	5,521	5,688	5,646	5,655	5,683	5,602
Ti	0,161	0,205	0,254	0,240	0,255	0,522	0,570	0,556	0,407	0,540	0,519	0,121	0,110	0,194	0,172	0,339
Al	3,379	3,685	3,647	3,646	3,613	2,995	2,992	2,922	2,951	2,998	2,929	3,111	3,140	3,080	3,195	2,957
Mg	2,026	1,961	1,936	1,982	1,962	3,867	3,378	3,274	3,737	3,432	3,440	4,189	4,306	4,263	4,069	3,983
Ca	0,003	-	0,004	-	-	0,005	-	0,004	-	0,006	-	-	0,004	-	-	0,004
Mn	0,011	0,015	0,020	0,013	0,023	0,002	-	0,003	-	-	-	0,011	0,003	-	0,014	-
Fe <sup>2+</sup>	2,571	2,481	2,679	2,550	2,697	0,839	1,380	1,417	1,175	1,243	1,364	0,979	0,977	0,836	0,784	1,082
Ba	0,015	0,023	0,002	0,007	0,013	-	0,007	0,010	0,010	0,025	-	-	0,010	0,031	0,030	0,031
Na	0,094	0,116	0,099	0,125	0,126	0,022	0,008	0,010	0,008	0,009	0,001	0,005	0,009	0,014	0,011	0,001
K	1,683	1,705	1,697	1,705	1,640	1,821	1,857	1,847	1,902	1,822	1,944	1,855	1,828	1,878	1,813	1,778
Total	15,296	15,546	15,615	15,586	15,589	15,605	15,724	15,603	15,792	15,599	15,718	15,959	16,033	15,951	15,771	15,777
Al IV	2,647	2,645	2,723	2,682	2,740	2,468	2,468	2,440	2,398	2,476	2,479	2,312	2,354	2,345	2,317	2,398
Al VI	0,732	1,040	0,924	0,964	0,873	0,527	0,454	0,482	0,553	0,956	0,450	0,799	0,786	0,735	0,878	0,559

Enderbitto - 1 a 9 (PN-01); Granulito máfico - 10 e 11 (PPN-III-6B); Kimzigito - 12 a 14 (PN-04), 15 a 21 (PN-48), 23 a 32 (PN-23B); No. cátions na base de 6 (O, OH, F, Cl) (\*): Simplectitos associados com granada

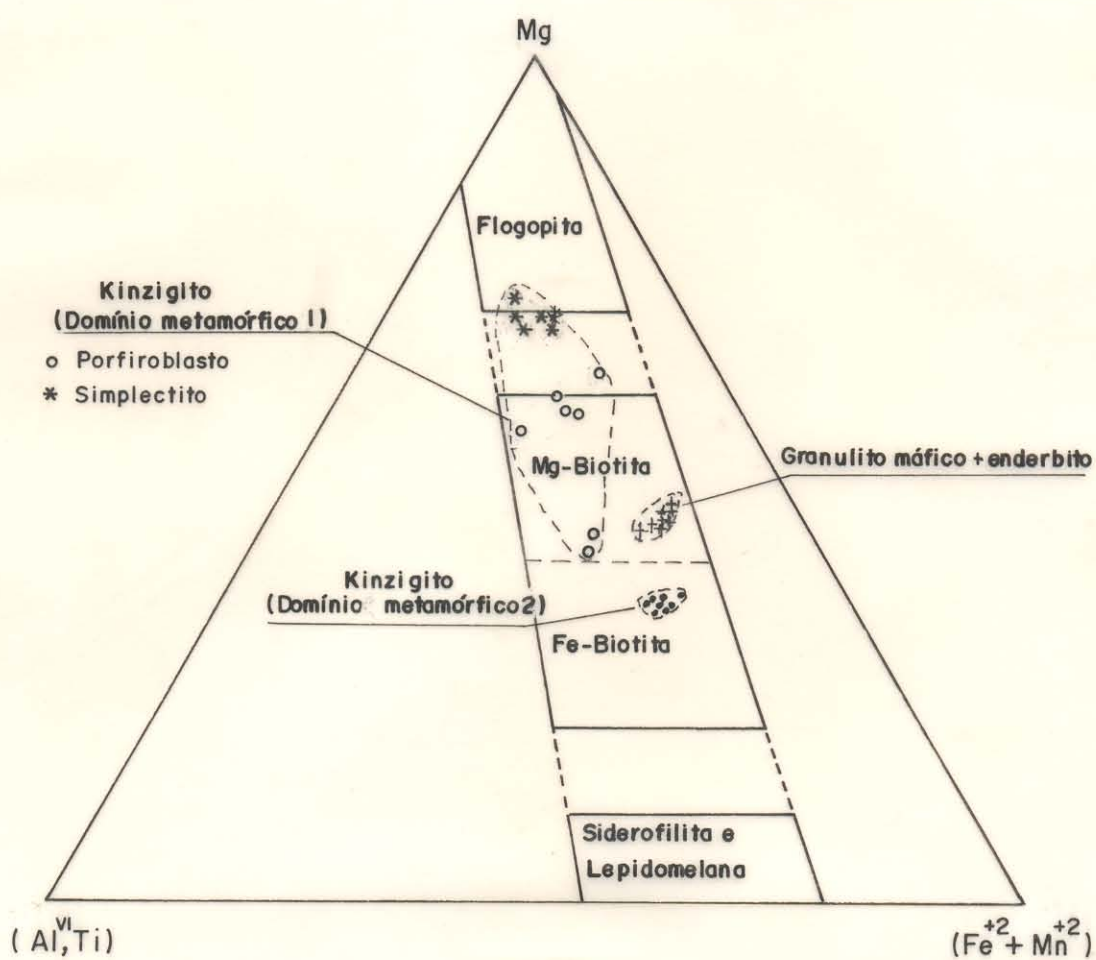


Figura 27- Classificação de biotitas das rochas de alto grau de Porto Nacional no diagrama de FOSTER (1960).

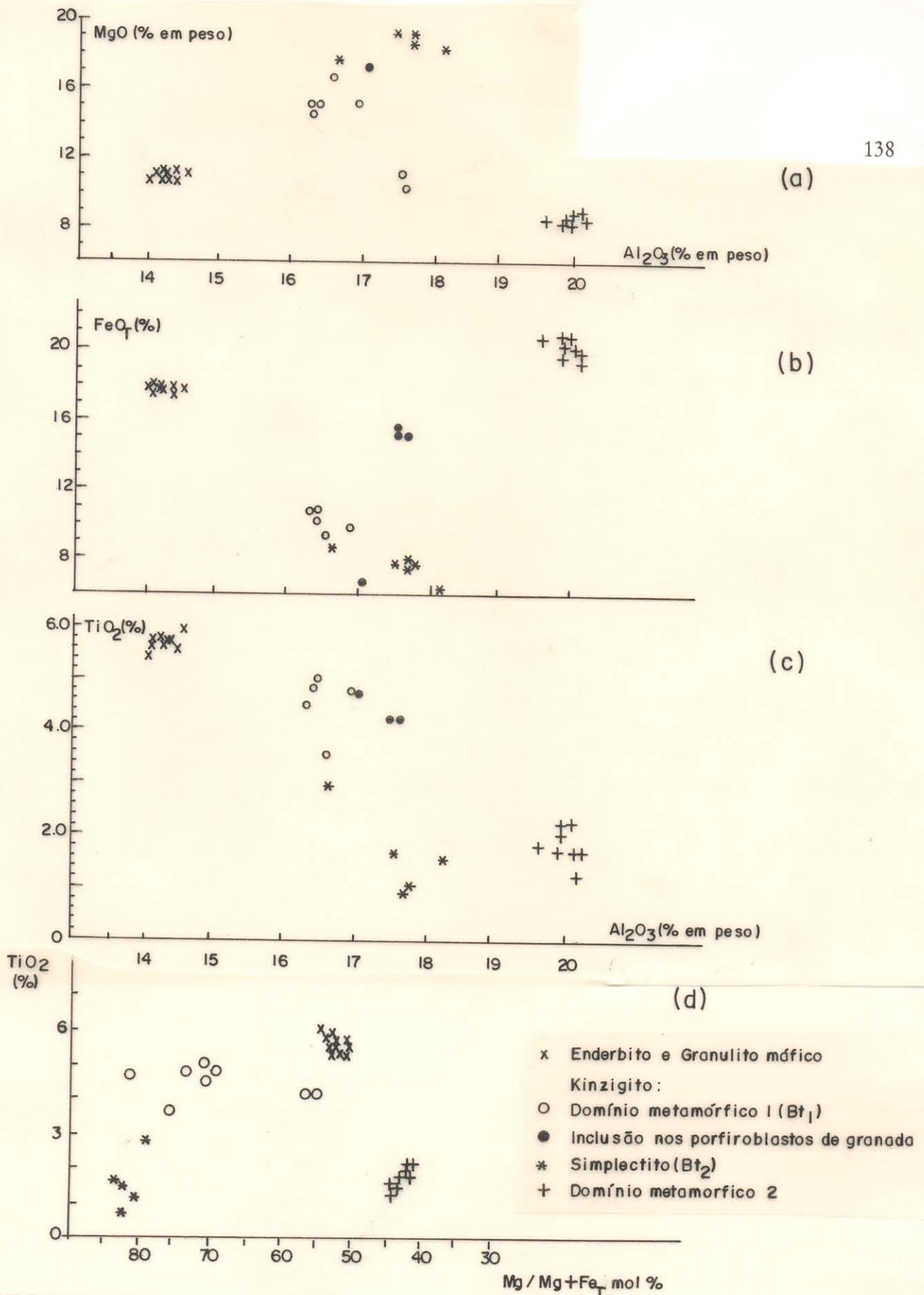


Figura 28- Comportamento químico de biotitas em diagramas Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x TiO<sub>2</sub>, FeO<sub>T</sub> ou MgO (a, b, c); e TiO<sub>2</sub> x Mg/Mg+Fe<sub>T</sub> (d).

29 a 32 - Tabela 7), são ricas em MgO e bem mais pobres em TiO<sub>2</sub> e FeO (valores médios = 18,7, 1,7 e 7,5% respectivamente) do que as Bt<sub>1</sub>. As suas características petrográficas revelam um fraco pleocroísmo e definem texturas simplectíticas, permitindo classificá-las como biotita flogopítica pelo diagrama de FOSTER (1960) (Figura 27), e devem corresponder à condições relativamente mais baixas de metamorfismo. O terceiro tipo composicional foi analisado na amostra PN-48 (análises 15 a 21 - Tabela 7), e que se encontra em equilíbrio com cordierita, sillimanita e granada. Destaca-se das demais por apresentar os mais altos valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (≈ 20%) e FeO (≈ 20%), e os mais baixos de MgO (≈ 8%), situando-se no campo de Fe-biotitas no diagrama de FOSTER (1960). Outro contraste é que não são tipos titaníferos (TiO<sub>2</sub> = 1,3 a 2,1%). Neste caso, correspondem a outro domínio metamórfico, estabilizado em fácies anfíbolito, pressão média-baixa (vide Capítulo 8).

#### 6.5- GRANADA

As granadas foram analisadas nas amostras PN-04, 08, 23B, 39A e 48 (Tabela 8) e plotados em diagrama triangular (AL+SP)-(PY)-(GR+AD) (Figura 29). Três tipos principais ocorrem:

- (1) porfiroblastos bem formados ricos em inclusões;
- (2) pequenos cristais incompletos, irregulares formando simplectitos com biotita pálida (Bt<sub>2</sub>); e
- (3) coronas reacionais associadas com clinopiroxênio e quartzo ao redor de piroxênios.

No diagrama triangular da Figura 29, as granadas situam-se na porção superior do diagrama, o que indica no geral uma riqueza relativa no componente almandina (AL). No entanto, há algumas diferenças entre si. Aquelas provenientes de granulitos máficos (análises 1 a 10 - Tabela 8) destacam-se das demais por apresentar valores de CaO bem mais elevados (7-9%), e conseqüentemente maior conteúdo no componente grossularia (GR). Tratam-se de granadas ricas nos componentes almandina-grossularia (piropo) (FeO = 26,5-28,4%; CaO = 7,2-9,3%; MgO = 2,6-3,5%) e pobres em espessartita (MnO < 1,5%).

Tabela 8. Análises por microsonda eletrônica de granadas de alto grau de Porto Nacional.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	38,05	37,64	37,98	37,92	37,94	37,91	37,68	37,87	37,14	37,42	36,92	37,03	37,30	37,38	37,13	37,01	36,72	37,27
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,02	-	0,07	-	0,10	0,03	-	0,02	0,03	0,04	-	0,04	-	-	0,05	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,43	21,26	21,17	21,17	21,05	21,07	20,86	21,07	20,78	21,06	21,42	21,46	21,50	21,41	21,23	21,55	21,65	21,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0,10	-	-	-	0,04	-	0,13	0,01	-	-	0,02	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,21	0,44	0,37	0,72	0,53	0,23	0,12	0,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	27,52	27,17	26,51	27,74	27,51	28,29	28,39	26,90	28,37	26,56	34,58	33,24	34,30	33,49	32,72	33,59	34,10	33,57
MnO	1,12	1,27	1,12	1,32	1,22	0,93	1,42	0,66	0,84	0,44	0,61	0,55	0,50	0,55	0,47	0,39	0,47	0,34
MgO	3,10	3,01	3,21	3,19	3,22	3,12	2,92	2,79	2,62	3,58	4,90	5,27	5,22	5,38	5,38	4,91	5,40	5,42
CaO	8,89	9,10	9,31	8,26	8,62	8,32	7,19	8,79	8,10	8,15	1,20	1,23	1,06	1,22	1,16	1,26	1,18	1,16
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	0,01	0,02	0,01	-	-	-	0,03	-	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Total	100,28	99,67	99,72	100,05	100,30	100,38	98,72	98,38	98,14	97,30	99,68	98,91	99,92	99,43	98,10	98,79	99,53	99,51
Si	5,995	5,976	6,007	5,999	5,990	5,991	5,977	6,058	6,007	6,034	5,915	5,941	5,940	5,965	5,988	5,948	5,877	5,937
Ti	0,010	0,002	-	0,009	-	0,010	0,003	-	0,002	0,003	0,005	-	0,004	-	-	0,006	-	-
Al	3,979	3,977	3,946	3,947	3,916	3,915	3,868	3,973	3,961	4,002	4,045	4,057	4,035	4,025	4,035	4,082	4,083	4,080
Cr	-	-	-	-	-	0,001	-	-	-	0,005	-	0,016	0,001	-	-	0,002	-	-
Fe <sub>3</sub> +	0,009	0,025	0,052	0,044	0,086	0,060	0,028	0,014	0,034	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,729	0,713	0,756	0,751	0,758	0,755	0,690	0,706	0,630	0,860	1,170	1,259	1,239	1,278	1,293	1,177	1,288	1,287
Ca	1,500	1,547	1,577	1,400	1,459	1,420	1,280	1,507	1,403	1,407	0,206	0,211	0,182	0,208	0,199	0,217	0,202	1,198
Mn	0,149	0,170	0,149	0,177	0,163	0,120	0,200	0,090	0,115	0,060	0,082	0,074	0,067	0,074	0,064	0,053	0,064	0,046
Fe <sub>2</sub> +	3,626	3,607	3,506	3,669	3,633	3,770	3,777	3,599	3,838	3,582	4,633	4,459	4,568	4,469	4,413	4,516	4,564	4,472
Na	-	-	-	0,003	0,004	0,003	-	-	-	0,009	0,001	0,005	0,003	0,002	0,004	0,002	0,006	0,003
Total	15,997	16,019	15,99	15,999	16,010	16,045	15,823	15,948	15,992	15,964	16,057	16,024	16,039	16,023	15,996	16,004	16,084	16,02
UV	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,13	-	0,41	0,03	-	-	0,06	-	-
AD	0,40	0,66	1,30	1,23	2,14	-	-	0,35	0,89	0,05	0,08	-	0,06	-	-	0,09	-	-
GR	24,52	24,95	25,03	22,04	22,12	-	-	25,18	22,53	23,61	3,26	3,11	2,87	3,46	3,34	3,44	3,31	3,31
PI	12,15	11,81	12,62	12,53	12,61	-	-	11,97	10,53	14,56	19,21	20,97	20,46	21,20	21,66	19,74	21,05	21,43
SP	2,48	2,82	2,50	2,95	2,72	-	-	1,53	1,92	1,02	1,36	1,24	1,11	1,22	1,07	0,90	1,05	0,78
AL	60,45	59,75	58,55	61,24	60,41	-	-	60,97	64,13	60,63	76,10	74,27	75,47	74,12	73,92	75,77	74,59	74,49

(continua)

Tabela 8. Análises por microsonda eletrônica de granadas de alto grau de Porto Nacional.

	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO <sub>2</sub>	38,54	38,50	38,92	38,65	38,25	38,30	38,25	39,25	39,04	38,75	39,15	38,24	36,35	36,48	36,40	36,61	36,15
TiO <sub>2</sub>	0,03	-	0,01	0,06	0,02	0,01	-	0,02	0,03	-	0,01	-	0,08	0,12	-	0,04	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,51	22,19	22,13	22,17	22,30	22,01	22,29	22,37	22,28	22,29	22,34	22,07	21,19	20,92	20,87	20,93	20,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,12	0,19	0,06	0,08	0,13	0,05	0,06	0,04	0,14	0,09	0,07	0,02	0,14	-	0,04	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	27,37	26,61	27,35	26,24	28,24	26,57	27,45	25,30	25,37	24,82	25,33	27,84	32,31	31,63	32,00	32,04	31,52
MnO	0,58	0,74	0,52	0,58	0,63	0,57	0,54	0,34	0,25	0,45	0,33	0,46	6,64	6,43	6,95	6,76	6,56
MgO	9,69	9,61	9,60	8,68	9,21	8,76	9,37	9,75	9,72	9,50	9,45	7,82	2,01	1,98	2,03	2,17	2,13
CaO	1,11	1,40	1,26	2,93	1,37	2,53	1,46	2,61	2,68	2,72	2,76	2,80	1,65	1,92	1,54	1,64	1,54
Na <sub>2</sub> O	-	0,01	-	-	0,02	-	-	-	0,005	-	0,004	0,006	0,02	0,02	0,05	0,01	-
Total	99,99	99,19	99,99	99,37	100,12	98,88	99,41	99,69	99,41	98,67	99,46	99,31	100,27	99,64	99,85	100,24	98,63
Si	5,924	5,958	5,981	5,978	5,907	5,963	5,927	6,003	5,992	5,988	6,007	5,962	5,904	5,947	5,939	5,942	5,955
Ti	0,004	-	0,001	0,007	0,002	0,001	-	0,002	0,003	-	0,001	-	0,009	0,015	-	0,005	0,003
Al	4,079	4,047	4,007	4,041	4,059	4,039	4,070	4,031	4,031	4,059	4,039	4,056	4,057	4,019	4,013	4,004	4,019
Cr	0,018	0,015	0,023	0,007	0,010	0,016	0,006	0,007	0,005	0,018	0,010	0,009	0,003	0,019	-	0,006	-
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,221	2,216	2,199	2,000	2,119	2,033	2,163	2,223	2,225	2,189	21,62	1,817	0,487	0,480	0,495	0,524	0,523
Ca	0,182	0,232	0,208	0,486	0,226	0,421	0,241	0,428	0,441	0,450	0,454	0,467	0,287	0,335	0,270	0,285	0,271
Mn	0,075	0,097	0,067	0,076	0,082	0,075	0,071	0,045	0,032	0,059	0,043	0,061	0,913	0,887	0,961	0,929	0,916
Fe <sup>2+</sup>	3,518	3,444	3,514	3,395	3,646	3,459	3,556	3,236	3,256	3,208	3,250	3,630	4,389	4,311	4,366	4,348	4,343
Na	-	0,005	-	-	0,005	-	-	-	0,001	-	0,001	0,001	0,007	0,008	0,015	0,005	-
Total	16,023	16,013	16,000	15,991	16,058	16,008	16,035	15,975	15,987	15,973	15,967	16,005	16,049	16,021	16,060	16,048	16,030
UV	0,46	0,38	0,58	0,18	0,26	0,41	0,15	0,18	0,12	0,45	0,27	0,24	0,09	0,48	-	0,15	-
AD	0,06	-	0,02	0,10	0,04	0,01	-	0,03	0,05	-	0,01	-	0,14	0,22	0,04	0,08	0,05
GR	2,48	3,49	2,87	7,82	3,40	6,60	3,86	7,00	7,21	7,17	7,40	7,58	4,40	4,74	4,39	4,41	4,40
PI	37,05	37,01	36,72	33,60	34,90	33,95	35,87	37,48	37,38	37,06	36,59	30,42	8,03	8,00	8,12	8,61	8,64
SP	1,26	1,62	1,12	1,29	1,36	1,25	1,18	0,76	0,54	1,01	0,72	1,02	15,04	14,77	15,77	15,27	15,13
AL	58,69	57,50	58,69	57,02	60,04	57,77	58,95	54,55	54,71	54,31	55,01	60,75	72,30	71,79	71,67	71,47	71,78

Granulito máfico: 1 a 7 (PN-39A); 8 a 10 (PN-08). Kinzigito: 11 a 18 (PN-04); 19 a 25 (PN-23B - Porfiroblastos); 26 a 30 (PN-23B - Simplectitos); 31 a 35 (PN-48) (No. cátions na base de 24 oxigêntos)

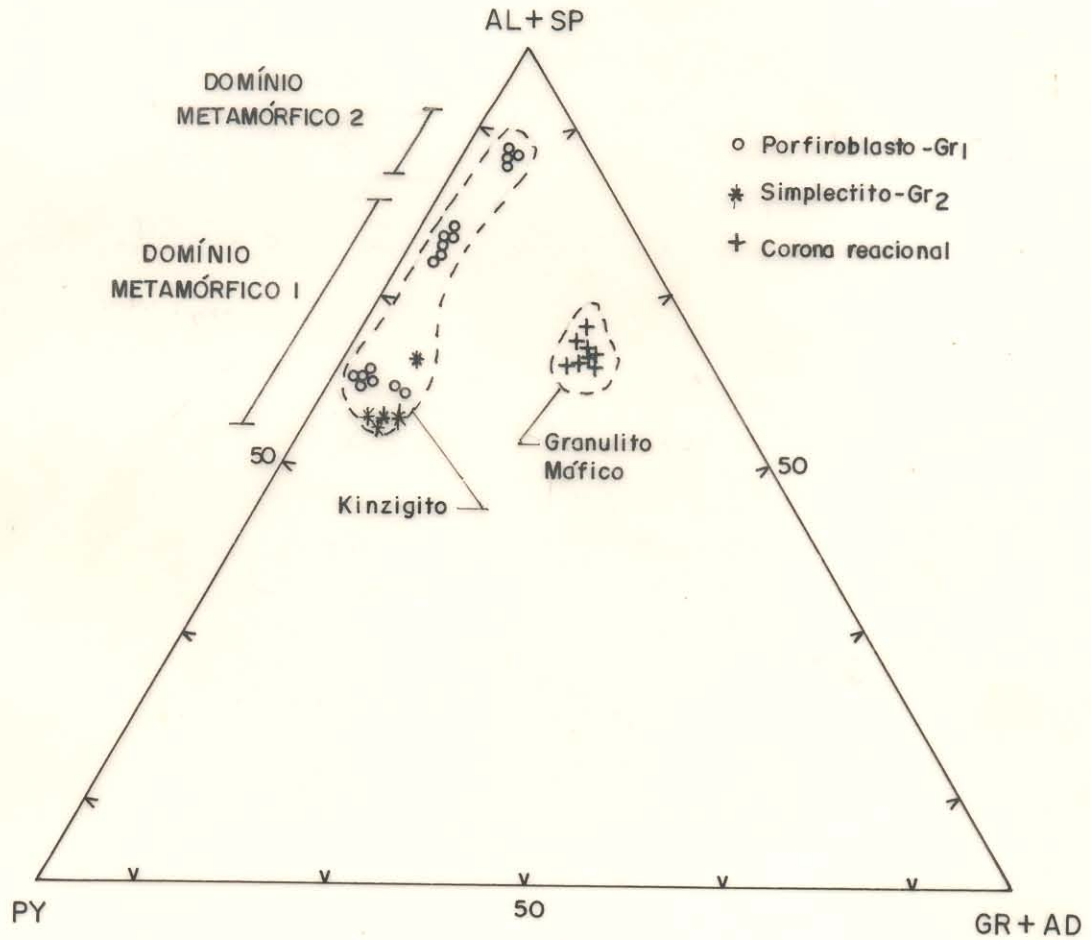


Figura 29- Comportamento químico de granadas das rochas de alto grau de Porto Nacional em diagrama (PIROPO/ALMANDINA) + (ESPESSARTITA/GROSSULARIA) + (ANDRADITA).

Os outros tipos referentes às rochas paraderivadas (análises 11 a 18, 19 a 25, 31 a 35 - Tabela 8) são relativamente pobres em CaO (inferiores a 3%), mas apresentam diferenças químicas, sobretudo em função dos valores de MgO, FeO e MnO. As granadas da amostra PN-48 (análises 31 a 35 - Tabela 8) situam-se bem próximas ao vértice superior do diagrama triangular (Figura 29), correspondendo ao tipo almandina-essartita (FeO = 32% e MnO = 6,8%) destacando-se das outras amostras (PN-04 e 23B) que são muito pobres no componente essartita (MnO < 0,7%), e correspondem a granadas tipo almandina-piropo (FeO = 25-34% e MgO = 8,7-9,7%).

Pode-se concluir que a existência destes grupos composicionais está relacionada a dois fatores principais. Em primeiro lugar à composição original das rochas e, em segundo, às condições metamórficas a que foram submetidas, de modo que se distinguem:

- a) em tipos básicos submetidos à fácies granulito, granadas tipo almandina-grossularia-piropo (AL = 60-64, GR = 22-25, PY = 10-14);
- b) em tipos paraderivados submetidos à fácies granulito, granadas tipo almandina-piropo (AL = 54-75, PY = 21-37) e;
- c) em tipos paraderivados submetidos à fácies anfibolito, granadas tipo almandina-essartita (AL = 71, SP = 15, PY = 8).

No caso da amostra PN-23B, foram analisados dois tipos texturais de granada: (1) porfiroblastos (análises 19 a 25 - Tabela 8) e (2) cristais simplectíticos (análises 26 a 36 - Tabela 8) associados com biotita pálida ( $Bt_2$ ), os quais apresentam também diferenças composicionais (Figura 29). As primeiras são granadas não-zonadas ou com pequenas variações composicionais, e as segundas apresentam conteúdos mais elevados de MgO e CaO e mais baixos de FeO e MnO. As primeiras estão em equilíbrio com os minerais do metamorfismo regional da fácies granulito e as segundas estão relacionadas à feições de desestabilização retrometamórficas, reequilibradas em fácies anfibolito.

## 6.6- PLAGIOCLÁSIO

O diagrama da Figura 30 e a Tabela 9 mostram as composições químicas dos principais tipos de plagioclásio, nos diferentes tipos de rochas. Como já foi constatado a partir dos dados petrográficos e químicos, os teores de anortita (An) dos plagioclásios variam em função do conteúdo de CaO nas rochas, estabelecendo-se uma relação direta entre eles, demonstrando que, não há só o controle do metamorfismo na cristalização deste mineral, como também existe forte dependência da composição original da rocha.

Os plagioclásios nos diferentes tipos de rocha, variam desde andesina sódica (An<sub>32</sub>) até bytownita (An<sub>74</sub>), sendo que os plagioclásios de granulitos básicos ostentam elevados teores de CaO (11-14%) e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (29-33%), e conseqüentemente detêm os tipos mais ricos no componente anortita, situando-se na faixa labradorita-bytownita (An<sub>55-74</sub>) (Figura 30). Os plagioclásios dos enderbitos são mais pobres em CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8-10 e 26-28% respectivamente) classificando-se como andesina cálcica (An<sub>42-48</sub>). Estes freqüentemente contêm intercrescimentos antipertíticos com lamelas de feldspato potássico. Os plagioclásios dos kinzigitos contêm os menores teores de CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6-8 e 25-26%, respectivamente) e classificam-se como andesina sódica, variando seus teores de anortita entre An<sub>32-38</sub> (Tabela 9, Figura 30).

Comparando-se as análises efetuadas no centro e na borda dos cristais de plagioclásio das várias rochas constata-se uma grande homogeneidade composicional, indicando em geral, não haver zoneamento ou variações composicionais significativas. No entanto, análises dos plagioclásios da amostra PN-39A (análises 33 a 43 - Tabela 9, em granada granulitos básicos) revelam existir 2 tipos composicionais: (1) labradorita com teor de An<sub>63-67</sub>; e (2) labradorita com teor de An<sub>55-58</sub>. Estes dois casos ocorrem em duas situações texturais, sendo que os mais cálcicos correspondem a cristais que estão em equilíbrio com orto e clinopiroxênios em tramas de mosaicos poligonais, relacionado a estabilização em fácies granulito; os outros, menos cálcicos, estão margeados por granadas coroníticas formadas por reação entre os plagioclásios mais cálcicos e ortopiroxênios, e devem corresponder a reação de desequilíbrio das assembléias principais, reequilibrando cristais em condições pouco diferentes, por variações de temperatura ou pressão do sistema (vide Capítulo 8).

Tabela 9- Análises químicas de plagioclásios das rochas de alto grau de Porto Nacional.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	55,35	55,90	55,68	55,48	56,17	56,52	56,50	57,09	56,34	57,01	55,53	55,55	54,14	54,76	55,14	55,24	55,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,34	27,36	27,71	27,57	27,34	27,44	27,35	27,28	27,03	27,11	27,36	27,91	28,57	27,95	28,55	28,19	28,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,05	0,16	0,19	0,05	-	0,13	0,17	0,08	0,09	0,16	-	0,15	0,10	-	-	0,02
CaO	10,25	10,32	10,23	10,00	10,00	9,98	10,26	9,97	9,77	9,42	10,01	10,28	10,11	10,28	10,91	10,61	10,63
BaO	-	-	-	-	0,22	-	-	0,31	0,05	0,09	-	0,26	0,35	-	0,13	0,13	0,18
Na <sub>2</sub> O	5,57	5,72	5,78	5,73	5,79	5,64	5,38	5,68	5,70	5,87	5,53	5,86	5,16	5,65	5,37	5,44	5,56
K <sub>2</sub> O	0,26	0,24	0,30	0,26	0,27	0,23	0,24	0,29	0,28	0,29	0,24	0,18	0,24	0,29	0,28	0,19	0,25
Total	99,78	99,59	99,86	99,23	99,84	99,81	99,86	100,79	99,25	99,88	98,83	100,04	99,72	99,03	100,38	99,80	100,11
Si	2,522	2,527	2,513	2,517	2,534	2,542	2,541	2,550	2,550	2,561	2,526	2,505	2,459	2,493	2,480	2,495	2,492
Al	1,468	1,457	1,474	1,474	1,454	1,454	1,450	1,436	1,442	1,435	1,467	1,484	1,529	1,450	1,513	1,501	1,498
Fe <sup>3+</sup>	-	0,002	0,005	0,006	0,001	-	0,004	0,005	0,003	0,003	0,005	-	0,005	0,003	-	-	-
Ca	0,500	0,500	0,494	0,486	0,483	0,481	0,494	0,477	0,474	0,453	0,488	0,497	0,541	0,501	0,525	0,513	0,513
Ba	-	-	-	-	0,004	-	0	0,005	0,001	0,001	-	0,004	0,006	-	0,002	0,002	0,003
Na	0,492	0,501	0,505	0,504	0,506	0,492	0,469	0,492	0,500	0,511	0,488	0,512	0,454	0,498	0,468	0,476	0,486
K	0,015	0,014	0,017	0,015	0,015	0,013	0,014	0,016	0,016	0,016	0,014	0,014	0,014	0,017	0,016	0,011	0,014
Total	4,997	5,001	5,008	5,002	4,997	4,982	4,972	4,981	4,986	4,980	4,988	5,016	5,008	4,962	5,004	4,998	5,006
AB	48,86	49,40	49,69	50,16	50,37	49,87	48,02	49,91	50,53	52,12	49,29	50,25	45,04	49,01	46,36	47,58	47,97
OR	1,47	1,36	1,71	1,49	1,55	1,35	1,41	1,65	1,62	1,70	1,39	1,02	1,39	1,68	1,59	1,10	1,41
AN	49,67	49,24	48,59	48,35	48,08	48,77	50,57	48,44	47,85	46,18	49,33	48,73	53,57	49,31	52,05	51,31	50,62

(continua)

Tabela 9. Análises químicas de plagioclásios das rochas de alto grau de Porto Nacional.

	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO <sub>2</sub>	57,12	56,81	51,06	53,28	51,61	51,26	50,87	49,64	50,41	50,43	49,76	51,01	51,36	51,28	49,66	54,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,05	26,57	31,33	30,15	30,81	31,46	31,48	32,64	32,02	33,22	32,70	32,10	31,92	31,54	32,25	29,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	0,18	0,06	0,03	0,08	0,09	0,13	0,07	0,08	0,08	0,07	0,03	0,06	0,07	0,19	0,10
CaO	8,67	8,76	14,23	12,64	13,58	13,74	14,26	14,91	14,45	14,26	15,40	14,53	14,32	13,17	14,82	11,62
BaO	0,04	0,04	-	0,22	0,04	-	-	-	0,13	0,27	-	-	-	-	0,18	0,04
Na <sub>2</sub> O	6,46	6,60	3,48	4,45	3,66	3,65	3,35	2,93	3,16	3,33	2,89	3,25	3,50	3,56	2,87	5,15
K <sub>2</sub> O	0,28	0,29	0,06	0,05	0,07	0,09	0,05	0,05	0,06	0,05	0,09	0,06	0,07	0,08	0,04	0,08
Total	98,81	99,25	100,22	100,82	99,85	100,29	100,14	100,24	100,31	100,64	100,91	100,98	101,23	100,23	100,01	100,29
Si	2,592	2,571	2,318	2,396	2,347	2,322	2,311	2,257	2,289	2,285	2,252	2,298	2,308	2,323	2,265	2,445
Al	1,393	1,417	1,676	1,598	1,651	1,680	1,685	1,749	1,714	1,720	1,744	1,704	1,690	1,684	1,734	1,542
Fe <sup>3+</sup>	0,006	0,006	0,002	0,001	0,003	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	-	0,001	0,002	0,002	0,006	0,003
Ca	0,422	0,424	0,692	0,609	0,662	0,667	0,694	0,726	0,703	0,692	0,747	0,701	0,690	0,664	0,725	0,561
Ba	0,001	0,001	-	0,004	0,001	-	-	-	0,002	0,005	-	-	-	-	0,003	0,001
Na	0,568	0,579	0,306	0,388	0,322	0,321	0,295	0,258	0,278	0,293	0,253	0,284	0,305	0,313	0,254	0,452
K	0,016	0,016	0,004	0,003	0,004	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004	0,005	0,002	0,004
Total	4,998	5,004	4,998	4,999	4,990	4,998	4,992	4,995	4,992	5,001	5,001	4,992	4,999	4,991	4,989	5,008
AB	56,49	56,75	30,58	38,82	32,62	32,29	29,72	26,17	28,26	29,64	25,22	28,71	30,56	31,87	25,91	44,41
OR	1,59	1,63	0,36	0,27	0,43	0,55	0,32	0,30	0,36	0,32	0,54	0,40	0,43	0,51	0,23	0,42
AN	41,92	41,62	69,05	60,91	66,96	67,16	69,96	73,53	71,38	70,04	74,23	70,89	69,01	67,62	73,86	55,17

(continua)

Tabela 9. Análises químicas de plagioclásios das rochas de alto grau de Porto Nacional.

	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO <sub>2</sub>	53,72	53,11	53,57	52,04	50,98	51,55	50,51	51,09	53,47	53,66	57,14	57,15	54,08	53,88	53,64	54,05	60,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,77	29,48	29,42	30,89	31,30	30,38	30,91	31,13	29,51	29,73	27,17	27,72	29,30	29,55	29,42	29,37	25,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,37	0,05	0,05	0,26	0,08	0,85	0,33	0,05	-	0,05	-	0,26	0,04	0,22	-	0,07
CaO	11,99	12,16	11,58	13,23	13,88	13,45	13,24	13,94	12,10	12,24	9,48	9,37	11,56	11,80	11,82	11,40	6,73
BaO	0,30	0,18	-	0,04	-	0,13	-	0,04	-	-	0,04	-	-	-	0,13	-	-
Na <sub>2</sub> O	4,81	4,77	5,04	4,18	3,77	4,09	4,02	3,71	5,06	4,66	5,99	5,66	4,93	4,72	4,69	4,94	7,52
K <sub>2</sub> O	0,13	0,08	0,13	0,06	0,03	0,08	0,03	0,05	0,09	0,09	0,21	0,23	0,17	0,10	0,14	0,15	0,18
Total	100,97	100,15	99,79	100,49	100,22	99,76	99,56	100,29	100,28	100,38	100,08	100,13	100,30	100,09	100,06	99,91	100,24
Si	2,413	2,407	2,427	2,351	2,315	2,351	2,312	2,320	2,415	2,418	2,561	2,554	2,437	2,431	2,426	2,441	2,680
Al	1,576	1,574	1,571	1,645	1,675	1,633	1,668	1,666	1,571	1,578	1,435	1,460	1,556	1,571	1,568	1,563	1,325
Fe <sup>3+</sup>	0,008	0,012	0,001	0,002	0,008	0,002	0,029	0,011	0,002	-	0,002	-	0,008	0,001	0,007	-	0,002
Ca	0,577	0,590	0,562	0,640	0,675	0,657	0,649	0,678	0,585	0,590	0,455	0,449	0,558	0,570	0,572	0,551	0,320
Ba	0,005	0,003	-	0,001	-	0,002	-	0,001	-	-	0,001	-	-	-	0,002	-	-
Na	0,419	0,419	0,442	0,366	0,332	0,361	0,357	0,327	0,443	0,406	0,521	0,491	0,430	0,413	0,411	0,432	0,647
K	0,007	0,005	0,007	0,003	0,002	0,004	0,002	0,003	0,005	0,005	0,012	0,013	0,010	0,006	0,008	0,009	0,010
Total	5,005	5,010	5,010	5,008	5,007	5,010	5,017	5,006	5,021	4,997	4,987	4,967	4,999	4,992	4,994	4,995	4,984
AB	41,74	41,31	43,73	36,28	32,88	35,33	35,39	32,42	42,87	40,56	52,71	51,52	43,10	41,75	41,46	43,57	66,18
OR	0,77	0,48	0,72	0,33	0,18	0,46	0,19	0,28	0,48	0,52	1,21	1,36	1,00	0,61	0,85	0,89	1,06
AN	57,50	58,20	55,55	63,39	66,94	64,21	64,42	67,30	56,64	58,92	46,07	47,11	55,90	57,64	57,69	55,54	32,76

(continua)

Tabela 9. Análises químicas de plagioclásios das rochas de alto grau de Porto Nacional.

	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
SiO <sub>2</sub>	60,10	60,22	60,18	60,07	59,94	58,22	58,89	59,24	59,36	59,20	58,91	59,34	58,87	60,35	60,34	59,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,12	24,99	25,23	25,37	25,27	26,57	25,59	25,62	25,37	25,77	26,12	25,83	26,02	25,69	25,57	25,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,11	0,01	0,03	0,01	0,10	0,10	0,06	0,02	0,04	-	0,06	0,11	-	0,01	0,11
CaO	6,82	6,44	6,90	6,58	7,12	8,47	7,41	6,96	7,27	7,71	8,00	7,72	7,41	6,89	6,94	7,17
BaO	0,04	0,18	-	0,35	0,04	-	-	0,31	-	0,18	-	-	-	0,26	-	0,09
Na <sub>2</sub> O	7,32	7,60	7,55	7,40	7,25	6,57	7,00	7,19	7,25	7,27	6,96	7,26	7,33	7,71	7,45	7,36
K <sub>2</sub> O	0,19	0,35	0,21	0,32	0,35	0,30	0,32	0,26	0,17	0,26	0,26	0,05	0,07	0,10	0,06	0,08
Total	99,63	99,89	100,08	100,12	99,98	100,23	99,31	99,64	99,44	100,43	100,25	100,26	99,81	101,00	100,37	100,05
Si	2,683	2,687	2,677	2,676	2,672	2,559	2,646	2,654	2,660	2,638	2,626	2,641	2,632	2,665	2,672	2,666
Al	1,321	1,314	1,323	1,332	1,328	1,398	1,355	1,353	1,340	1,353	1,372	1,354	1,371	1,337	1,335	1,332
Fe <sup>3+</sup>	0,001	0,004	-	0,001	-	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	-	0,002	0,003	-	-	0,004
Ca	0,326	0,308	0,329	0,314	0,340	0,405	0,357	0,334	0,349	0,368	0,382	0,368	0,355	0,326	0,329	0,342
Ba	0,001	0,003	-	0,006	0,001	-	-	0,005	-	0,003	-	-	-	0,004	-	0,001
Na	0,634	0,657	0,651	0,639	0,627	0,569	0,609	0,624	0,630	0,628	0,602	0,626	0,635	0,660	0,640	0,635
K	0,011	0,019	0,012	0,018	0,20	0,017	0,019	0,015	0,010	0,014	0,015	0,003	0,004	0,005	0,003	0,005
Total	4,977	4,992	4,992	4,986	4,988	4,991	4,989	4,987	4,990	5,005	4,997	4,994	5,020	4,997	4,979	4,985
AB	65,26	66,74	65,66	65,77	63,53	57,40	61,89	64,15	63,67	62,15	60,27	62,80	63,89	66,55	65,78	64,68
OR	1,15	2,00	1,20	1,89	2,01	1,73	1,90	1,53	1,01	1,44	1,47	0,29	0,42	0,58	0,36	0,48
AN	32,58	31,26	33,14	32,24	34,46	40,87	36,22	34,22	35,32	36,41	38,26	36,91	35,69	35,88	33,86	34,84

Enderbitto - 1 a 17 (PN-01).  
 Granulito máfico 18 a 19 (PN-08), 20 a 23 (PN-40A), 33 a 43 (PN-39A), 44 e 45 (PN-10), 46 a 49 (PPN-III-6B).  
 Kinzigito - 50 a 56 (PN-23B), 57 a 61 (PN-04), 62 a 66 (PN-48).

(No. Cátions na base de 8 oxigénios)

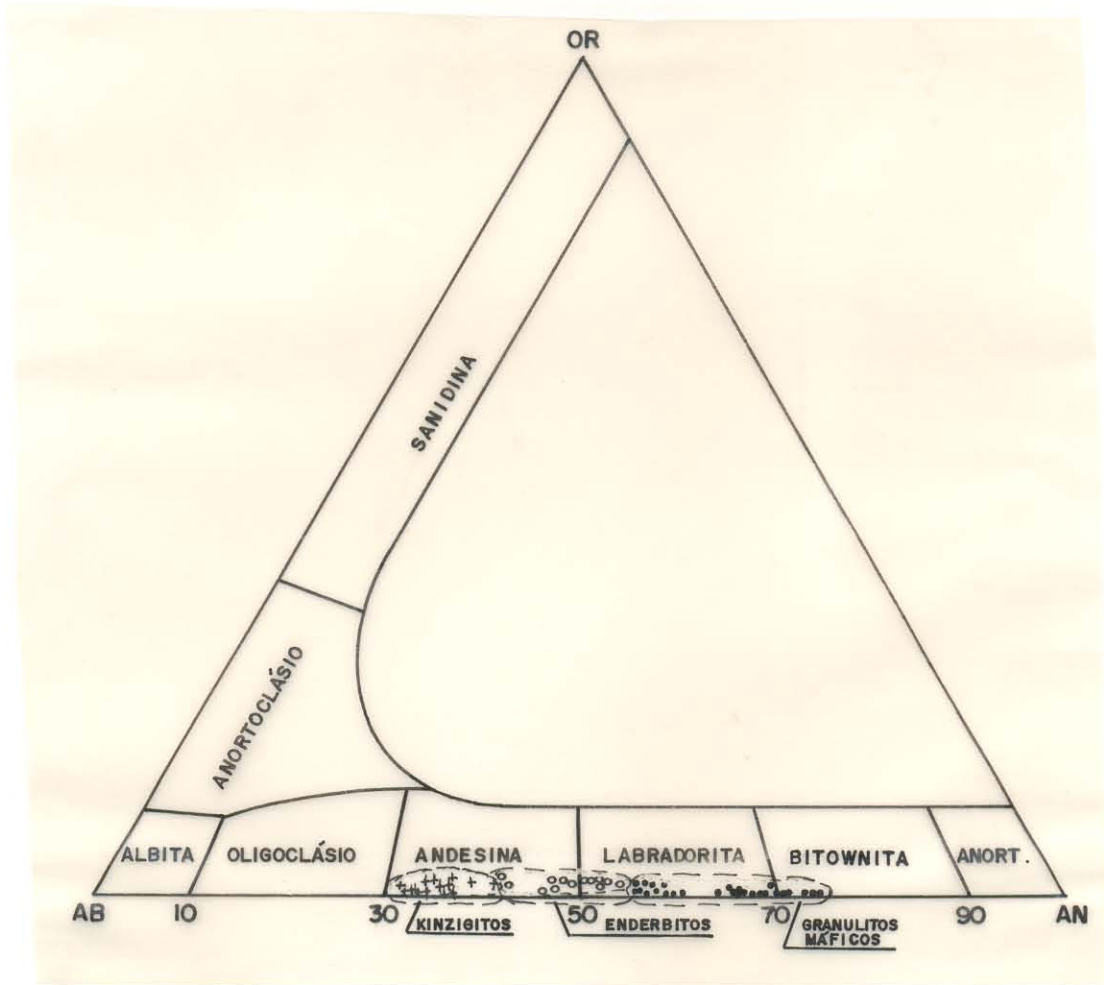


Figura 30- Classificação de plagioclásios das rochas de alto grau estudadas em diagrama OR-AB-AN.

