UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA DOS CHARNOKITOS DA REGIÃO
DE ITARIRI (SP).**

José Maria Azevedo Sobrinho

Orientador: Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Presidente:

Examidores:

nome

Dr. V.A.V.Girardi

Dr. V.A.Janasi

Dr. M.A.F.de Oliveira

ass.

Valdeir de Jesus
João de Deus

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004532

**PETROLOGIA DOS CHARNOCKITOS DA REGIÃO
DE ITARIRI (SP).**

José Maria Azevedo Sobrinho

Orientador: Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1995

"Fostes vós que me ensinastes a votar um incessante culto aos santos atributos do coração. Fostes vós que me fizestes compreender o quanto a vida da inteligência é vã e árida sem os afetos da ternura. Fostes vós que me revelastes em toda a tua grandeza e superioridade moral a preeminência efetiva da candura feminina. Permitti pois, que eu vos dedique este primeiro fruto do meu trabalho como um pequeno penhor do grande amor que vos consagro. Aceita-o minha terna Mãe e abençoai-me, para que siga sempre o caminho da virtude e do dever".

Dr. Luiz Pereira Barretto, na dedicatória à sua mãe, de sua primeira tese (1860).

*A Sônia Barretto da Silva Azevedo, minha
Mãe, a quem devo minha vida, muito amor e
eterna saudade.*

ÍNDICE

Índice de Figuras.....	iii
Índice de Fotos e Fotomicrografias.....	v
Índice de Tabelas	vii
Siglas	viii
Resumo.....	x
Abstract.....	xi
Agradecimentos	xii
1- INTRODUÇÃO E OBJETIVOS.....	1
1.1- Localização e Acessos.....	1
2- MÉTODOS UTILIZADOS	3
2.1- Levantamento Geológico.....	3
2.2- Petrografia Microscópica.....	3
2.3- Análises Químicas Minerais	4
2.4- Análises Químicas de Rocha Total.....	5
3- GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES	6
3.1- Compartimentação Tectônica	6
3.2- Evolução do Conhecimento Geológico	7
3.3- Unidades Litoestratigráficas.....	9
3.3.1- Complexo Costeiro	9
3.3.2- Suíte Itatins.....	9
3.3.3- Suíte Ortognáissica	12
3.3.4- Seqüência Cachoeira	12
3.3.4.1- Paragnaisses	13
3.3.4.2- Kinzigitos e Gnaisses Kinzigíticos.....	13
3.3.4.3- Anfibolitos e Metabasitos	14
3.3.4.4- Rochas Cálcio-silicáticas	15
3.3.5- Complexo Gnáissico-Migmatítico.....	15
3.3.5.1- Migmatitos de Estrutura Homogênea.....	16
3.3.5.2- Migmatitos de Estrutura Heterogênea.....	16
3.3.5.3- Migmatitos Indiferenciados.....	17
3.3.6- Suíte Granitóide de Fácies Migmatítica.....	17
3.3.6.1- Granitóides Porfiróides Mesocráticos	17
3.3.6.2- Granitóides Inequigranulares Leucocráticos.....	18
3.3.7- Rochas Miloníticas	18
3.3.8- Suíte Intrusiva Ácida Filoniana	19
3.3.9- Rochas Intrusivas Básicas.....	19
3.4- Geologia Estrutural	19

4- GEOLOGIA LOCAL	21
4.1- Introdução.....	21
4.2- Litologias Mapeadas.....	21
4.2.1- Rochas Charnockíticas	21
4.2.2- Rochas Charnockíticas Transicionais	24
4.2.3- Gnaisses Kinzigíticos.....	27
4.2.4- Granada-Biotita Gnaisses	28
4.2.5- Gnaisses Calciossilicáticos.....	29
4.2.6- Migmatitos.....	29
4.3- Principais Feições Estruturais	29
5- PETROLOGIA.....	30
5.1- Petrografia	32
5.1.1- Classificação	32
5.1.2- Charnockitos.....	32
5.1.3- Rochas Charnockíticas Transicionais	33
5.1.4- Enclaves Básicos e Ultramáficos.....	40
5.1.4.1- Biotita-Ortopiroxênio Gabros.....	43
5.1.4.2- Ortopiroxênio Gabros.....	48
5.1.4.3- Ortopiroxênio Anfíbolitos.....	49
5.1.4.4- Metaclinopiroxenitos	50
5.1.5- Migmatitos.....	52
5.1.6- Gnaisses Kinzigíticos.....	55
5.1.7- Granada-Biotita Gnaisses	56
5.1.8- Gnaisses Calciossilicáticos.....	58
5.1.9- Anfíbolitos	60
5.2- Quimismo das Rochas Charnockíticas.....	63
5.3- Quimismo dos Piroxênios	82
5.4- Geotermometria	86
5.5- Considerações Sobre o Metamorfismo.....	95
6- CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	102
7- BIBLIOGRAFIA.....	104
ANEXO 1- Mapa Geológico	
ANEXO 2- Mapa de Pontos	