### 6.7- CORDIERITA

Dezoito análises de cordierita foram obtidas em kinzigitos da Formação Morro do Aquiles (Tabela 10), a qual coexiste com sillimanita, granada, biotita, plagioclásio e quartzo. Elas têm composições muito regulares, independentemente do local analisado, seja na borda ou no centro dos cristais, o que demonstra o equilíbrio metamórfico na sua formação, e suas composições são aproximadamente equivalentes no que concerne aos teores de FeO e MgO, situando-se em média respectivamente em 9 e 7,5 %.

Tabela 10 - Composição química de cordieritas de kinzigito de Porto Nacional.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	48,40	48,04	48,18	47,84	47,39	48,32	47,05	47,70	47,65	47,45	47,99	47,57	47,42	47,59	48,04	47,71	47,69	47,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,19	32,76	33,11	32,57	32,61	33,01	32,50	32,99	32,96	33,21	32,45	32,28	32,28	32,62	32,65	32,47	32,61	32,62
FeO	8,93	9,66	8,97	9,29	9,06	9,03	8,59	8,97	9,52	9,24	8,60	9,17	9,38	9,32	9,57	9,28	9,01	9,03
MnO	0,55	0,55	0,45	0,56	0,53	0,44	0,28	0,47	0,35	0,44	0,51	0,42	0,33	0,46	0,48	0,34	0,41	0,45,
MgO	7,51	7,58	7,70	7,09	7,40	7,59	7,44	7,65	7,36	7,50	7,39	7,39	7,36	7,09	7,30	7,30	7,43	7,56
CaO	-	-	-	-	-	0,04	-	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,01	-	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,23	0,26	0,25	0,31	0,30	0,31	0,26	0,25	0,24	0,28	0,32	0,24	0,32	0,26	0,37	0,29	0,26
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	-	-	0,02	-	-	0,01	-	0,04	-	-	0,01	-	-	-	0,01	0,02
Total	98,84	98,83	98,67	97,60	97,32	98,73	96,17	98,07	98,12	98,14	97,24	97,16	97,06	97,43	98,32	97,48	97,45	97,69
Si	4,983	4,968	4,970	4,997	4,965	4,982	4,970	4,955	4,956	4,932	5,014	4,991	4,983	4,985	4,988	4,989	4,983	4,976
Al	4,027	3,992	4,025	4,010	4,027	4,012	4,047	4,038	4,041	4,068	3,996	3,991	3,998	4,026	3,995	4,002	4,016	4,009
Mg	1,152	1,168	1,182	1,104	1,155	1,166	1,172	1,183	1,139	1,162	1,150	1,156	1,153	1,106	1,129	1,137	1,156	1,176
Ca	-	-	-	-	-	0,004	-	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,004	0,003	0,002	0,001	-	0,003
Mn	0,048	0,048	0,039	0,050	0,047	0,038	0,025	0,042	0,031	0,038	0,045	0,037	0,029	0,040	0,042	0,030	0,036	0,039
Fe <sup>2+</sup>	0,769	0,835	0,773	0,811	0,794	0,779	0,759	0,779	0,828	0,803	0,751	0,804	0,824	0,808	0,831	0,812	0,788	0,788
Na	0,049	0,046	0,052	0,050	0,063	0,061	0,063	0,052	0,050	0,048	0,057	0,064	0,049	0,065	0,053	0,075	0,058	0,053
K	0,001	0,002	-	-	0,002	-	-	0,001	-	0,005	-	-	0,001	-	-	-	0,001	0,002
Total	11,02	11,05	11,04	11,02	11,05	11,04	11,03	11,05	11,04	11,05	11,01	11,04	11,04	11,03	11,04	11,04	11,03	11,04

Kinzigitos: análises 1 a 18 ( PN-48)

(No. cátions na base de 8 oxigênios)

## 7- GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA

### 7.1- INTRODUÇÃO

Os estudos petrográficos, microtexturais e mineralógicos, associados aos dados de campo, permitiram definir as condições metamórficas reinantes na área em termos de domínios e faciologia metamórfica. Reconheceu-se cinco terrenos metamórficos distintos, desde os fracamente metamorfizados até aqueles de alto grau metamórfico (vide Capítulo 8). Após o exame sistemático de seções delgadas, foram selecionadas 15 amostras dos domínios metamórficos de maior interesse a este estudo para análise química mineral em microsonda eletrônica, cujas características individuais de cada mineral já foram relatadas no Capítulo 6. Nove destas amostras foram separadas para aplicação de métodos geotermobarométricos e acham-se listadas nas Tabelas 11 a 13. Os critérios usados para a seleção dos minerais teve como ponto de partida o estudo das relações texturais, preferindo-se aqueles grãos minerais que estavam em contato mútuo (geralmente de textura granoblástica poligonal), de modo a não haver dúvidas quanto ao equilíbrio entre eles, e posteriormente, para confirmar este equilíbrio, utilizou-se dois outros procedimentos:

- 1) método da interligação de pares minerais em diagramas composicionais (*tie-lines*), cujo princípio estabelece que para determinadas condições de P-T as variações composicionais devem ser acompanhadas dentro da mesma fase, o que na prática se traduz pelo paralelismo das linhas de ligação entre as fases extremas e;
- 2) método da reta de equilíbrio, segundo o qual utiliza a partição de componentes (p.ex. Fe<sup>2+</sup> e Mg) entre as fases minerais envolvidas que, ao estabelecer-se o equilíbrio termodinâmico dentro das mesmas condições físico-químicas, devem apresentar alinhamentos no diagrama composto pelas relações entre as frações molares dos dois minerais, estabelecendo assim o coeficiente de distribuição (KD).

Essas características têm sido verificadas em muitos pares minerais da área de Porto Nacional, tais como ortopiroxênio-clinopiroxênio, granada-clinopiroxênio, ortopiroxênio-

hornblenda, granada-biotita e cordierita-granada (Figuras 31 a 35), exceção feita a alguns devido à restrição composicional e/ou quantidade reduzida de análises, impossibilitando a definição de tendências nos diagramas. Isto vem atestar o estabelecimento do equilíbrio físico-químico de muitas associações minerais nas rochas de Porto Nacional abaixo relacionadas, avaliando o uso de geotermômetros e geobarômetros:

- . Opx - Cpx - Pl;
- . Opx- Cpx - Hb - Pl;
- . Gr - Opx - Pl - Qz;
- . Gr - Cpx - Pl - Qz;
- . Cord - Gr - Sill - Bt - Qz - Pl;
- . Gr - Bt - Ci/Sill - Qz.

## 7.2- DADOS GEOTERMOMÉTRICOS - DOMÍNIO 1

### 7.2.1- Geotermômetros Ortopiroxênio-Clinopiroxênio

A coexistência do par ortopiroxênio-clinopiroxênio é freqüente em quase todas as rochas granulíticas de Porto Nacional, nas quais os estudos texturais revelam perfeitos equilíbrios mútuos através de contatos tríplice (Figuras 42, 43 - Cap. 8). Nas Tabelas 4 e 5, estão relacionados os piroxênios analisados em diferentes tipos de rocha do Domínio 1 que, no quadrilátero da Figura 31, demarcam composições bem definidas no campo do Fe-hiperstênio e salita, como já demonstrado no Capítulo 6. Pode-se notar adicionalmente neste diagrama (Figura 31), que as linhas de interligação (*tielines*) dos pares orto e clinopiroxênio mantêm paralelismos considerado um dos pressupostos para concluir que o estado de equilíbrio foi atingido.

Sobre o diagrama da Figura 32, que estabelece relações entre as frações molares de dois componentes (Opx-Cpx) e o coeficiente de distribuição (KD), os pontos definem uma tendência que se aproxima a uma reta, concluindo-se pelo estabelecimento do equilíbrio

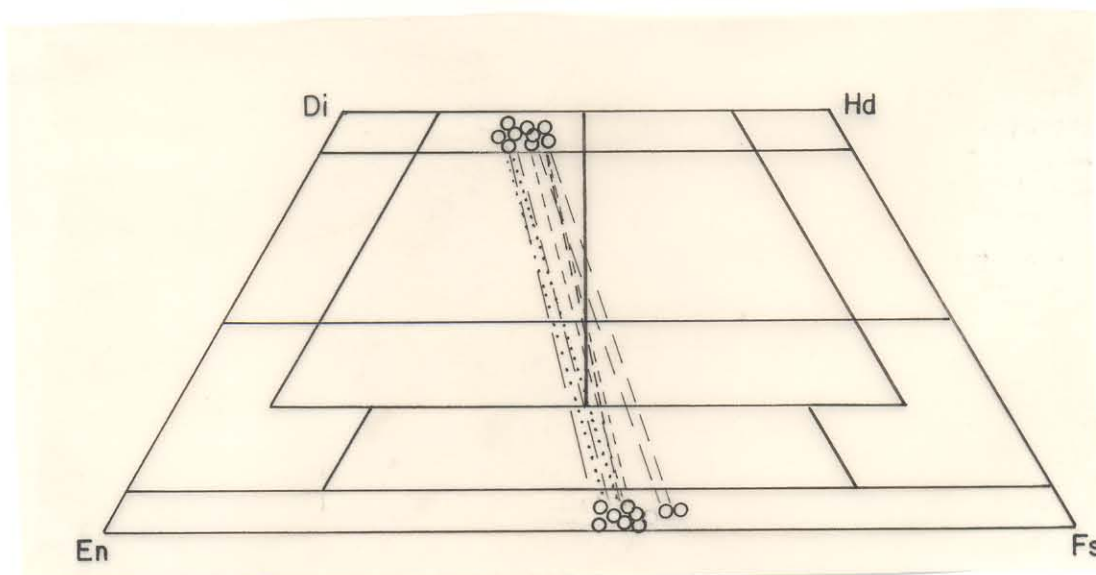


Figura 31- Expressão diagramática do equilíbrio entre orto e clinopiroxênios coexistentes em granulitos de Porto Nacional, no tetraedro En-Di-Hd-Fs.

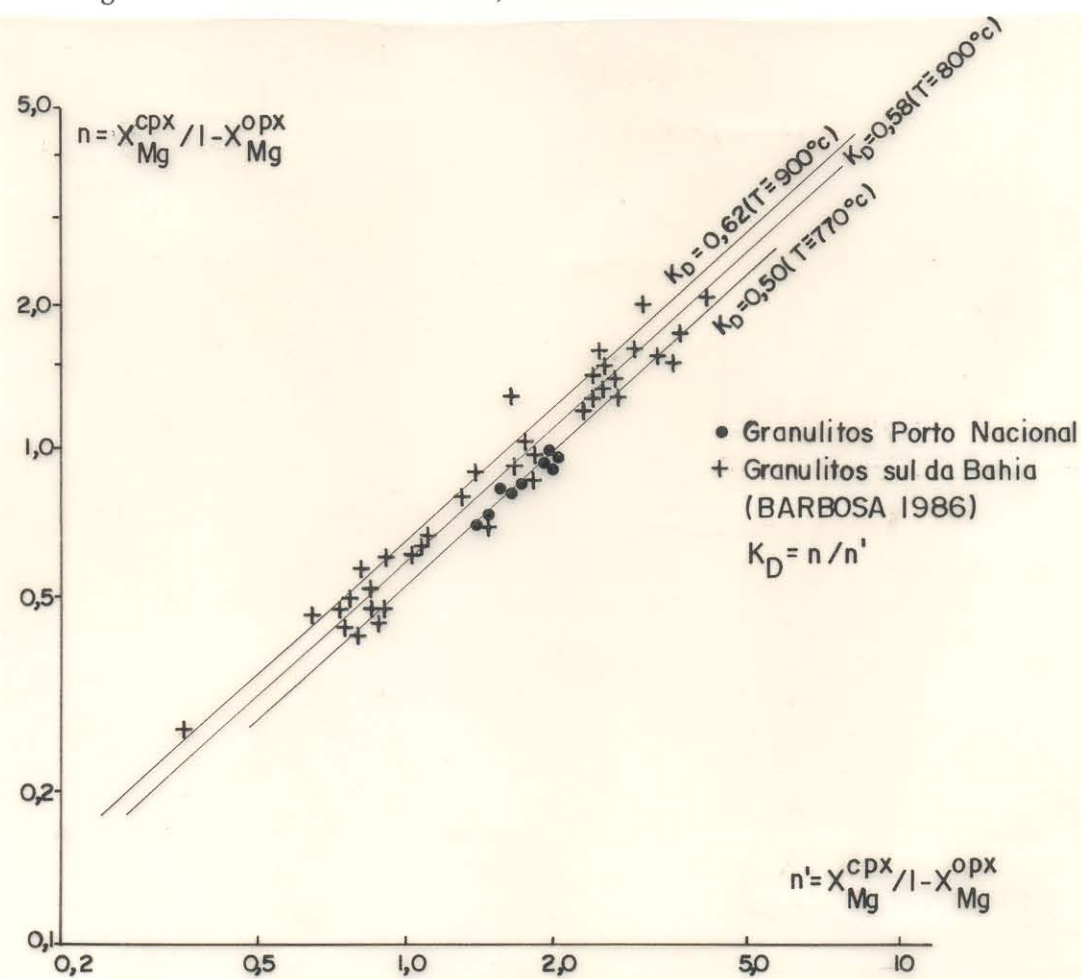


Figura 32- Expressão gráfica da distribuição do magnésio entre orto e clinopiroxênios coexistentes em granulitos de Porto Nacional e comparação com os do sul da Bahia de BARBOSA (1986).

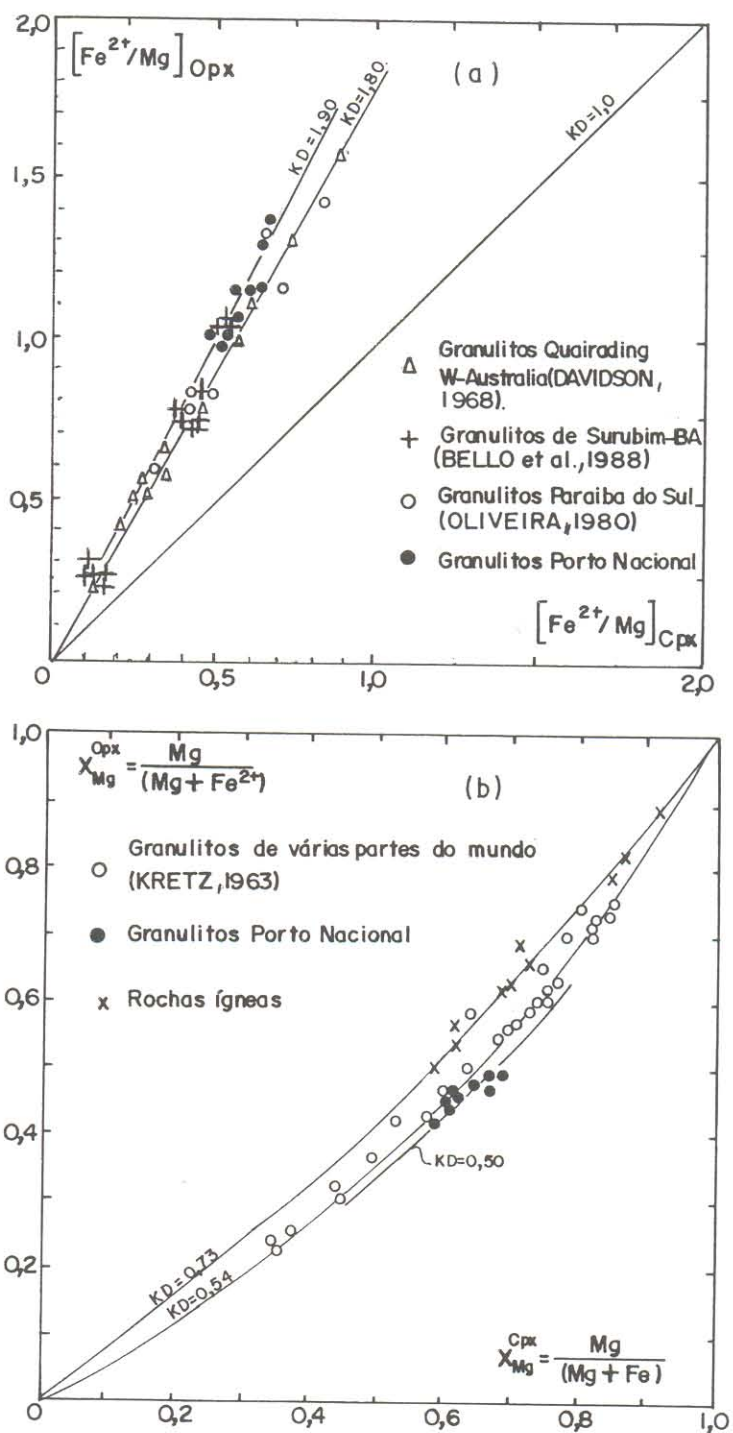


Figura 33- Expressões gráficas da distribuição do ferro e magnésio entre orto e clinopiroxênios coexistentes em granulitos de Porto Nacional, e comparação com os de outras regiões.

termodinâmico requerido para cálculos geotermométricos. Os valores de **KD** obtidos pelas fórmulas de DAVIDSON (1968) e KRETZ (1961, 1963), (Figuras 33a,b) apontam respectivamente, uma variação de 1,81 a 2,10 com valor médio = 1,9 e de 0,47 a 0,54 com uma média = 0,5. Esses valores têm correlação muito próxima aos definidos por estes autores para rochas metamórficas de alto grau de várias partes do mundo; assim como com aqueles obtidos para os granulitos do Sul da Bahia (Surubim) e da Faixa Paraíba do Sul por OLIVEIRA (1980), BARBOSA (1986) e BELLO et al. (1988) (Figuras 32 e 33).

Os estudos geotermométricos escolhidos neste trabalho, utilizando o par Opx-Cpx, foram efetuados pelos métodos de KRETZ (1963), WOOD & BANNO (1973) e WELLS (1977), de uso comum em rochas de alto grau metamórfico, que se baseiam nos estudos feitos por KRETZ (1961,1963) da dependência da temperatura em relação ao coeficiente de distribuição (**KD**) de soluções sólidas ideais (que está vinculada a repartição de Fe e Mg).

#### 7.2.1.1- Método de Wood & Banno

O geotermômetro construído por WOOD & BANNO (1973) é definido pela fórmula:

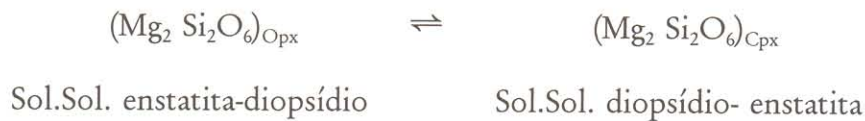
$$T(^{\circ}K) = \frac{-10202}{\ln \frac{a^{Cpx}_{Mg_2Si_2O_6}}{a^{Opx}_{Mg_2Si_2O_6}} - 7,65 X^{Opx}_{Fe} + 3,88 (X^{Opx}_{Fe})^2 - 4,6}$$

onde:

$$a = (Mg^{2+}/Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn^{2+} + Na^{2+})_{M2} \cdot (Mg^{2+}/Fe^{3+} + Fe^{2+} + Al^{3+} + Ti^{4+} + Cr^{3+} + Mg^{2+})_{M1}$$

$$X^{Opx}_{Fe} = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+}).$$

Esta fórmula baseia-se fundamentalmente na distribuição dos íons  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  em duas posições na estrutura cristalina de orto e clinopiroxênio, e no conceito de atividade a partir da reação de miscibilidade de DAVIS & BOYD (1966):



Os valores utilizados na fórmula foram calculados tomando como base a fórmula estrutural com 6 oxigênios ( $\text{XY Z}_2\text{O}_6$ ) e pela distribuição intracristalina nas duas posições estruturais  $M_1$  e  $M_2$ , seguindo os procedimentos estabelecidos por WOOD & BANNO (1973).

Os cálculos das temperaturas de equilíbrio dos piroxênios de rochas de alto grau metamórfico, efetuados pelo método de WOOD & BANNO (1973), a despeito do amplo intervalo composicional de  $X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}}$  (0,22 a 0,63), variam num pequeno intervalo de 800-870°C e dão confiabilidade aos parâmetros empíricos adotados por esses autores, estabelecendo uma faixa de precisão de  $\pm 70^\circ\text{C}$ . Os valores de  $X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}}$  calculados em 14 pares de Opx-Cpx dos granulitos de Porto Nacional (Tabelas 4 e 5) variam de 0,49-0,57 situando-se dentro do intervalo apreciado por esta fórmula, e a aplicação deste geotermômetro resultou no encontro de temperaturas que variam de 732 a 803°C com valor médio de 772°C (Tabela 11).

#### 7.2.1.2- Método de Wells

O método de WELLS (1977) baseou-se igualmente na reação de mistura entre diopsídio-enstatita, estabelecendo uma nova relação entre  $K$  (razão entre as atividades do Opx-Cpx) e a temperatura, considerando, no entanto, o conteúdo em Fe e Al no sistema, propondo então a fórmula semi-empírica:

$$T(^{\circ}\text{K}) = 7341 / [3,355 + 2,44 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} - \ln K] ; \quad \text{onde:}$$

$$K = a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}} / a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}} ; \quad X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}).$$

Tabela 11- Síntese dos resultados geotermométricos em granulitos de Porto Nacional.

AMOSTRA	FASES MINERAIS	WOOD & BANNON (1973)		WELLS (1977)	KRETZ (1982)	KRETZ (1982)	ELLS & GREEN (1979)		BLUNDY & HOLLAND (1990)	
		BANNON (1973)	WOOD & BANNON (1973)	WELLS (1977)	KRETZ (1982)	KRETZ (1982)	7	8	7	8
PN-39A	Opx6-Cpx8	776	776	874	812					
PN-39A	Opx5-Cpx8	769	769	780		828				
PN-39A	Hb6-Pl38								792	774
PN-39A	Hb8-Pl41								795	778
PN-40A	Opx10-Cpx18	768	768	868	807	838				
PN-40A	Opx12-Cpx24	752	752	842	794					
PN-40A	Hb10-Pl32								762	744
PN-40A	Hb9-Pl22								784	766
PN-10	Opx14-Cpx9	803	803	917	865	946				
PN-10	Opx15--Cpx10	796	796	899						
PN-10	Hb25-Pl44								802	786
PPN-III-6B	Opx27-Cpx12	732	732	806	759	700				
PPN-III-6B	Opx28-Cpx14	558	558	841	791					
PPN-III-6B	Hb23-Pl46								858	840
PN-01	Opx17-Cpx26	768	768	862	781	700				
PN-01	Opx17-Cpx27	758	758	885						
PN-01	Opx21-Cpx29	761	761	843						
PN-01	Opx18-Cpx26	770	770	866	820					
PN-01	Opx17-Cpx25	791	791	896						
PN-01	Opx19-Cpx26	775	775	866						
PN-08	Cpx16-Gr8						812	809		
PN-08	Hb12-Pl19								799	782

Obs: Valores da temperatura em °C

A precisão deste método, segundo os experimentos de WELLS (1977) é estabelecido em  $\pm 70^\circ\text{C}$ , sendo consistente com a maioria dos dados experimentais numa faixa de temperatura variando de  $785$  a  $1500^\circ\text{C}$ , não havendo restrição ao teor em ferro do ortopiroxênio ( $X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = 0,0-1,0$ ) porém, requerendo baixos teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,0-10\%$ ).

As amostras tratadas neste estudo enquadram-se perfeitamente nestes pressupostos, onde os valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variam de  $0,81-1,60\%$ . As temperaturas calculadas estão na faixa de  $806-917^\circ\text{C}$  com valor médio de  $866^\circ\text{C}$  (Tabela 11).

### 7.2.2- Geotermômetro Plagioclásio-Hornblenda

Em certos granulitos estudados, a hornblenda coexiste em perfeito equilíbrio com as associações minerais anidras da facies granulito, de modo que os cristais de anfibólio formam texturas poligonais, em articulações tríplexes com ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio (Figuras 42a, 43a - Cap. 8). Isto deve refletir estágios do metamorfismo granulítico onde a atividade da  $\text{H}_2\text{O}$  foi importante, e teria grande significado a definição de suas condições metamórficas e a quantificação desses parâmetros.

Assim, escolheu-se o geotermômetro de BLUNDY & HOLLAND (1990), baseado no par plagioclásio-hornblenda, que tem respondido satisfatoriamente em rochas equilibradas entre  $500$  e  $1.100^\circ\text{C}$ , com uma faixa de incerteza de  $\pm 75^\circ\text{C}$ . Sua formulação indica:

$$T = \frac{0,677 P - 48,98 + Y}{-0,0429 - 0,008314 \ln k}; \quad \text{onde:}$$

$$k = \frac{(\text{Si}-4)}{(8-\text{Si})X_{\text{Ab}}^{\text{Pl}}};$$

Si = N°. de átomos por fórmula unitária no anfibólio;

P = pressão de referência em kbar;

T = temperatura em  $^\circ\text{K}$ ;

Y = representa o plagioclásio não idealizado =  $R T \ln \gamma_{\text{Ab}}$ .

Os cálculos foram realizados em cinco amostras de granulitos (Tabela 11), e os resultados obtidos dão valores bastante homogêneos para a temperatura, variando na faixa de 762 a 858°C, com uma média de 799°C à pressão de 7 kbar; e de 744 a 840°C, com uma média de 781°C sob pressão de 8 kbar. Considerando a faixa de erro do método, esses resultados são perfeitamente correlacionáveis com os obtidos em outros pares minerais, permitindo situá-los dentro da fácies granulito, entretanto um pouco abaixo das estimativas obtidas em piroxênios.

### 7.2.3- Geotermômetros Granada-Biotita

Nos tipos paraderivados a presença de granada e biotita é comum a todo o Domínio 1, acompanhados de sillimanita e/ou cianita, além de quartzo e feldspato potássico. Analisando a composição desses minerais identifica-se granadas tipo almandina-piropro ( $AL=54-76$ ;  $PI=20-37$ ), geralmente pobres em Ca e ricos em Fe e Mg; e biotitas titaníferas ricas em Fe e Mg. Por outro lado, o estudo petrográfico mais cuidadoso revelou que há dois tipos texturais-composicionais de biotita e granada coexistentes em rochas deste Domínio (Capítulo 8), cujas interpretações levam a indicar duas gerações diferentes: a)  $Gr_1-Bt_1$  é representada por cristais de granada relativamente grandes, porfiroblásticos, e biotitas titaníferas com forte pleocroísmo marrom-avermelhado, que se encontram em equilíbrio com sillimanita, cianita e feldspato potássico estabilizados em alto grau metamórfico (Figuras 37a, b, c; 38b, c, d, e - Cap. 8); e b)  $Gr_2-Bt_2$ , constitui associações simplectíticas de tamanhos relativamente pequenos, onde os cristais de granada são incompletos, mal formados, esburacados, com faces bem formadas de um lado e de outro irregulares, os quais são acompanhados de biotita pálida (tipos flogopíticos pobres em Ti e ricos em Mg), irradiadas e interpenetradas com granada e quartzo, representando reequilíbrios em condições metamórficas mais baixas (Figuras 37d, 38f).

No diagrama da Figura 34a, que estabelece relações entre as frações molares, esses dois pares minerais ( $Gr_1-Bt_1$  e  $Gr_2-Bt_2$ ) definem, isoladamente, certas tendências ao alinhamento, sugestivas do estabelecimento do equilíbrio termodinâmico. Os valores do coeficiente de

distribuição ( $K$ ), em cada caso, são diferentes:  $K_{Gr_1-Bt_1} = 0,22-0,27$ ;  $K_{Gr_2-Bt_2} = 0,13-0,15$ . Comparativamente nota-se também no diagrama que há diferenças com aquelas do Domínio 2 ( $K_{Gr-Bt} = 0,15-0,16$ ).

Por isso, achou-se útil determinar as temperaturas de equilíbrio atingidas por esses pares minerais, devido à sua frequência e equilíbrio, e assim poder utilizá-las para comparação com temperaturas obtidas pelos outros geotermômetros. Desse modo, escolheu-se os termômetros de THOMPSON (1976) e FERRY & SPEAR (1978) para este fim.

O geotermômetro de FERRY & SPEAR (1978) baseia-se na seguinte expressão:

$$\ln K = (2109/T) + 0,782 \quad ; \text{ onde:}$$

$$K = \text{Coeficiente de distribuição Fe-Mg} = (Mg/Fe)^{Gr} \div (Mg/Fe)^{Bt}.$$

O método utiliza a partição do  $Fe^{2+}$  e  $Mg^{2+}$  em solução sólida ideal entre biotita e granada.

As amostras analisadas e os resultados obtidos acham-se na Tabela 12 e revelam para os pares  $Gr_1-Bt_1$  temperaturas entre 636 e 740°C, enquanto para  $Gr_2-Bt_2$  acusam valores bem abaixo, entre 474 e 522°C.

O método de THOMPSON (1976) utiliza a fórmula gráfica, baseada na relação entre a fração molar Fe-Mg das fases granada-biotita coexistentes e a temperatura ( $\ln K_D 1/T$ ; Figura 1b, página 429 - THOMPSON, 1976). Utilizando-se este procedimento os resultados conseguidos assemelham-se aos acima, com temperaturas situando-se na faixa de 620 a 725°C ( $Gr_1-Bt_1$ ) e 500 a 530°C ( $Gr_2-Bt_2$ ), (Tabela 12).

Esses métodos, segundo os autores, estão calibrados para certas faixas composicionais, requerendo para sua aplicação, no caso de FERRY & SPEAR (1978), intervalos de Fe/Fe+Mg entre 0,8 e 1,0 e baixos conteúdos de Ca, Mn e Ti, nos quais apenas parte dos pares analisados enquadra-se, como é o caso de  $Gr_2-Bt_2$  do Domínio 1.

Tabela 12. Síntese dos resultados dos cálculos geotermométricos em kinzigitos de Porto Nacional.

AMOSTRA	FASES MINERAIS	FERRY & SPEAR (1978)	THOMPSON (1976)	CURRIE (1971)	HOLDWAY & LEE (1977)	HENSEN & GREEN (1973)	WELLS (1979)	PERCHUCK (1981)	HOINKES (1986)	INDARES & MARTIGNOLE (1985)	PERCHUK & LAURENTEVA (1983)	PERCHUK et al. (1985)	BHATTACHARYA et al. (1988)
PN-04	Gr13-Bt12	650°C	625°C					625°C	739°C	560°C			
PN-04	Gr11-Bt13	605											
PN-04	Gr14-Bt13	647	620										
PN-23.B	Gr19-Bt24	740	725					660	815	610			
PN-23.B	Gr23-Bt26	636	620										
PN-23.B	Gr26-Bt28 *	522	530					549	607	525			
PN-23.B	Gr29-Bt30 *	474	500										
PN-23.B	Gr30-Bt32 *	488	510										
PN-48	Gr33-Bt14	514	525					547	572	561			
PN-48	Gr34-Bt15	522	530					547	575	565			
PN-48	Gr35-Bt21	544	540					560	596	575			
PN-48	Gr33-Cd14		560	890	600	650	565			581	580	644	
PN-48	Gr34-Cd2		560	872	600	650	656			576	576	644	
PN-48	Gr35-Cd16		560	881	600	650	565			560	560	631	
PN-48	Gr31-Cd14		560	897	600	650	565						
PN-48	Gr32-Cd2		560	895	600	650	565						

Obs: Valores de referencia de P - amostra PN-48 = 5 a 6 kbar; (\*) simplectitos amostra PN-23.B = 6 kbar; amostras PN-23.B e PN-04 = 7 a 8 kbar

Os tipos Gr<sub>1</sub>-Bt<sub>1</sub> em função dos altos valores de Ti na biotita (TiO<sub>2</sub> > 4,2%) não se enquadram nestas regras, o que pode causar imprecisões na estimativa de temperaturas. Ao comparar-se esses resultados com os obtidos por outros métodos, em outros tipos de rochas (Opx-Cpx, Pl-Cpx, Pl-Hb em granulitos), inclusive da mesma localidade, nota-se que normalmente naquelas as temperaturas situam-se acima dos valores estimados por estes pares (i.e. T > 730°C).

### 7.3- DADOS GEOBAROMÉTRICOS - DOMÍNIO 1

As estimativas de pressão foram executadas fundamentalmente a partir de associações envolvendo granada-ortopiroxênio, granada-ortopiroxênio(ou clinopiroxênio)-plagioclásio, e plagioclásio-clinopiroxênio, presentes na maioria dos granulitos básicos e alguns enderbitos. Os geobarômetros testados para estes minerais, de vasto uso em rochas granulíticas, foram os métodos de WOOD & BANNO (1973), WOOD (1974), WELLS (1979), ELLIS (1980), HARLEY & GREEN (1982) e NEWTON & PERKINS III (1982). No caso das rochas paraderivadas, as únicas assembléias apropriadas para este fim envolvem o par cordierita-granada seguindo os métodos de CURRIE (1971), HENSEN & GREEN (1973), THOMPSON (1976), HOLDAWAY & LEE (1977) e WELLS (1979). Os resultados dos cálculos da pressão desses métodos acham-se na Tabela 13.

Os testes de equilíbrio desses minerais já foram anteriormente descritos quando das estimativas de temperaturas (Figuras 32 a 35). No caso das relações envolvendo granada e piroxênios, nota-se as tendências ao alinhamento (Figuras 34) requeridos ao estabelecimento do equilíbrio termodinâmico, assim como foram seguidos os mesmos procedimentos, anteriormente relatados para este fim, para a seleção dos minerais.

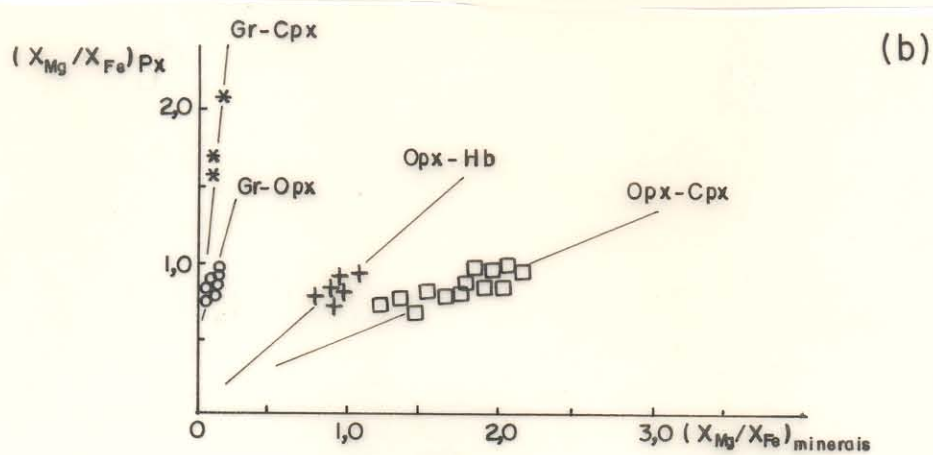
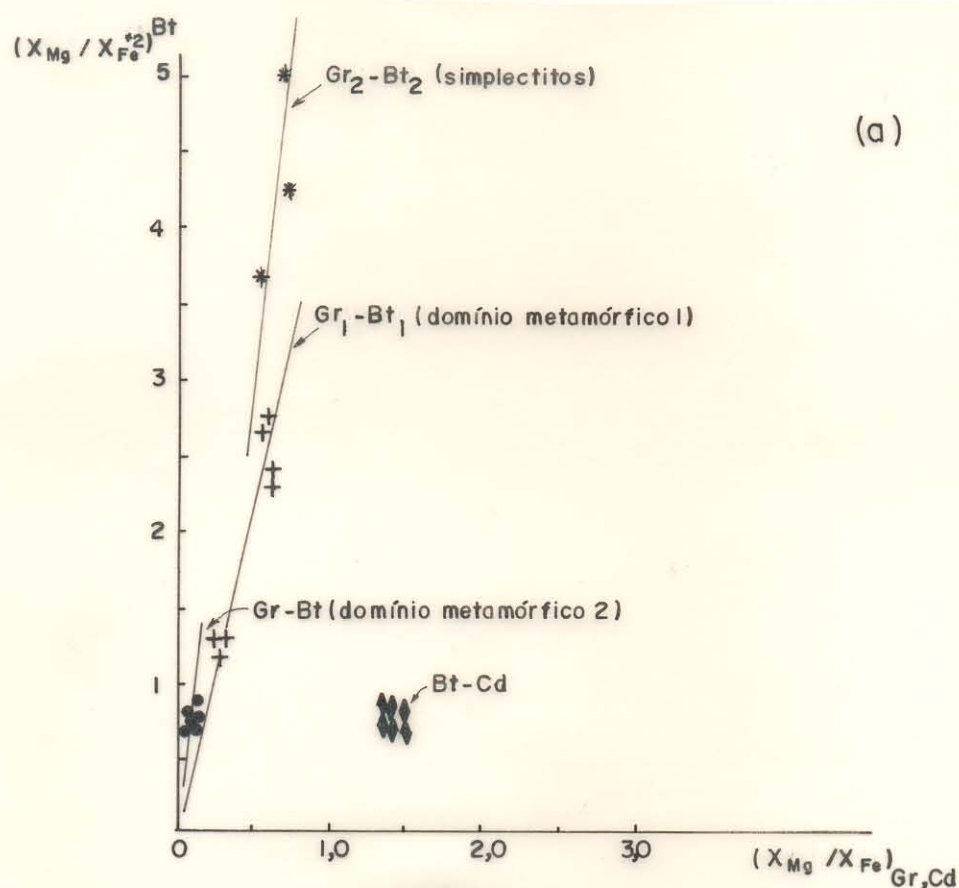


Figura 34- Diagramas de variação  $X_{Mg}/X_{Fe}$  entre pares minerais coexistentes: (a) Biotita-granada ou biotita-cordierita; (b) Ortopiroxênio-granada, ortopiroxênio-hornblenda ou ortopiroxênio-clinopiroxênio e clinopiroxênio-granada.

Tabela 13- Síntese dos resultados dos cálculos geobarométricos das rochas de alto grau da região de Porto Nacional.

AMOSTRA	FASES MINERAIS	WOOD & BANNO (1973)	WOOD (1974)	ELLIS(1980)		WELLS(1979)		NEWTON & PERKINS III (1982)		HARLEY & GREEN (1982)	
		800	800	700	800	700	800	700	800	700	800
PN-39.A	Gr2-Opx2	- 8,1	41							8,8	13,4
PN-39.A	Gr3-Opx6	0,14	49							16	21
PN-39.A	Gr1-Opx6									6,4	10,8
PN-39.A	Gr4-Opx5									10,6	15,5
PN-39.A	Gr2-Opx2-Pl38					6,5	6,6	5,8	6,8		
PN-39.A	Gr2-Opx2-Pl34					5,8	6,7	6,0	7,0		
PN-39.A	Gr3-Opx6-Pl35					5,9	6,0	6,3	7,4		
PN-39.A	Gr2-Cpx5-Pl34							5,0	6,0		
PN-39.A	Gr3--Cpx6-Pl35							5,0	6,2		
PN-39.A	Cpx5-Pl34			8,5	7,8						
PN-39.A	Cpx6-Pl35			5,1	4,0						
PN-39.A	Cpx8-Pl41			7,2	6,4						
PN-08	Gr8-Cpx16-Pl19							6,5	7,8		
PN-08	Gr10-Cpx16-Pl18							6,5	8,0		
PN-08	Gr9-Cpx16-Pl18							5,3	6,6		
PN-08	Cpx8-Pl19			9,2	8,6						
PN-08	Cpx8-Pl18			9,3	8,7						
PN-01	Cpx26-Pl16			7,3	6,4						
PN-01	Cpx25-Pl15			4,7	3,6						
PPN-III-6B	Cpx12-Pl48			7,3	6,4						
PPN-III-6B	Cpx14-Pl49			8,3	7,5						
PN-10	Cpx9-Pl44			7,9	7,1						
PN-40.A	Cpx18-Pl22			7,8	7,0						
PN-40.A	Cpx21-Pl28			7,0	6,1						
PN-40.A	Cpx24-Pl32			4,9	3,8						
		WELLS (1979)	CURRIE (1971)	HENSEN & GREEN(1973)		HOLDAWAY & LEE (1977)		THOMPSON (1976)			
PN-48	Cd14-Gr33	5,2	≈ 4,4	≈ 6,7		≈ 6,0		5,5 - 6,0			
PN-48	Cd2-Gr34	5,3	≈ 4,4	≈ 6,7		≈ 6,0		5,5 - 6,0			
PN-48	Cd16-Gr35	5,3	≈ 4,4	≈ 6,7		≈ 6,0		5,5 - 6,0			
PN-48	Cd14-Gr31	5,1	≈ 4,4	≈ 6,7		≈ 6,0		5,5 - 6,0			
PN-48	Cd2-Gr32	5,3	≈ 4,4	≈ 6,7		≈ 6,0		5,5 - 6,0			

(obs: valores em kbar)

### 7.3.1- Método de Wood & Banno

O geobarômetro construído por estes autores baseia-se na reação de solução sólida envolvendo ortopiroxênio e granada:



e estabelecem a seguinte expressão geobarométrica empírica:

$$P = 1 + \frac{\{RT_0 \ln[(X_{\text{Mg}}^{\text{M1Opx}})(X_{\text{Mg}}^{\text{M2Opx}})^2(X_{\text{Al}}^{\text{M1Opx}})/(X_{\text{Mg}}^{\text{Gr}})^3] + 4207 - 2,69T_0\}}{\Delta v} ;$$

onde:

$$X_{\text{Mg}}^{\text{M1}} = (\text{Mg}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \cdot (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})_{\text{M1}} ;$$

$$X_{\text{Mg}}^{\text{M2}} = (\text{Mg}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \cdot (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})_{\text{M2}} ;$$

$$X_{\text{Al}}^{\text{M1}} = (\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}})/2 ;$$

$$X_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} = \text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Ca}^{2+} + \text{Mn}^{2+}) ;$$

$\Delta v$  = variação de volume da reação ;

R = constante dos gases perfeitos.

Os dados obtidos por este método (Tabela 13) indicam pressões incompatíveis, resultando em valores negativos ou extremamente baixos, o que não condiz com os dados geológicos observados. Como se trata de uma formulação empírica e como o método desconsidera a atividade do cálcio na granada (i.e., considera a granada como piropo puro) tem sido questionada a sua validade para seqüências metamórficas.

### 7.3.2- Método de Wood

O outro método aplicado aos mesmos pares minerais do método anterior, foi o de WOOD (1974) que, apropriando-se da mesma reação granada-ortopiroxênio de seu artigo anterior, formula nova equação empírica:

$$P = (RT/\Delta v) \cdot \ln\{(X_{Al}^{M1})^{Opx} \cdot (1-X_{Al}^{M1})^{Opx} / (1-X_{Ca}^{Gr})^3\} + (7012 - 3,89T/\Delta v) - C(X_{Fe}^{Opx})(1 - 2X_{Al}^{M1}) ;$$

onde:

$$X_{Al}^{M1} = (Al^{VI} + Al^{IV})/2 ;$$

$$X_{Fe}^{Opx} = Fe^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+}) ;$$

$$X_{Ca}^{Gr} = Ca^{2+} / (Ca^{2+} + Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+}) ;$$

$\Delta v$  = variação de volume da reação;

C = 10.450;

T = temperatura de referência.

Os dados conseguidos através deste método (Tabela 13) revelam, do mesmo modo, valores irreais para a pressão, situando-a acima de 40 kbars, o que é excessivamente alto e, igualmente ao método anterior, se obtém resultados incoerentes em relação aos dados existentes.

### 7.3.3- Método de Harley & Green 1982

O método desenvolvido por estes autores para o par granada-ortopiroxênio utiliza a mesma reação de WOOD (1974) e WOOD & BANNO (1973):



e baseia-se na solubilidade da alumina no ortopiroxênio coexistente com granada, e nas frações molares do  $Fe^{2+}$  no ortopiroxênio e do  $Fe^{2+}$  e Ca na granada, a partir dos quais obtiveram a seguinte formulação:

$$P = (1/\Delta v_r) \cdot \{(\text{RlnK}-2,93)T + 5650 + 5157(1-X_{\text{Al}}^{\text{M1}})(1-2X_{\text{Al}}^{\text{M1}})X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} - 6300[X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Gr}} + (X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}})^2]\}$$

onde;

$$\Delta v_r = -\{183,3 + 178,98[X_{\text{Al}}^{\text{M1}}(1-X_{\text{Al}}^{\text{M1}})]\} \text{ cal/kbar ;}$$

$$K = [X_{\text{Al}}^{\text{M1}}(1-X_{\text{Al}}^{\text{M1}})/(1-X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}})^3] ;$$

$$X_{\text{Al}}^{\text{M1}} = \text{Al}/2 ;$$

$$X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}) ;$$

$$X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mg}) ;$$

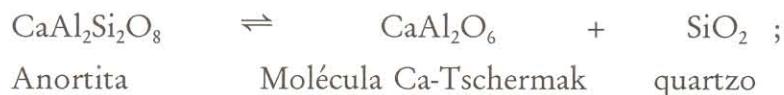
$$X_{\text{Fe}}^{\text{Gr}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Ca} + \text{Mg}) ;$$

T = temperatura de referência.

Os valores calculados segundo este método indicam, para temperatura de referência de 800°C, pressões entre 10 e 15 kbar, com um valor mais elevado de 21 kbar; e para temperaturas de 700°C, pressões entre 6 e 10 kbar com um valor anômalo de 16 kbar (Tabela 13). Fazendo-se uma análise desses resultados, nota-se, em primeiro lugar, a sensibilidade muito grande deste método em relação à temperatura, pois para cada 100°C de diferença há uma variação na pressão correspondente a aproximadamente 5 kbar. Em segundo lugar, embora estes valores estejam mais próximos aos de terrenos granulíticos, há uma certa dispersão dos valores de P, prejudicando a confiabilidade absoluta desses resultados.

#### 7.3.4- Método de Ellis

ELLIS (1980) desenvolveu um geobarômetro para a assembléia plagioclásio-clinopiroxênio-quartzo com aplicação comum em granulitos máficos. A base do método é formalizada a partir da reação:



ensejando a expressão geobarométrica:

$$P = \frac{5360 + T(2,9876 + 1,9872 \ln k) + 12864 X_{CaTs}(1 - X_{CaTs})}{0,349} - \frac{26885 [X_{CaTs}(1 - X_{CaTs})]^2 - X_{Ab} X_{An} [967 + 715(X_{Ab} - X_{An})]}{0,349} ;$$

onde:

$X_{CaTs}$  = fração molar de Tschermak no clinopiroxênio;

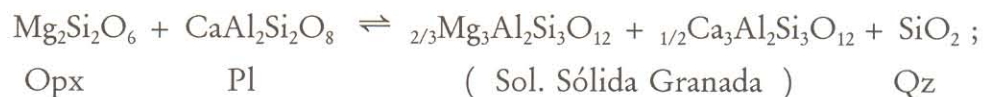
$X_{Ab}$ ,  $X_{An}$  = frações molares de albita e anortita no plagioclásio;

$k = X_{CaTs}/X_{An}$  = constante de equilíbrio.

No caso dos granulitos em apreço, nos quais a associação plagioclásio-clinopiroxênio é freqüente, este método foi testado na maioria das amostras analisadas, e em vários pares numa mesma amostra, o que significa uma boa representatividade analítica. A aplicação deste geobarômetro resultou em pressões na faixa de 7 a 9,3 kbar correspondentes a uma temperatura de 700°C, com raros valores anômalos abaixo de 5 kbar, e pressões entre 6 e 8,7 kbar para temperatura de 800°C, excetuando-se raros valores inferiores a 4 kbar (Tabela 13).

### 7.3.5- Método de Wells

WELLS (1979) elaborou sua formulação termodinâmica baseando-se na reação:



chegando a propor a seguinte fórmula:

$$P = 1 + \frac{3300 + 6,26T + RT \ln [(X_{Ca}^{Gr}) \cdot (X_{Mg}^{Gr})^2 / (X_{Mg}^{M1Opx} \cdot X_{Mg}^{M2Opx} \cdot X_{An}^{Pl})]}{0,56771} + \frac{RT \ln [\gamma_{Ca}^{Gr} \cdot \gamma_{Mg}^{Gr} / \gamma_{An}^{Pl}]}{0,56771} ;$$

onde:

$X_{Ca}^{Gr}, X_{Mg}^{Gr}, X_{An}^{Pl}$  = frações molares do Ca e Mg na granada e da anortita no plagioclásio;

$X_{Mg}^{M1}, X_{Mg}^{M2}$  = corresponde a distribuição de Mg nas posições estruturais  $M_1$  e  $M_2$  do ortopiroxênio;

$\gamma_{Ca}^{Gr}, \gamma_{Mg}^{Gr}, \gamma_{An}^{Pl}$  = coeficientes de atividade do Ca, Mg na granada e da anortita no plagioclásio.

Destaca-se neste caso que o Coeficiente de Margules usado seguiu a proposta de WELLS (1979) e  $\gamma_{An}^{Pl}$  foi conseguido através da fórmula de NEWTON & PERKINS III (1982).

A reação metamórfica em que se baseou este geobarômetro ( $Opx + Pl \rightleftharpoons Gr + Cpx + Qz$ ), reconhecida em rochas de composição básica nos terrenos granulíticos de várias partes do mundo, envolve a desestabilização de ortopiroxênio e plagioclásio para a geração de granada e clinopiroxênio além de quartzo e óxidos de Fe. Nos granulitos aqui estudados ela tem presença regular, especialmente nos tipos básicos onde são marcantes suas texturas simplectíticas (Figuras 39a, b, c; 40a, b, d, e).

Este método, testado e calibrado em rochas das fácies granulito e anfibolito, difere dos anteriores por incluir coeficientes de atividade de componentes importantes de moléculas da reação, tais como Ca e Mg da granada, e Ca do plagioclásio, além de ser pouco sensível às variações de temperatura.

Os resultados conseguidos por este método para as rochas da área, como podem ser vistos na Tabela 13, situam-se aproximadamente na faixa de 6 a 7 kbar (a partir da temperatura de referência 800°C).

### 7.3.6- Método de Newton & Perkins

NEWTON & PERKINS III (1982) consideraram a mesma associação mineral utilizada por WELLS (1979) (Gr-Pl-Px-Qz), comum em granulitos básicos e quartzo-feldspáticos, aproveitando calibrações termodinâmicas experimentais mais recentes, com testes em vários complexos granulíticos mundiais. Formularam duas expressões geobarométricas, dependentes

do tipo de piroxênio presente (orto ou clinopiroxênio):

$$P_{\text{Opx}} = 3944 + 13,070 T + 3,5038 T \ln K_A \text{ (incerteza } \pm 1500 \text{ bars)}$$

$$P_{\text{Cpx}} = 675 + 17,179 T + 3,5962 T \ln K_B \text{ (incerteza } \pm 1600 \text{ bars) ;}$$

onde:

$$K_A = (a_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} \cdot a_{\text{Mg}}^{\text{Gr}})^2 / (a_{\text{An}}^{\text{Pl}} \cdot a_{\text{En}}^{\text{Opx}});$$

$$K_B = (a_{\text{Ca}}^{\text{Gr}})^2 \cdot a_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} / (a_{\text{An}}^{\text{Pl}} \cdot a_{\text{Di}}^{\text{Cpx}});$$

$a_{\text{Ca}}^{\text{Gr}}, a_{\text{Mg}}^{\text{Gr}}$  = atividades do Ca e Mg na granada;

$a_{\text{En}}^{\text{Opx}}, a_{\text{Di}}^{\text{Cpx}}$  = atividades da enstatita e do diopsídio no orto e clinopiroxênio.

Os resultados obtidos por estas fórmulas (Tabela 13) revelam que para essas associações os valores de pressão variam entre 5,0 e 6,5 kbar quando se utiliza temperatura de 700°C, e entre 6,0 e 8,0 kbar quando calcula-se com temperatura de 800°C.

#### 7.4- DADOS GEOTERMOBAROMÉTRICOS - DOMÍNIO 2

A presença de cordierita em associação com granada e adicionalmente sillimanita, biotita, plagioclásio e quartzo foi localizada em dois pontos na área, a su-sudoeste e leste de Porto Nacional correspondendo a terrenos do Domínio Metamórfico 2 (Figuras 42c, d, 43d - Cap. 8). No restante deste domínio torna-se freqüente a ocorrência de granada e biotita com sillimanita e eventualmente andaluzita e estauroлита em tipos pelito-semipelíticos. Neste caso, como não se obteve amostragem adequada de rochas com outras fases minerais, as únicas apropriadas para aplicação de geotermômetros e geobarômetros foram as que continham os pares cordierita-granada e biotita-granada. Conseqüentemente selecionou-se os métodos de

CURRIE (1971), HENSEN & GREEN (1973), THOMPSON (1976), HOLDAWAY & LEE (1977), FERRY & SPEAR (1978) e WELLS (1979), comumente usados na literatura para estimativas de P e T em seqüências metamórficas deste tipo.

Analisando os dados da Tabela 6 verificou-se que as granadas do Domínio 2 são composicionalmente diferentes daquelas do Domínio 1 (considerando tipos petrográficos semelhantes), fato já discutido no Capítulo 6, correspondendo à série almandina-espessartita (AL=71, SP=15) com alta razão Fe/Fe+Mg ( $\approx 0,90$ ), assim como as biotitas são relativamente mais pobres em Ti e Mg e mais ricas em Fe, classificando como Fe-biotitas (Figura 27 - Cap.6).

As cordieritas expressas na Tabela 10 têm composição intermediária, com quantidades aproximadamente iguais de Fe e Mg, com ligeiro aumento do primeiro (FeO=9,3%; MgO=7,3%) e razões Fe/Fe+Mg = 0,42.

Nas figuras 34 e 35 estão situados os pares cordierita-granada e biotita-granada coexistentes, selecionados para aplicação de geotermômetros e geobarômetros. Nota-se no diagrama  $Al_2O_3$ -FeO-MgO (Figura 35), que as interligações composicionais granada-cordierita mostram o paralelismo requerido ao equilíbrio, embora sem haver destaque maior, em função da homogeneidade composicional dos minerais. No caso da Figura 34, onde estão estabelecidas as relações entre as frações molares de Mg e Fe da biotita com a granada, permite a definição de alinhamentos aproximados, sugerindo o estabelecimento dos equilíbrios, já observados petrograficamente, entre estas fases minerais.

#### 7.4.1- Geotermobarômetros granada-cordierita

##### 7.4.1.1- Método de Currie

CURRIE (1971) utilizou-se da reação  $3 \text{ Cordierita} \rightleftharpoons 2 \text{ Granada} + 4 \text{ Sillimanita} + 5 \text{ Quartzo}$ , para estabelecer as formulações termodinâmicas do equilíbrio entre granada e cordierita coexistentes em rochas metamórficas ricas em alumina e sílica. Baseou-se

fundamentalmente no coeficiente de distribuição ( $K$ ) entre Mg e Fe da cordierita e granada, estabelecendo uma relação direta com a temperatura, cuja fórmula é a seguir expressa:

$$T = 4515 \div (6,37 - \ln K).$$

A pressão, de posse da temperatura calculada, pode ser estimada graficamente (Figura 3, página 224 - CURRIE, 1971) usando-se a fração molar de Fe na cordierita.

O equilíbrio entre esses pares minerais está demonstrado pela Figura 35. As temperaturas obtidas por este método (Tabela 13) situam-se na faixa de 872 a 897°C e as estimativas de pressão acerca de 4,4 kbar.

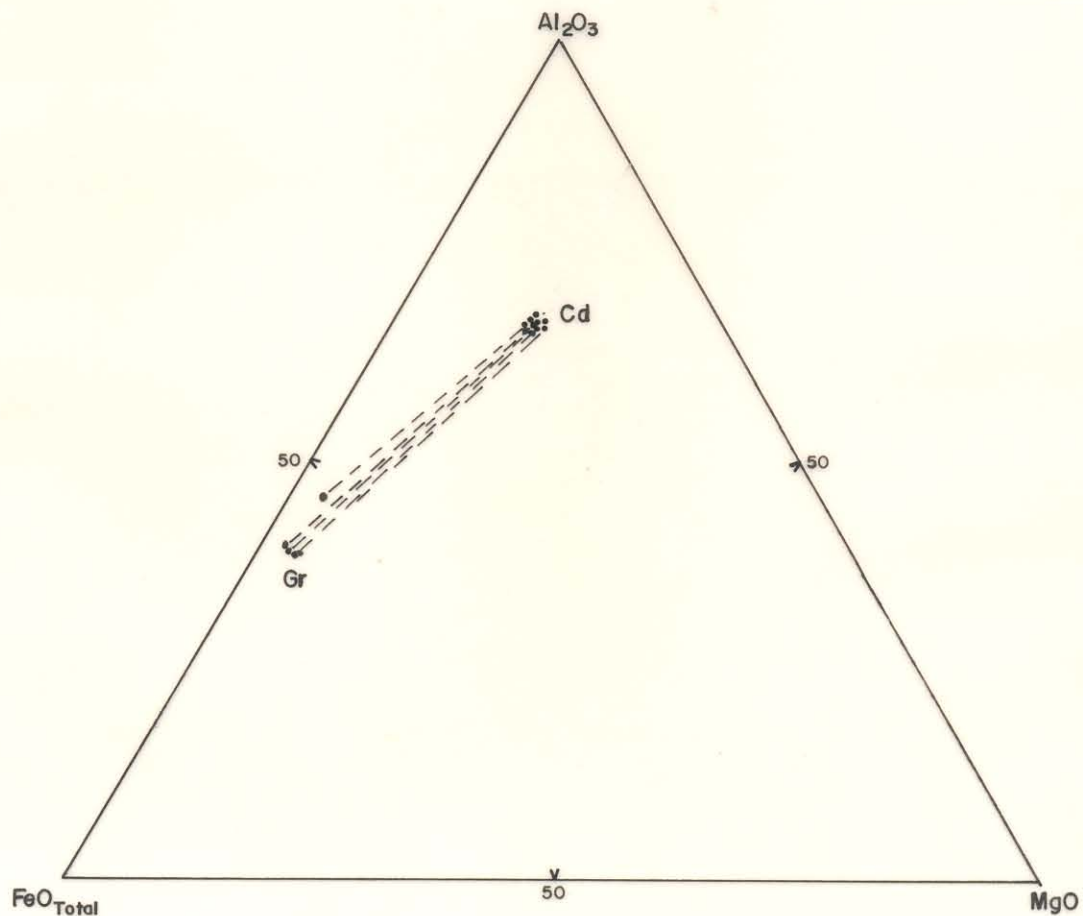


Figura 35- Equilíbrio entre granada e cordierita coexistente em kinzigitos de Porto Nacional.

Esses valores calculados para a temperatura são muito elevados comparados às estimativas efetuadas pelos métodos clássicos, de modo que estão acima das condições metamórficas supostas para as rochas deste domínio e suportadas pelos dados petrográficos.

CURRIE (1971) no entanto, alerta para a insensibilidade deste geotermômetro para razões  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) > 0,7$  na granada, e como nos casos estudados essas razões estão acima desta faixa, é provável que esteja aí a explicação para os altos valores encontrados. A pressão, por outro lado, é compatível com os dados petrográficos.

#### 7.4.1.2- Métodos de Hensen & Green, Thompson e Holdaway & Lee

Os geotermômetros e geobarômetros desses autores utilizam-se de construção gráfica para o estabelecimento da pressão e da temperatura, todos baseados na distribuição Fe-Mg no par cordierita-granada em equilíbrio.

HENSEN & GREEN (1973) construíram um diagrama conjugado P-T-X (Figura 2, página 154 - HENSEN & GREEN, 1973) para aplicação direta em associações minerais naturais, considerando a reação  $\text{Cordierita} \rightleftharpoons \text{Granada} + \text{Sillimanita} + \text{Quartzo}$ . Pressão e temperatura são calculadas através do ponto de interseção das curvas das frações molares de Mg em granada e cordierita coexistentes ( $X_{\text{Mg}}^{\text{Gr}}$ ;  $X_{\text{Mg}}^{\text{Cd}}$ ). Plotando-se os dados da região em estudo ( $X^{\text{Cd}}=0,57-0,58$ ;  $X^{\text{Gr}}=0,10-0,11$ ) nota-se que as curvas se interceptam fora do campo calibrado pelos autores, e a extrapolação revela que as temperaturas seriam inferiores a  $650^{\circ}\text{C}$  e as pressões acima de 7 kbar (Tabelas 12 e 13). HENSEN & GREEN (1973) alertam, entretanto, para interferências no campo de estabilidade de granada quando há altas concentrações de Mn. Nesse caso, como os valores de manganês não são baixos ( $\text{MnO} = 6\%$ ), uma das causas desta projeção pode estar neste fato.

O método de HOLDAWAY & LEE (1977) utiliza procedimentos semelhantes, sendo que a pressão e a temperatura podem ser calculadas graficamente pela interseção de curvas de composição (% molar Fe/Fe+Mg) da cordierita com a da granada (Figura 6, página

192 - HOLDAWAY & LEE, 1977). Projetando-se os dados desta tese (Cd=40-41%; Gr=89-90%) as interseções situam-se próximas ao limite do diagrama, correspondendo aproximadamente a temperaturas de 600°C e pressões de 6,4 kbar (Tabelas 12 e 13).

O método aplicado por THOMPSON (1976) utilizou dados experimentais e termodinâmicos com estimativas de P e T em fases naturais, extendendo sua aplicação à vários ambientes metamórficos cuja associação cordierita-granada-sillimanita-biotita-quartzo esteja presente. A determinação da temperatura é feita pelo método gráfico (Figura 1A, página 429 - THOMPSON, 1976) onde estabelece a relação do logaritmo neperiano do coeficiente de distribuição da granada e da cordierita ( $\ln K_D$ ) com a temperatura, ou ainda pela interseção das curvas composicionais (frações molares dos dois minerais), que estabelecem simultaneamente a pressão e temperatura (Figura 2B, página 435 - THOMPSON, 1976). Utilizando-se do primeiro diagrama, as temperaturas obtidas situam-se na faixa de 560°C ( $\ln K_D = 2,4$ ), e calculando-se pelo outro diagrama as curvas referentes aos dados de Porto Nacional ( $X_{Mg}^{Gr} = 0,1$ ;  $X_{Mg}^{Cd} = 0,57-0,58$ ) projetam a interseção um pouco fora do campo estabelecido, cuja extrapolação a faz situar-se a temperaturas semelhantes ( $T = 560^\circ\text{C}$ ) e pressões de ordem de 5,8 kbar (Tabelas 12 e 13). Neste caso, nota-se que esta posição situa-se bem próxima ao ponto tríplice dos polimorfos de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  definido por RICHARDSON et al. (1969).

#### 7.4.2- Geotermômetros Granada-Biotita

Os métodos geotermométricos de THOMPSON (1976) e FERRY & SPEAR (1978), ambos de construção gráfica, foram testados no par granada-biotita do Domínio Metamórfico 2 e os resultados foram muito semelhantes (Tabela 12). No primeiro caso as temperaturas obtidas através da projeção do  $\ln K_D$  da biotita-granada na curva média do diagrama (Figura 1B, página 429 - THOMPSON, 1976) variam entre 525 e 540°C, enquanto que utilizando o termômetro de FERRY & SPEAR (1978) os valores calculados para a temperatura situam-se no intervalo de 514 e 544°C (cálculo gráfico, Figura 3, página 115, ou cálculo matemático pela fórmula  $\ln K = 2109/T + 0,782$  - FERRY & SPEAR, 1978).

## 7.5- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O somatório dos dados petrográficos, metamórficos, químico-mineralógicos e geotermobarométricos de rochas dos domínios metamórficos em apreço, revela condições metamórficas diferentes entre eles, assim como também, internamente, dentro de um próprio domínio, registram-se variações nas condições de P-T.

Analisando-se os resultados dos cálculos da temperatura e da pressão e comparando-se os valores obtidos pelos diferentes métodos, nota-se em uma primeira instância a incompatibilidade entre eles, sendo que alguns métodos têm resultados anômalos e até absurdos, de modo que se deve verificar a validade desses resultados e tratá-los com cuidado, balanceando aos outros dados de campo (tectono-estruturais) e principalmente petrográficos.

As temperaturas obtidas em rochas do Domínio 1 (que corresponde à facies granulito), através dos métodos de KRETZ (1963), WOOD & BANNON (1973) e WELLS (1977), situam-se freqüentemente na faixa de 760-860°C. Pode-se notar, entretanto, que há pequenas diferenças entre as estimativas de cada método, de modo que os valores de WOOD & BANNON (1973) estão sempre abaixo dos outros geotermômetros (média 772°C) e os valores de WELLS (1977) são os mais elevados (média 866°C). Considerando-se, entretanto, a incerteza desses termômetros ( $\pm 50$  a 70°C), essas diferenças podem ser desconsideradas e estes valores estão em perfeita coerência com as condições metamórficas da área, definidas no Capítulo 8.

As estimativas obtidas em pares plagioclásio-hornblenda, associados a orto e clinopiroxênio, através do geotermômetro de BLUNDY & HOLLAND (1990), mostram um valor médio para a temperatura de aproximadamente 790°C, o que demonstra perfeita coerência com os dados petrográficos de equilíbrio dentro da facies granulito. Contudo, comparado aos dados acima este valor corresponde à faixa de temperaturas mais baixas, e se supõe que reflita estágios tardios de estabilização da facies granulito, isto é, do arrefecimento das condições metamórficas na região.

Por outro lado, os resultados obtidos por outros métodos nos pares granada-biotita em paragnaises de alto grau não mantém a mesma faixa de valores dos granulitos a eles associados, situando-se muito abaixo daquelas temperaturas, aproximadamente entre 605-740°C. Esse fato, em princípio, permite algumas considerações a respeito do seu significado:

- 1) composição inadequada da biotita, que pela sua riqueza em titânio, conforme alertado por alguns autores, resulta em imprecisões no cálculo da temperatura, e portanto estaria fora dos limites de calibração do método;
- 2) possibilidade do estabelecimento de condições metamórficas mais baixas nesses tipos de rochas em função da  $P_{H_2O}$  mais elevada no sistema paragnaisse, resultando inclusive em anatexia mais extensiva;
- 3) possibilidade dessas associações minerais registrarem valores mínimos da temperatura durante o processo metamórfico, abaixo das condições do pico térmico, devido a reequilíbrios tardios na fase de arrefecimento das condições P-T do metamorfismo. É oportuno destacar que algumas relações texturais revelam crescimento de certos cristais de granada pós-sillimanita (vide Capítulo 8), assim como também de biotita, o que caracteriza a blastese de um grupo de minerais no decaimento da temperatura.

Em relação à pressão, a análise dos dados obtidos em diferentes métodos revela discrepâncias muito grandes, ou até intervalos de valores muito amplos numa mesma amostra por alguns métodos, tais como os barômetros de WOOD & BANNO (1973), WOOD (1974) e HARLEY & GREEN (1982), os dois primeiros indicando extremos anômalos com os valores muito baixos, até negativos, ou então muito elevados, que os situariam em condições profundas do manto. Isto em grande parte deve-se à formulação empírica desses métodos, sem calibração experimental, ou à falta de consideração do método a componentes químicos importantes, que fazem parte das reações de equilíbrio mineral em exemplos naturais. O terceiro método (HARLEY & GREEN, 1982) indicou intervalos bastante amplos para a pressão (diferença de  $\pm 5$  kbar), além dos valores situarem-se bem acima da média estabelecida pela maioria dos outros métodos, isto é, entre 10 e 15 kbar, portanto não se pode levá-los em consideração.

Os outros métodos (WELLS, 1979; ELLIS, 1980; NEWTON & PERKINS III, 1982) apresentam intervalos de pressão entre 6,0 a 8,7 kbar (para temperaturas de referência 800°C). Desconsiderando alguns valores anômalos, e considerando-se a faixa de erro ( $\pm 1,5$  a 1,6 kbar), e uma média aproximada de 7 kbar, esses valores são bastante satisfatórios para as condições metamórficas do terreno granulítico de Porto Nacional.

Considerando os dados obtidos em rochas do Domínio Metamórfico 2, exclusivamente em rochas paraderivadas, deve-se em primeiro lugar ressaltar que, devido à carência de amostragem, não há uma representatividade como as do Domínio 1. As temperaturas obtidas pela maioria dos métodos empregados enquadram-se na faixa de 514 a 650°C, com uma temperatura média de 560°C (geotermômetros de HENSEN & GREEN, 1973; THOMPSON, 1976; HOLDAWAY & LEE, 1977; FERRY & SPEAR, 1978; WELLS, 1979). As temperaturas calculadas pelo geotermômetro de CURRIE (1971) são completamente discrepantes destes valores (acima de 870°C), e se conclui que não podem ser consideradas.

Conclusivamente, abonando-se os problemas decorrentes de alguns métodos ou composições inapropriadas, as pressões calculadas estão em perfeita harmonia com as estimativas feitas através dos estudos clássicos, baseado nas associações minerais, situando-se entre 5,1 e 6,7 kbar com um valor médio de 5,6 kbar.

## 8- METAMORFISMO

### 8.1- INTRODUÇÃO

A análise integrada dos dados de campo, estruturais-microtexturais, petrográficos, juntamente com as análises químicas de rochas e minerais e as estimativas de P e T da região de Porto Nacional, revelam a atuação de uma sucessão de processos tectono-metamórficos sobre seqüências de rochas orto e paraderivadas do Proterozóico Inferior ou Arqueano(?) e sobre outras seqüências supracrustais meso-neoproterozóicas.

A distribuição cartográfica do metamorfismo, no nível espacial, pode ser visualizada na Figura 36, onde estão destacados os principais domínios metamórficos, assim como as associações minerais principais que também estão expressas adiante. Os domínios de maior interesse a este estudo, onde se coletou a grande maioria dos dados, compreende a faixa central, de orientação NE-SW, representando terrenos de alto grau metamórfico compostos por rochas do Complexo Porto Nacional e da Formação Morro do Aquiles. Os demais representam áreas estabilizadas em condições mais brandas de metamorfismo ou mesmo conjuntos isentos de transformações metamórficas. Esses domínios correspondem a frações de diferentes níveis crustais representantes da infra, média e supracrosta que hoje acham-se justapostos por cavalgamentos, transcorrências regionais ou mesmo por falhas normais (vide Capítulo 4).

### 8.2- DOMÍNIOS METAMÓRFICOS E ASSOCIAÇÕES MINERAIS

#### 8.2.1- Domínio 1

Ocupa predominantemente a porção nordeste da área (Figura 36) com larguras de aproximadamente 30 km, e a sul ocorre esporadicamente em pequenas porções nos arredores de Porto Nacional, isolados em janelas erosivas dos sedimentos ou em ilhas e encostas do rio Tocantins a montante e juzante de Porto Nacional, de modo a tornar-se raro para su-sudoeste da área, em grande parte devido a transformações retrometamórficas intensas nas rochas dessa região. A nor-nordeste desaparecem sob camadas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

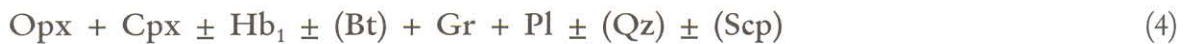


Compreendem rochas granulíticas e gnáissicas com ampla variação composicional, desde tipos paraderivados de natureza pelito-grauváquica a ortoderivados ultramáficos a ácidos. Por todo este domínio o mineral comum, encontrado em rochas ortoderivadas, é o ortopiroxênio, assim como, nos tipos paraderivados, estão presentes sillimanita e/ou cianita e granada juntamente com plagioclásio antipertítico. No entanto, em função das condições P-T locais e da ampla variação composicional dos litotipos presentes, estabeleceu-se um variado conjunto de associações minerais em equilíbrio, cujas principais acham-se indicadas abaixo:

\* Rochas ultramáficas



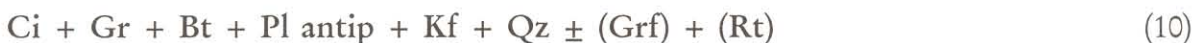
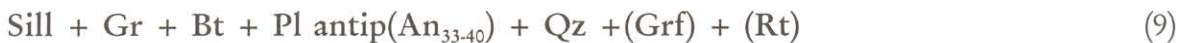
\* Rochas máficas



\* Rochas tonalíticas/granodioríticas



\* Rochas paraderivadas pelito-grauváquicas



\* Rochas ácidas



\* Mobilizados trondhjemíticos



Pela análise dessas associações minerais e de suas relações microtexturais pode-se concluir que neste domínio as rochas alcançaram a fácies granulito, embora se note que as condições metamórficas sofreram certas mudanças e variações em determinados locais, muitas vezes só observadas na escala microscópica, seja devido a processos tectono-metamórficos tardios ou posteriores aos principais, seja por variações das condições locais, químicas ou estruturais (p.ex., ação de fluidos, concentração de deformação) como vai ser discutido adiante.

As associações minerais predominantes entre os metabasitos podem ser agrupadas em três tipos: a) anidras, correspondentes a gabro-noritos (2); b) hidratadas, contendo hornblenda primária (marrom) em equilíbrio com ortopiroxênio (3 e 4); e c) com granada, fortemente marcadas por texturas reacionais coroníticas.

As do primeiro tipo (associação 2) correspondem a equilíbrios na fácies granulito (subfácies piroxênio granulito) em ambiente pobre em água ( $P_{H_2O} \ll P_{total}$ ). Esta situação desenvolveu-se em escala limitada, presente apenas em pequenos núcleos centimétricos em determinados granulitos máficos, e acredita-se representar duas situações: 1) corresponder a associações magmáticas reliquiares (tipo gabro-noritos) reequilibradas na fácies granulito; ou 2) corresponder a associações-índice do pico de metamorfismo granulítico na área (fácies piroxênio granulito) preservadas em meio as associações hidratadas que se estabilizaram em condições metamórficas levemente inferiores às das associações anidras.

O segundo tipo (associações 3, 4, 7 e 8), bem mais freqüente nas rochas da região, contém hornblenda primária (Hb1) marrom-esverdeada em perfeito equilíbrio com orto e clinopiroxênio (Figuras 42a, 43a, 46d), assim como também, freqüentemente, em desequilíbrio (Hb<sub>2</sub>) substituindo os piroxênios em suas margens e fissuras (Figuras 46a, b; 47b; 48a). Outro mineral que também ocorre em associações de outros tipos composicionais (7 a 12) é a biotita. Em função da presença desses minerais, conclui-se que a área foi submetida também a condições metamórficas mais hidratadas (subfácies hornblenda granulito) e que evoluiu até tardiamente, em parte no processo regressivo.

O terceiro caso é definido pela presença de granada com ou sem ortopiroxênio (associações 2, 3, 4, 5 e 6) cujas feições texturais principais são marcadas por coroas de granada em torno de cristais de plagioclásio e piroxênio, com simplectitos de quartzo e clinopiroxênio (Cpx<sub>2</sub>) (Figuras 39 e 40). Representam reações metamórficas incompletas entre plagioclásio cálcico e hiperstênio ( $Pl + Opx \rightleftharpoons Gr + Cpx_2 + Qz$ ) similares as encontradas em diversos terrenos granulíticos do mundo (DE WAARD, 1965; GREEN & RINGWOOD, 1967; YARDLEY, 1989). As investigações realizadas neste trabalho indicam que a formação da associação simplectítica (Gr+Cpx<sub>2</sub>+Qz) sucedeu a cristalização inicial em equilíbrio da associação principal da fácies granulito, e deve representar mudanças tardias nas condições P-T, ainda na fácies granulito. Essas mudanças deram-se, provavelmente, em função de modificações na posição crustal do terreno granulítico por processos tectônicos, causando variações de P-T no sistema (queda da temperatura, aumento da pressão) impondo reequilíbrios parciais aos minerais.

Por outro lado, a presença de espinélio associado à granada na ausência de ortopiroxênio (associação 6) é um indicador de temperatura alta e pressões moderadas a altas (FROST, 1991).

Considerando as associações das rochas paraderivadas (9 a 12), onde são freqüentes a coexistência de sillimanita/cianita com granada, plagioclásio antipertítico, microclínio e biotita marrom-avermelhada, na ausência de muscovita, atingindo a anatexia, e que se acham intercalados com rochas granulíticas das associações descritas acima, estimou-se também condições metamórficas de temperatura alta e pressões média a alta, i.e. na fácies granulito.

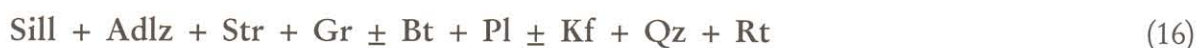
### 8.2.2- Domínio 2

Ocupa o setor central da área, compreendendo uma faixa irregular projetada aproximadamente na direção NNE-SSW estendendo-se dos arredores de Porto Nacional a Brejinho de Nazaré e cuja unidade estratigráfica principal corresponde à Formação Morro do

Aquiles (Figura 36). Por ocupar áreas de grande domínio de coberturas sedimentares ou de solos, muitas vezes amplamente denudadas, suas exposições são descontínuas, não permitindo traçar precisamente seus limites (Figura 36, Anexo B). As características dos litotipos neste domínio diferem das do anterior, tanto nos aspectos estruturais quanto mineralógicos. Assim, as rochas são bem mais foliadas apresentando marcantes tramas miloníticas e raramente encontra-se ortopiroxênio. Os anfibólios são tipos esverdeados e a biotita é marrom. Reúnem granulitos retrometamorfizados, gnaisses tonalíticos e anfibolitos, xistos e paragnaisses, além de anortositos fortemente milonitizados e imbricados tectonicamente.

As associações minerais em equilíbrio reconhecidas neste domínio são:

\* Metapelitos/semipelitos



\* Metabasitos



\* Meta-anortositos



Analisando as associações minerais deste domínio não se verifica a presença de ortopiroxênio, a não ser localmente como cristais reliquiares em granulitos anfibolitizados, representando talvez frações tectônicas do Domínio 1 similares às descritas por WATSON (1973). Tal fato limita o estabelecimento de condições da fácies granulito neste setor. Por outro lado, é freqüente a presença de sillimanita e granada nos tipos mais aluminosos, assim como de cordierita e eventualmente estauroлита (associações 15, 16 e 17) na ausência de muscovita, o que permite estimar condições metamórficas da fácies anfibolito-alta para este setor, com temperaturas próximas a 700°C e pressões moderadas.

A sudoeste de Porto Nacional ocorre andaluzita (associação 16) coexistindo com sillimanita, estauroлита, biotita e granada. Como esta ocorrência restringe-se às proximidades do contato do Anortosito Carreira Comprida, assim como de alguns corpos graníticos intrusivos da Suite Lajeado, uma das possibilidades é de que este mineral esteja relacionado ao metamorfismo de contato desses corpos. Em todo caso, indica condições metamórficas de baixa pressão (< 4 kbar) e temperaturas elevadas (> 500°C) para este setor (HOLDAWAY, 1971). As demais assembléias neste domínio têm sempre a presença de hornblenda e granada.

### 8.2.3- Domínio 3

O Domínio 3 compreende uma larga faixa de um terreno gnáissico na parte oeste da área (Figura 36), reunindo rochas do Complexo Rio dos Mangues, suítes granitóides Matança e Serrote, e alcalinas Estrela. Os principais grupos de rochas são representados por ortognaisses tonalíticos, graníticos e alcalinos e seqüências paraderivadas de natureza cálcio-silicática e mais raramente manganésifera e pelítica.

As associações minerais mais representativas deste domínio são:

\* Gnaisses tonalíticos



\* Anfibolitos



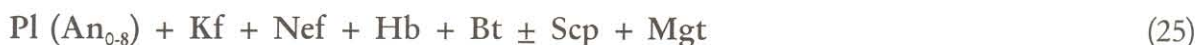
\* Gnaisses cálcio-silicáticos



\* Granitóides



\* Gnaisses alcalinos



As associações minerais expressas acima aliadas aos dados de campo permitem interpretar as condições metamórficas deste domínio na fácies anfíbolito médio a alto, onde atingiu a anatexia (presença de freqüentes mobilizados sieno ou álcali-graníticos sintectônicos). As diferenças fundamentais em relação aos outros domínios de mais alto grau metamórfico, em primeiro lugar é de ordem mineralógica, traduzidas pela estabilização de titanita em vez de rutilo, de anfibólios verde azulados e biotita verde, pobres em titânio e ricos em ferro, e pela ausência de ortopiroxênio e granada, e em segundo lugar pela migmatização bem mais extensiva, levando a supor condições de P-T relativamente inferiores, em ambiente mais hidratado.

#### 8.2.4- Domínio 4

No outro extremo, no quadrante SE (Figura 36), situam-se unidades vulcano-sedimentares (Proterozóico Inferior-Arqueano?), vulcânicas ácidas a intermediárias intercaladas com grauvacas relacionadas à Formação Monte do Carmo (Proterozóico Inferior) e metassedimentos psamo-pelíticos do Grupo Natividade (Proterozóico Superior).

O metamorfismo nesse conjunto de rochas é fraco, preservando-se predominantemente as características das rochas primárias, reequilibrando associações metamórficas simples, com base em sericita, quartzo e alguma clorita.

Os metabasitos e ultrabasitos são transformados em xistos verdes contendo clorita, tremolita-actinolita e epidoto; nas metavulcânicas ácidas e intermediárias destacam-se discretas foliações de sericita e stilpnomelana com remobilização de carbonatos; os pelitos são transformados em ardósias e filitos e em muitas rochas são imperceptíveis os efeitos do metamorfismo. As condições metamórficas nesses casos variam do anquimetamorfismo à fácies xisto-verde baixa.

### 8.3- ASPECTOS MICROTURAIS E EVOLUÇÃO DO METAMORFISMO

As relações texturais entre minerais em terrenos metamórficos representam parâmetros importantes na reconstituição histórica dos processos tectono-metamórficos e, particularmente na região em estudo, inúmeras feições indicam o estabelecimento de equilíbrios ou desequilíbrios na formação dos minerais, indicam reações de progressão ou regressão das condições metamórficas, e até superposição de eventos tectono-metamórficos, levando a concluir-se que o caminho percorrido pelo metamorfismo não é um processo simples. Os equilíbrios atingidos em muitas rochas escondem, na verdade, grande complexidade progressiva. Entretanto, os estudos microtexturais revelaram indícios de alguns passos do metamorfismo, os quais auxiliaram na compreensão desse processo.

No nível cartográfico não se registrou nos domínios metamórficos qualquer variação espacial contínua do metamorfismo, exceto aquelas relacionadas à proximidade de zonas de cisalhamento. Por outro lado vários aspectos texturais, envolvendo as relações de contato entre os minerais, a morfologia dos grãos e diferenças composicionais dos cristais, revelam variações temporais do metamorfismo, que serão discutidas adiante.

#### 8.3.1- Microtexturas da granada e interação com outros minerais

Por ser um mineral de ampla ocorrência nos terrenos de alto grau da região, principalmente em rochas paraderivadas, a granada tornou-se muito importante em função dos múltiplos aspectos texturais que apresenta; por seus aspectos morfológicos, e por suas relações com as demais espécies minerais e; além disto por suas variações composicionais (vide Capítulo 6), que estão diretamente relacionadas às condições do metamorfismo.

Nas seqüências paraderivadas destacam-se quatro aspectos dos cristais de granada:

a) Porfiroblastos com inclusões de muscovita.

Tratam-se de ocorrências muito restritas em que os cristais euédricos e subédricos são ricos em inclusões, particularmente de muscovita, juntamente com biotita pálida,

plagioclásio e quartzo (Figura 38a). É importante ressaltar que a muscovita não tem representação nas rochas da região, exceto onde atuaram processos retrometamórficos;

b) Porfiroblastos com inclusões de cianita ou sillimanita.

Neste caso são freqüentes as inclusões de cianita ou sillimanita, acompanhados de biotita vermelha, grafita, rutilo, plagioclásio e quartzo, algumas vezes até definindo uma foliação interna coincidente com a foliação externa (Figuras 37a, b, c; 38b, c), demonstrando formação *in situ* tardi-tectônica;

c) Porfiroblastos em equilíbrio com cianita ou sillimanita.

Nesta situação cianita ou sillimanita não mostram relação de inclusão com a granada, mantendo com esta contatos normais, de crescimento conjunto, os quais contornam os porfiroblastos definindo a foliação envoltória (Figuras 37a, b, c; 38b, c, d, e);

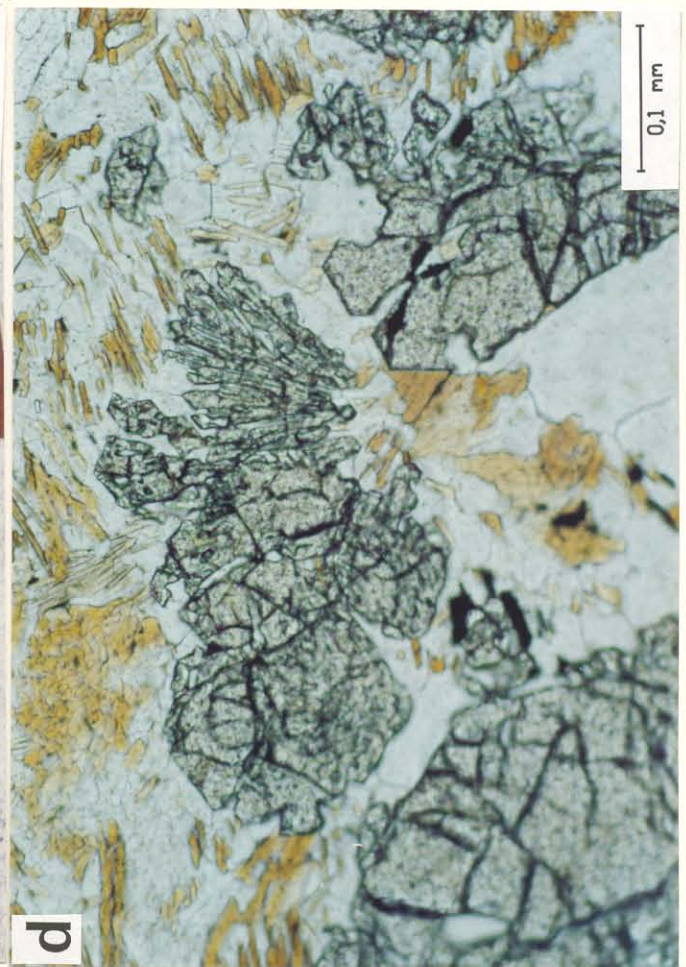
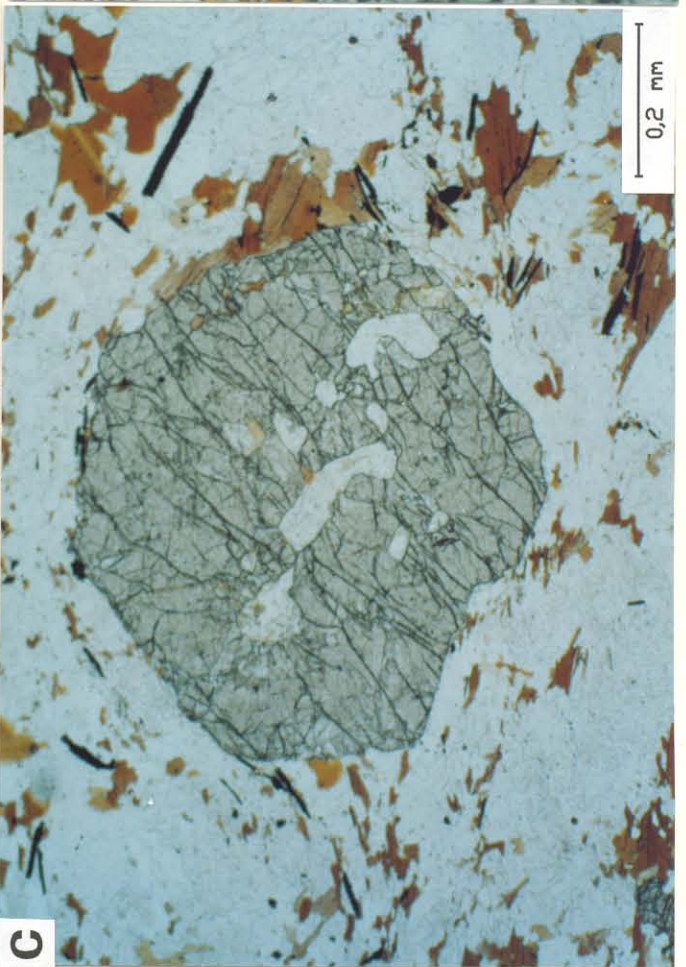
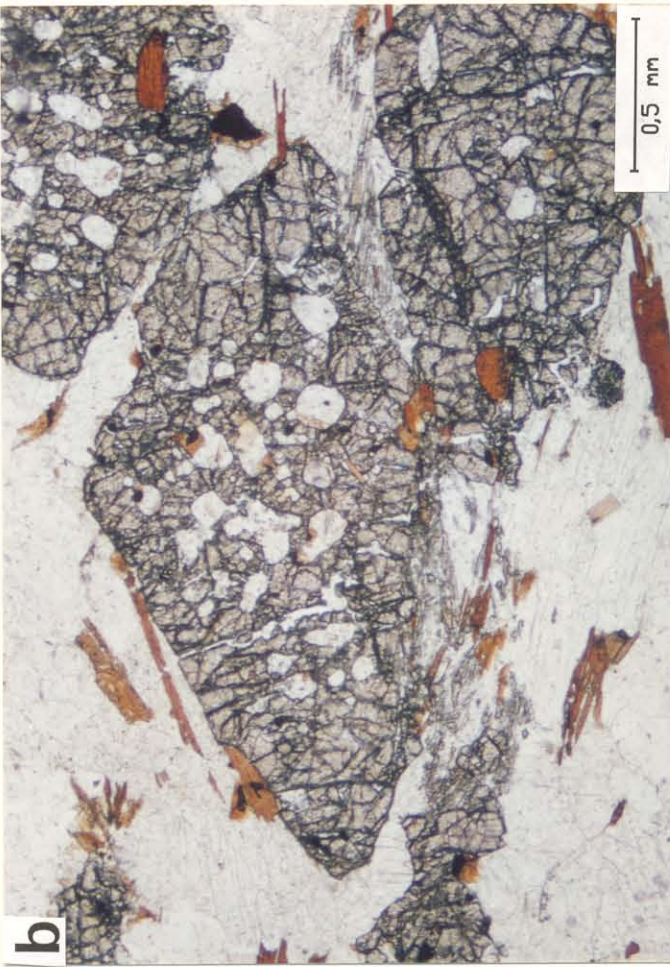
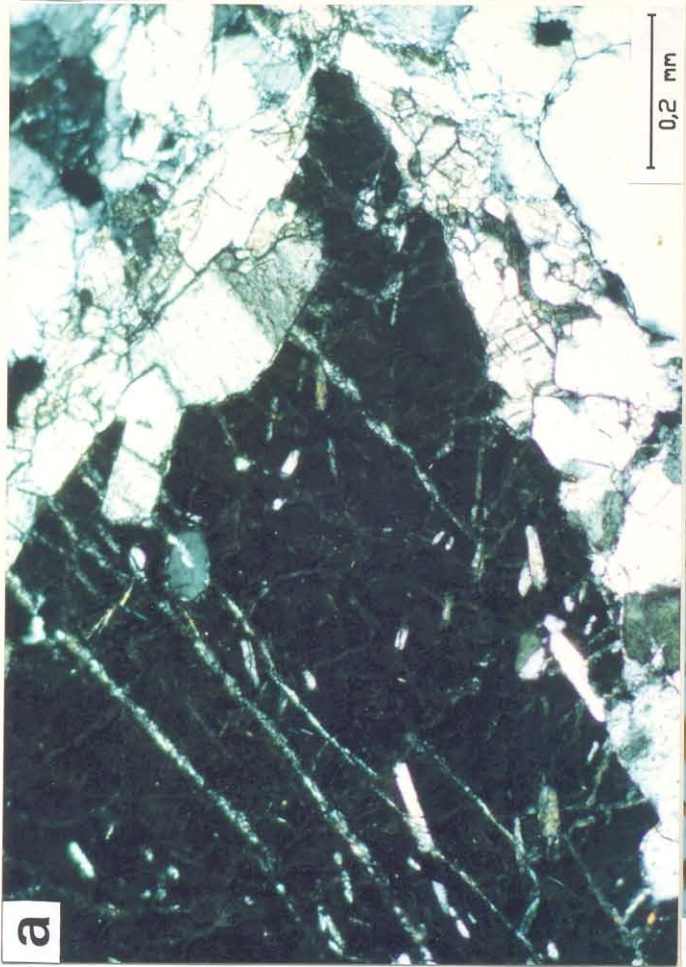
d) Simplectitos granada-biotita.

Tratam-se de pequenos cristais incompletos de granada ( $Gr_2$ ) com formas muito irregulares que ocorrem entrelaçados com lamelas de biotita pálida ( $Bt_2$ ), definindo associações simplectíticas (Figuras 37d, 38f).

Todas essas características sugerem longa história do metamorfismo, de modo que a granada em sua relação com os outros minerais guardou indícios de alguns passos desse processo. As feições preservadas nos porfiroblastos e suas relações de inclusão/absorção e coexistências em equilíbrio revelam indícios de um estágio progressivo do metamorfismo ainda em fácies anfibolito, exemplificados pela presença da associação muscovita-biotita-quartzo-plagioclásio em núcleos de granada (caso a), os quais foram apagados completamente pela estabilização regional em condições cada vez mais altas de P e T, que se adentra na fácies granulito com a estabilização da associação sillimanita\cianita-granada atingindo as condições de pico do metamorfismo ( $T > 800^\circ C$ ), tal como indicado pelo caso c.

A blastese de granada ultrapassou esse episódio incorporando cristais de cianita e demais constituintes minerais, como é o caso do segundo tipo textural, e provavelmente está relacionado a um aumento tardio da pressão ( $P > 8$  kbar).

Fig. 37



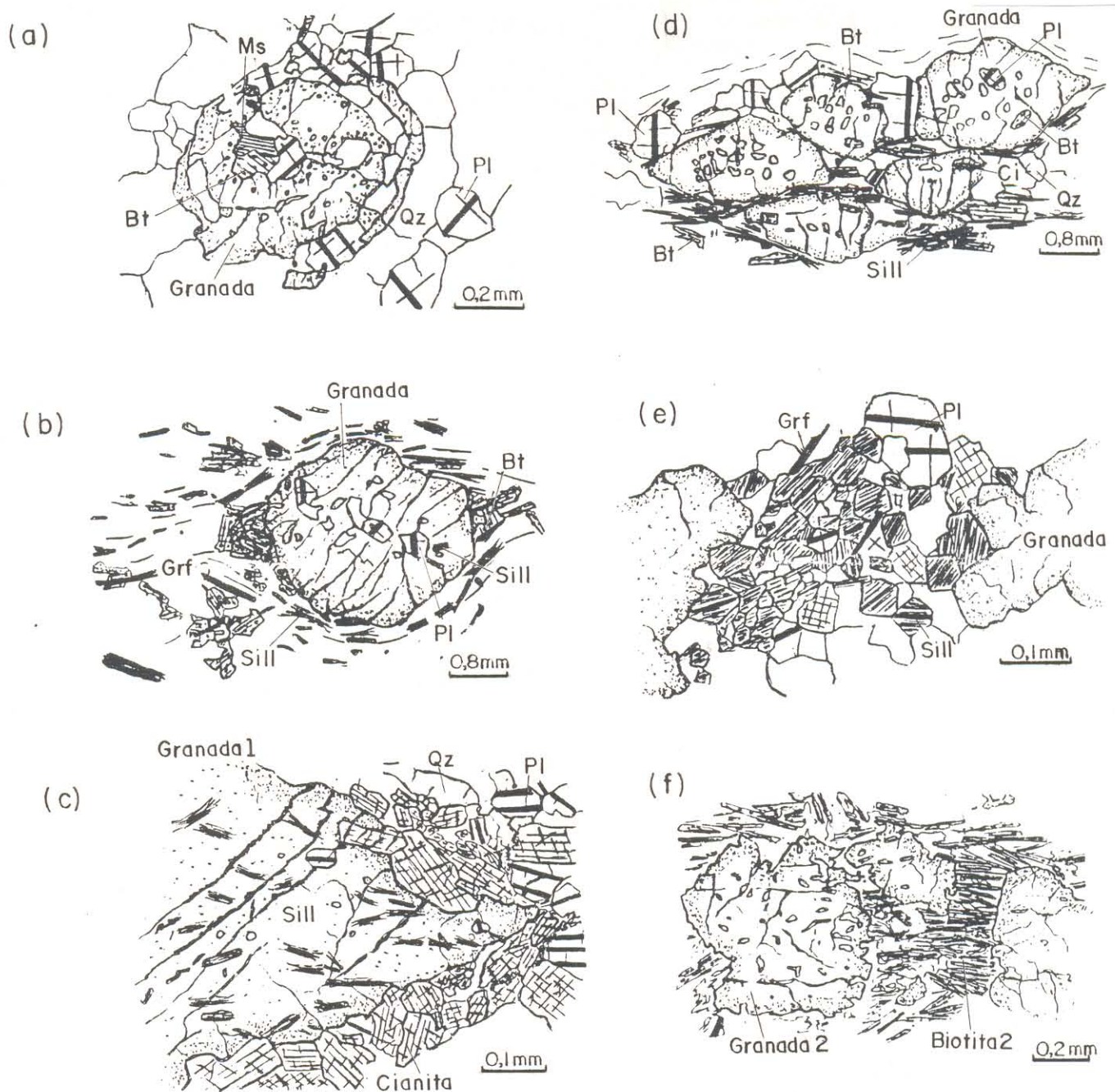


Figura 38- Aspectos microtexturais de granadas em diferentes estágios do metamorfismo: (a) Formação incompleta de porfiroblastos de granada, em condições mais baixas do metamorfismo progressivo, englobando moscovita, biotita pálida, quartzo e plagioclásio; (b) Porfiroblastos euédricos de granada em equilíbrio com sillimanita e biotita, e sombras de pressão com biotita; (c) Terminação de porfiroblasto de granada alongado, com inclusões de sillimanita definindo foliação interna, em equilíbrio com cristais de cianita; (d) Porfiroblastos alongados de granada em equilíbrio com sillimanita e biotita, definindo foliação externa; (e) Crescimento estático de cristais de sillimanita em equilíbrio com granada, representando o pico do metamorfismo; (f) Formação irregular e incompleta de granadas intercrescidas com biotitas magnesianas de formação tardia.

O último caso (simplectitos) representa um episódio tardio e restrito do metamorfismo em condições P-T decrescentes, onde as estimativas sugerem  $T \approx 600^\circ\text{C}$  e  $P \approx 6$  kbar.

### 8.3.2- Texturas coroníticas

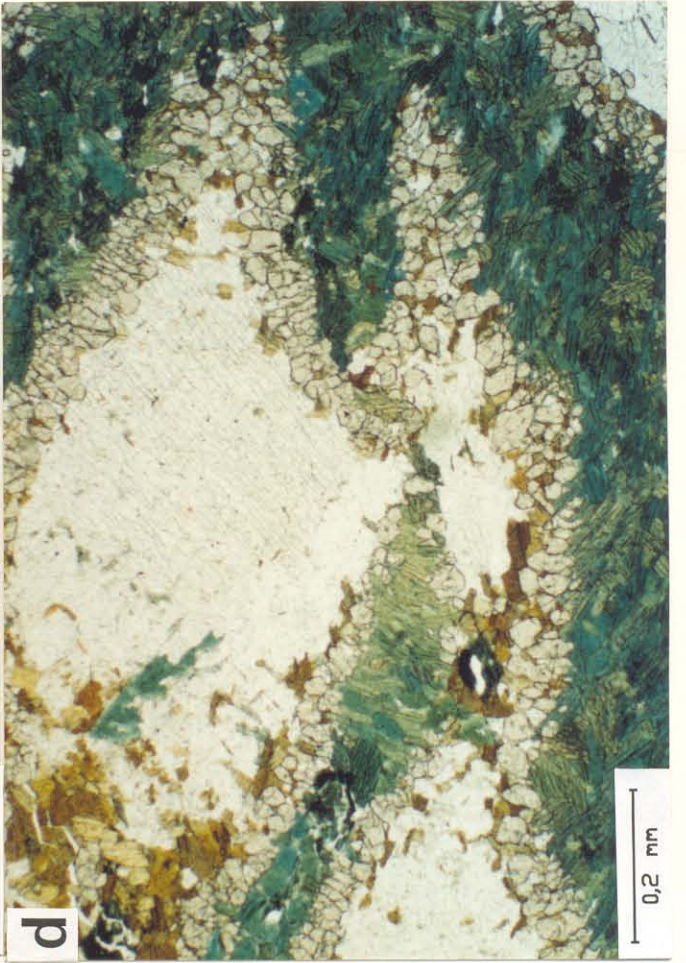
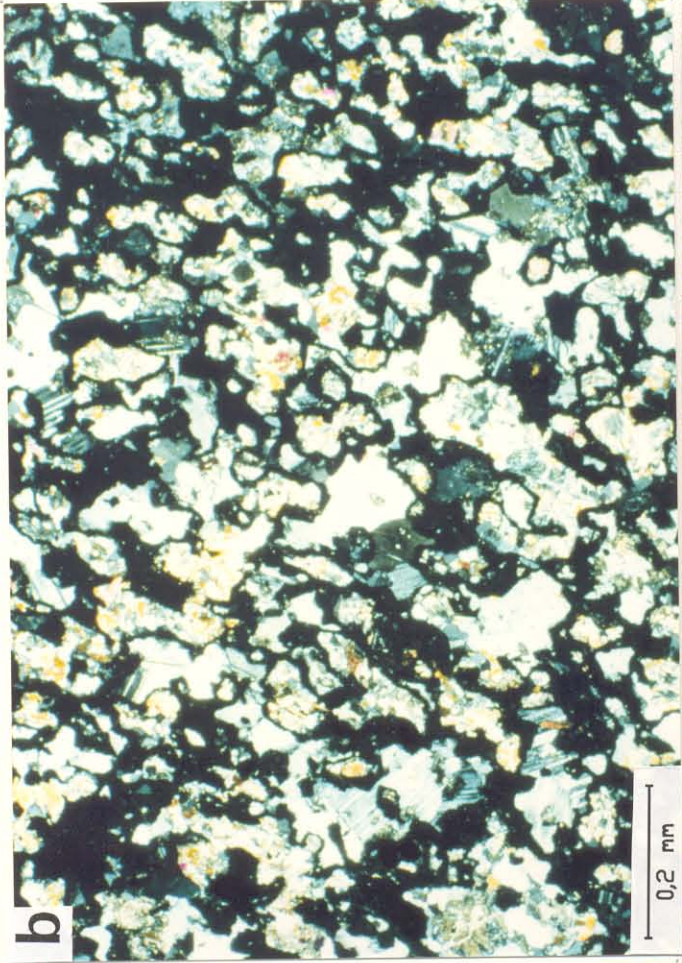
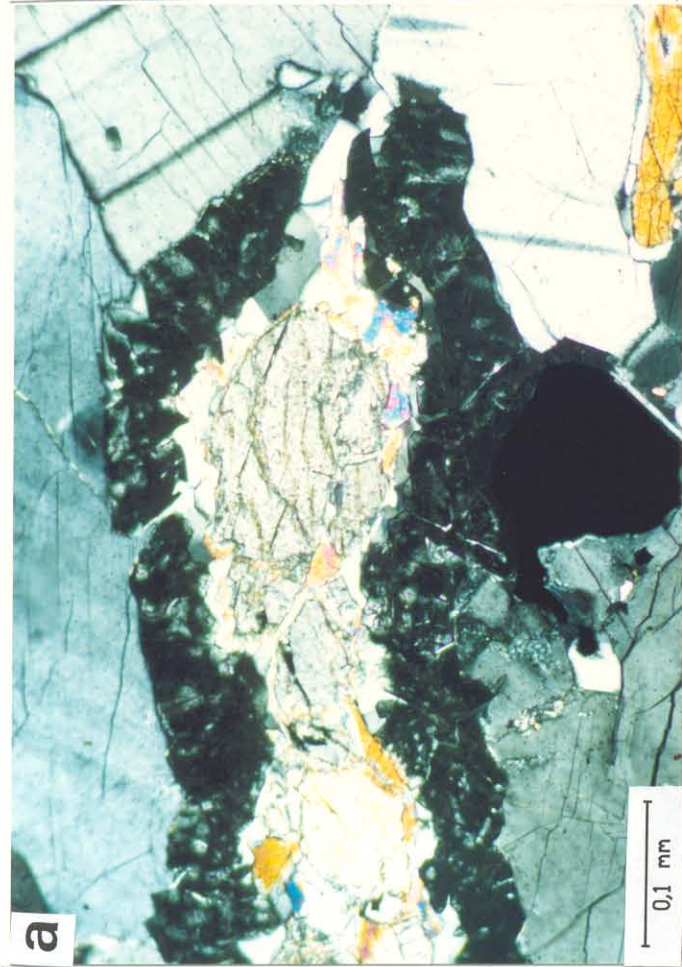
#### a) De granada em torno de ortopiroxênio/plagioclásio

Nas seqüências ortoderivadas de composição básica, a granada tem outra composição e outra morfologia, e talvez outro significado petrológico. São tipos coroníticos que provêm da reação do ortopiroxênio com o plagioclásio cálcico e, além da granada, que forma envoltórios em torno desses minerais, associam-se clinopiroxênio de segunda geração ( $\text{Cpx}_2$ ), quartzo e opacos e recristalizam-se plagioclásios (reação  $\text{Ca-Pl} + \text{Opx} \rightleftharpoons \text{Gr} + \text{Cpx}_2 + \text{Qz} \pm \text{Op}$ ) (Figuras 39a, b, c; 49a, b, d, e). Em alguns casos essas feições são extensivas na rocha e a conjunção das varias envoltórias desenham texturas tipo favo de mel (Figuras 39b, 40a). Representam reações metamórficas incompletas, similares às encontradas em diversos terrenos granulíticos do mundo (DE WAARD, 1965; GREEN & RINGWOOD, 1967; YARDLEY, 1989; BARBOSA, 1986).

Essas texturas de reação indicam claramente que a formação da associação simplectítica ( $\text{Gr-Cpx}_2\text{-Qz}$ ) sucedeu a cristalização principal, em equilíbrio, da fácies granulito ( $\text{Opx-Cpx-Pl}\pm\text{Hb}$ ) e são sugestivas de que representem mudanças tardias nas condições P-T, após o pico do metamorfismo (aumento da pressão\queda da temperatura) ainda em facies granulito, impondo reequilíbrios momentâneos dos minerais. Supõe-se que essas mudanças deram-se em função de modificações na posição crustal do terreno granulítico durante o processo tectônico principal.

#### b) De granada em torno de hornblenda\plagioclásio

São feições texturais semelhantes a anterior, mas que ocorrem em metanortositos. A diferença é feita porque em vez de piroxênios a reação do plagioclásio se



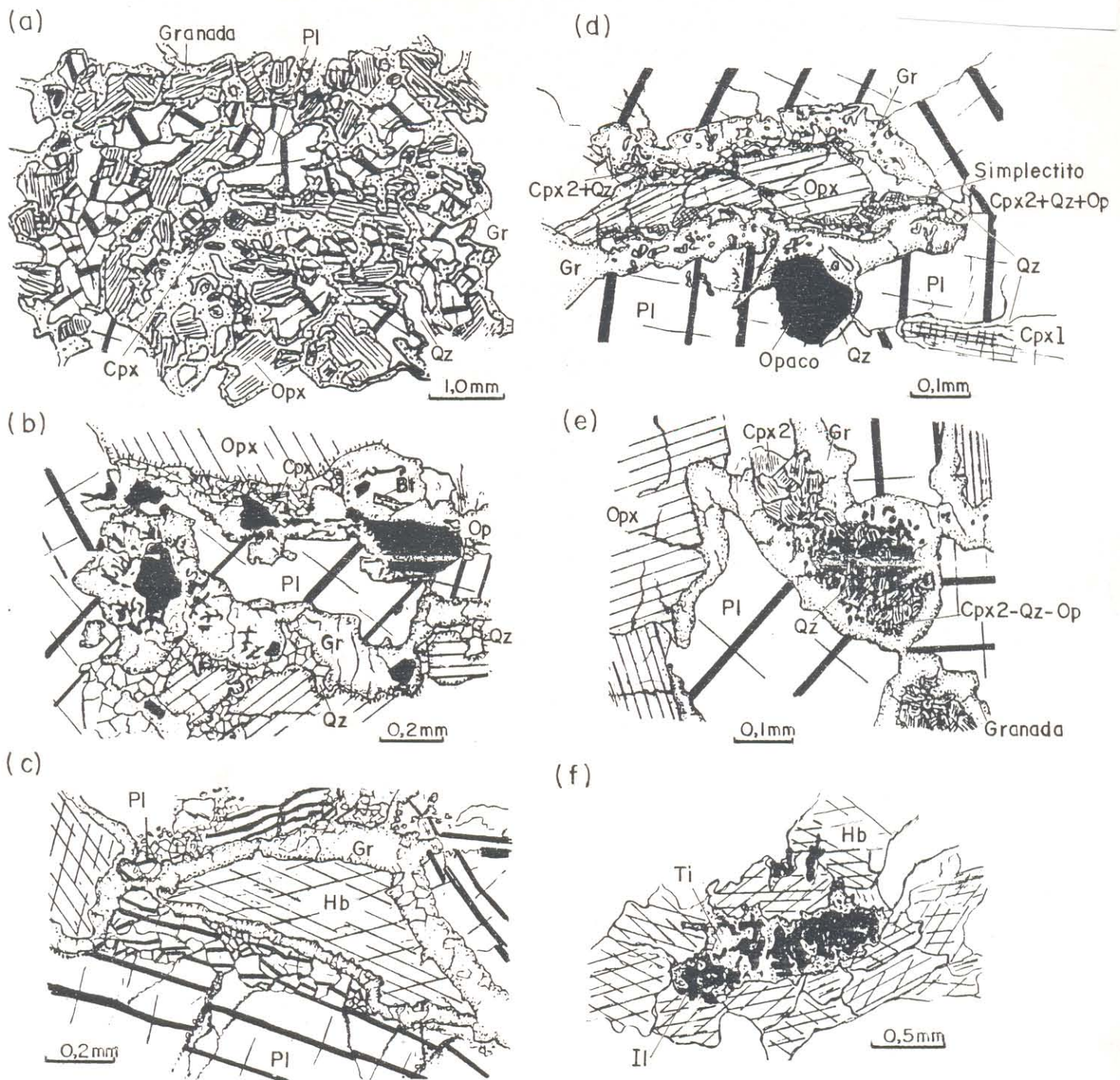


Figura 40- Esboços texturais realçando a formação de granadas reacionais: (a) Formação generalizada de granada em granulito máfico nas interfaces plagioclásio-ortopiroxênio; (b) Relicto de cristal de plagioclásio consumido por reação com ortopiroxênios resultando em coroas de granada, clinopiroxênio 2, opacos e quartzo; (c) Formação de granada coronítica por reação entre hornblenda e plagioclásio no processo de cisalhamento; (d) Cristal de ortopiroxênio cisalhado em reação com plagioclásios formando simplectitos Gr-Cpx<sub>2</sub>-Qz-Op; (e) Detalhe da textura reacional de formação de granada; (f) Formação de coroas de titanita por reação entre hornblenda e ilmenita sin-cisalhamento.

dá com os cristais de anfibólio na geração da granada ( $\text{Ca-Pl} + \text{Hb} \rightleftharpoons \text{Gr} + \text{Qz}$ ). Do mesmo modo formam coroas contornando inteiramente estes minerais, constituindo-se de inúmeros pequenos cristais granulares de granada euédrica ou subédrica entremeados com quartzo, biotita e plagioclásio (Figuras 39d, 40c). Como se tratam de rochas fortemente milonitizadas em que estas coroas revestem porfiroclastos de plagioclásio (Figura 39d), considera-se que a formação desse tipo de granada tem íntima ligação com a tectônica de cisalhamento neste domínio metamórfico.

c) De titanita em torno de opacos

Coroas de titanita desenvolvem-se em metanortositos por reação de cristais de ilmenita com hornblenda ou plagioclásio, acompanhados ou não de granada (Figura 40f). Esta reação tem características idênticas às anteriores e a situação é similar, de modo que essas feições e a associação mineral estabelecida dão conta de reequilíbrios metamórficos, no Domínio 2, sin a tardi-tectônica cisalhante em fácies anfibolito.

### 8.3.3- Microtexturas de sillimanita e cianita

A presença de sillimanita e cianita são representantes de condições de pico do metamorfismo em muitas situações na área, permitindo enquadrar o campo P-T do Domínio 1 no limite da curva de estabilidade desses dois polimorfos (Figura 49). Essa situação torna-se evidente pela morfologia desses cristais. Há casos em que os cristais são relativamente grandes, encorpados e estão freqüentemente em equilíbrio com plagioclásio antipertítico, microclínio e granada, de tal modo que a cianita tem formas granulares ou prismáticas e a sillimanita constitui cristais euedrais, com formas quadradas ou prismáticas curtas (Figuras 41a, b; 42b). Há outros, entretanto, cujas formas são aciculares ou constituem finos prismas, de tamanho relativamente pequeno que, inclusive, podem ocorrer na mesma amostra (Figuras 41c, d; 42b). Aqueles, indiscutivelmente, representam um episódio estacionário da temperatura, em condições de pico do metamorfismo, enquanto os outros sugerem origem tardia, crescidos na fase de arrefecimento.

Fig. 41



**a**

**b**

**c**

**d**

**e**

**f**

**g**

**h**

**i**

**j**

**k**

**l**

**m**

**n**

**o**

**p**

**q**

**r**

**s**

**t**

**u**

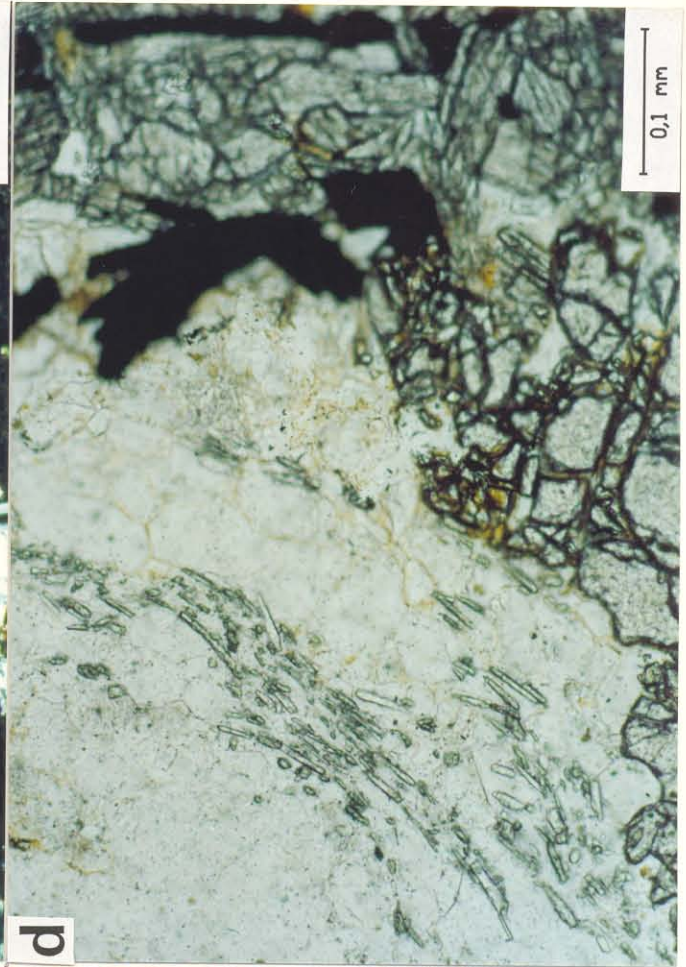
**v**

**w**

**x**

**y**

**z**



**d**

**e**

**f**

**g**

**h**

**i**

**j**

**k**

**l**

**m**

**n**

**o**

**p**

**q**

**r**

**s**

**t**

**u**

**v**

**w**

**x**

**y**

**z**

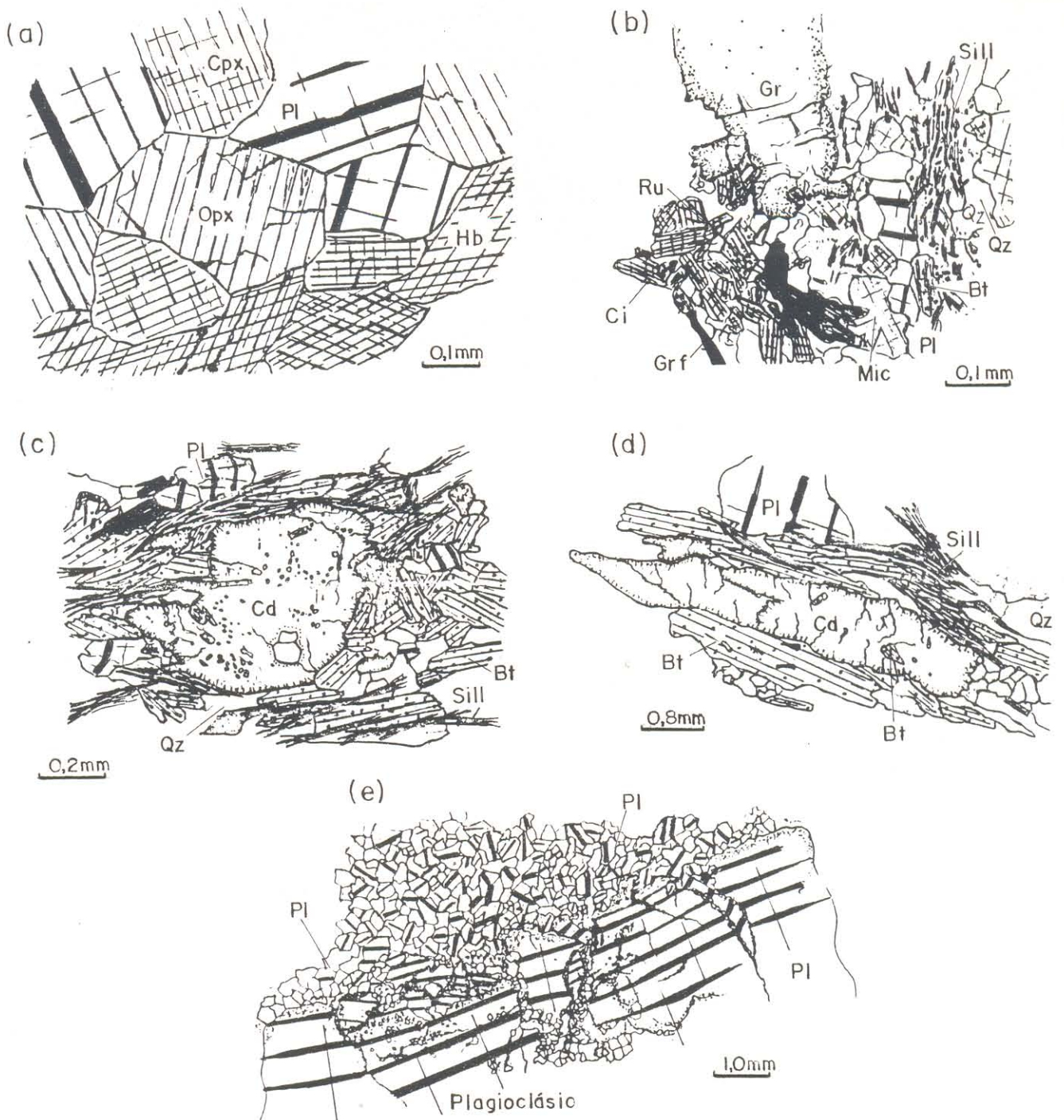


Figura 42- (a) Texturas do equilíbrio metamórfico entre ortopiroxênio-clinopiroxênio-plagioclásio-hornblenda; (b) Equilíbrio metamórfico entre sillimanita-cianita-granada-microclínio-plagioclásio; (c , d) Porfiroblastos de cordierita em equilíbrio com sillimanita e biotita, e formação de sombras de pressão preenchidas por biotita; (e) Reequilíbrio mineralógico em megacristal de plagioclásio, cominuição e recristalização dinâmica em multigrânulos poligonais de pequeno tamanho, no processo de cisalhamento.

### 8.3.4- Tramas do equilíbrio metamórfico

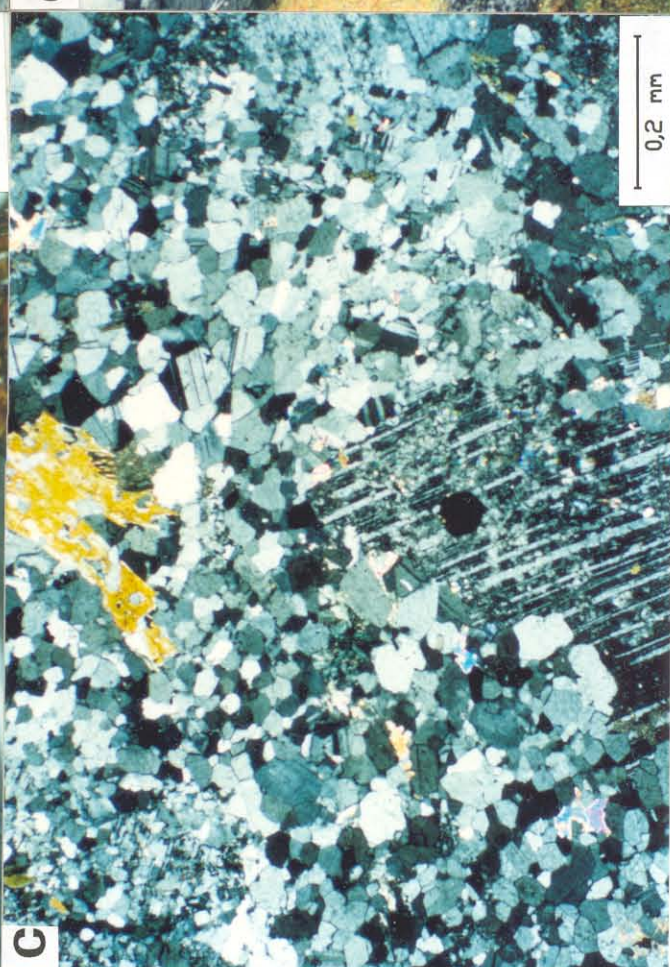
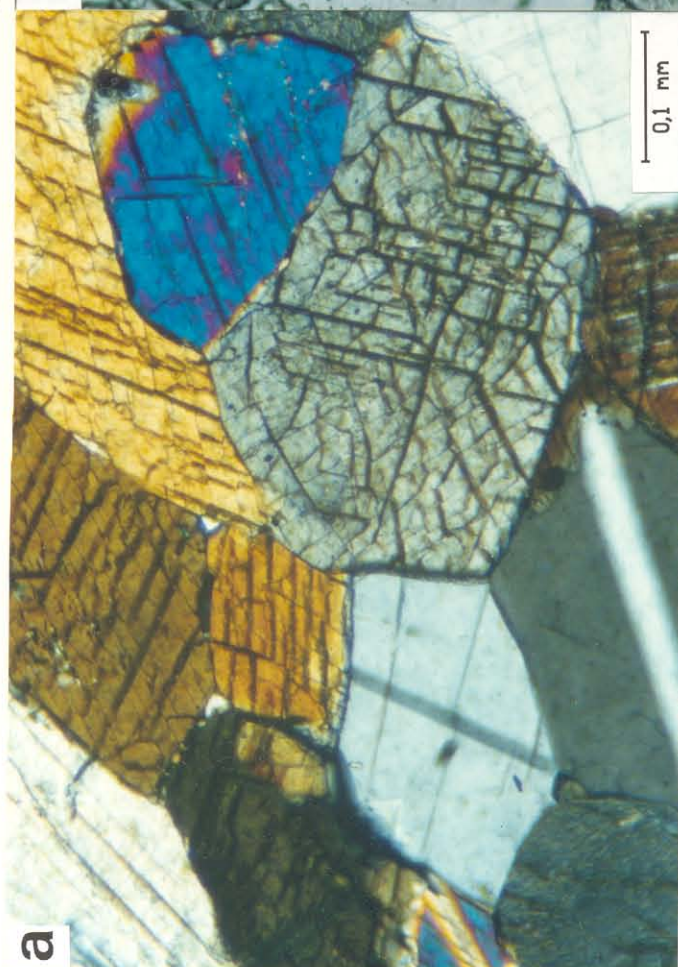
Inúmeras feições microtexturais revelam a condição de equilíbrio na formação dos minerais, a qual foi alcançada em diversos estágios do metamorfismo, em diferentes condições P-T, nos vários domínios metamórficos, demonstrando não só ter ocorrido variações espaciais do metamorfismo (correspondendo a diferentes níveis crustais) como também reajustes dos constituintes minerais ao longo do tempo.

Em todos esses casos há exemplos que se destacam pela organização de uma ou mais espécies minerais, em contatos tríplices, tais como existem com frequência entre orto, clinopiroxênio, plagioclásio e hornblenda, entre plagioclásio antipertítico, microclínio, quartzo, biotita e hornblenda em granulitos isentos de deformação cisalhante, ou ainda entre sillimanita ou cianita com plagioclásio antipertítico, microclínio, quartzo biotita e granada (Figuras 38c, e; 41; 42a, b; 43a, b, d), o que revela claramente o estabelecimento do equilíbrio em alto grau metamórfico.

Por outro lado, em muitas outras rochas submetidas à deformação cisalhante (gnaisses, anfibolitos, metanortositos, granitóides, sienitóides etc), há reequilíbrios mineralógicos semelhantes, os quais se manifestam por articulações tríplices de cristais de plagioclásio entre si ou com quartzo e anfibólio e álcali-feldspato, gerados por cominuição e recristalização dinâmica de cristais maiores no processo de cisalhamento, em fácies anfibolito (Figuras 42e, 43c, 45c).

Porfiroblastos de granada ou cordierita mostram relações de formação sintectônica, com amoldamento ou paralelismo da foliação de sillimanita e biotita aos contornos dos cristais, podendo inclusive, algumas vezes, desenhar sombras de pressão (Figuras 37b, c; 38b, d, e; 42c, d; 43d).

Fig. 43



### 8.3.5- Texturas reliquiares

Em rochas de ascendência magmática há feições texturais comparáveis às existentes em seqüências ígneas. No entanto, geralmente são raras e discretas ocorrendo como cristais reliquiares. As principais características encontradas serão descritas a seguir:

#### a) Intercrescimento ortopiroxênio-clinopiroxênio

Em granulitos de composição máfica e ultramáfica e em enderbitos, existem cristais de ortopiroxênio que contêm lamelas de clinopiroxênio intercrescidas em seu interior. Elas estão presentes geralmente em cristais que se destacam pelo seu tamanho relativamente maior na rocha, e as lamelas tendem a acompanhar a direção da clivagem do hospedeiro (Figuras 44a, c; 45a, b). Há casos em que a fase clinopiroxênio intercrescida no ortopiroxênio mantém a continuidade ótica com o cristal de clinopiroxênio adjacente, assim como existem situações onde os dois intercrescem mutuamente e proporcionalmente, de modo que, gradativamente, de um lado a outro, passa a predominar uma ou outra fase mineral (Figuras 44a, 45a). Isto revela a simultaneidade na cristalização dessas duas espécies minerais e são idênticas às encontradas em complexos gabróides, o que leva a interpretá-las como heranças de processos ígneos plutônicos.

#### b) Texturas cumulativas

Feições de acumulação magmática de cristais são típicas de seqüências máfico-ultramáficas, e em dois exemplos na área elas podem ser observadas: o primeiro ocorre em anortositos onde, apesar da deformação superimposta, distinguem-se concentrações de megacristais de plagioclásio cumulado (Figura 45c); e o outro, encontrado em tipos ultramáficos, é representado por cumulos de ortopiroxênio com intercumulos de clinopiroxênio (Figura 45b).

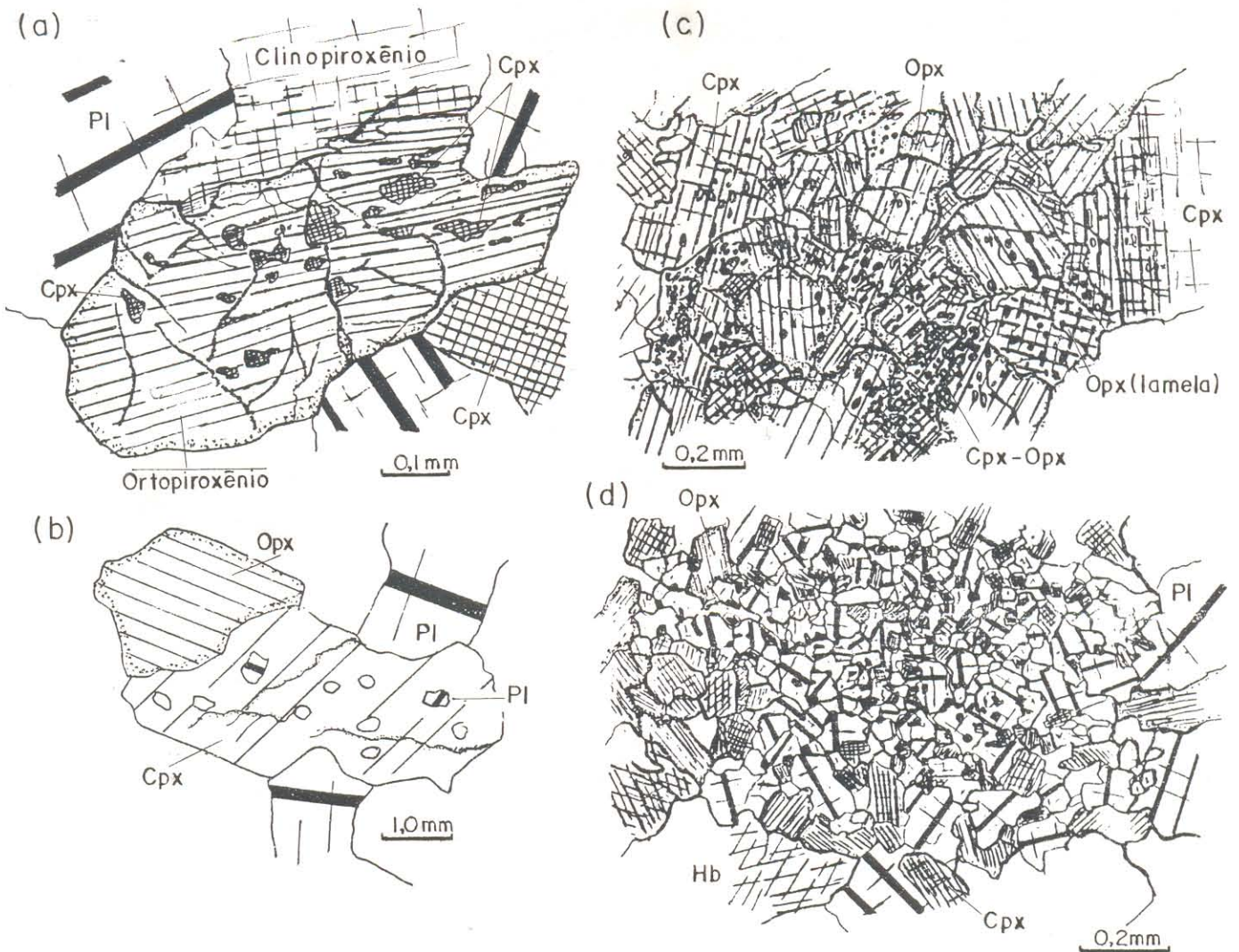
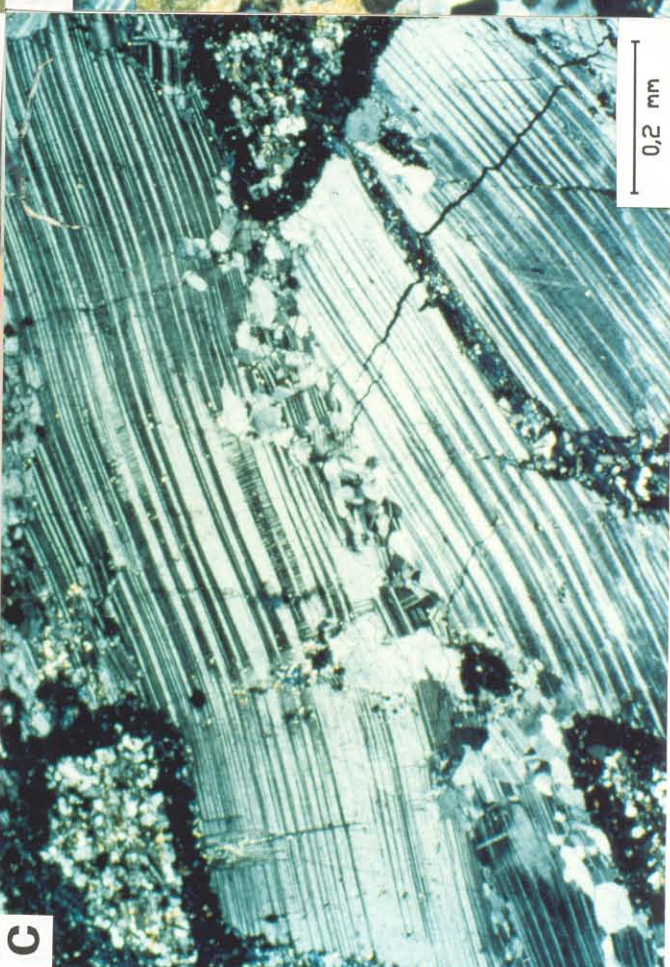
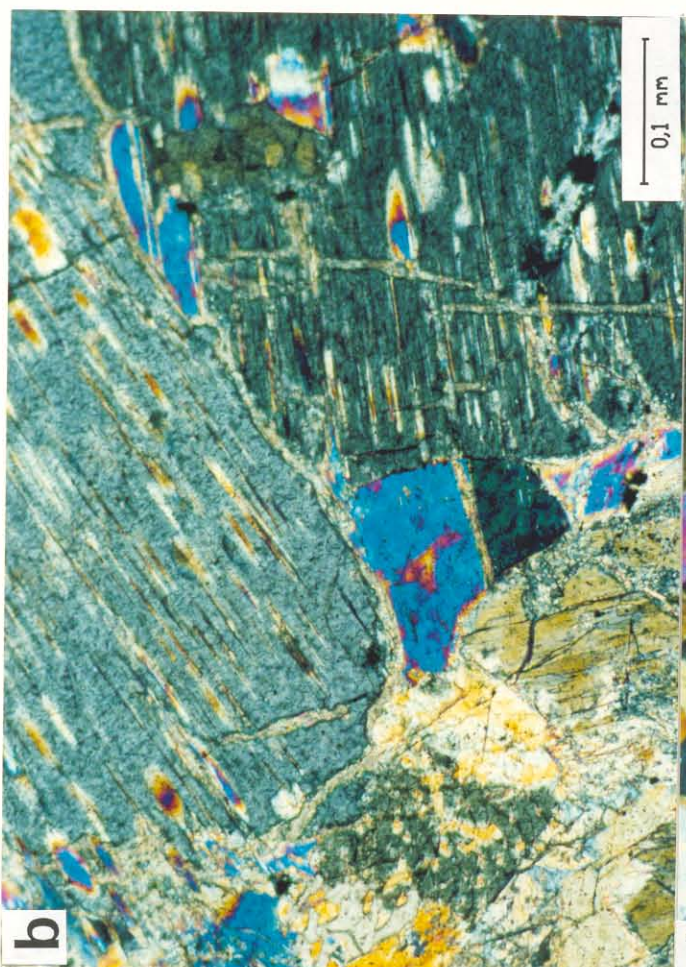
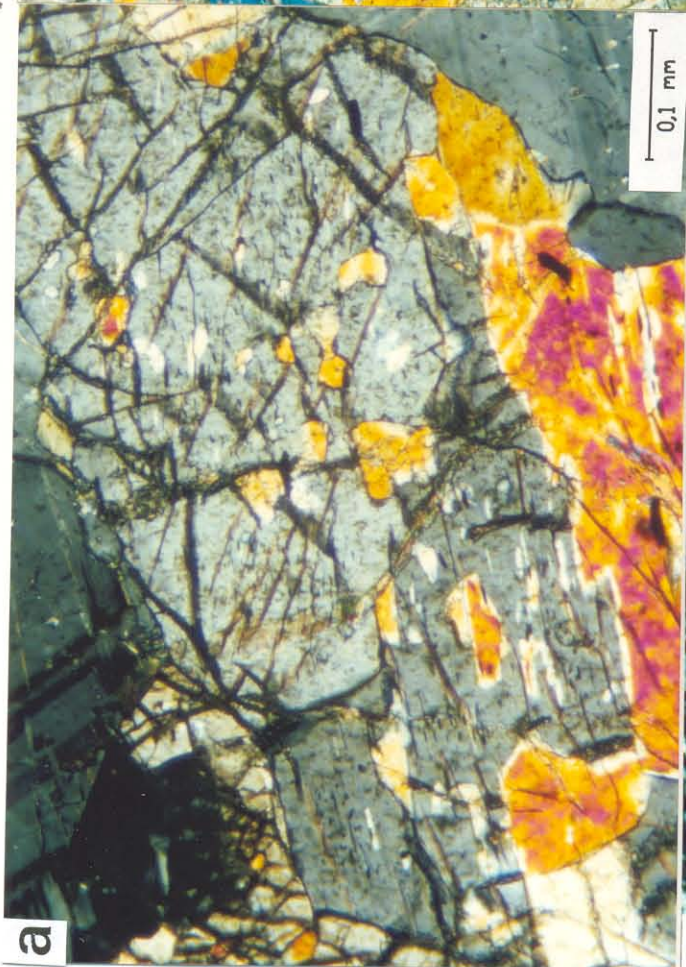


Figura 44- Feições texturais reliquias magmáticas: (a) Lamelas de intercrescimento de clinopiroxênio em ortopiroxênio em granulito máfico; (b) Inclusões de cristais de plagioclásio em clinopiroxênio; (c) Lamelas de intercrescimento de ortopiroxênio em clinopiroxênio e vice-versa; (d) Núcleos com associações minerais anidras de granulação mais fina (Opx-Cpx-Pl) envolvidos em porções mais grossas associados com minerais hidratados (Opx-Cpx-Pl-Hb).



### c) Outras feições reliquias

Outros indícios de relíquias de texturas magmáticas encontram-se esporadicamente nas rochas granulíticas. Uma delas refere-se à presença de cristais de plagioclásio, orto ou clinopiroxênio, de tamanhos destacáveis ( $> 5\text{mm}$ ) em relação a granulação da matriz ( $\approx 1\text{mm}$ ), sugerindo que se tratam de aspectos herdados de texturas porfiríticas. Por outro lado, nas mesmas rochas onde estão presentes estas feições, há discretos zoneamentos em cristais de plagioclásio ou há também cristais poiquilíticos de clinopiroxênio e eventualmente de plagioclásio. Os cristais de clinopiroxênio que detêm esta particularidade são também aqueles que se destacam pelo tamanho em relação aos demais constituintes, e contêm freqüentes inclusões de plagioclásio (Figura 44b).

Em granulitos máficos há pequenos núcleos que se destacam pela granulação bem inferior dos cristais ( $\approx 0,05\text{ mm}$ ), e também pela concentração de fases anidras (Cpx-Opx-Pl) em relação aos demais constituintes da rocha (Opx-Cpx-Hb-Pl) (0,5-1,0 mm), (Figuras 44d, 45d). Uma das interpretações do significado dessas feições é que podem representar porções de composição norítica recristalizadas, preservadas no metamorfismo granulítico devido sua natureza anidra.

### 8.3.6- Feições de transformação retrometamórfica

Inúmeras feições de transformação das associações minerais primárias são registradas em quase todos os domínios metamórficos, restringindo-se por vezes a substituições sutis nos cristais ou em determinadas porções da rocha, ou ainda ao longo e proximidades de zonas de concentração de deformação. Muitas delas correspondem a decaimentos das condições P-T logo após o pico do metamorfismo, de modo a guardar proximidade aos equilíbrios metamórficos, tal como ocorre no domínio de alto grau. Outros claramente vinculam-se à superposição de processos tectônicos gerando associações minerais em desequilíbrio distanciando-se das condições P-T originais. Em todos esses casos a ação da

fase fluida é marcante, privilegiando a geração de associações minerais hidratadas, e que são acompanhadas de migração de sílica, carbonato, sulfetos e outros componentes químicos.

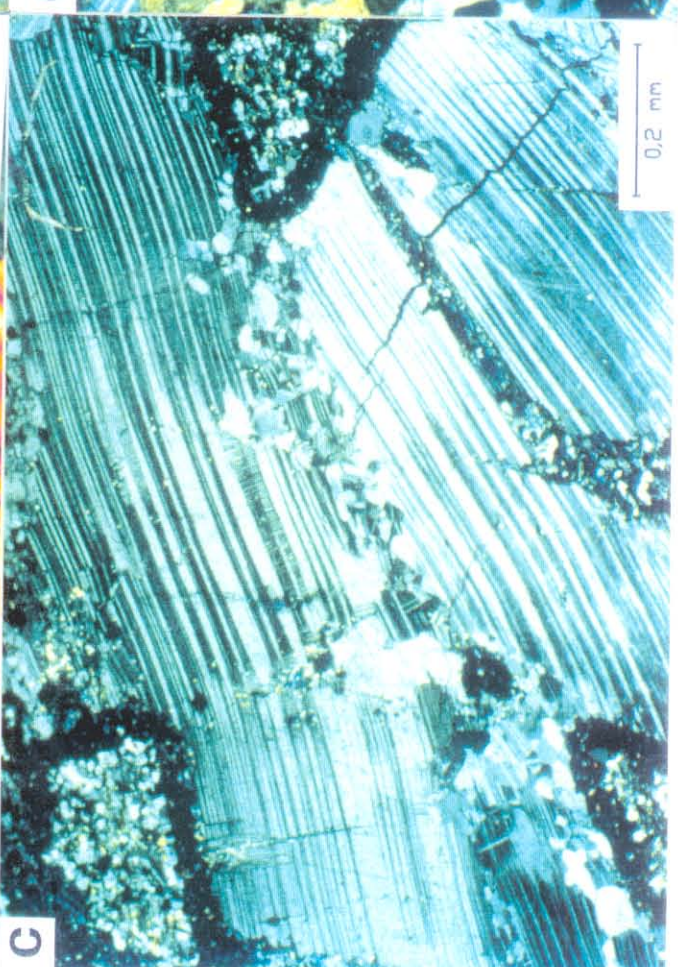
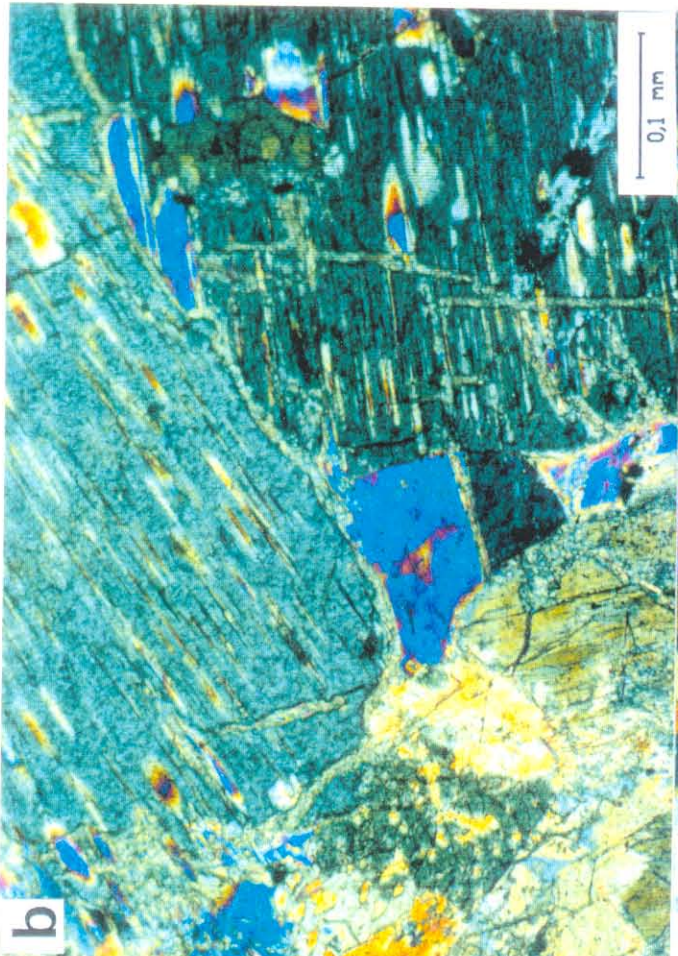
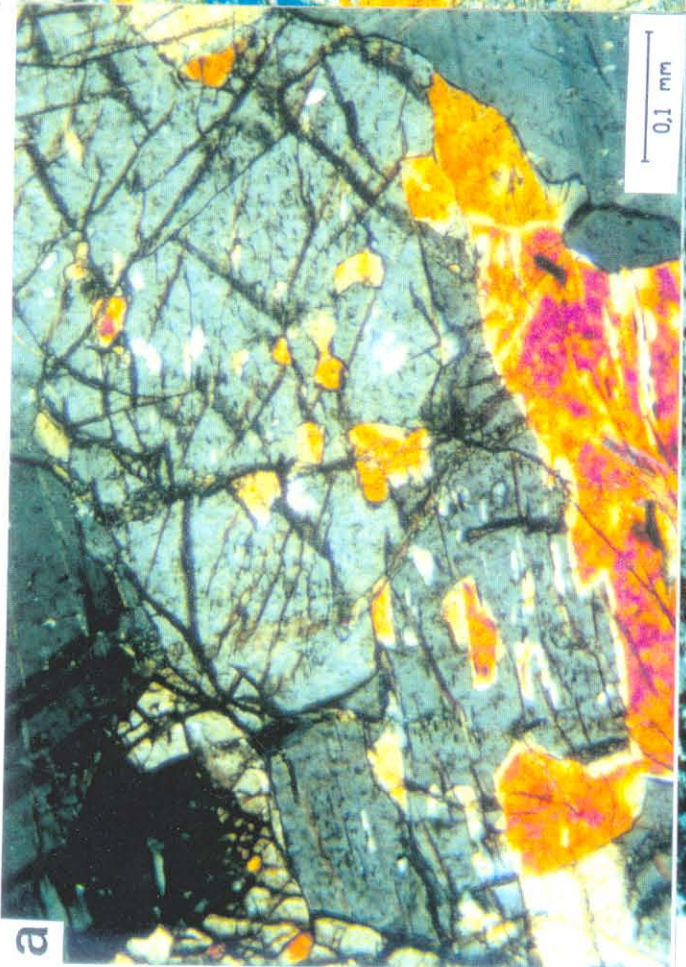
Um dos exemplos, em alto grau, é representado por substituições parciais de orto ou clinopiroxênio por hornblenda, a qual delinea suas margens, clivagens ou fissuras (Figuras 46a, 48a). Geralmente nesse processo, fundamentalmente devido a reações de hidratação, há também a formação de óxidos-hidróxidos de ferro (Figura 46a). Esse tipo de feição é também registrada nos cristais de hornblenda primária, na forma de simplectitos de hematita na zona de borda ou de lamelas no seu interior, acompanhando a direção das clivagens (Figura 46d). Em alguns casos desenvolvem-se inclusive lamelas de biotita.

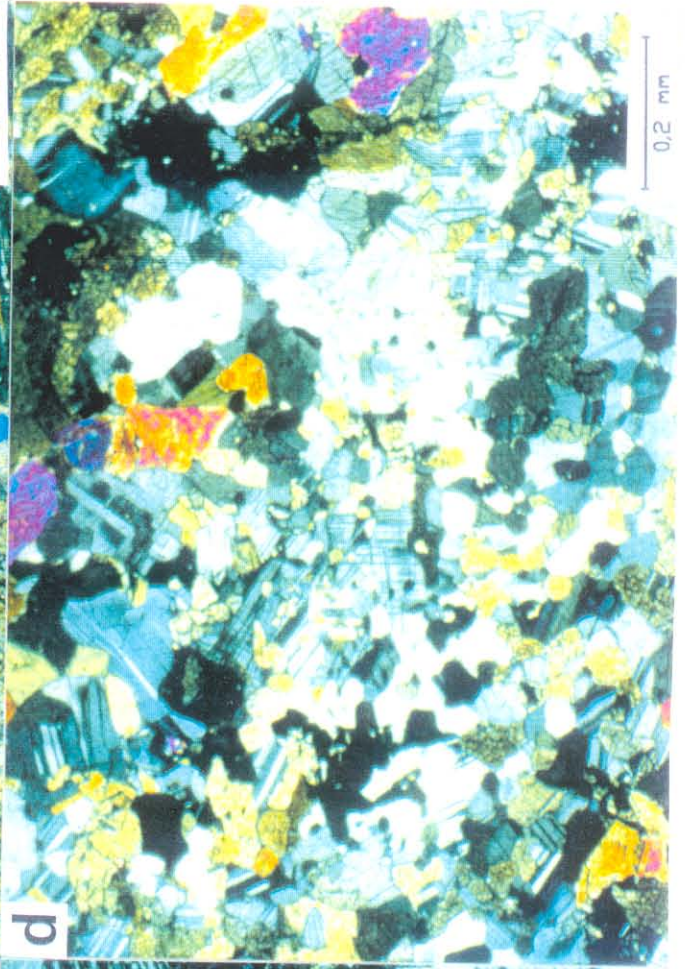
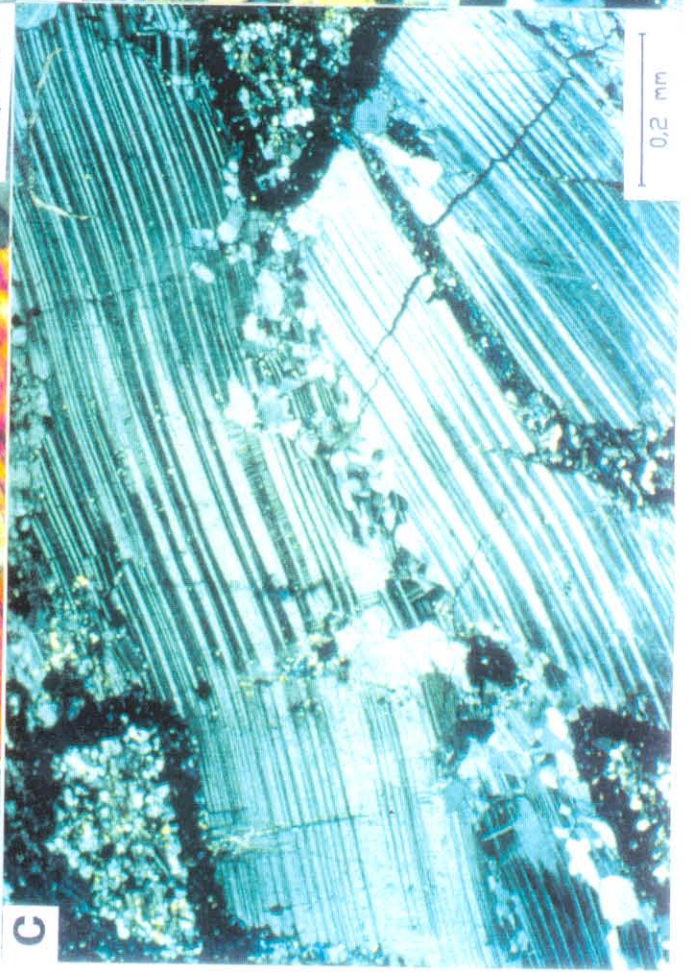
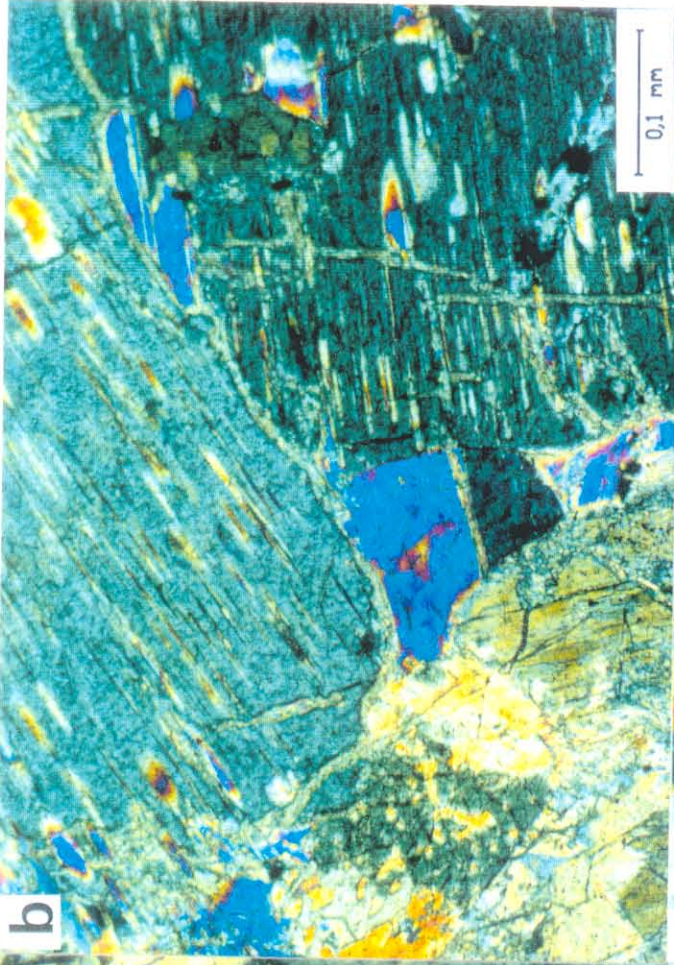
Em muitos outros exemplos o vínculo direto das transformações com a tectônica cisalhante está registrado em várias escalas, em bandas, faixas e zonas de cisalhamento, cujo exemplo mais importante situa-se nas proximidades de Porto Nacional (Capítulo 4, Anexo B).

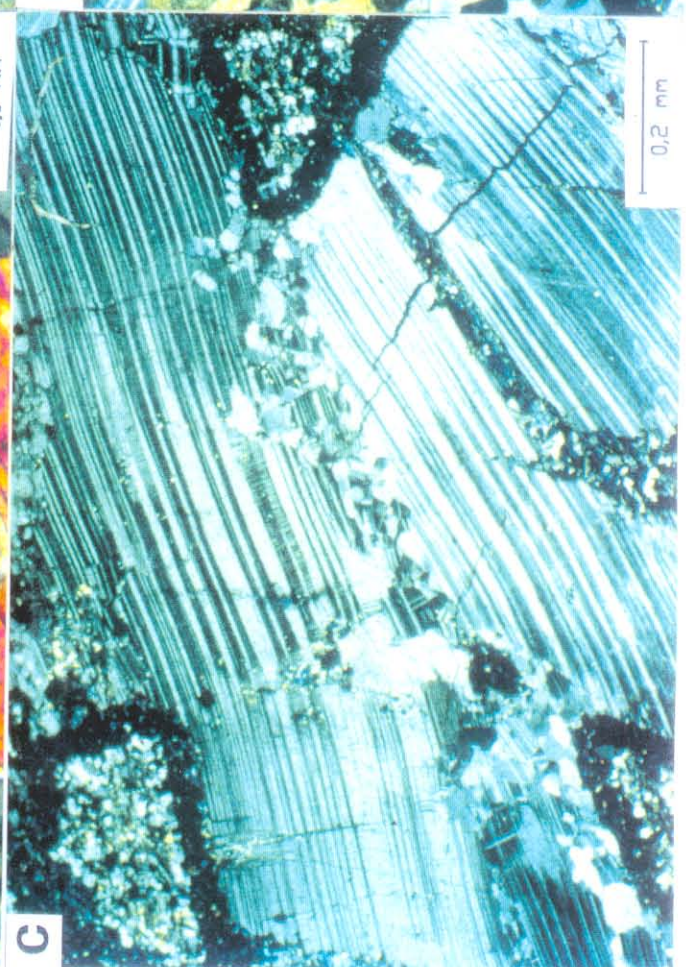
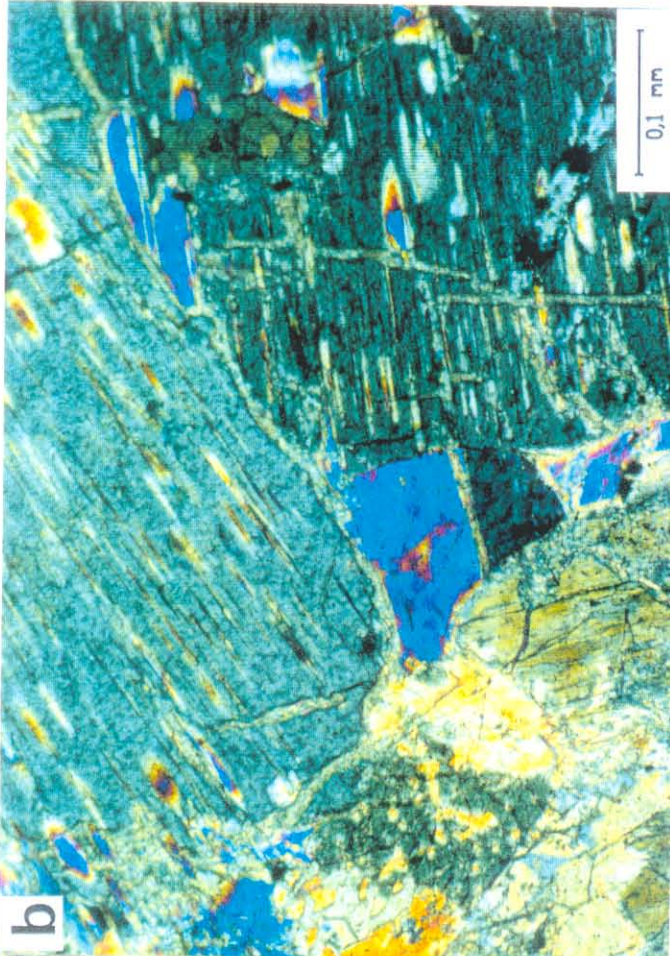
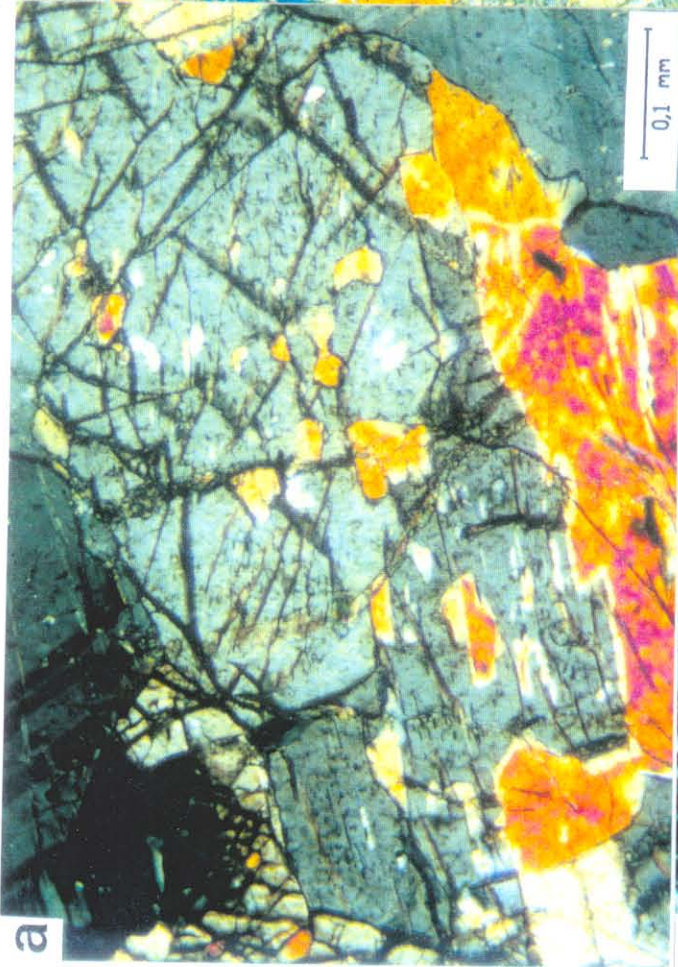
Rastreando-se essas transformações ao longo de pequenas zonas de cisalhamento, em escala microscópica, percebe-se a forte influência da fase fluida nesse processo, tal que as fases minerais anidras, ao longo da zona deformada, são modificadas por outras hidratadas, as quais desaparecem gradativamente com o distanciamento desta (Figura 48b).

Além da imposição de tramas miloníticas, em rochas cisalhadas, são extensivas as transformações das fases minerais primárias, acompanhadas por recristalização dinâmica e neoformação de outras fases. Os exemplos mais comuns são:

- a) Recristalização de plagioclásio cálcico em fases mais sódicas (Figuras 42e, 43c, 45c) ou substituição por escapolita (Figuras 46e, 48d), além de freqüente sericitização, epidotização e carbonatização (Figuras 47a, c, 48c);
- b) Reequilíbrios de piroxênios e hornblenda para anfibólios fibrosos, incolores ou verde-pálidos (do grupo da tremolita-actinolita), minerais opacos, biotita e\ou clorita (Figuras 46b, 47b);







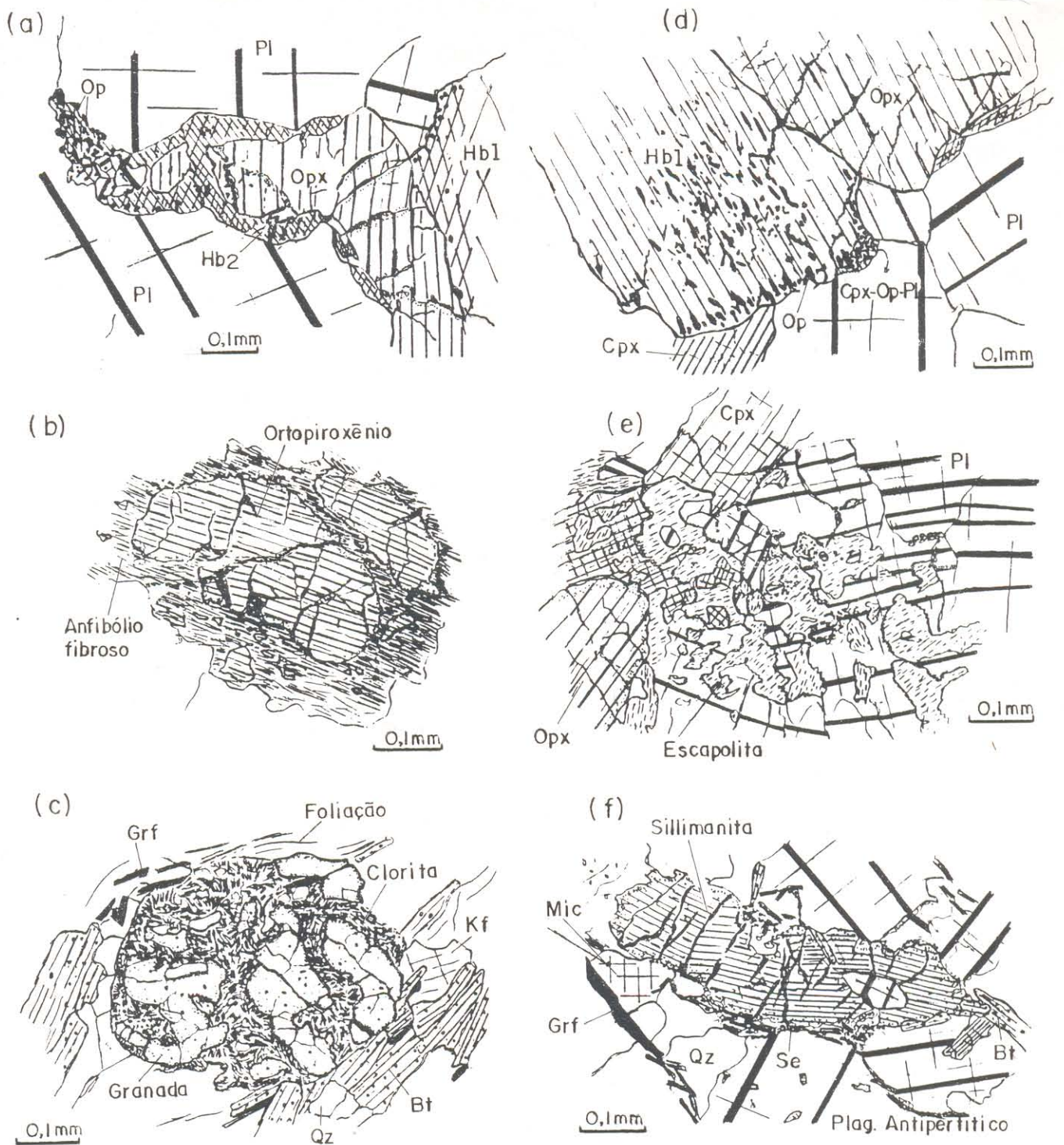
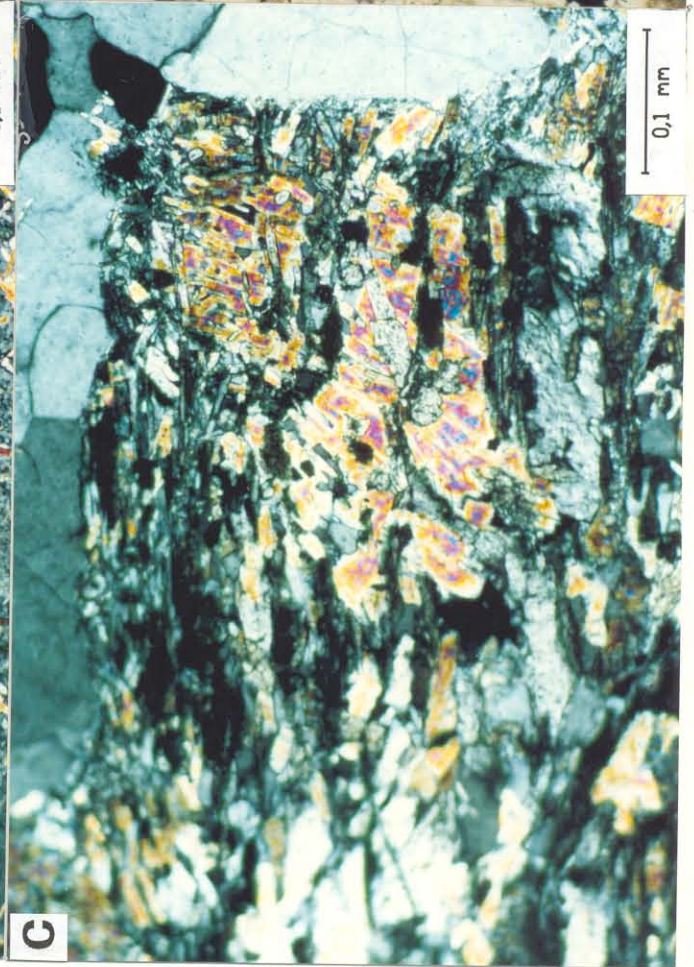
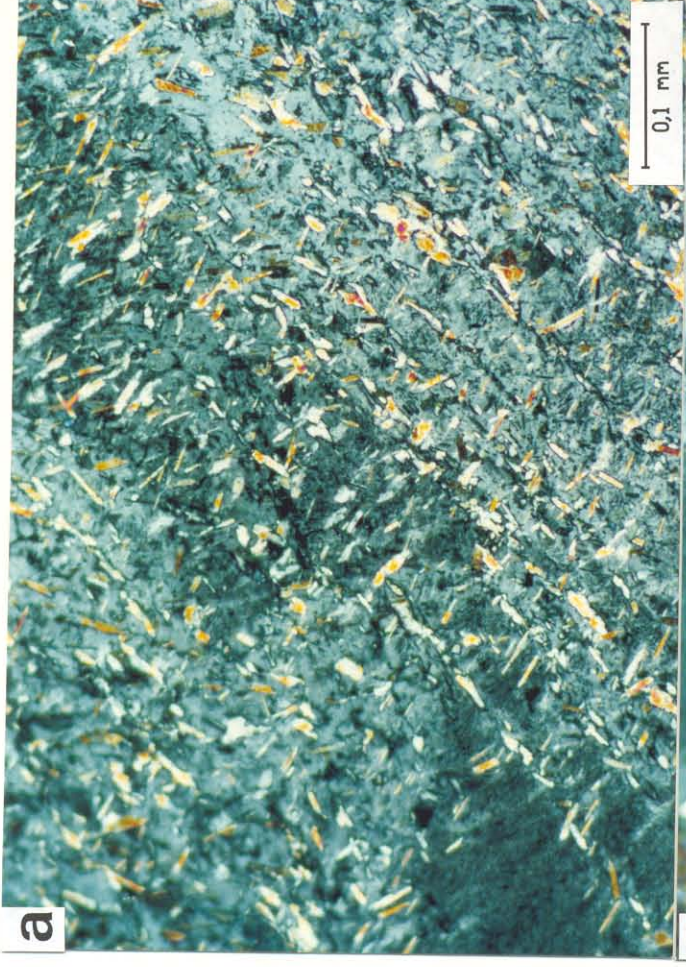
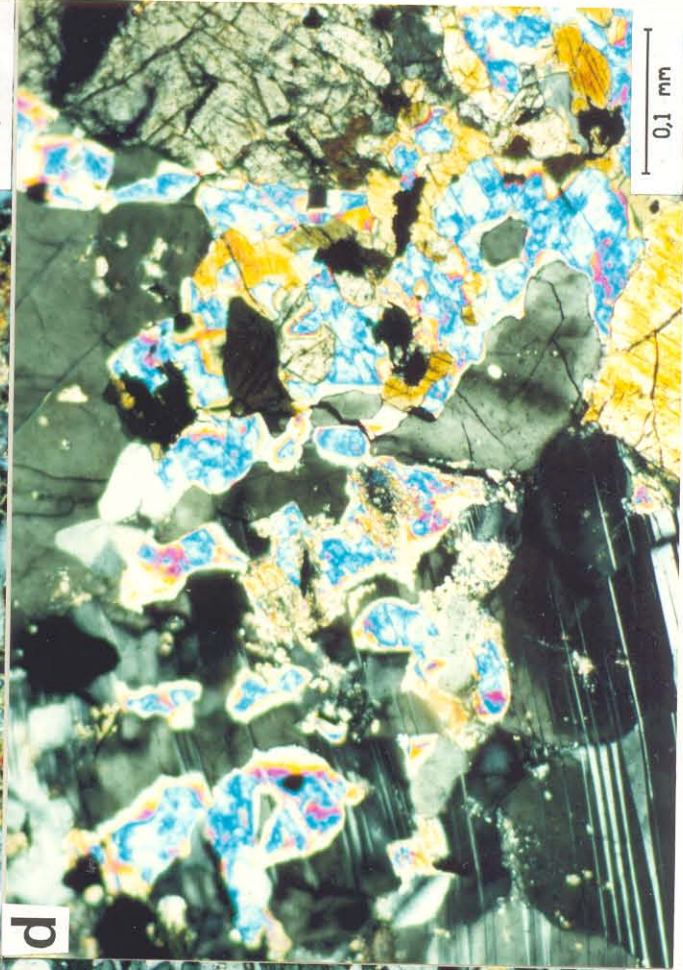
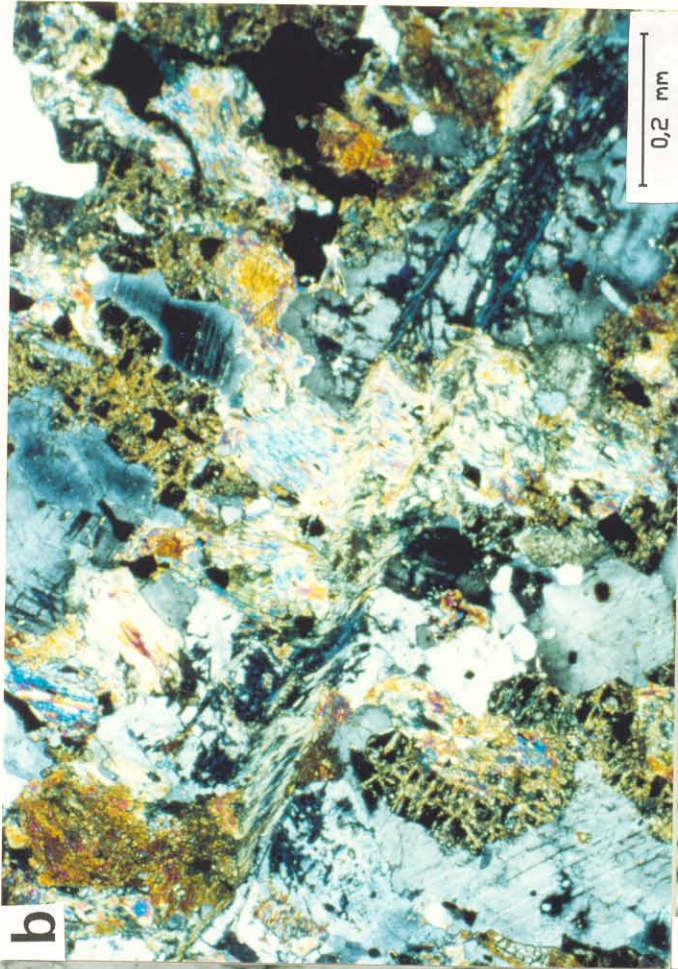
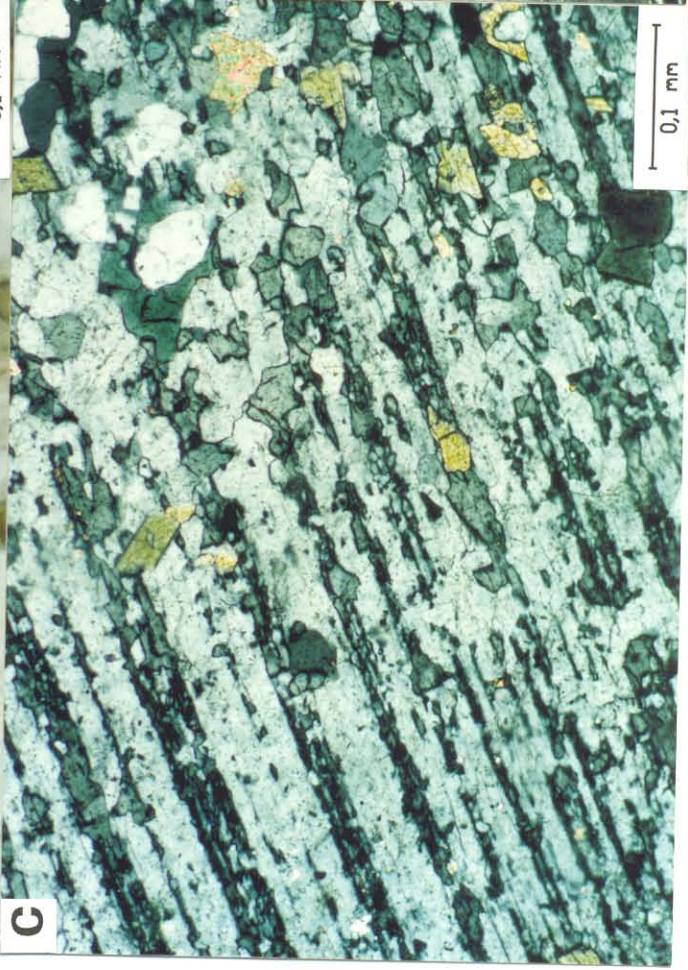


Figura 46- Feições texturais do desequilíbrio metamórfico: (a) Reação de hidratação na formação de hornblenda (Hb2) às expensas do ortopiroxênio; (b) Cristal de ortopiroxênio cisalhado transformado em anfibólios fibrosos, no processo de cisalhamento; (c) Extensiva substituição de porfiroblasto de granada cisalhado substituído por agregados lamelares de clorita, durante cisalhamento (PPN-II-69); (d) Segregação de opacos (hematita?) a partir de cristal de hornblenda ao longo de suas clivagens em direção a sua borda; (e) Substituição de cristais de plagioclásio por massas de escapolita; (f) Cristal de sillimanita cisalhado com substituição por sericita nas bordas e microfraturas.

Fig. 47

205





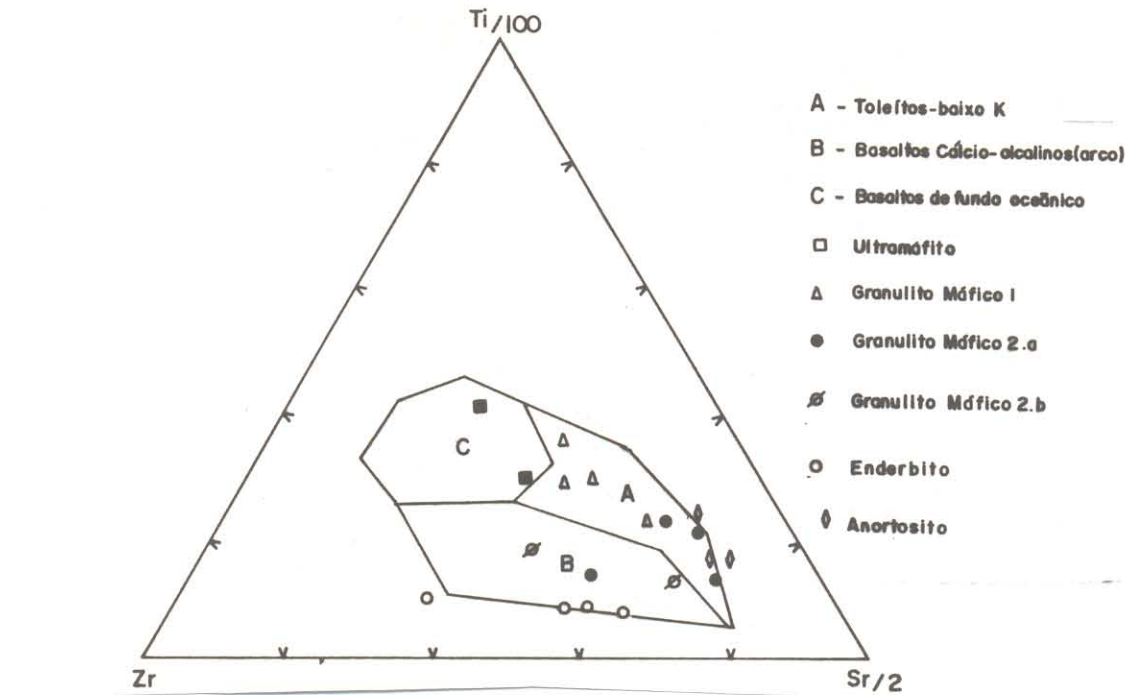


Figura 60- Diagrama Ti-Zr-Sr de PEARCE & CANN (1973) para definição de diferentes séries basálticas e ambiência tectônica com projeção dos granulitos estudados.

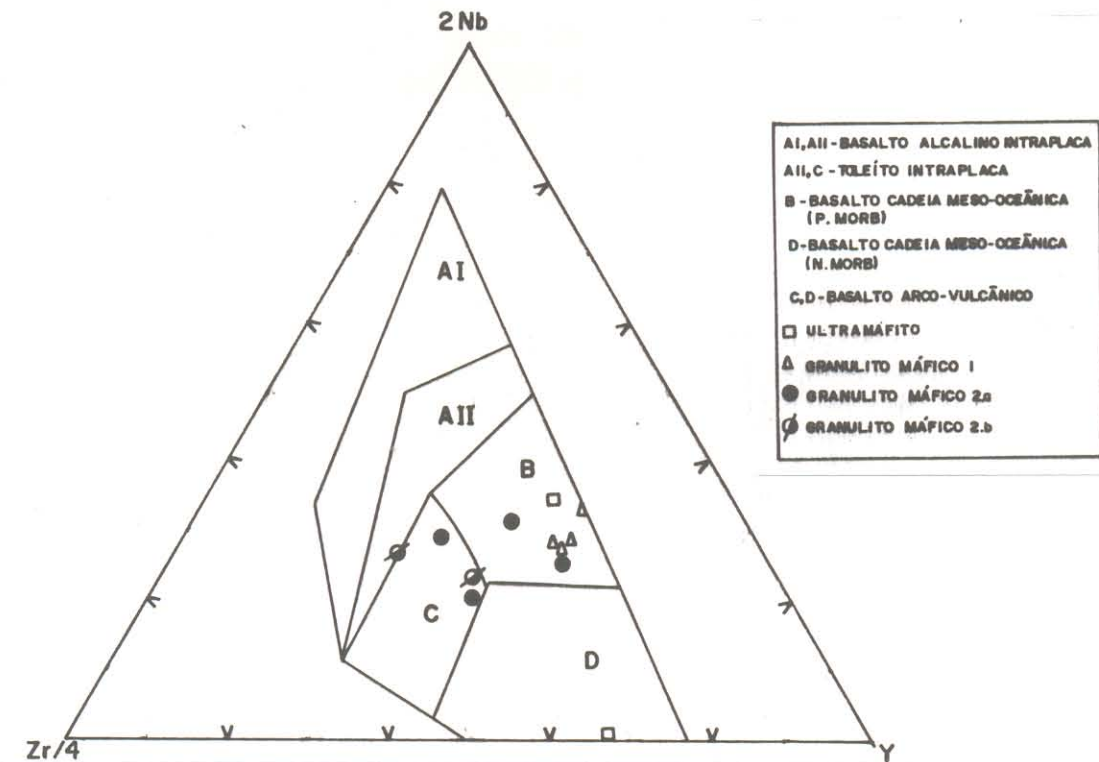


Figura 61- Diagrama Nb-Zr-Y de MESCHÉDE (1986) para discriminar rochas basálticas de diferentes ambientes tectônicos com destaque aos granulitos de Porto Nacional.

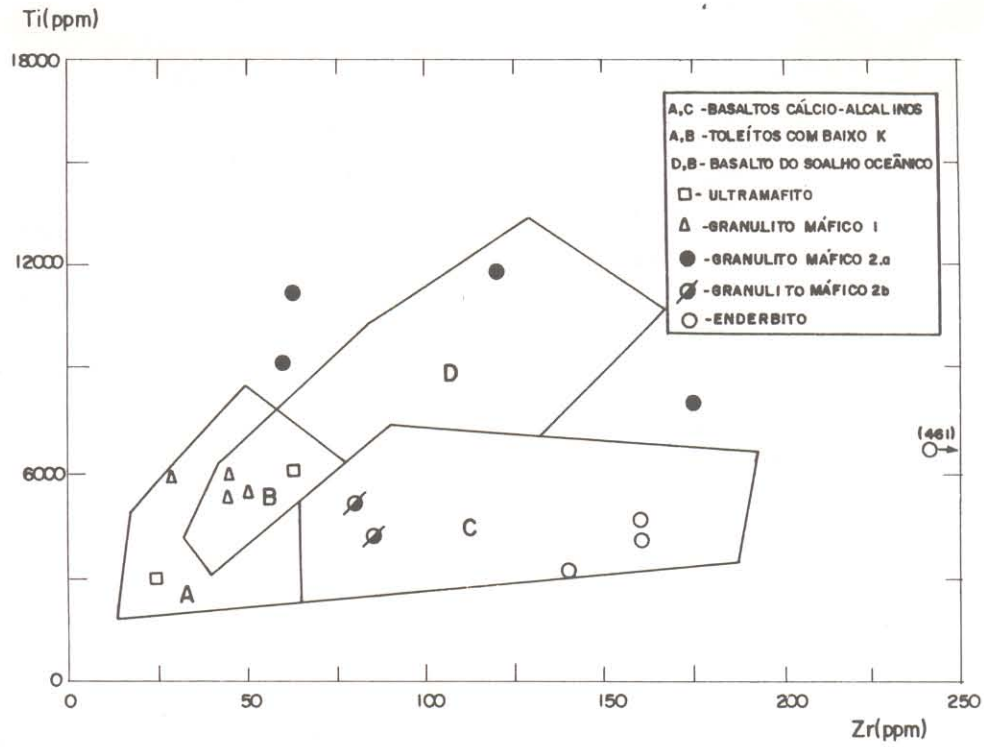


Figura 58- Diagrama Zr x Ti de PEARCE & CANN (1973) para definição de diferentes tipos composicionais de basaltos, com dados das rochas granulíticas estudadas.

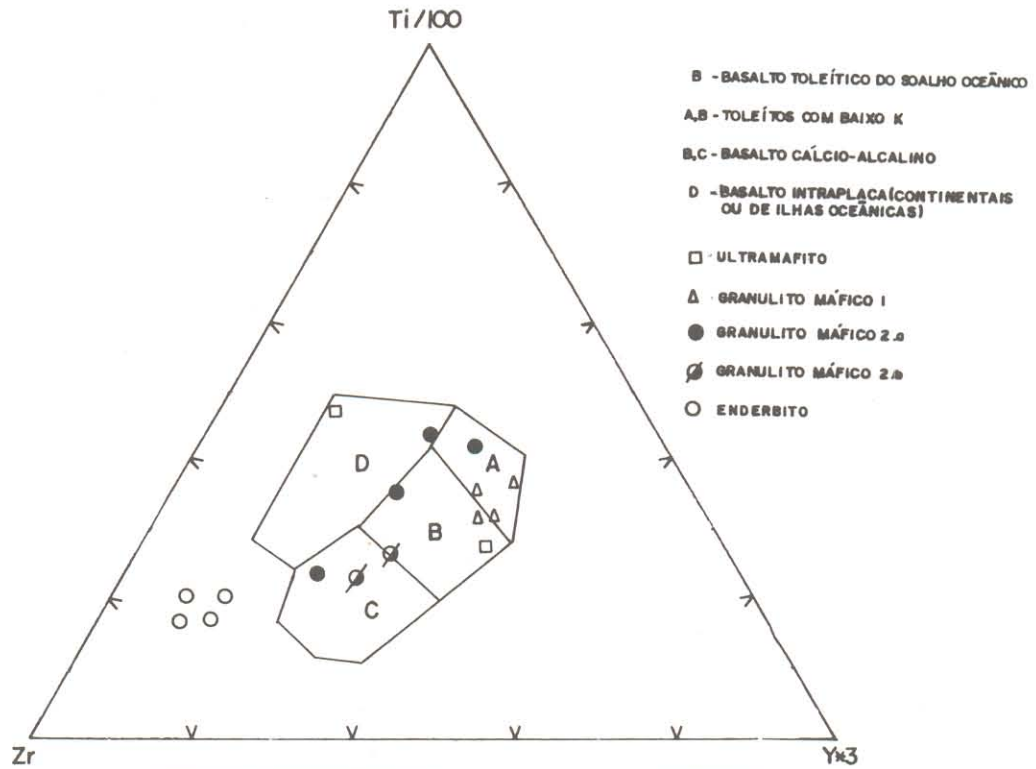


Figura 59- Diagrama Ti-Zr-Y de PEARCE & CANN (1973) para discriminar séries basálticas de diferentes ambientes tectônicos, com dados dos granulitos estudados.

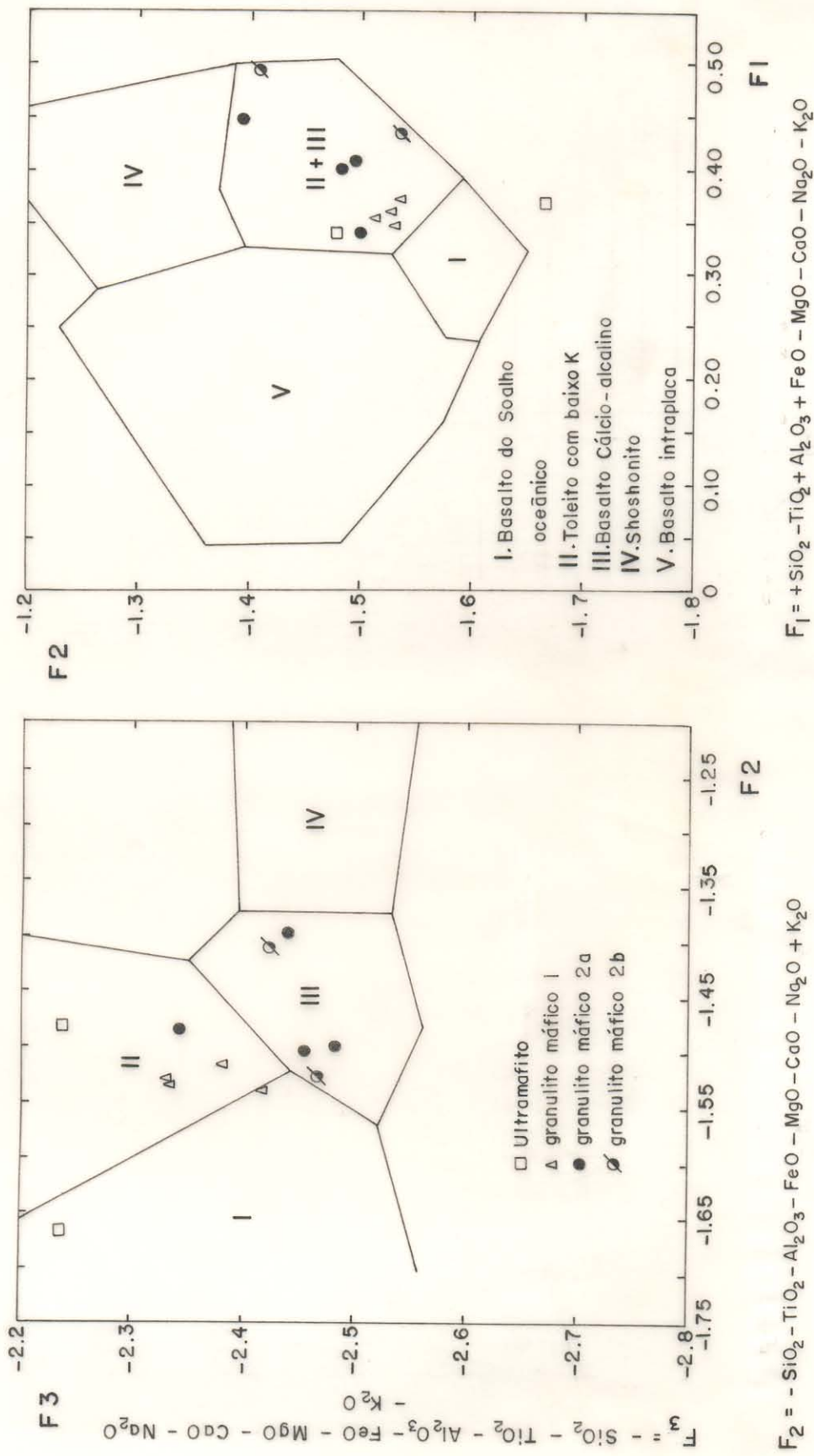


Figura 57-. Comportamento de granulitos máficos em diagramas  $F_1$  x  $F_2$  e  $F_2$  x  $F_3$  de PEARCE (1976) para discriminar ambientes de formação de basaltos.

- c) Modificações de cristais de cordierita em agregados de minerais verdes (pinita); transformações de cianita em muscovita/sericita e de granada ou biotita para clorita (Figuras 46c, e, f; 47c,d).

A recristalização e substituição em porfiroclastos se estabelecem preferencialmente nas bordas e regiões de segmentação dos cristais, e em muitos exemplos constata-se a migração de componentes químicos na escala milimétrica. Um dos exemplos é verificado em megacristais de plagioclásio ou álcali-feldspato de rochas milonitizadas, onde suas bordas recristalizadas estão cercadas por agregados poligonais de granulação fina e cuja feição repete-se nas zonas de microfraturas do porfiroclasto. A fase recristalizada é acompanhada, nesse caso, por neoformação de anfibólio ou biotita no interior do porfiroclasto (Figuras 45c, 48c).

Em granitóides e gnaisses milonitizados desenvolve-se com frequência mirmequitos vermiformes de quartzo na interface plagioclásio/álcali-feldspato, assim como outros simplectitos de quartzo em biotita.

#### 8.4- CONSIDERAÇÕES METAMÓRFICAS E TECTÔNICAS

A determinação das condições P-T do metamorfismo baseado nas associações mineralógicas dos corpos rochosos da região, e na utilização de cálculos geotermobarométricos, aliados a critérios petroteturais, estruturais, estratigráficos e geocronológicos, permitiu caracterizar diferentes domínios tectono-metamórficos, representantes de níveis infra, meso e supracrustais, que hoje estão justapostos por tectônica. Considerando o acervo de dados obtidos na região de Porto Nacional, conclusivamente pode-se resumir o contexto global do metamorfismo na Figura 49, onde estão delimitados os campos P-T, os domínios e eventos metamórficos, e a sua trajetória.

Dos quatro domínios principais, o Domínio 1, estabilizado em alto grau metamórfico, enquadra-se dentre os terrenos granulíticos de média pressão segundo a classificação de GREEN & RINGWOOD (1967), cujas pressões e temperaturas máximas superam 8 kbar e 850°C (Figura 49).

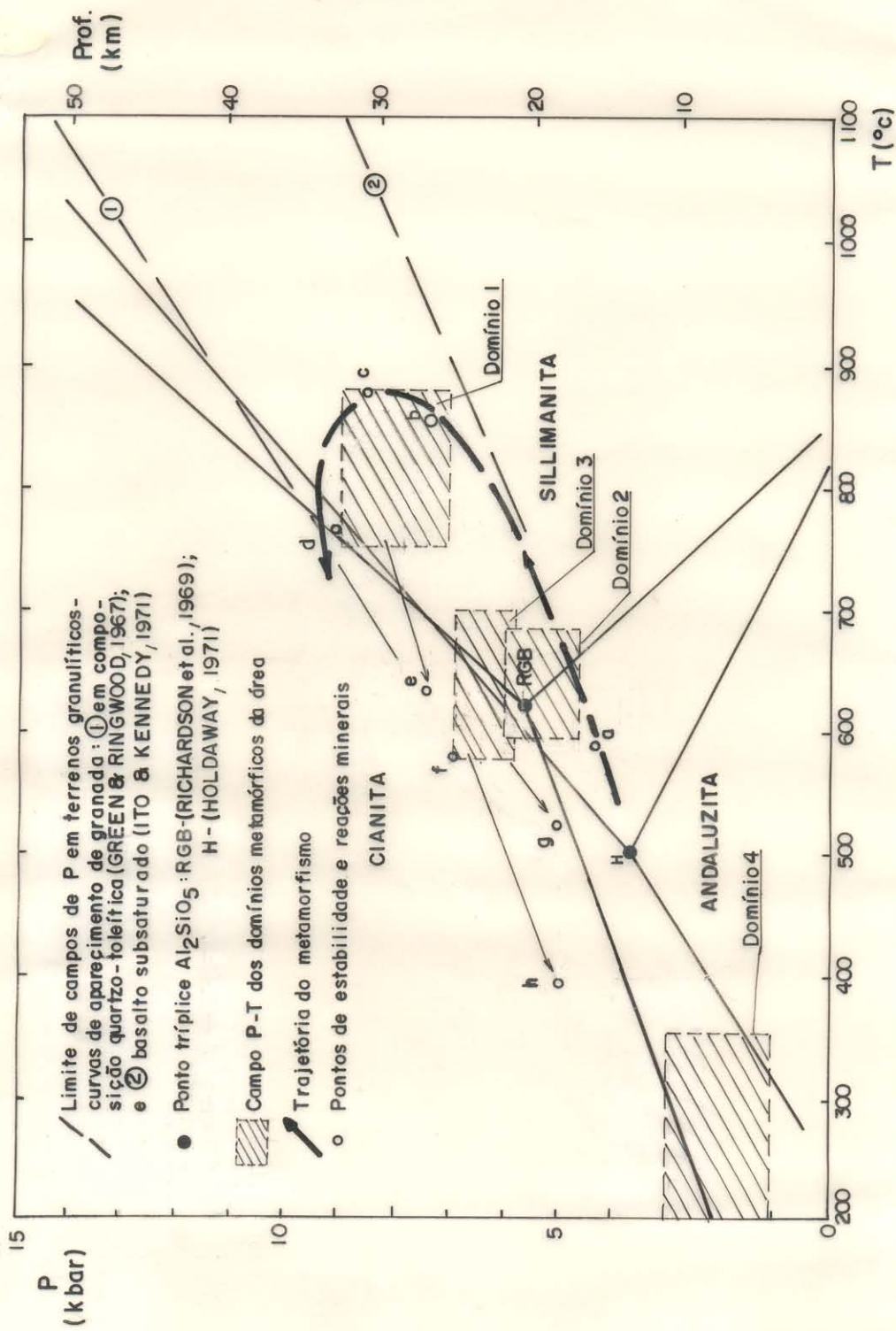


Figura 49- Condições P-T dos terrenos metamórficos da região de Porto Nacional com o percurso, estabilidade e reações do metamorfismo: a. Ms-Bt; b. Pl-Opx-Cpx<sub>1</sub>-Hb<sub>1</sub>; c. Pl-Cpx1-Opx; d. Opx + Ca Pl  $\rightleftharpoons$  Gr + Cpx<sub>2</sub> + Qz + Op, Sill-Ci-Gr-Pl Antip; e. Opx  $\rightarrow$  Hb<sub>2</sub> (coroa); f. Hb + Pl  $\rightarrow$  Gr + Op; g. Gr<sub>2</sub>-Bt<sub>2</sub> (Simplectito); h. Trem-Act-Cl-Ep-Se-Carb.

O estudo permitiu perseguir alguns passos importantes da trajetória do metamorfismo deste terreno, os quais acham-se delineados na Figura 49. Antes de estabilizar regionalmente em condições P-T de aproximadamente 8 kbar e 860°C, a profundidades estimadas em torno de 30 km, este terreno passou por um estágio progressivo inicial, através da fácies anfíbolito (ponto **a**, Figura 49) e que adentrou a fácies granulito (ponto **b**, Figura 49), até atingir equilíbrios estáticos em condições pobres em H<sub>2</sub>O, chegando por fim à anatexia anidra com geração de charnockitos e de granitos S (granadíferos) que deve corresponder ao pico termal acima de 850°C (ponto **c**, Figura 49). Isto caracteriza um período inicial de aquecimento regional, com elevação relativamente pequena da pressão (alto gradiente T/P), que se supõe terem sido fortemente controlado por *underplating* magmático.

O passo subsequente foi dado por um aumento significativo da pressão e talvez leve decaimento da temperatura, de modo a projetar as condições termodinâmicas do sistema para o limite dos campos de estabilidade cianita/sillimanita (ponto **d**, Figura 49), generalizando-se nesse período a geração de granada e cianita em rochas aluminosas, de simplectitos granada-clinopiroxênio-quartzo em tipos básicos por desestabilização de ortopiroxênio e plagioclásio, e de espinélio. Este estágio deve corresponder ao início da tectônica de inversão e subducção dos conjuntos rochosos, como consequência do processo de delaminação crustal da base da crosta.

A fase seguinte coincide com a atividade tectônica principal, envolvendo a colisão crustal, levando tardiamente à projeção desses conjuntos aos níveis mais superiores da crosta, embutindo-os aos terrenos gnáissicos, e estabilizando-os regionalmente em fácies anfíbolito. Isto levou à retrogressão metamórfica, em função de arrefecimentos da temperatura, acompanhado por reações de hidratação em alguns minerais (coroas de hornblenda em piroxênios, escapolitização do plagioclásio, muscovitização da cianita, geração de simplectitos granada-biotita; pontos **e**, **f**, **g** - Figura 49), cujos registros mais

inferiores indicam temperaturas abaixo de 600°C. Nesta fase os processos anatéticos foram importantes, não só pela extensiva migmatização dos terrenos gnáissicos, mas particularmente pela geração de granitos potássicos expressivos, tais como os corpos Matança e Serrote, relacionados aos processos de cisalhamento.

Do quadro exposto acima o padrão pressão-temperatura-tempo (P-T-t) deduzido é do tipo anti-horário, o qual define, no trecho inicial, um padrão progressivo até atingir condições P-T máximas e, no trecho seguinte padrões retrógrados, cujos registros tardios indicam *imprint* em fácies anfíbolito a xisto verde a temperaturas inferiores a 600°C e pressões de aproximadamente 5 kbar.

Padrões semelhantes a este (*ACW - IBC - anticlockwise - isobaric cooling*), segundo HARLEY (1989) e BOHLEN (1991), tem grande importância na definição do modelo de formação dos granulitos, significando fundamentalmente que o aquecimento do terreno aconteceu anteriormente e durante a elevação da pressão, isto é, do soterramento tectônico.

Para isto o modelo requereria a agregação de espesso leito de material basáltico à base de uma crosta continental preexistente (*magmatic underplating*) e intrusões em níveis mais superiores, nos estágios iniciais do tectonismo (formação de riftes), os quais proporcionariam o calor necessário ao metamorfismo granulítico (expansão termal da litosfera e elevação isostática), levando ao espessamento magmático da crosta, nos estágios tardios do evento tectono-termal.

Na continuidade desse processo haveria um aumento da pressão, a crosta iniciaria a esfriar com a cessação do magmatismo e o equilíbrio isostático tenderia a ser mantido com a formação de rochas ricas em granada na crosta inferior, causando resfriamento aproximadamente isobárico.

Assumindo que a crosta inferior, de composição predominantemente basáltica, pode tornar-se mais densa que o manto subjacente, a delaminação dessa camada pode ser responsável pelo início do *uplift* num estágio tardio, num segundo episódio tectônico.

Em níveis crustais relativamente mais baixos, contemporaneamente, estabilizou-se outra suíte de rochas metamórficas (Domínio 2) representando um terreno de baixa pressão e média a alta temperatura ( $P < 6 \text{ kb}$ ,  $T > 650^\circ\text{C}$ ), (vide Figura 49). Nessas condições o metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito alta, sem no entanto distanciar-se do limite da anatexia, pois raros são os exemplos de mobilizações nessas rochas, restringindo-se apenas a pequenos veios ou lentes de granitos tipo S (com duas micas) sobre xistos e gnaisses aluminosos. Como se trata de um conjunto supracrustal com alguns constituintes semelhantes aos do Domínio 1, e condições metamórficas pouco mais baixas, suspeita-se que podem ter sido parte de uma mesma seqüência, e as diferenças sejam devidas ao nível crustal onde tais condições se implantaram.

O terreno metamórfico mais abrangente da área (Domínio 3) dominado por gnaisses e granitóides, atingiu a fácies anfíbolito alta num evento metamórfico regional, que aconteceu concomitantemente à tectônica tangencial de cavalgamento, responsável pela projeção de níveis infracrustais, os quais junto com o Domínio 2 foram colocados ao lado deste. Diferenças fundamentais em relação aos terrenos de mais alto grau: 1) na mineralogia (presença de titanita em vez de rutilo, de hornblenda e biotitas pobres em titânio e ricas em ferro e ausência de ortopiroxênio); 2) na trama, onde são marcantes as feições de cisalhamento; e 3) no grau de migmatização; permitem estimar as condições metamórficas deste evento em temperaturas superiores a  $650^\circ\text{C}$  e pressões moderadas (Figura 49).

Episódios metamórficos tardios ou posteriores, em condições regressivas inferiores a estas ( $T < 600^\circ\text{C}$ ), e que culminaram em fácies xisto-verde, instalaram-se ao longo de zonas de cisalhamento transcorrente, que atravessaram indistintamente rochas dos vários domínios metamórficos. Este evento foi acompanhado de forte permeabilidade e mobilidade de fluidos e representam estágios em níveis mais elevados da crosta.

Um outro evento tectono-metamórfico mais novo, neoproterozóico, de caráter regional, estabeleceu-se na Faixa Natividade. As condições metamórficas estimadas situam-se

na fácies xisto-verde baixa, mas a presença esporádica de cloritóide associado com cianita permite interpretar que as condições metamórficas do pico deste evento atingiu temperaturas de aproximadamente 400°C sob pressões próximas a 3-4 kb (Figura 49); de modo que se justifica enquadrá-lo em níveis crustais rasos. Os efeitos desse metamorfismo sobre as rochas mais antigas não foram ainda investigados, mas é provável que a presença de zonas transcorrentes mais discretas com forte saussuritização das rochas adjacentes, a mobilização de ouro, sílica, carbonatos, sulfetos e outros minerais de ferro, e a sericitização incipiente do plagioclásio, e a cloritização da biotita em granitos da Suíte Lajeado, podem estar relacionados a este evento.

## 9- GEOCRONOLOGIA

### 9.1- INTRODUÇÃO

Na região de Porto Nacional os estudos geocronológicos são muito reduzidos e o levantamento dos dados existentes revela uma carência de datações em termos quantitativos, e sobretudo limitação de métodos, representatividade da amostragem e, fundamentalmente, falta de abrangência para as várias unidades lito-estratigráficas numa região de grande diversidade de produtos geológicos decorrentes da atuação de vários processos.

Dos dados existentes nesta área (Tabela 14) muitos correspondem a idades convencionais ou de referência, de significado geológico pouco confiável, e outros revelam claramente idades rejuvenescidas por processos tectônicos mais novos. Desse quadro pôde-se constatar que particularmente nas rochas granulíticas, não há dados geocronológicos disponíveis.

As datações existentes na literatura para a região (Tabela 14) em rochas gnáissicas, atribuídas ao Complexo Basal Goiano (considerado na literatura como formado no Arqueano-Proterozóico Inferior), indicam idades isocrônicas Rb/Sr de 700 Ma, assim como K/Ar em metabasitos de 795 e 547 Ma (HASUI et al., 1980). COSTA (1985) analisou amostras de granitóides gnáissicos da Suíte Matança sem obter, no entanto, resultados satisfatórios, em função da forte dispersão dos pontos no diagrama isocrônico, notando-se claramente desequilíbrio no sistema isotópico. Por outro lado BARRADAS et al. (1992, 1994) obtiveram uma isócrona Rb/Sr de melhor qualidade nas rochas desta Suíte cuja idade referem-se a  $510 \pm 15$  Ma.

Os outros dados geocronológicos disponíveis referem-se aos granitos da Suíte Lajeado e às vulcânicas ácidas da Formação Monte do Carmo. Aos primeiros, correspondentes a granitos intrusivos nos complexos Goiano e Porto Nacional são reportadas idades convencionais Rb-Sr de 1.595 e 1.637 Ma, em corpos a sudeste de Porto

Tabela 14- Síntese dos dados geocronológicos existentes na região de Porto Nacional e adjacências.

IDADE (Ma)	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	MÉTODO	OBSERVAÇÕES	REFERÊNCIAS
2.844±26	Complexo Colméia	U-Pb zircão	Diagrama concórdia.	MOURA (1992)
2.867-2.844	Complexo Colméia	Pb-Pb zircão	Evap. monocristais	MOURA (1992)
2.591±64	Complexo Colméia	Rb-Sr R.total	8 pontos; RI=0,705	CUNHA et al.(1981)
1.834±39	Complexo Colméia	Rb-Sr R.total	4 pontos; RI=0,715	CUNHA et al.(1981)
2.239±95	Complexo Colméia	Rb-Sr R.total	6 pontos; RI=0,708	LAFON et al.(1990)
2.219±31	Complexo Colméia	Rb-Sr R.total	6 pontos; RI=0,709	MOURA(1992)-Dados recalculados de CUNHA et al.(1981)
2.198±41	Complexo Colméia	Rb-Sr R.total	6 pontos; RI=0,711	CUNHA et al.(1981)
700	Complexo Goiano (Brejinho de Nazaré)	Rb-Sr R.total (Gn e anfib.)	6 pontos; RI=0,706	HASUI et al.(1980)
473±25	Complexo Goiano (Brejinho de Nazaré)	K-Ar biotita	gnaisse	HASUI et al.(1980)
626±24	Complexo Goiano	K-Ar muscovita	pegmatito em xisto	HASUI et al. (1980)
1.783±32	Complexo Goiano	K-Ar muscovita	pegmatito em xisto	HASUI et al. (1980)
2.050±27	Gnaisse tonalítico (Almas)	Rb-Sr R.total	4 pontos; RI=704	COSTA (1985)
2.100	Complexo Goiano (Paraná)	Rb-Sr R.total	7 pontos; RI=0,710	HASUI et al.(1980)
2.069±74	Granito Itália	Rb-Sr R.total	idades de referência	CUNHA et al.(1981)
1.737±50	Granito Itália	Rb-Sr R.total	idade de referência	CUNHA et al.(1981)
1.637±14	Suite Lajeado	Rb-Sr R.total	idade de referência	HASUI et al.(1980)
1.873±25	Suite Lajeado	Rb-Sr R.total	5 pontos; RI=0,708	COSTA (1985)
1.741±54	Granito do Carmo (Suite Lajeado)	Rb-Sr R.total	12 pontos; RI=0,722	BARRADAS et al. (1992)
1986±49	Granito do Carmo	Pb-Pb R.total	6 pontos	BARRADAS et al. (1992)
2.024±10	Formação Monte do Carmo (vulcânicas)	Pb-Pb R.total	6 pontos	BARRADAS et al. (1992)
469±10	Granitóide Matança	Rb-Sr R.total	3 pontos; RI=0,713	COSTA (1985)
510±15	Granitóide Matança	Rb-Sr R.total	6 pontos; RI=0,713	BARRADAS et al. (1992)
795±18 547±40	metabasitos (Porto Nacional)	K-Ar R.total	diques cortando granitos	HASUI et al.(1975)

Nacional (HASUI et al., 1980); isócronas Rb-Sr de referência de 1.750 Ma (na qual foram incluídas amostras de granitos do Cráton Amazônico) e de 2.069 Ma, para o Granito Itália a sul da área (incluindo uma amostra de vulcânica riolítica) (CUNHA et al. 1981); idade isocrônica Rb-Sr de 1.873 Ma, para o Granito Areias (COSTA, 1985); idades isocrônicas Rb-Sr de 1.741 Ma e Pb-Pb de 1.986 Ma para o Granito do Carmo (BARRADAS et al., 1992) e finalmente idade K-Ar em biotita com valor de  $551 \pm 06$  Ma num granito próximo a Taquaralto (CUNHA et al., 1981). Para as vulcânicas da Formação Monte do Carmo, existe um valor isocrônico Pb-Pb em rocha total de 2.024 Ma (BARRADAS et al., 1992).

Sobre os terrenos gnáissicos TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) do Complexo Colméia situados a nor-noroeste, fora da área estudada, as idades obtidas pelo método Rb-Sr variam entre 2,6 a 2,0 Ga, enquanto que pelo método U-Pb em zircão as idades mantêm-se em 2,8 Ga (MOURA, 1992; MOURA & GAUDETTE, 1992), o que reafirma a evolução arqueana para este segmento crustal, com retrabalhamento em eventos mais novos.

No caso dos terrenos gnáissicos a sul-sudeste, na região de Paranã, os valores isocrônicos Rb-Sr obtidos situam-se em aproximadamente 2,1 Ga, interpretados como idade do metamorfismo-migmatização, sugerindo-se idades mais antigas para a geração dessas rochas (HASUI et al., 1980). Idades K-Ar, relatadas por esses autores, indicam valores dispersos entre 930 e 1.600 Ma, interpretados como rejuvenescimentos parciais ou fases de esfriamento regional.

## 9.2- RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS DAS ROCHAS DE ALTO GRAU

Na região de Porto Nacional foram datadas, neste trabalho, vinte amostras de rochas granulíticas analisadas pelo método Rb-Sr em rocha total, e duas amostras de gnaisses por evaporação em monocristais de zircão. Sua localização consta no mapa de amostragem (Anexo A) e os resultados estão expressos na Tabela 15.

Tabela 15. Dados isotópicos Rb-Sr para as rochas de alto grau estudadas.

Amostra	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
PN-03	33,40	121	0,2760	0,7970	0,7242
PN-43	4,00	40	0,1000	0,2930	0,7071
PN-02A	3,10	105	0,0295	0,0841	0,7038
PN-18	4,10	166	0,0247	0,0720	0,7030
PN-21	4,90	586	0,0084	0,0242	0,7026
PN-23A	52,80	178	0,2966	0,8599	0,7277
PN-46	1,30	129	0,0101	0,0296	0,7023
PN-08.1	3,60	404	0,0089	0,0260	0,7025
PN-22B	5,80	1119	0,0052	0,0149	0,7023
PN-37	40,50	521	0,0777	0,2247	0,7087
PN-08.2	3,50	360	0,0097	0,0278	0,7024
PN-09A	20,10	471	0,0427	0,1234	0,7054
PN-09B	35,20	537	0,0655	0,1896	0,7072
PN-36	45,40	489	0,0928	0,2689	0,7105
PN-02C	8,70	273	0,0319	0,0924	0,7045
PN-39D	12,10	344	0,0352	0,1017	0,7049
PN-02B	123,70	311	0,3977	1,1562	0,7358
PN-23C	106,80	404	0,2643	0,7665	0,7257
PN-39B	93,00	256	0,3633	1,0536	0,7323
PN-48	93,40	175	0,5337	1,5480	0,7477

. Determinações feitas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA  
 . Cálculos realizados com  $1 \sigma$  de desvio padrão

Dentre as analisadas pelo método Rb-Sr existem três grupos composicionais reunindo: granada gnaisses (kinzigitos); granulitos máficos e ultramáficos; e enderbitos e charnoenderbitos. Elas representam os principais tipos de rochas deste terreno granulítico, colhidas ao longo da sua seção principal, na porção nordeste da área. As suas relações geológicas de campo demonstram concordâncias estruturais, onde os vários litotipos se alternam desde a escala mesoscópica, constituindo uma seqüência magmático-sedimentar pretérita (Capítulo 5).

A sistemática adotada para o tratamento e interpretação dos dados analíticos Rb-Sr, constou inicialmente da construção de isócronas incluindo a totalidade das amostras disponíveis, a seguir agrupando-se pela natureza original (orto ou paraderivada), e por fim, em isócronas individuais por tipo composicional.

Os resultados mostram que quando se reúne todas as amostras num único diagrama isocrônico (Figura 50a) obtêm-se uma idade de  $2.078 \pm 48$  Ma e uma razão inicial baixa ( $RI=0.70157$ ), mas o valor do parâmetro MSWD (*MEAN SQUARE OF WEIGHTED DEVIATES*) é alto ( $\approx 15$ ). Este parâmetro torna-se um pouco maior quando se constrói isócronas somente com tipos ortoderivados, sem que hajam mudanças significativas nos outros valores (idade  $2.120 \pm 91$  Ma,  $RI=0,70152$ ,  $MSWD \approx 19$  - Figura 50b). Quando se compartimenta os diagramas por tipos litológico-composicionais, os valores do parâmetro MSWD decaem para níveis aceitáveis em certos grupos, reafirmando a cogeneticidade das rochas, dando maior confiabilidade aos pontos analíticos, e mantendo-se praticamente nos mesmos níveis os valores de idade e razão inicial.

Assim, nos diagramas das figuras 51 e 52 obtêm-se:

- a) Idade  $2.093 \pm 29$  Ma,  $RI=0,70182$ ,  $MSWD = 0,9$  em granulitos máficos tipo 2;
- b) Idade  $2.010 \pm 98$  Ma,  $RI=0,70153$ ,  $MSWD = 25$ , quando se reúne todos os dados dos granulitos máficos;
- c) Idade  $2.182 \pm 153$  Ma,  $RI= 0,70146$ ,  $MSWD \approx 14$  em enderbitos;
- d) Idade  $1.925 \pm 121$  Ma,  $RI= 0,704$ ,  $MSWD = 4$  em kinzigitos.

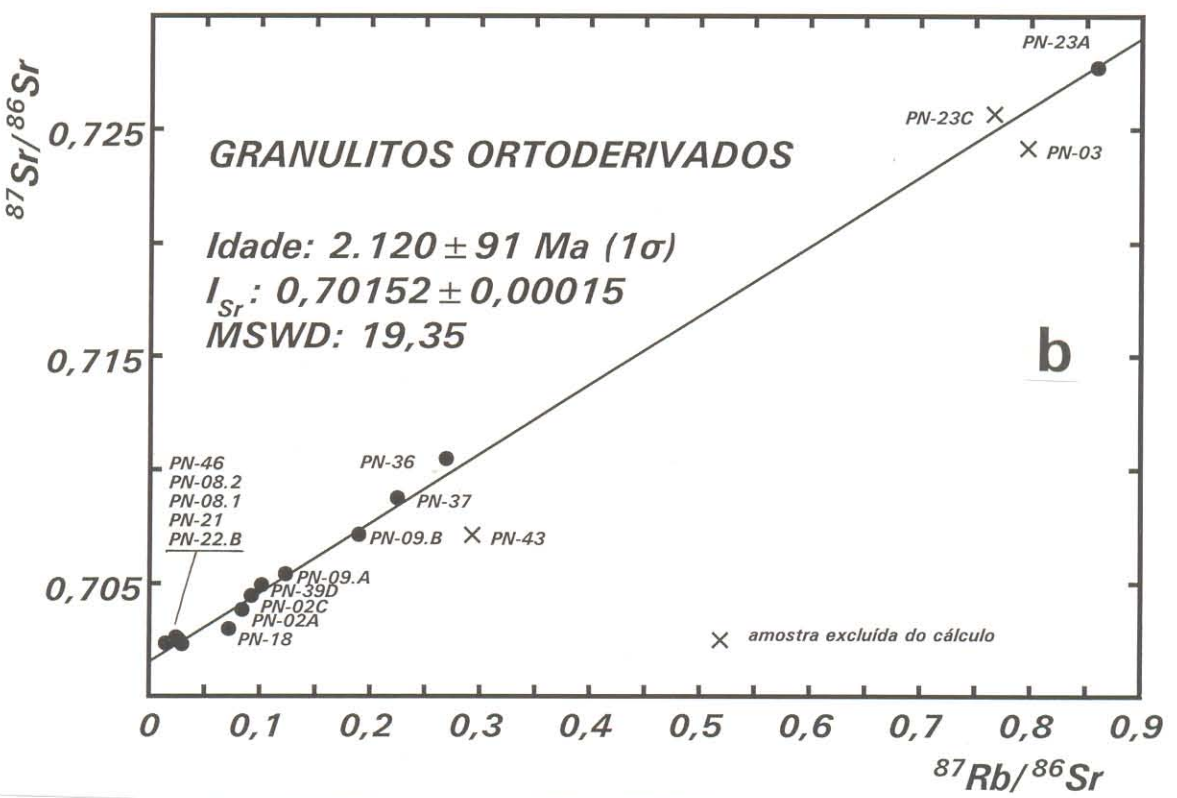
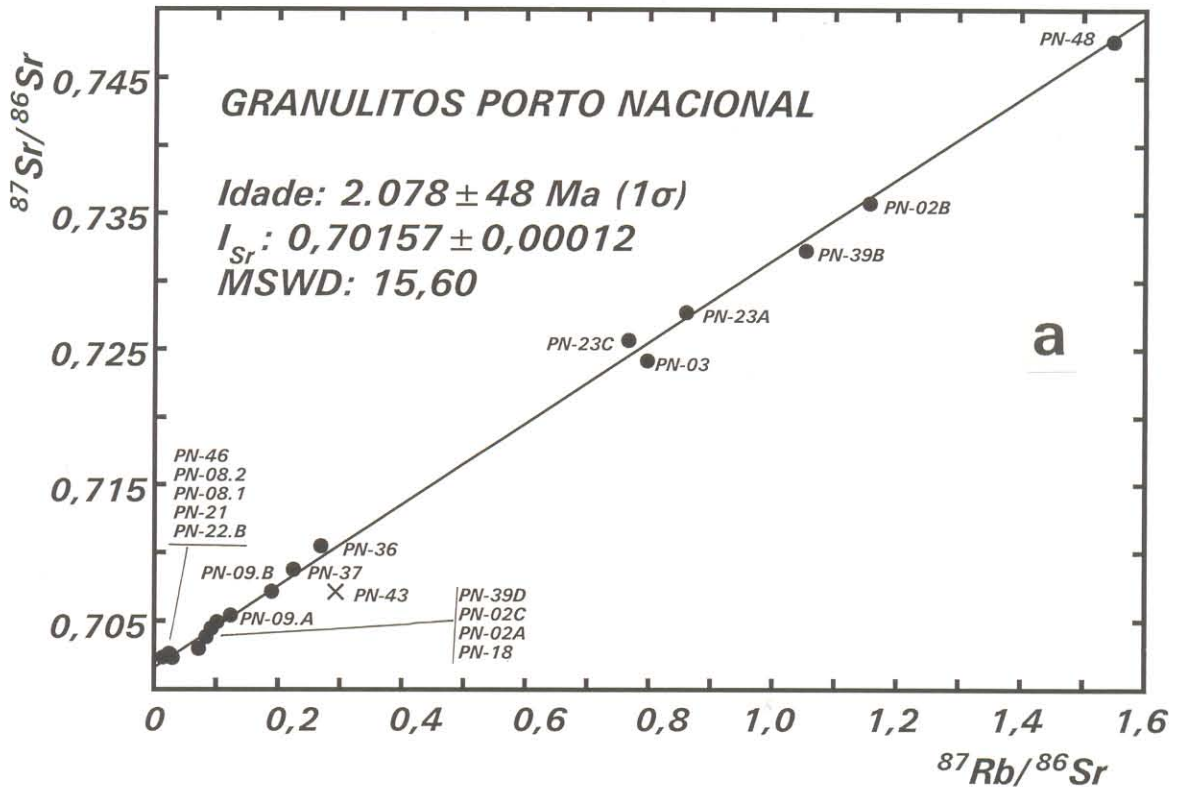


Figura 50- Diagramas isocrônicos Rb-Sr das rochas granulíticas estudadas: (a) Todas as amostras da Tabela 15; (b) Somente granulitos ortoderivados.

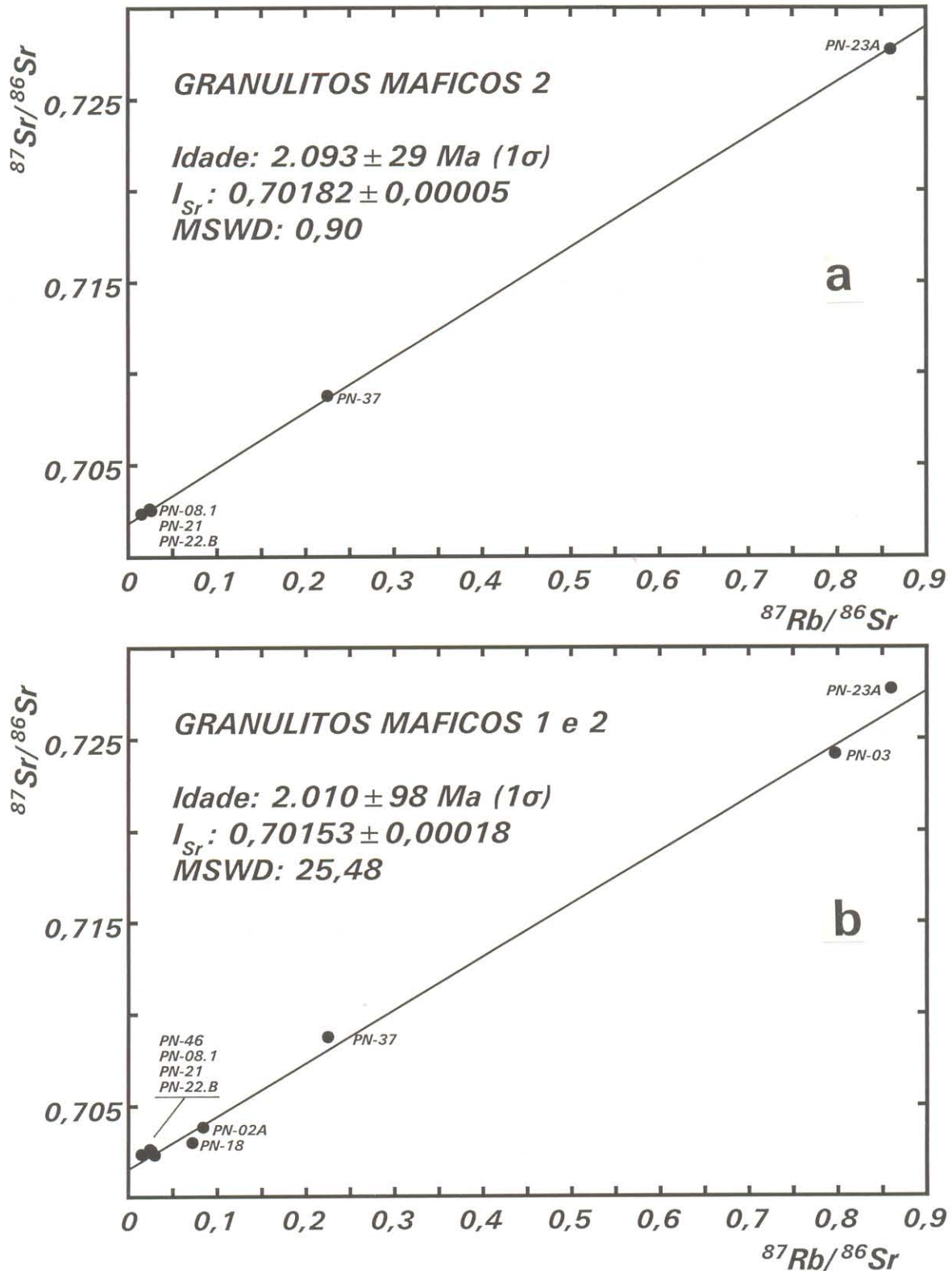


Figura 51- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os granulitos máficos.

No caso do tratamento feito por agrupamento de litotipos afins, os resultados mostraram para tipos máficos junto com enderbitos (Figura 53a) valores de  $2.092 \pm 53$  Ma,  $RI=0.70174$  e  $MSWD \approx 6$ ; e para a associação enderbitos mais charnockitos (Figura 53b) obteve-se uma idade de  $2.166 \pm 117$  Ma, com  $RI=0,70155$  e  $MSWD \approx 8$ . Por outro lado, a isócrona incluindo granulitos máficos, enderbitos e charnockitos revela boa colinearidade dos pontos analíticos o que se reflete no baixo valor do parâmetro  $MSWD (\approx 5)$ , dando uma idade de  $2.093 \pm 48$  Ma com  $RI=0,70174$  (Figura 54).

Analisando os dados isotópicos da Tabela 15, um detalhe importante a destacar é que, exceto os kinzigitos todas as amostras tem razão  $Rb^{87}/Sr^{86}$  baixas ( $< 1$ ), algumas, inclusive, apresentam razões extremamente baixas ( $< 0,10$ ). Isto tem um significado importante na questão petrológica dessas rochas, indicando tratar-se de rochas pobres em rubídio e conseqüentemente empobrecidas em elementos litófilos, o que corrobora a interpretação de que se tratam de rochas formadas na base da crosta.

Com referência aos resultados isotópicos Pb-Pb em zircão, foram selecionados zircões de um gnaiss tonalítico que ocorre a sudoeste de Porto Nacional, na localidade de Pontal (amostra 93/PN-02), intercalado com metassedimentos da Formação Morro do Aquiles, e de um granada gnaiss (amostra PN-02) a sul de Taquaralto (Anexo A).

Os cristais de zircão extraídos do gnaiss Pontal são euédricos, prismáticos, com terminações bipiramidais, dimensões  $2 \times 1$ , e facetados, alguns, no entanto apresentam superfície rugosa. Têm cores amarelo-claro ou rosa-claro, com limpidez e transparência excelente, normalmente sem inclusões ou com raras inclusões diminutas de opacos.

Seis desses cristais foram analisados, segundo as técnicas implantadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências-UFPA, mas em apenas cinco deles se conseguiu uma boa emissão de Pb, possibilitando-se calcular as idades  $Pb^{207}/Pb^{206}$  que definiram um valor médio de  $2.100 \pm 14$  Ma (Figura 55a).

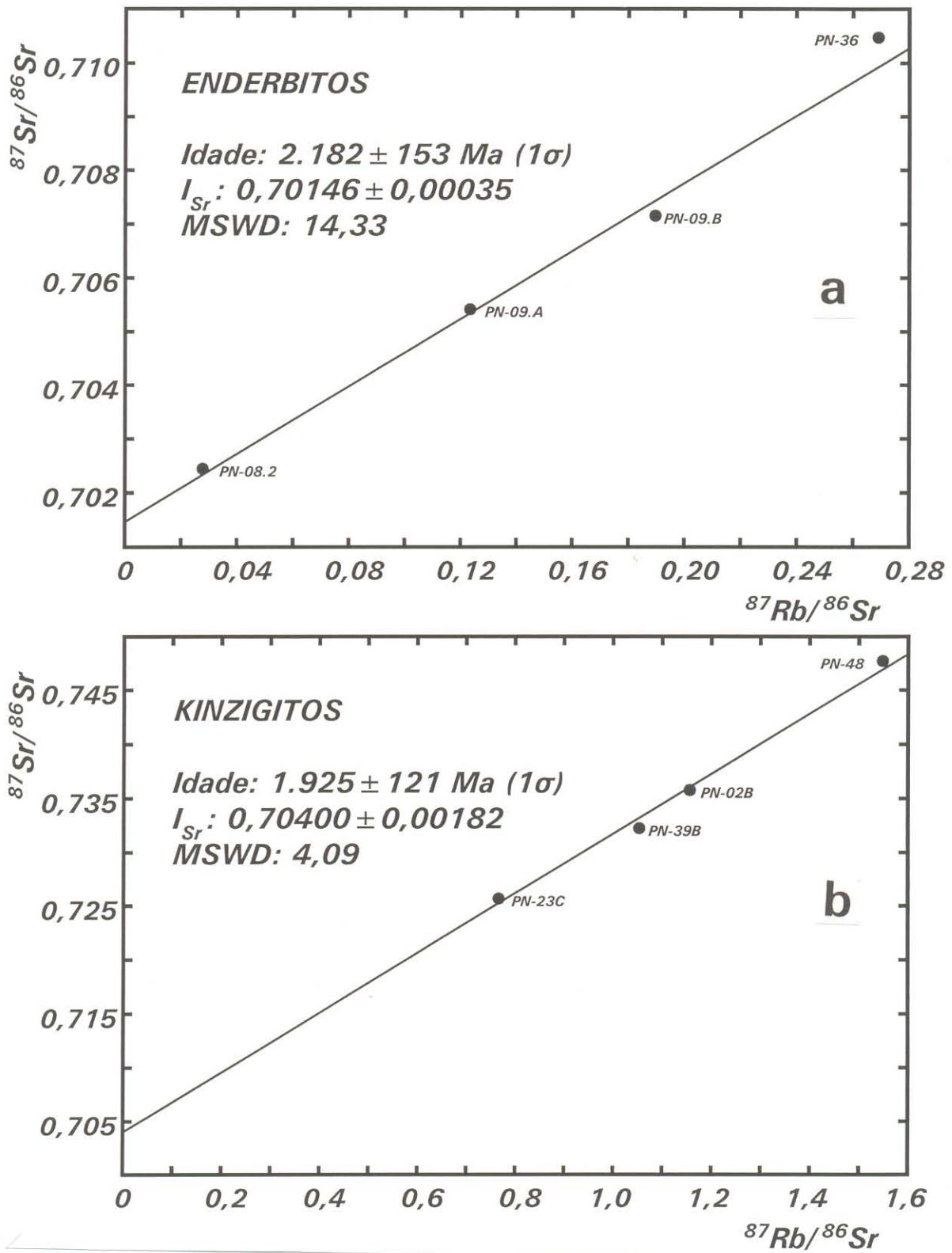


Figura 52- Diagramas isocrônicos Rb-Sr de enderbitos (a) e de kinzigitos (b).

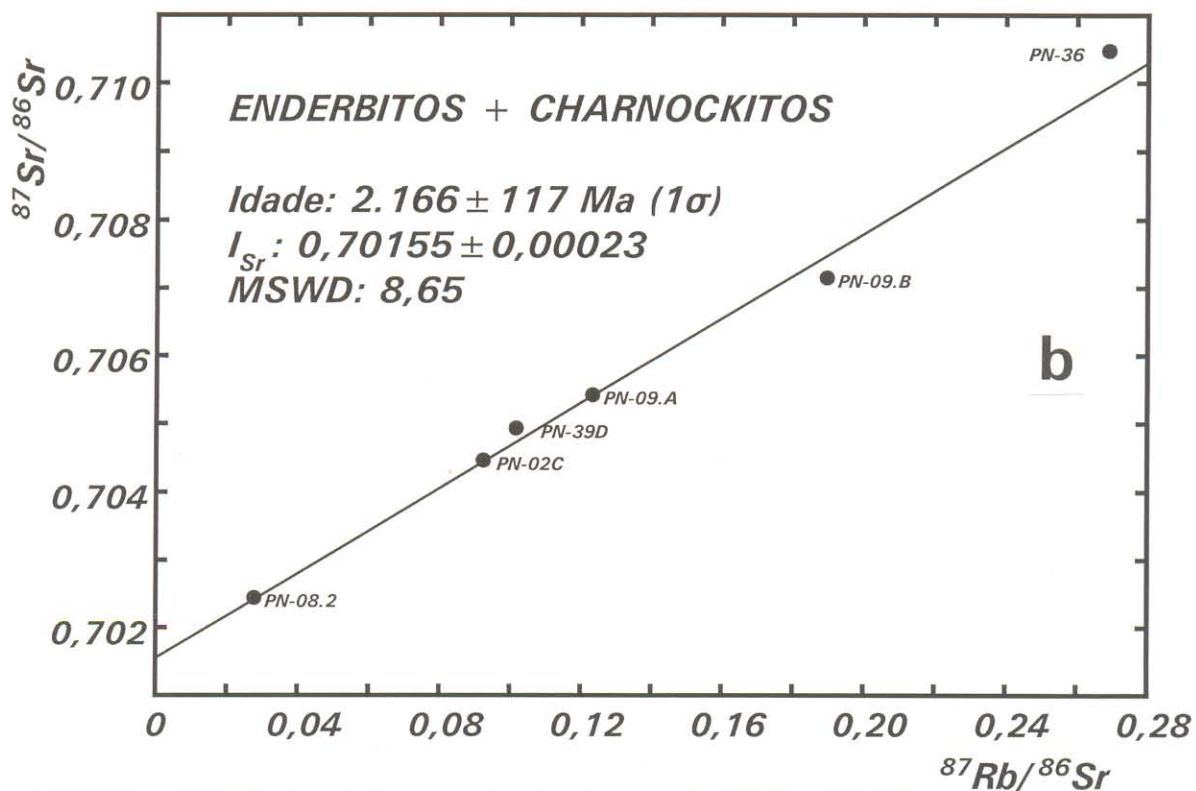
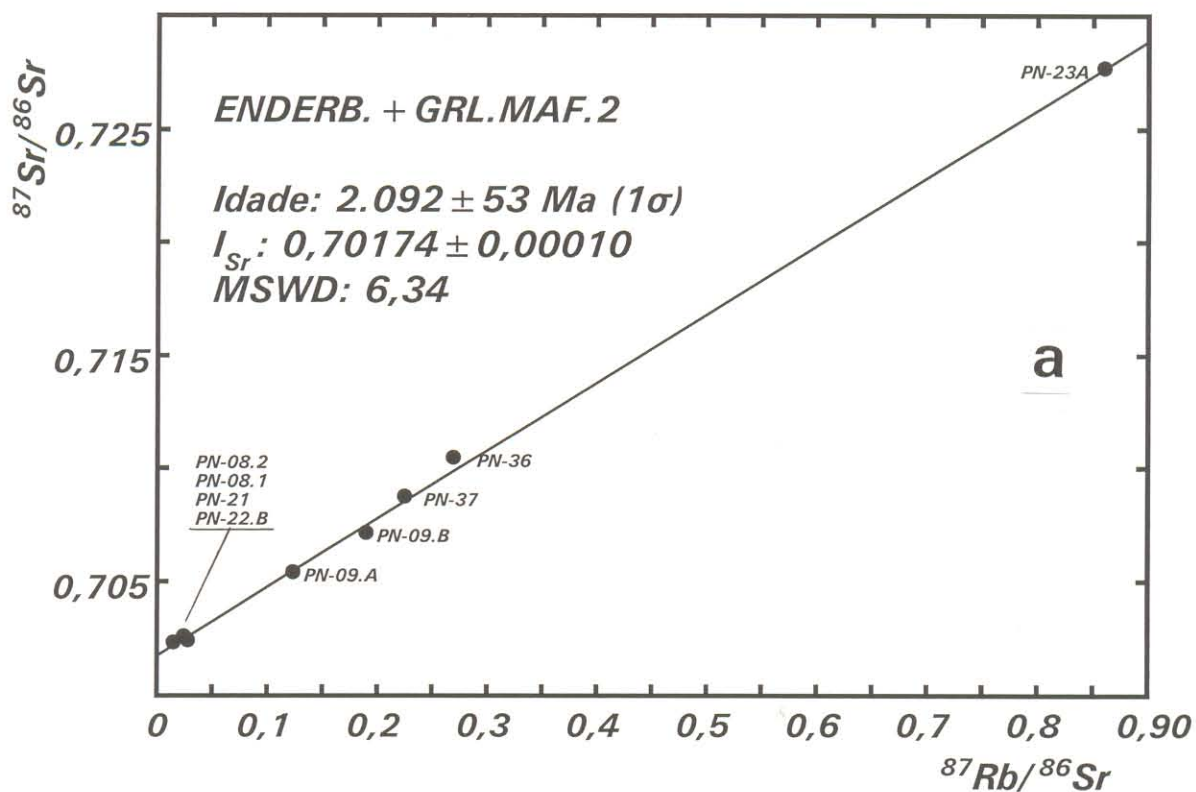


Figura 53- Diagramas isocrônicos Rb-Sr reunindo enderbitos e granulitos máficos (a) e enderbitos e charnockitos (b).

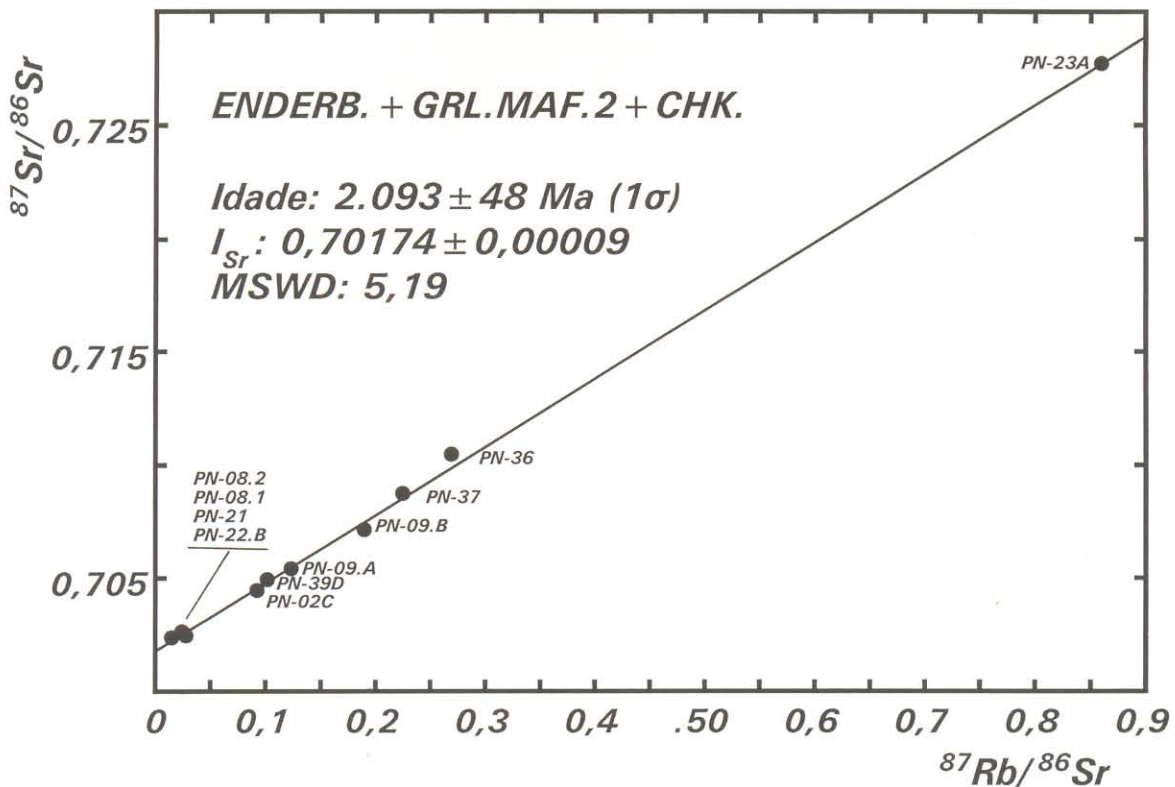


Figura 54- Diagrama isocrônico Rb-Sr de Enderbitos, Granulitos Máficos 2 e Charnockitos.

Os zircões do granada gnaiss são tipos euédricos, prismáticos de tamanho curto, normalmente 1 x 1 ou 1 x 1,5 , tendo formas hexagonais. Geralmente são cristais límpidos, sem inclusões, de cor caramelo ou caramelo-claro. Doze destes zircões foram analisados e apenas em sete deles houve boa emissão de Pb, possibilitando calcular uma idade de  $2.059 \pm 54$  Ma (Figura 55b).

### 9.3- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Fazendo-se uma análise desses resultados pode-se perceber que as idades calculadas tendem a manter-se por volta de 2,1 a 2,2 Ga na maioria das isócronas Rb-Sr construídas, independentemente do grupo composicional, exceção feita aos tipos paraderivados que apresentam valor um pouco mais baixo (1,9 Ga), entretanto, o erro elevado indica que estatisticamente não é diferente das outras. Embora algumas isócronas tenham o parâmetro MSWD alto, em função do desalinhamento de alguns pontos analíticos, outros mantêm valores baixos atribuindo boa confiabilidade aos resultados.

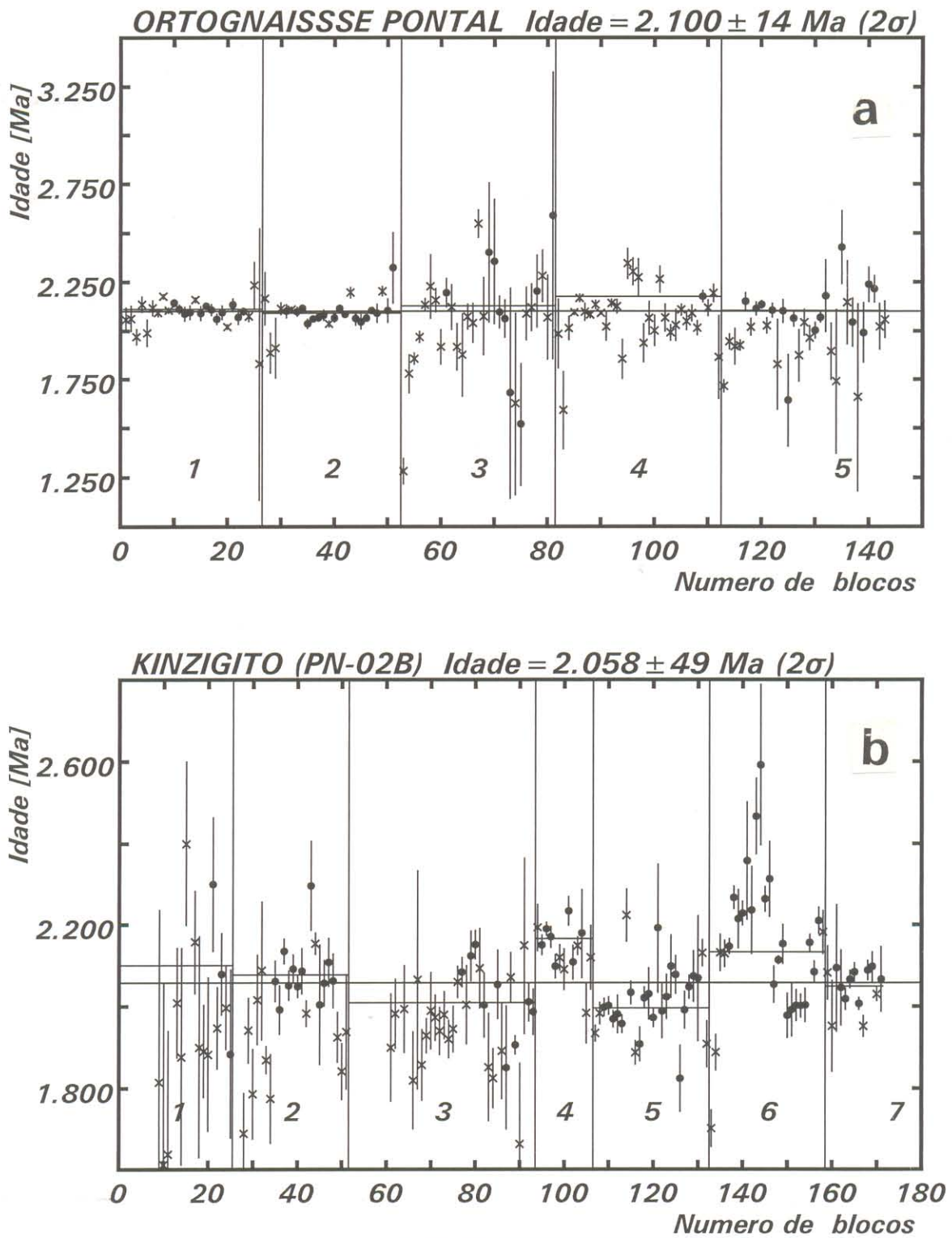


Figura 55- Diagramas isocrônicos  $Pb^{207}/Pb^{206}$  de cristais de zircão: (a) do Gnaiss Pontal (93/PN-02); e (b) de kinzigito (PN-02).

Interpretando-se o significado das idades obtidas neste trabalho através do método Rb-Sr, deve-se, em princípio, levar em conta as limitações inerentes ao método e aos dados que se dispõe no momento, e também o fato de se tratar de rochas submetidas a condições metamórficas de alto grau, em fácies granulito. A evolução do conhecimento da metodologia Rb-Sr tem mostrado que em muitos casos de rochas ortoderivadas submetidas a processos tectonometamórficos mais severos, os resultados não revelam idades originais, de cristalização/colocação, e sim valores intermediários ou finais em relação a processos termais superpostos, em função de rejuvenescimentos isotópicos parciais ou totais do sistema Rb-Sr.

A constância das cifras de idade obtidas nas rochas da área, mesmo envolvendo grupos composicionais e genéticos diferentes, sugere que a rehomogeneização isotópica do Sr neste conjunto de rochas foi de grande escala. Tendo em vista que se tratam de rochas reequilibradas em alto grau metamórfico, interpreta-se esses valores como indicadores de idades mínimas do processo metamórfico e da tectônica regional ocorridos na área.

Essa interpretação torna-se relativamente segura quando se compara as idades obtidas nas rochas granulíticas (2,1 - 2,2 Ga) com a dos granitos e vulcânicas (Suíte Lajeado - 1,99 Ga, Formação Monte do Carmo - 2,02 Ga). Entre esses dois grupos de dados, interpretados como idades mínimas para o processo metamórfico granulítico e para a cristalização/alojamento de granitos e vulcânicas, há um hiato de pelo menos 200 milhões de anos, tempo suficiente para o arrefecimento regional e mudança de regimes dúctil para rúptil. Nesse caso o valor de idade de aproximadamente 2,0 Ga torna-se um importante balizador de dois eventos termotectônicos bem definidos na região: um mais antigo, em regime compressional em alto grau metamórfico; e outro, mais novo, envolvendo reaquecimento regional ligado a um regime distensivo, ao qual se relaciona a geração de granitos e vulcânicas.

A idade Pb-Pb obtida para o gnaiss Pontal de  $2.100 \pm 14$  Ma, representa a idade de cristalização dos zircões, correspondendo provavelmente a idade de *emplacement* da rocha tonalítica, e coincide com a idade do metamorfismo de alto grau obtido pelo método Rb-Sr.

Esses dados abrem à discussão questões importantes, ainda não esclarecidas: 1) possibilidade de não haver grandes hiatos temporais entre os processos litogenéticos e o metamorfismo regional; 2) o Gnaiss Pontal representaria um corpo granitóide de origem sintectônica.

De qualquer modo, este resultado evidencia a existência de processos geradores de granitos no Proterozóico Inferior, anteriores ou sincrônicos aos processos tectono-metamórficos ocorridos na região, e que correspondem ao evento Tranzamazônico.

A idade Pb-Pb obtida para os zircões do granada gnaiss de  $2.059 \pm 54$  Ma, representa a idade mínima de formação desses zircões, e coincide com aquelas obtidas pelo método Rb-Sr considerada como resultante do metamorfismo granulítico. Como se trata de uma rocha paraderivada esperava-se obter idades mais antigas, de zircões herdados das rochas fonte, o que não foi o caso. Assim, por tratar de uma rocha que estabilizou em condições de elevada pressão e temperatura é sugestivo supor que esses zircões devem ter sido gerados no processo metamórfico, e representem também idades mínimas para o metamorfismo regional em alto grau.

As idades mais recentes do Proterozóico Superior, indicadas por datações K-Ar e também Rb-Sr, revelam reequilíbrios isotópicos impostos por retrabalhamento em rochas mais antigas, e talvez geração de outras rochas graníticas, que, até o momento, não se tem respostas definitivas sobre o seu real significado. Como alguns desses valores foram obtidos próximo a zonas de cisalhamento transcorrentes mais "frias", i.e., com transformações em fácies xisto-verde, uma das possibilidades a se considerar seria vinculá-las à tectônica transcorrente desse período, tal como o feixe de zonas de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliano. Por outro lado, não pode ser esquecida também a presença de seqüências metassedimentares do Grupo Natividade na área e, adjacientemente, do Grupo Estrondo, constituindo cinturões metamórficos estabilizados em fácies xisto-verde e anfíbolito, e evoluídos no final do Proterozóico. Isto requer a atuação de processos termotectônicos regionais o que possibilitaria a imposição, em regiões preferenciais do substrato, de rejuvenescimento isotópico ou mesmo litogênese localizada.

Nesse contexto se insere a idade de  $510 \pm 15$  Ma obtida por BARRADAS (1995) para a Suíte Matança. Como se trata de granitos porfiróides metamorfizados e com forte estruturação milonítica, torna-se difícil interpretar esse valor como de sua cristalização/alojamento. Nesse caso, embora seja considerado um corpo mais antigo, em função de sua concordância estrutural com unidades mais antigas, considera-se esta idade como um valor mínimo para o processo tectonometamórfico superposto.

As razões isotópicas iniciais  $Rb^{87}/Sr^{86}$  das rochas de alto grau estudadas mantêm-se em níveis baixo a extremamente baixo, exceto para os kinzigitos, o que permite em algumas isócronas uma definição muito boa da razão inicial do estrôncio. As razões  $Sr^{87}/Sr^{86}$  em quase todas as isócronas são bastante baixas ( $\approx 0,701$ ), com exceção apenas dos tipos kinzigíticos que tem valor mais elevado ( $\approx 0.704$ ).

Fazendo-se projeções da evolução do estrôncio no manto, a partir das razões isotópicas iniciais dos granulitos ortoderivados para 2.200 Ma atrás (Figura 56), verifica-se que os valores obtidos mantêm-se em níveis muito baixos e, apresentam apenas pequenas variações entre os diferentes grupos composicionais: os tipos ultramáficos detêm razões extremamente baixas (0,698), inferiores até aos valores de rochas primitivas; e os demais mantêm-se em baixos valores (Máfico 1=0,701, Máfico 2 e Enderbitto= 0,7015 , e Charnockito= 0,7016). Comparados às curvas de evolução a partir do BABI (Figura 56) essas razões situam-se em geral logo acima do que é estabelecido para o Manto e sempre abaixo da curva da Terra Total, demonstrando haver compatibilidade com uma extração dessas rochas a partir de um manto empobrecido em rubídio.

Embora as idades Rb-Sr dessas rochas sejam interpretadas como relacionadas ao metamorfismo, e não se tenha dados sobre as idades de geração dos protolitos ígneos, as razões iniciais muito baixas, teoricamente, de qualquer modo, indicam duas possibilidades genéticas: (1) origem essencialmente mantélica com um curto tempo de vida crustal para os protolitos ígneos ( aproximadamente 100 a 200 Ma), e (2) o metamorfismo granulítico teria se imposto sobre rochas mais antigas (arqueanas) que já faziam parte de uma crosta profunda e bastante empobrecida em elementos litófilos (Rb, K etc).

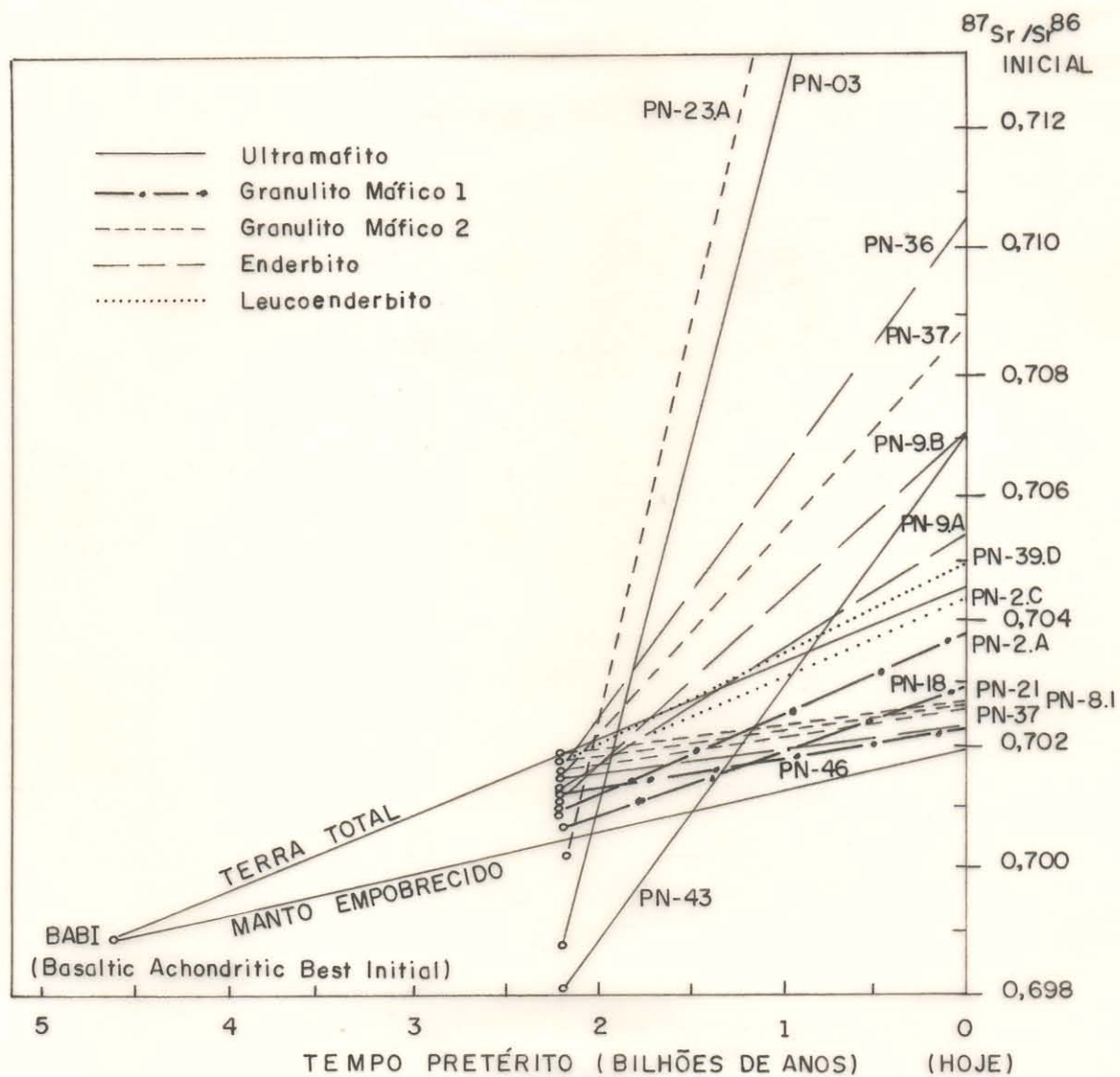


Figura 56- Projeção das razões isotópicas iniciais do estrôncio em granulitos de Porto Nacional para 2,2 Ga. Valores das razões iniciais do BABI, MANTO e TERRA TOTAL, segundo Papanastassiou & Wasserburg apud FAURE (1986).

Por outro lado a formação dos kinzigitos denotam um maior fracionamento e requereriam para sua origem uma certa contribuição crustal e um tempo de vida crustal maior em relação aos granulitos. Como são tipos originários de sedimentos (Capítulo 5), uma possibilidade seria considerar a sua proveniência a partir das seqüências TTG dos terrenos gnáissicos mais antigos, e, outra, das próprias seqüências magmáticas do terreno granulítico, que em algum momento de sua evolução estiveram expostos aos processos erosivos.

Como se tratam dos primeiros resultados geocronológicos efetuados nas rochas de alto grau de Porto Nacional, representando uma primeira aproximação das idades, torna-se necessário expandir o número de análises a outras unidades, dar continuidade em áreas bem definidas e testar outros métodos, para confirmar esses valores, e assim buscar as idades de geração dessas rochas e dos outros fenômenos ali ocorridos.

## 10- CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS

Os dados litogeoquímicos apresentados, apoiados em uma base de dados de campo e petrográficos, permitiram evoluir no caráter classificatório dos litotipos, revelando e qualificando a existência de sete grupos composicionais no terreno de alto grau de Porto Nacional. O tratamento e interpretação dessas informações permitiram também a identificação de seus precursores, caracterizando uma seqüência supracrustal com formações sedimentares e magmáticas que foram submetidas a reequilíbrios em condições de alto grau metamórfico. As informações litogeoquímicas em geral, e particularmente os elementos terras raras (ETR) indicam para os ortogranulitos composições variando de piroxenitos a trondhjemitos silicosos, sugerindo haver diferentes petrogêneses para os grupos de rochas destacados.

Uma parte do conjunto supracrustal derivou de sedimentos que tinham componentes grauváquicos aluminosos, de composição similar a granodioritos e granitos, como contribuintes expressivos, que se completava com pelitos e pequenos níveis grafitosos e manganésíferos, representando atualmente as seqüências de metassedimentos do Complexo Porto Nacional e da Formação Morro do Aquiles. Esses metassedimentos são um importante componente da crosta profunda de Porto Nacional, implicando na formação pretérita de uma bacia de acolhimento e áreas supridoras de terrígenos com vulcanismo e sedimentação química exalativa, que poderiam provir dos continentes arqueanos TTG ou de denudações das próprias seqüências magmáticas que acompanharam o preenchimento da bacia. De qualquer modo sua existência tem significativa implicação na tectônica de evolução desse terreno de alto grau.

A outra parte do conjunto guarda características comparáveis a séries magmáticas toleíticas e cálcio-alcálicas diagnosticadas através de abundâncias de elementos maiores e elementos-traço, de distribuição dos ETR e de diagramas de discriminação, os quais permitiram até interpretações das ambiências paleotectônicas desse magmatismo.

O conjunto referido como Básico 1 (Toleítico) mostra em geral forte empobrecimento em K, Rb, Zr e pequena abundância em ETR em relação aos condritos,

tem distribuição de ETR sub-horizontais, demonstrando pouco a inexistente fracionamento e anomalias negativas de európio, o que revela sua grande similaridade com os toleítos TH-1 de CONDIE (1976) como foi visto no Capítulo 5. Em diagramas de definição de séries magmáticas e ambiência tectônica, embora considerando as limitações de sua aplicação em seqüências antigas, sua característica toleítica facilmente é realçada. Nos diagramas de PEARCE & CANN (1973) e PEARCE (1976) as amostras situam-se normalmente no campo de toleíto do soalho oceânico com baixo K (Figuras 57 a 60); e no diagrama de MESCHEDÉ (1986) no de basalto da cadeia meso-oceânica (MORB), (Figura 61). Tais características são típicas de toleítos mais primitivos, cristalizados em condições de baixa pressão segundo WEAVER & TARNEY (1980) e TARNEY & WEAVER (1987), compatíveis com uma geração por fusão parcial do manto empobrecido. Tal conclusão pode ser suportada também pelas baixas razões isotópicas iniciais  $Sr^{87}/Sr^{86}$  dessas rochas em torno de 0,701 (Capítulo 9).

A associação íntima desse conjunto com seqüências metassedimentares é coerente com uma ambiência tectônica de baixa pressão, pelo menos nos estágios iniciais de formação desse conjunto, tal qual um rifte continental associado a um oceano pequeno.

O grupo denominado Máfico 2 compreende tipos básicos mais evoluídos, embora mantenha-se deficiências em K, Rb e Zr na maioria das amostras, mas o forte enriquecimento em ETR leves demonstra serem tipos mais fracionados. Os seus padrões de distribuição de ETR são inclinados, têm pequena anomalia de európio, e mostram tendência cálcio-alcálica. Nos diagramas de PEARCE (1976), projetam-se preferencialmente no campo de basaltos cálcio-alcálicos com uma amostra apenas situando-se no campo toleítico (Figura 57), enquanto que no de PEARCE & CANN (1973) (Figura 58) os pontos mostram dispersão e normalmente situam-se fora dos campos estabelecidos. Tal situação se deve sobretudo aos valores relativamente altos de Ti, o que é uma característica peculiar deste grupo. Duas amostras entretanto respondem no campo de basaltos cálcio-alcálicos. Nos outros diagramas (PEARCE & CANN, 1973; MESCHEDÉ, 1976) quase sempre seguem o comportamento de basaltos cálcio-alcálicos, tendendo ao campo de toleítos de baixo K (Figuras 59 a 61).

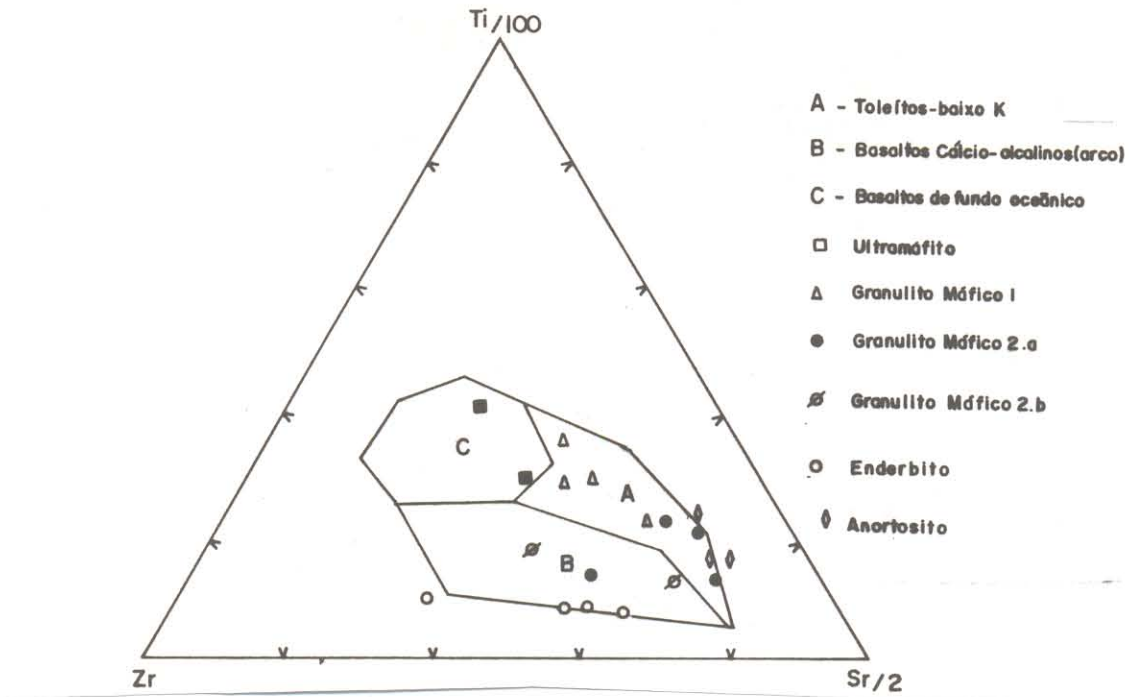


Figura 60- Diagrama Ti-Zr-Sr de PEARCE & CANN (1973) para definição de diferentes séries basálticas e ambiência tectônica com projeção dos granulitos estudados.

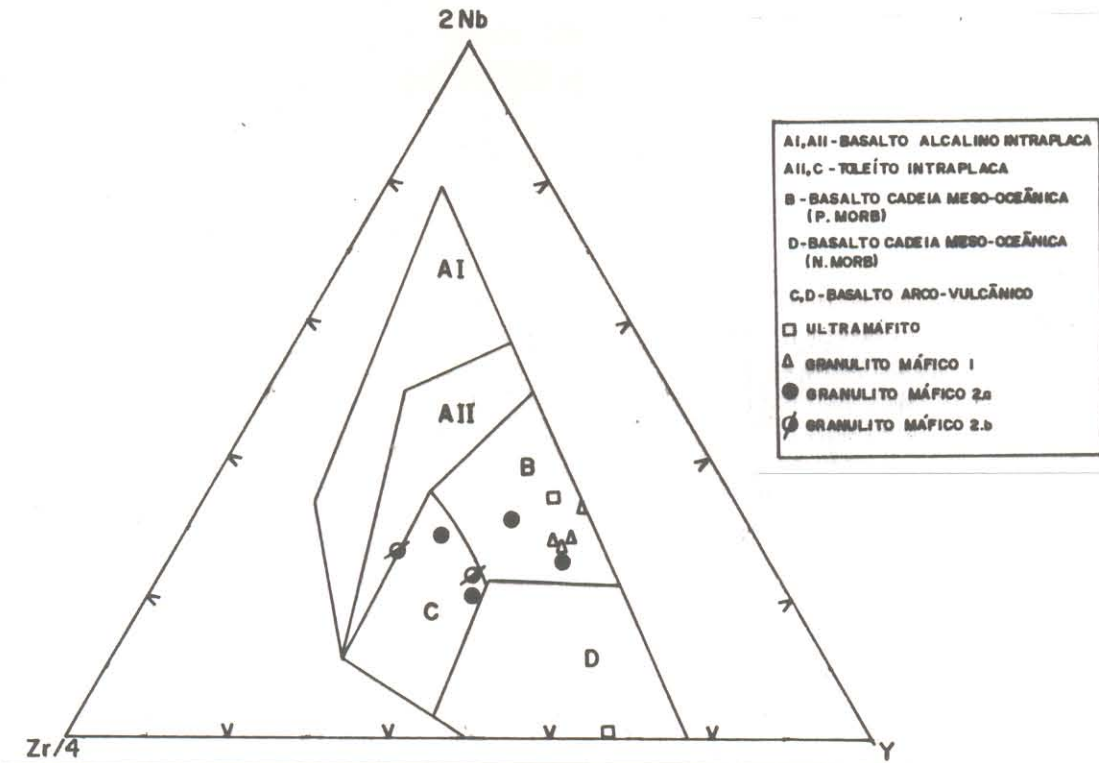


Figura 61- Diagrama Nb-Zr-Y de MESCHÉDE (1986) para discriminar rochas basálticas de diferentes ambientes tectônicos com destaque aos granulitos de Porto Nacional.

Essas informações permitem considerar uma petrogênese diferente para este grupo, podendo enquadrá-los como basaltos cálcio-alcálinos representantes provavelmente de seqüências magmáticas evoluídas em ambiente de arco insular. Como apresentam praticamente as mesmas abundâncias em ETR pesados que os Toleítos, é possível conectá-los a uma mesma fonte geradora. Um dado significativo nesse aspecto é revelado pela semelhança nas suas razões isotópicas de estrôncio (Capítulo 9), implicando também na geração a partir de uma fonte mantélica. Sugere-se a partir dessas informações algumas possibilidades genéticas para essas rochas:

- 1) Os dois grupos estariam vinculados a uma única fonte no manto e suas distinções residiriam em pequenas diferenças no grau de fusão (os tipos Básicos 2 corresponderiam a um grau de fusão pouco maior que os Toleítos);
- 2) Os Básicos 2 resultariam de fracionamento dos Toleítos.

Os enderbitos representam tipos cálcio-alcálinos mais ácidos, de composição tonalítica. Os padrões de ETR revelam forte fracionamento com acentuado enriquecimento nos ETR leves e empobrecimento nos ETR pesados. Embora estes padrões assemelhem-se aos dos Básicos 2, diferem destes pelas anomalias positivas de európio, pelas menores abundâncias nesses elementos e ainda por apresentar um leve padrão côncavo para cima dos ETR pesados. Tais características são muito semelhantes aos tipos tonalíticos do Complexo Lewisian (TARNEY & WEAVER, 1987) e às seqüências cálcio-alcálinas granulitizadas da Bahia (BARBOSA, 1986), e têm sido relacionadas geneticamente a ambientes de pressão mais alta em zonas de subducção. Desse modo sugere-se outra petrogênese para este grupo, sendo efetivamente um produto do processo colisional que teria favorecido a geração de magmas tonalíticos através de fusão parcial das seqüências básicas. Tal processo tectônico deve ter tido grande importância no estabelecimento das condições do metamorfismo de alto grau da região. Especula-se como possibilidade genética para esse grupo a vinculação com ambiente de subducção, podendo talvez significar adições em ambiente de arco magmático.

Como não se tem dados geocronológicos que permitam definir com segurança as idades de geração dos vários conjuntos de rochas estudados, e tão-somente do metamorfismo, as interpretações evolutivas ficam um pouco limitadas, deixando margem a dúvidas se se tratam de diferentes eventos magmáticos, com outras cronologias ou correspondem a um único ciclo de evolução magmática, num único ambiente de tectônica colisional.

Os tipos mais ricos em  $\text{SiO}_2$  ( $\approx 72\%$ ) classificados como leucotonalitos (PN-02C) e leucogranodioritos (PN-39D), definem padrões de ETR muito fracionados (Capítulo 5) exibindo marcante empobrecimento em ETR pesados, havendo no entanto pequena diferença entre as duas amostras. Como contêm ortopiroxênio são classificados como charnockitos. O leucotonalito apresenta maior empobrecimento nos elementos Gd, Dy, Ho, Er e destacável anomalia positiva de Eu, delineando uma forma côncava ao perfil dos ETR pesados, enquanto que o leucogranodiorito estabelece aproximadamente uma reta inclinada de Ce ao Yb, sem haver variações significativas nas concentrações de Eu. Tais características guardam muita semelhança às encontradas nos tipos trondhjemíticos do Complexo Granulítico Lewisian descrito por TARNEY & WEAVER (1987).

A explicação petrogenética para este grupo torna-se favorecida pelos dados de campo, que revelam a sua ocorrência em porções isoladas, como veios e pequenas massas, nos granulitos máficos, acompanhados de enclaves residuais melanocráticos compostos de piroxênios, plagioclásio, biotita, granada e hornblenda. Isto permite coerentemente dirigir as conclusões de sua formação a processos anatéticos concomitantes ao metamorfismo da fácies granulito. Tal processo deu-se em condições pobres em  $\text{H}_2\text{O}$ , em escala muito limitada, proporcionando a geração de líquidos charnockíticos a partir de granulitos máficos, e o seu aprisionamento *in situ*.

Petrogênese semelhante pode ser proposta para os granitóides tipo S ricos em granada, a partir de uma fonte kinzigítica.

Os anortositos destacam-se como um extenso plúton alojado na seqüência supracrustal, e a sua colocação está relacionada provavelmente à fase distensiva inicial, antecedendo o metamorfismo e a tectônica regional. Os dados de ETR indicam leve fracionamento com enriquecimento em ETR leves e padrões aproximadamente horizontais dos ETR pesados, além de anomalias positivas, não acentuadas, de európio, o que é bem diferente dos exemplos clássicos da literatura relatados por SIMMONS & HANSON (1978) e ASHWAL et al. (1983).

Esses dados levam a relacionar o *emplacement* desse corpo a uma fase da tectônica distensiva, em profundidade relativamente rasa, e uma proposta genética coerente, a partir desses dados, pode ser indicada por fracionamento dos toleítos numa fase ainda inicial da tectônica distensiva, tendo o corpo se alojado nas porções superiores do conjunto supracrustal e ali cristalizado lentamente. Os tipos ultramáficos, por outro lado, podem ser também subprodutos do processo de diferenciação.

Os granitóides estratoides representados pelos extensos corpos das suítes Matança e Serrote e inúmeros outros menores, encaixados nos terrenos gnáissicos, não foram analisados quimicamente, mas através de dados de campo pode-se constatar que ocupam outro domínio tectônico, e indiretamente, a partir dos dados petrográficos, pode-se concluir que se tratam de tipos composicionalmente ricos em sílica e potássio, e pobres em elementos cálfêmicos. Por isso estima-se que sejam o produto de anatexia crustal, sincolisional, a partir de rochas dos terrenos gnáissicos, em condições da facies anfíbolito, sob temperaturas não muito elevadas. Desse modo representariam massas anatéticas que se agregaram em grandes volumes, alojando-se durante a fase principal da tectônica tangencial e metamorfismo regional acontecidos na área, e devem ser o resultado de efeitos termiais do cisalhamento causado pelo cavalgamento do terreno granulítico sobre o terreno gnáissico.

As condições petrogenéticas do metamorfismo variam no espaço, permitindo separar três principais terrenos metamórficos mais antigos, estabelecidos em condições de médio e alto graus, representantes de diferentes níveis crustais, e a coexistência lado a lado

deles tem significação tectônica através da colisão oblíqua de blocos crustais.

O primeiro representa níveis infracrustais, estabilizado em fácies granulito onde se estimou condições de pressão e temperatura respectivamente, nos intervalos de 760 a 860°C e 6 a 8,7 kbar. Isto permite classificar este domínio como um terreno granulítico de média a alta pressão e alta temperatura, gerado sob condições correspondentes a profundidades mínimas da ordem de 30 km.

O segundo compreende um terreno de pressão baixa-média, e relativamente alta temperatura, que reúne fundamentalmente rochas da Formação Morro do Aquiles e Anortosito Carreira Comprida, imbricados com rochas dos outros terrenos (ortognaisses, granulitos, granitóides), cujas estimativas o situam em 5 a 6 kbar e 560 a 650°C, que o condiciona a um metamorfismo na fácies anfibolito alta, estabelecido num nível crustal mais raso que o anterior, em torno de 20 km de profundidade. A ausência de muscovita e feldspato potássico e a coexistência de sillimanita, cordierita e granada permite coerentemente confirmar tais estimativas.

O terceiro caso compreende um terreno gnáissico mais ou menos migmatizado com restos de supracrustais, complexos alcalinos e granitóides submetidos a condições da fácies anfibolito média-alta. As condições P-T parecem ter sido semelhantes às do domínio anterior, atingindo a isógrada da hornblenda e a curva de fusão granítica, o que faz supor temperaturas inferiores a 680° C e pressões moderadas, talvez pouco maiores que as do domínio anterior. Estima-se que neste nível crustal, correspondente a crosta média, as condições para os processos anatéticos foram bastante favoráveis, possibilitando a geração de granitóides, concomitante à tectônica colisional, a partir de uma fonte crustal (gnaisses tonalíticos?), cujos melhores exemplos seriam os granitóides Matança e Serrote.

No domínio do terreno infracrustal, onde há maior diversidade de dados, foi possível enfocar passos da evolução metamórfica, permitindo-se definir variações temporais através de dados petrotexturais e geotermobarométricos, e assim trilhar o caminho do

metamorfismo na área.

A Figura 49 (Capítulo 8) mostra a trajetória P-T percorrida pelo metamorfismo do terreno granulítico, como aproximadamente a da curva tracejada. Pode-se admitir inicialmente a existência de uma etapa de progressivo aumento da temperatura, passando através das isógradas da muscovita, biotita, granada, hornblenda e sillimanita (trecho a → b → c), ultrapassando a curva da fusão granítica sob baixa  $P_{H_2O}$  (geração de mobilizados charnockíticos, trondhjemíticos e granitos S), atingindo o ápice termal acima de 850°C, isto é, inteiramente dentro de condições da fácies granulito (ponto c).

A pressão, nos períodos iniciais não deve ter tido elevação significativa durante a trajetória ascendente de evolução da temperatura, no entanto, nas etapas mais evoluídas teve um papel preponderante com significativo destaque após o pico térmico, ultrapassando a curva de estabilidade da cianita e favorecendo a extensiva formação de granada em rochas aluminosas, assim como gerando simplectitos granada-clinopiroxênio-quartzo por destruição do ortopiroxênio, em rochas básicas (ponto d).

Ao longo desse percurso estima-se que as modificações da pressão e temperatura e as conseqüentes reações minerais registradas, tenham relação direta com a tectônica, de modo que o estágio progressivo (a → c) deve estar ligado a uma fase inicial do processo, fortemente controlado por *underplating* magmático, e o estágio seguinte (c → d) deve representar mudanças de ambiência tectônica das seqüências para um nível mais profundo, infracrustal, como conseqüência da fase de subducção do conjunto supracrustal, levando ao espessamento desse setor da crosta e conseqüente elevação regional das condições P-T, integralmente dentro das condições da fácies granulito.

Após este período, inicia-se outra etapa do metamorfismo caracterizada pela retrogressão das condições P-T (d → g). Os minerais de constituição anidra revestem-se de outros hidratados ou de articulações de minerais típicas de estágios reacionais incompletos, momentâneos, fortemente influenciados pela ação de fluidos, de maneira a retornar às

condições da fácies anfíbolito ou até xisto-verde. Os registros petrogenéticos indicam uma queda vertiginosa da temperatura, e também da pressão, caracterizando um estágio retrometamórfico onde se estima temperaturas em torno de 500°C e pressões na faixa de 4-5 kbar (pontos g, h) o qual em rochas aluminosas são representados pela geração de simplectitos granada-biotita.

Tal situação está relacionada à ascensão dos terrenos de alto grau para níveis mais superiores da crosta durante a tectônica de cavalgamento, causando a inversão das seqüências e criando forte imbricação com os conjuntos meso e supracrustais, favorecendo a mobilização e permeação de fluidos. Em determinados locais as transformações mineralógicas diaforéticas chegam a ser extensivas no terreno, principalmente ao longo de zonas de maior concentração de deformação, em condições P-T mais baixas ainda ( $T < 400^{\circ}\text{C}$ ) na fácies xisto-verde.

## 11- CONSIDERAÇÕES FINAIS E EVOLUÇÃO CRUSTAL

As informações geológicas apresentadas nos capítulos antecedentes permitiram avançar no conhecimento geológico da região e aprofundar as questões de origem e evolução dos terrenos de alto grau metamórfico, assim como de algumas unidades a eles associados, e conseqüentemente concluir que:

- 1) A lito-estratigrafia da área foi reorganizada e uma nova proposta foi lançada na Figura 4, contendo várias unidades resumidamente indicadas abaixo:

TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO	COBERTURAS CENOZÓICAS
SILURO-DEVONIANO	FORMAÇÃO PIMENTEIRAS FORMAÇÃO SERRA GRANDE
PROTEROZÓICO SUPERIOR	GRUPO NATIVIDADE
PROTEROZÓICO INFERIOR	SUITE LAJEADO (1,99 Ga) FORMAÇÃO MONTE DO CARMO (2,0 Ga) SUITE MATANÇA SUITE SERROTE
PROTEROZÓICO INFERIOR-ARQUEANO	SUITE ESTRELA ANORTOSITO CARREIRA COMPRIDA COMPLEXO RIO DOS MANGUES FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES COMPLEXO PORTO NACIONAL

- 2) As unidades mais antigas da área, de idade mínima Proterozóico Inferior, estão representadas pelos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues e pela Formação Morro do Aquiles. Elas compreendem seqüências magmático-sedimentares, submetidas a diferentes condições metamórficas da facies anfíbolito a granulito, incluindo sedimentos

grauváquicos, pelíticos e psamo-pelíticos, carbonáticos e químicos ferro-manganesíferos e carbonosos; vulcanitos básicos toleíticos e cálcio-alcálicos, e seus representantes subvulcânicos, vulcanitos exalativos e plutonitos tonalito-graníticos.

- 3) Suítes magmáticas de diferentes naturezas, origem e ambiência tectônica destacam-se em corpos isolados na área. A Suíte Estrela exemplifica um evento de plutonismo alcalino félsico (nefelina sienítico) continental, ocorrido na fase de tectônica extensional, quando se implantaram rifteamentos na crosta arqueana. O Anortosito Carreira Comprida compreende um corpo batolítico alojado nas supracrustais Morro do Aquiles, provavelmente também relacionado à fase extensional, e pode ser interpretado como diferenciações do magma toleítico, assim como os corpos de ortopiroxenito. As suítes Serrote e Matança representam outro evento do magmatismo na região, de composição granítica potássica, geneticamente relacionado à anatexia crustal durante o metamorfismo regional.
- 4) A Formação Monte do Carmo representa uma seqüência supracrustal edificada num estágio de ruptura da crosta no final do Proterozóico Inferior, através de vulcanismo ácido e intermediário e sedimentação imatura, predominantemente continental, ao qual estão ligados também, cronológica e geneticamente, o cortejo de granitos da Suíte Lajeado. Este compreende um evento de plutonismo granítico intraplaca continental, do tipo A, relacionado a tectônica extensional deste período.

A semelhança dessas unidades, em termos cronológicos, litológicos e de processos, com as que ocorrem no Craton Amazônico (Grupo Uatumã, granitos anorogênicos do sudeste de Pará), conduz a propor correlações entre elas, e não com as unidades de Grupo Jaibaras do oeste cearense, de idade neoproterozóica, como tem sido aventado na literatura.

- 5) Do ponto de vista tectono-estrutural, o segmento crustal em que está inserido este estudo, compreende um largo cinturão de cisalhamento, de aproximadamente 300 km de largura, situado entre os cratons arqueanos Amazônico e do Paramirim, ao qual

propomos denominar Cinturão de Cisalhamento Tocantins (CCT). As feições estruturais presentes, de marcante orientação NNE-SSW, instituíram-se no Proterozóico Inferior e se relacionam a atuação do evento termo-tectônico Transamazônico. Nele estão expostas unidades lito-estruturais de diferentes níveis crustais, e talvez de vários períodos da história geológica. O CCT formou-se pelo fechamento de um pequeno oceano resultante da aproximação e colisão oblíqua de duas massas continentais, supostamente os blocos Araguacema e Porangatu, tendo os diversos conjuntos litológicos cavalgado entre si, constituindo um sistema macro-imbricado. A colisão oblíqua conduziu o transporte das massas de ENE para WSW, favorecendo que rochas formadas sob condições de crosta inferior fossem levadas para níveis crustais médios, de modo que hoje se encontram emparelhadas conjuntos rochosos de ambientes metamórficos relacionados à diversas condições P-T.

Zonas transcorrentes tardias, mais novas que as de baixo ângulo e geradas sob condições metamórficas mais baixas, impuseram grande complexidade estrutural à área. O quadro geométrico desse processo de cisalhamento, para o qual inexistem dados geocronológicos, pode ser explicado por duas maneiras: (1) acomodação de tensões acontecidas tardiamente à colisão oblíqua, tal qual se tem registros na tectônica himalaiana (TAPPONNIER et al., 1982; MATTAUER, 1986); e (2) processos tectônicos mais novos, em níveis crustais mais elevados, relacionados a implantação dos cinturões metamórficos Araguaia e Natividade, no evento termo-tectônico Brasileiro.

- 6) Os estudos sobre o metamorfismo permitiram cartografar 4 terrenos principais, os mais antigos, do Proterozóico Inferior, atingiram a fácies granulito sob condições de média-alta pressão, a fácies anfibolito alta sob pressão baixa-média, e a fácies anfibolito acima da curva da fusão granítica hidratada. O quarto evento estabeleceu-se em níveis crustais superiores, em faixas metassedimentares, sob condições de anquimetamorfismo a fácies xisto-verde, relacionado ao evento termotectônico Brasileiro.

Os três primeiros compreendem frações de diferentes níveis crustais,

representantes da infra e média-crosta justapostos tectonicamente. Embora os dados geocronológicos sejam insuficientes para avaliar as relações cronológicas entre esses diferentes terrenos metamórficos, as informações da geologia de campo sugerem que possam ter uma evolução contemporânea, e suas diferenças sejam devidas apenas aos diferentes ambientes P-T do metamorfismo.

As associações minerais em equilíbrio e os variados arcabouços existentes, conduziram à definição das condições P-T, assim como os caminhos trilhados pelo metamorfismo. Nos terrenos granulíticos orto e clinopiroxênio, plagioclásio antipertítico, álcali-feldspato, hornblenda, granada, espinélio, cianita, sillimanita e biotita, são fases mineralógicas características, permitindo a utilização de termômetros e barômetros geológicos, cujos cálculos das temperaturas e pressões indicam terem alcançado valores entre 760 e 860°C e 6,0 e 8,7 kbar. Os parâmetros físicos alcançados neste processo metamórfico são compatíveis com aqueles estimados a partir das paragêneses minerais dos vários litotipos, condicionando à definição de condições metamórficas inteiramente dentro da fácies granulito, permitindo que se estime profundidades onde tal processo teria ocorrido, da ordem de 30 a 35 km. Nestas condições de elevada temperatura e pressão moderada a alta, as rochas sofreram anatexia não extensiva, sob baixa atividade de H<sub>2</sub>O, gerando, sobre granulitos básicos e enderbitos, fusões trondhjemíticas ou leucotonalíticas; e sobre gnaisses aluminosos, líquidos graníticos tipo S.

Em níveis crustais relativamente mais baixos (20 a 25 km) estabilizaram sillimanita, cordierita, granada, biotita e plagioclásio, sob condições da fácies anfibolito alta, estimando-se temperaturas acima de 650°C e pressões inferiores a 6 kbar. Neste caso se supõe que este domínio represente variações do terreno metamórfico de alto grau no espaço, correspondendo a níveis crustais mais rasos, onde inclusive alojaram-se corpos anortosíticos, constituindo um terreno de baixa pressão e relativamente alta temperatura.

O terreno gnáissico estabilizou-se sob condições metamórficas da fácies anfibolito média-alta, atingindo a isógrada da hornblenda e a curva de fusão granítica,

cujas estimativas indicam temperaturas não superiores a 680°C e pressões moderadas. Nesse terreno as condições para os processos anatéticos foram muito favoráveis, e devem representar frações dos níveis médios da crosta.

No estágio colisional a ascensão, enfatiamento e imbricação dos conjuntos litogenéticos de diferentes níveis crustais, acontecidos durante o cisalhamento de cavalgamento, e tardiamente a formação de zonas de cisalhamento transcorrente, foram importantes aliados na reintrodução, mobilização e disponibilização de fluidos, criando-se assim as condições favoráveis às reações diaforéticas, desestabilizando as associações primárias, reidratando, recristalizando e gerando novos minerais sob condições da fácies anfíbolito até xisto-verde.

- 7) Com referência aos dados geocronológicos, fundamentalmente baseados na metodologia Rb-Sr e em alguns dados Pb-Pb em zircão, interpreta-se os resultados isocrônicos entre 2,1 e 2,2 Ga, como idades mínimas do processo metamórfico de alto grau da região.

A idade de geração dos protolitos das rochas granulíticas continua em aberto, e assim a litogênese dessas rochas teria que ser buscada num período entre o Proterozóico Inferior e o Arqueano.

A idade de  $2.100 \pm 14$  Ma, obtida sobre zircões do ortogneisse Pontal, representa a idade de geração dos cristais de zircão, e conseqüentemente pode ser interpretada como idade de *emplacement* da rocha. Como se trata de um ortogneisse de composição tonalítica, mineralizado com ouro, intercalado em metassedimentos da Formação Morro do Aquiles, abre-se uma importante discussão sobre sua origem, podendo representar: (1) rochas vulcânicas dacíticas intercaladas na seqüência supracrustal; ou (2) corpos intrusivos sin-metamórficos. De qualquer modo, revela-se com isso que a atuação do evento Transamazônico na região foi de grande importância também como um processo de litogênese e, até o presente, não se pode indicar a existência de rochas arqueanas na área.

Análises geocronológicas Pb-Pb recentemente obtidas por evaporação de monocristais de zircão do Granito Serrote (SOUSA & MOURA, 1995), indicam idade de  $1.851 \pm 41$  Ma ( $2\sigma$ ). Caso esta idade represente a colocação do granitóide na área é sugestivo concluir pela existência de um evento de granitogênese tardiamente ao metamorfismo regional. Por outro lado, a semelhança com a idade dos granitos da Suíte Lajeado, abre a possibilidade de uma correlação genética entre eles, mesmo considerando as marcantes distinções petrográficas, estruturais e de ambiência tectônica entre os mesmos.

- 8) Sob o enfoque petrogenético, os dados indicam como protolitos das rochas de alto grau basaltos toleíticos pobres em K, basaltos cálcio-alcálicos, tonalitos e granodioritos, além de grauvacas e pelitos, os quais compõem uma seqüência magmático-sedimentar.

Os dados litoquímicos de elementos maiores, menores, traços e terras raras, e os dados petrográficos revelam que uma parte desse conjunto derivou de sedimentos de composições grauváquica aluminosa, similar a granodioritos; pelítica, grafitosa e ferro-manganesíferas; enquanto que a outra parte derivou de magmatitos toleíticos e cálcio-alcálicos proveniente de fontes mantélicas, que se alojaram como extrusões e corpos intrusivos na seqüência supracrustal.

Os tipos toleíticos empobrecidos em K, Rb, e Zr e com ETR sub-horizontais (Básico 1), pouco fracionados, são correlacionáveis aos TH-1 de CONDIE (1976) e são interpretados como toleítos de baixo K do assoalho oceânico. Os tipos Básicos 2 correspondem a basaltos cálcio-alcálicos mais evoluídos, comparáveis aos de arco insular.

Petrogeneticamente esses dois tipos de basaltos tiveram origem no manto, supostamente por diferenças no grau de fusão da fonte, os cálcio-alcálicos correspondendo a um percentual de fusão pouco maior que os toleítos; ou numa outra possibilidade, os tipos cálcio-alcálicos resultariam de fracionamento de toleítos.

Os enderbitos representam plutons tonalíticos cálcio-alcálicos, cujo acentuado

enriquecimento em ETR leves sugere como possibilidade genética a fusão parcial de seqüências básicas, petrologicamente relacionados a ambiente de pressão alta, supostamente a fase de subducção da seqüência, e assim podem significar adições de massas intrusivas em ambiente de arco magmático.

Os tipos charnockíticos, de composição leucotonalítica e trondjemítica, têm petrogênese diretamente ligada a anatexia de granulitos básicos, durante o metamorfismo granulítico, sob baixa atividade de H<sub>2</sub>O, e de modo semelhante os granitóides S, ricos em granada, de fonte kinzigítica.

- 9) Integrando todas as informações até agora disponíveis, foi possível formular satisfatoriamente um modelo evolutivo para a região em termos de estágios sucessivos, sumarizados a seguir:

A) **Formação de terrenos arqueanos** - compreendem regionalmente suites TTG e seqüências vulcano-sedimentares de idade 2,8 - 2,9 Ga (Colméia, Rio Maria, Crixás-Pilar de Goiás, Dianópolis-Almas), e sua reconstituição requer ainda muitos dados, de modo que, por enquanto, é apenas entrevista, mas, certamente, envolveu litogênese variada com plutonismo TTG, sedimentação, vulcanismo máfico e ultramáfico, metamorfismo e estabilização. Se houver registros dessas unidades na área, devem ter sido fortemente modificadas, retrabalhadas e seu reconhecimento necessitaria de estudos sistemáticos de semidetalhe;

B) **Formação de terrenos de alto grau** - Este estágio envolveu litogênese variada, em intervalo de tempo não avaliável, até o Proterozóico Inferior. A seqüência de processos inclui, inicialmente, uma fase tectônica extensional (**Fase 1 - Extensional**), levando ao adelgaçamento da litosfera, ruptura da crosta pré-existente, colapso da supraestrutura e início de um processo de abertura continental que evoluiria até a formação de um pequeno oceano, por influência de atividades subcrustais (*underplating* magmático, aumento do fluxo térmico regional).

O preenchimento da bacia envolveu sedimentação em margem continental com deposição de psamitos, pelitos, carbonatos e químicos sílico-manganesíferos (Rio dos Mangues); grauvas, pelitos e químicos sílico-ferro-manganesíferos e seqüências carbonosas, em ambiente mais distal (Porto Nacional, Morro do Aquiles), acompanhado de intenso magmatismo toleítico oceânico (derrames, sills, diques).

Nessa fase plútons anortosíticos e ortopiroxeníticos, diferenciaram-se do magma toleítico, alojando-se na seqüência supracrustal, em níveis mais superiores, enquanto que, na margem continental oeste introduziram-se corpos alcalinos (diques, pequenos *stocks*), relacionados ainda à tectônica extensional.

Na fase seguinte (**Fase 2 - Subducção**) a delaminação, ruptura e afundamento da litosfera subcrustal conduziu a um processo de subducção do tipo A, segundo as propostas de KRÖNER (1981, 1982) e NEWTON (1987), levando à colocação da pilha supracrustal em níveis profundos, em litosfera bastante aquecida, até aproximadamente 35 km de profundidade, e conseqüentemente ao metamorfismo regional até a fácies granulito.

A continuidade deste processo (**Fase 3 - Colisional**) levou à aproximação e colisão de dois compartimentos crustais (dois continentes?), supostamente os blocos Porangatu, a leste, e Araguacema, a oeste, e à inversão do sistema formado, marcando importante mudança do regime tectônico vigente. A conseqüência disto se traduziu em cavalgamento, desmembramento, imbricamento e misturação dos conjuntos litogenéticos, em translação e alçamento dos níveis infracrustais favorecendo a exumação dos terrenos granulíticos, no espessamento crustal e finalmente no estabelecimento de uma região longilínea, fortemente estruturada na direção NE-SW: o **Cinturão de Cisalhamento Tocantins**.

Reequilíbrios metamórficos dinâmicos, sin-cisalhamento, em fácies anfíbolito, foram responsáveis por anatexia extensiva nos terrenos gnáissicos, com geração de granitóides potássicos, e por transformações generalizadas nas seqüências, impondo-lhes

tramas miloníticas, e causando retrogressões metamórficas.

A tectônica colisional projetou massas de leste-nordeste para oeste-sudoeste, compondo um sistema de cavalgamento oblíquo, em condições predominantemente dúcteis, o qual, posteriormente, com a mudança no campo tensional, transformou o movimento principal de cavalgamento oblíquo para transcorrente dextral.

C) **Formação de seqüências vulcano-sedimentares e granitos** - Envolve a geração de segmentos distensivos (transtensivos?) sobre crosta estabilizada, no final do Proterozóico Inferior, resultando em embaciamento intracrustal, de extensão não avaliável, com preenchimento por sedimentos imaturos, acompanhado de vulcanismo ácido a intermediário (Formação Monte do Carmo), submetidos a metamorfismo incipiente. Alojamento de plútons graníticos do tipo A, intraplaca continental, em regime extensional.

D) **Formação da seqüência metassedimentar Natividade** - Evento extensional/compressional no Proterozóico Superior (Grupo Natividade) com instalação de uma bacia ensialica em margem continental passiva, envolvendo sedimentação em ambiente marinho raso, seguido de inversão concomitante ao metamorfismo regional em fácies xisto-verde baixa.

F) **Implantação da Bacia do Parnaíba** - No Paleozóico (Formações Serra Grande e Pimenteiras), e no Mesozóico, marcante tectônica vertical de blocos com o desenvolvimento do Gráben de Porto Nacional, e injeção de diques de diabásio.

## 12- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. 1978. **Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia**. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 90p. Tese (Mestrado em Ciências) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1978.
- ABREU, F.A.M. 1990. **Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região meio-norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental**. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 440p. Tese (Doutorado em Geologia)-Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1990.
- ALMEIDA, F.F.M. 1981. O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1981. **Atas**. Salvador, SBG. v.1, p.1-9.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher. 378p.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. **Atas**. SBG. p.363-391.
- ARNDT, N.T.; TEIXEIRA, N.A.; WHITE, W.M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil. **Contrib. Mineral. Petrol.** 101:187-197.
- ASHAWAL, L.D.; MORRISON, D.A.; PHINEY, W.C.; WOOD, J. 1983. Origin of Archean anorthosites: Evidence from the Bad Vermilion Lake Anorthosite Complex, Ontario. **Contrib. Mineral. Petrol.** 82:259-273.
- BARBOSA, J.S.F. 1986. **Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia-Bresil**. Paris, Université Pierre et Marie Currie. 401p. Tese (Doutorado em Ciências)- Académie de Paris, Memoires des Sciences de la Terre, Université Paris VI, 1986.

- BARD, J.P. 1980. *Microtextures de roches magmatiques et metamorphiques*. Dordrecht, D. Riedel Publishing Company. 264p.
- BARRADAS, J.A.S. 1994. *Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo)*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 85p. Tese (Mestrado)-Curso de Pós-graduação em Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências, UFPA. 1994.
- BARRADAS, J.A.S.; LAFON, J.M.; KOTSCHOUBEY, B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo-Porto Nacional, TO. Novos resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. **Bol. Res. Expandidos, SBG.** v.2,p.182-183.
- BARREIRA, C.F. & DARDENE, M.A. 1981. Sequência vulcano-sedimentar do Rio do Coco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981, **Atas. Goiânia, SBG.** p.241-264.
- BELLO, R.M.S.; VALARELLI, J.V.; RUBERTI, E. 1988. Geotermometria e geobarometria dos granulitos de Surubim, BA. **An. Acad. Bras. Ci.**, 60(2):205-221.
- BEST, M.G. 1982. *Igneous and metamorphic petrology*. New York. W. H. Freeman & Co. 630p.
- BHATTACHARYA, A.; MAZUNDAR, A.C.; SEN, S.K. 1988. Fe-Mg mixing in cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. **Am. Mineralogist** 73:338-344.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. **Contrib. Mineral. Petrol.** 104:208-224.
- BOHLEN, S.R. 1991. On the formation of granulites. **J. Metamorphic Geol.**, 9:223-229.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, 8:173-174.
- CONDIE, K.C. 1976. Trace-element geochemistry of Archaean greenstone belt. **Earth Sci. Rev.**, 12(4):393-417.

- CONDIE, K.C. 1981. *Archaean greenstone belts*. Amsterdam. Elsevier. 434p.
- CORREA FILHO, F.C.L. & SÁ, A.M. 1980. *Projeto Natividade*. Goiânia, DNPM/CPRM, v.1, 120p. (Relatório Técnico).
- COSTA, J.B.S. 1980. *Evolução geológica da região de Colméia-Goiás*. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 71p. Tese (Mestrado em Ciências)-Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1980.
- COSTA, J.B.S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 209p. Tese (Doutorado em Geologia)-Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA. 1985.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1988. Aspectos do Lineamento Transbrasiliano na região de Porto Nacional-Natividade, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG. v.5, p.2208-2216.
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JR., T.; KOTSHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. 1983. *Projeto Paraíso do Norte*. Relatório final. Belém, CVRD/UFPA. 125p.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; GORAYEB, P.S.S. 1988a. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte-Gurupi, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG. v.5, p.2187-2196.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. 1988b. A zona de articulação dos blocos Brasília e Araguacema no centro-norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG. v.5, p. 2197-2207.
- COSTA, J.B.S.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GÓES, A.M.; LEMOS, R.L.; GORAYEB, P.S.S. 1982. *Projeto Porto Nacional*. Relatório final. Belém, DNPM/UFPA. 107p.

- COSTA, L.A.; PORTELA, A.C.; NILSON, A.A.; PALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L.; MENEGESSO, G.; INDA, H.A.V.; STERNA, R.; MARCHETTO, M.; BAPTISTA, M.B.; FRATIN, O.; MOSMANN, R.; OLIVEIRA, T.F.D.; SILVA, W.G. 1976. Projeto leste do Rio Tocantins - oeste do Rio São Francisco. Relatório final. Rio de Janeiro, PROSPEC. 200p.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. **The interpretation of igneous rocks.** London, George Allen & Unwin. 450p.
- CUNHA, B.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.M.L.; SOUZA JR, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, T.R.; TASSINARI, C.C.C. 1981. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.22 Tocantins.** Rio de Janeiro. Cap.1, p.21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- CURRIE, K.L. 1971. The reaction  $3 \text{ cordierite} = 2 \text{ garnet} + 4 \text{ sillimanite} + 5 \text{ quartz}$  as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 33:215-226.
- DANNI, J.C.M.; FUECK, R.A.; LEONARDOS, D.H. 1982. Archean and Lower Proterozoic units in central Brazil. **Geol. Rundschau**, 71(1):291-317.
- DAVIDSON, L.R. 1968. Variation in ferrous iron-magnesium distribution coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, western Australia. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 19:239-259.
- DAVIS, B.T.C. & BOYD, F.R. 1966. The join  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. **J. Geophys. Res.**, 71:3567-3576.
- DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. 1986. The nature of the lower continental crust. **Geol. Soc. Special Publication**, v.24, 394p.
- DE WAARD, D. 1965. The occurrence of garnet in the granulite facies terrane of the Adirondack Highlands. **J. Petrol.**, 6(1):165-191.

- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. **An introduction to the rock-forming minerals.** London, Longman. 527p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1978. **Rock-forming minerals. Single-chain silicates.** London, Longman, v.2A, 379p.
- DRAGO, V.A.; PINTO, A.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; SANTOS, R.O.B.; SIMÕES, M.A.; OLIVEIRA, P.; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD.22 Goiás.** Rio de Janeiro. Cap.1,p.27-300. (Levantamento de Recursos Naturais, 25).
- ELLIS, D.J. 1980. Osumilite-saphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implication for garnet-cordierite equilibria and evolution of deep crust. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 74:201-210.
- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. **Contrib. Mineral Petrol.** 71:13-22.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, T.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. **Geoch. Cosmoch. Acta**, 42:1199-1212.
- FAURE, G. 1986. Isotope geology of strontium in meteorites and terrestrial igneous rocks. In: FAURE, G. (Ed.). **Principles of isotope geology.** New York, John Willey & Sons. p.155-182.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 66:113-117.
- FOSTER, M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. **Geol. Surv. Profiss. Paper**, 354B:11-49.
- FROST, B.R. 1991. Stability of oxides minerals in metamorphic rocks. In: LINDSAY, D.H. (Ed). **Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance.** p. 469-487. (Reviews in Mineralogy, 25)

- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. 1981. O Grupo Araxá e suas unidades homotaxais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1981. **Anais**, Salvador, SBG. p.118-130.
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. 1971. *Evolution of sedimentary rocks*. New York, M.M. Norton. 397p.
- GORAYEB, P.S.S. 1981. *Evolução geológica da região de Araguacema Pequiizeiro-Goiás-Brasil*. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 100p. Tese (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA. 1981.
- GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M.; CORREA, J.A.M.; MOURA, C.A.V. 1988a. Relações estratigráficas entre o Granito Meruoca e a seqüência Ubajara-Jaibaras. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.6, p.2678-2688.
- GORAYEB, P.S.S.; COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; BEMERGUY, R.L.; GAMA Jr,T.; KOTSCHOUBEY, B. 1984. *Projeto Natividade-Almas*. Relatório final. Belém, CVRD/UFPA, Centro de Geociências. 123p. 2 mapas.
- GORAYEB, P.S.S.; COSTA J.B.S.; LEMOS, R.L.; GAMA Jr.,T.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1988b. O Pré-Cambriano da região de Natividade-GO. **Rev. Bras. Geoc.**, 18(4):391-397.
- GORAYEB, P.S.S.; PALERMO,N.; KOTSCHOUBEY, B.; LEITE, A.A.S. 1992. As vulcânicas de Monte do Carmo-TO: Caracterização geológica-petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo. SBG. p.313-314.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. 1967. An experimental investigation of gabbro to eclogite transition and its petrological applications. **Geoch. Cosmoch. Acta**, 31:767-833.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1981. Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiania, 1981. **Atas**. Goiania, SBG. p.1-18.

- HARLEY, S.L. 1985. Garnet-orthopyroxene bearing granulites from Enderby Land, Antarctica: metamorphic pressure-temperature-time evolution of the Archaean Napier Complex. *J. Petrol.*, 26(4):819-856.
- HARLEY, S.L. 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.*, 3:215-247.
- HARLEY, S.L. & GREEN, D.H. 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, 300:697-701.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1991. **Zonas e cinturões de cisalhamento**. Belém, UFPA. Ed. Universitaria. 144p.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. A megaestruturação de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, Goiania, 1985. *Atas*. Goiania, SBG. p.1-18.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.F.M. 1984a. Província Tocantins-Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher. p.187-203.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; LEMOS, R.L.; GAMA Jr., T.; BEMERGUY, R.L. 1984b. Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v.5, p.2220-2233.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A. 1990. O Grupo Natividade e sua correlação com o Grupo Bambuí. *Geociências*, Número especial, p. 299-316.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. 1975. Idades potássio-argônio do Pré-Cambriano da região centro-norte do Brasil. *Bol. IG-USP*, 6:77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.C.; SIGA Jr, O.; TEIXEIRA, E.; KAWASHITA, K.; ALMEIDA, F.F.M. 1980. Datações Rb/Sr e K/Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais*. Camboriú, SBG. v.5, p.2569-2576.
- HAWTHORNE, F.C. 1985. Crystal chemistry of the amphiboles. In: VEBLEN, D.R. (Ed.). **Amphiboles and other hydrous silicates-mineralogy**. p.1-102. (Reviews in Mineralogy, 9A).

- HENSEN, B.J. & GREEN, D.H. 1973. Experimental study of stability of cordierite and garnet in pelitic composition at high pressure and temperatures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 38:151-166.
- HOINKES, G. 1986. Effect of grossular content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92 (3):393-399.
- HOLDAWAY, M.J. 1971. Stability of andaluzite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271:97-131.
- HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63:175-198.
- INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. 1985. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: The influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, 70:272-278.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- ITO, K. & KENNEDY, G.A. 1971. An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition. *Am. Geoph. Union Geoph. Mon.* 14:303-314.
- KRETZ, R. 1961. Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. *J. Geol.*, 69 (4):361-387.
- KRETZ, R. 1963. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *J. Geol.*, 71 (6):773-785.
- KRETZ, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geoch. Cosmochimica Acta*, 46:411-421.
- KRÖNER, A. 1981. Precambrian plate tectonics. In: KRÖNER, A. (Ed.), *Precambrian plate tectonics*. Amsterdam, Elsevier. p.57-90. (Developments in Precambrian Geology)
- KRÖNER, A. 1982. Archaeam to early proterozoic tectonics and crustal evolution: a review. *Rev. Bras. Geoc.* 12:15-31.

- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E.; SOUZA, A.C.C. 1990. A Faixa de Dobramentos Araguaia (TO): novos dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG. 5:2550-2563.
- LA ROCHE, H.D.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29:183-210.
- LE MAITRE, R.W. 1976. The geochemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, 17(4):589-637.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6:617-638.
- MACHADO, E.C. 1981. Novas considerações e integração geológica na região de Pilar-Crixás/Mara Rosa-Porangatu. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiania, 1981. *Atas*. Goiania, SBG. p.300-320.
- MACHADO, E.C.; SOUZA, C.J.M.; SILVA, M.A.; BERBERT, C.O. 1980. **Projeto Porangatu**. Relatório final, etapa II. Goiania, DNPM/CPRM. V.1, 246p.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. 1984. Província Tocantins-Setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Coords.) **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher. p.205-264.
- MATTAUER, M. 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and other collision belts. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (Eds.). **Collision tectonics**. p.37-50. (Geol. Soc. Special Publication, 19)
- MESCHEDE, M. 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56:207-218.
- MOURA, C.A.V. 1992. **Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brazil**. New Hampshire, University of New Hampshire. 236p. Tese (Doutorado em filosofia).

- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1992. Archean zircon ages of the basement rocks of the Araguaia Belt, north-central Brazil: additional evidence of Gondwana evolution. 1992, Spring Meeting GSA. EOS, 7:369-370.
- NEWTON, R.C. 1987. Petrologic aspects of precambrian granulite facies terrain bearing on their origins. In: KRÖNER, A. (Ed.), *Proterozoic lithospheric evolution*. New York. American Geophysical Union, p.11-26. (Geodynamics Series, 17).
- NEWTON, R.C. & PERKINS III, D. 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene(clinopyroxene)-quartz. *Amer. Mineral.*, 67:203-222.
- NOCKOLDS, S.R. 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 65:1005-1032.
- NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R. 1953. The geochemistry of some igneous rocks series. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 4:105-142.
- OLIVEIRA, M.A.F. 1980. *Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 116p. Tese (Livre Docencia). IGCE-UNESP-Rio Claro. 1980.
- PALERMO, N. 1988. *Geologia e mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás*. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. 139p. Tese (mestrado). Curso de Pós-Graduação em Geociências, IG-UFRJ, 1988.
- PARK, R.G. & TARNEY, Y.J. 1987. *Evolution of the Lewisian and comparable precambrian high grade terrains*. 315p. (Geol. Soc. Special Publication, 27)
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Berlin, Springer-Verlag. 145p.
- PEARCE, J.A. 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.*, 17:15-43.

- PEARCE, J.J. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Plan. Sc. Letters*, 19:290-300.
- PERCHUCK, L.L. 1981. Correction of biotite-garnet thermometer for  $Mn \rightleftharpoons Mg+Fe$  isomorphism in garnet (tradução de "Korreksiya biotit-granatovogo termometra dlya sluchaya izomorfism  $Mn \rightleftharpoons Mg+Fe$  v granate"). *Doklady Akademii Nauk SSSR*. 256(2):441-442.
- PERCHUCK, L.L. & LAVRENT'EVA, I.V. 1983. Experimental investigations of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: S.K. SAKXENA (Ed.). *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*, p.199-239. New York. Springer-Verlag.
- PERCHUCK, L.L.; ARANOVICH, L.Y.; PODLESKII, K.K., LAVRENT'EVA, I.V.; GERASIMOV, V.Y.U.; FEDK'IN, V.V.; KITSUL, V.I.; KARSAKOV, L.P.; BERDNIKOV, N.V. 1985. Precambrian granulites of the Aldan Shield, eastern Siberia, URSS. *J. Metamorphic Geology*, 3(3):265-310.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zones geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2:83-99.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology-Strain analysis*. London, Academic Press. v.1,307p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology-Folds and fractures*. London, Academic Press, v.2, 700p.
- RIBBE, P.H. 1983. Aluminum-silicon order in feldspar; Domain textures and diffraction patterns. In: RIBBE, P.H. (Ed). *Feldspar minerals*. Washington. Mineralogical Society of America. p.21-55. (Reviews in mineralogy, 2).
- RICHARDSON, S.W.; GILBERT, M.C.; BELL, P.M. 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. *Am. Jour. Sci.*, 267:259-272.
- SANDIFORD, M.; POWELL, R.; MARTIN, S.F.; PERERA, L.R.K. 1988. Thermal and baric evolution of garnet granulites from Sri Lanka. *J. Metam. Geol.*, 6:351-364.

- SCHOBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T. 1975 (a). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Tocantins (SC-22)**; Texto explicativo. Brasília, DNPM. 98p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. 1975 (b). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Goiás (SD-22)**; Texto explicativo. DNPM, Brasilia, 113p.
- SILVA, E.R.P. 1987. **Estudo das ocorrências auríferas da área de Natividade-GO**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 125p. Tese (mestrado). Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências/UFPA. 1987.
- SIMMONS, E.C. & HANSON, G.N. 1978. Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. **Contrib. Mineral. Petrol.** 66:135.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. **J. Geol. Education**, 34:246-261.
- SMITH, J.V. & BROWN, W.L. 1974. **Feldspar minerals. Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties**. Berlin. Springer-Verlag. 828p.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Noticia Geomorfológica**, 16(32):71-104.
- SOUSA, D.J.L. & MOURA C.A.V. 1995. Estudo geocronológico do Granito Serrote. Paraiso do Tocantins (TO). In: CONG. BRAS. GEOQ., 5, Rio de Janeiro, 1995. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. p.1-4.
- SPRY, A. 1969. **Metamorphic textures**. Oxford. Pergamon Press. 350p.
- STRECKEISEN, A. 1973. Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks. **Geotimes**, 18:26-30.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (Eds). **Magmatism in the ocean basins**. Geol.Soc.Sp.Public. 42:313-345.

- TAPPONNIER, P.; PELTZER, G.; LE DAIN, A.Y.; ARMIJO, R. 1982 . Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10 (12): 609-688.
- TARNEY, J. & WEAVER, B.L. 1987 . Geochemistry of Scourian Complex: petrogenesis and tectonic models. In: PARK, R.G. & TARNEY, J. (Eds). *Evolution of the Lewisian and comparable Precambrian high grade terrains*. p.45-56. (Geol. Soc. Special Publication, 27)
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical records preserved in sedimentary rocks*. Oxford, Blackwell. 312p.
- THOMPSON, A.B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sc.*, 276:425-454.
- WATSON, J.V. 1973. Effects of reworking on high grade gneiss complexes. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 273:443-455.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. 1980 . Rare earth geochemistry of Lewisian granulite facies gneisses, northwest Scotland: implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust. *Earth Planet. Sc. Letters*, 51: 279-296.
- WEDEPOHL, K.H. 1969. Composition and abundance of common igneous rocks. In: WEDEPOHL, K.H.(Ed). *Handbook of geochemistry*. New York. Springer-Verlag. v.1, Cap.7, p.227-249.
- WELLS, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62:129-140.
- WELLS, P.R.A. 1979. Chemical and thermal evolution of archaean sialic crust, Southern West Greenland. *J. Petrol.*, 20(2):187-226.
- WERNICK, E. & ALMEIDA, F.F.M. 1979 . The geotectonic environments of Early Precambrian granulites in Brazil. *Prec. Res.*, 8:1-17.

- WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J.  
1980. On milonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2:175-187.
- WOOD, B.J. 1974. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet.  
*Contrib. Mineral. Petrol.*,46:1-15.
- WOOD, B.J. & BANNO, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene  
relationships in simple and complex sistem. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42:109-124.
- YARDLEY, D.W.D. 1989 . *An introduction to metamorphic petrology*. New York,  
Longman Scientific & Technical. 248p.