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1 - Mapa de localização e acessos.....	2
Fig. 3.1 - Mapa geológico simplificado da Folha Miracatu (Gimenez Filho <i>et al.</i> , 1987).....	10
Fig. 5.1 - Diagrama de classificação Q-A-P para as rochas charnockíticas com análises modais.	34
Fig. 5.2 - Diagrama de classificação Q-A-P para as rochas charnockíticas da Zona de Transição com análises modais.....	34
Fig. 5.3 - Diagrama Plag-Px-Ol para classificação de rochas gabróicas aplicado aos enclaves de granulitos básicos.....	44
Fig. 5.4 - Diagrama Plag-Opx-Cpx para classificação de rochas gabróicas aplicado aos enclaves de granulitos básicos.....	44
Fig. 5.5 - Diagrama de classificação Q-A-P para as rochas charnockíticas e charnockíticas transicionais escolhidas para análises químicas.....	66
Fig. 5.6 - Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores (%) <i>versus</i> SiO ₂ (%).....	67
Fig. 5.7 - Diagramas de variação de elementos menores (ppm) <i>versus</i> SiO ₂ (%).	69
Fig. 5.8 - Diagrama discriminante separando os campos alcalino e sub-alcalino, segundo Irvine & Baragar (1971).....	72
Fig. 5.9 - Diagrama discriminante AFM separando os campos toleítico e cálcio-alcalino, segundo Irvine & Baragar (1971).	72
Fig. 5.10 - Distribuição das rochas charnockíticas de Itariri no diagrama log (Ca/(Na ₂ O + K ₂ O)) <i>versus</i> SiO ₂ (Brown, 1982).....	74
Fig. 5.11 - Distribuição das rochas charnockíticas de Itariri no diagrama R1-R2 com a discriminação dos campos correspondentes aos diferentes ambientes tectônicos (Batchelor & Bowden, 1985).....	74

- Fig. 5.12 - Diagrama de elementos incompatíveis, normalizados pelo manto primordial (Wood *et al.*, 1979), para as rochas charnockíticas de Itariri com composições intermediárias a ácidas, mostrando a situação da amostra IT-3A, escolhida como representativa do conjunto, em relação ao intervalo de variação dessas rochas.....78
- Fig. 5.13 - Diagrama de elementos incompatíveis, normalizados pelo manto primordial (Wood *et al.*, 1979), para as rochas charnockíticas com composições intermediárias a ácidas da região de Itariri e de outros terrenos granulíticos.78
- Fig. 5.14 - Diagrama de elementos incompatíveis, normalizados pelo manto primordial (Wood *et al.*, 1979), para os enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros mostrando a situação da amostra IT-7A, escolhida como representativa do conjunto, em relação ao intervalo de variação desses enclaves.81
- Fig. 5.15 - Diagrama de elementos incompatíveis, normalizados pelo manto primordial (Wood *et al.*, 1979), para os enclaves de granulitos básicos da região de Itariri comparados a granulitos básicos encontrados em outros terrenos granulíticos.81
- Fig. 5.16 - Piroxênios da região de Itariri lançados no diagrama de classificação, proposto por Morimoto (1988).85
- Fig. 5.17 - Composições dos piroxênios da região de Itariri comparadas aos *trends* dos piroxênios das províncias metamórficas de Broken Hill e Quairading (Davidson, 1958) e ígneas de Bushveld (Atkins, 1969) e Skaergaard (Brown & Vincent, 1963).87

ÍNDICE DE FOTOS E FOTOMICROGRAFIAS

Foto 4.1 - Bandamento composicional em rocha charnockítica.	25
Foto 4.2 - Enclaves de granulito básico conferindo à rocha charnockítica estrutura tipo <i>schollen</i>	25
Foto 4.3 - Lentes boudinadas de granulito básico, em rocha charnockítica, formando estruturas <i>pinch and swell</i>	26
Foto 4.4 - Rocha charnockítica da “Zona de Transição” mostrando forte bandamento composicional e a presença marcante de mobilizados neossomáticos.	26
Fotomicrog. 5.1 - Aspecto de enderbito maciço, com textura granoblástica e granulação média.	36
Fotomicrog. 5.2 - Ortoclásio xenomórfico com micropertitas em filetes em opdalito.	36
Fotomicrog. 5.3 - Intercrescimento simplectítico de biotita e quartzo no contato com ortopiroxênio de quartzo norito.	38
Fotomicrog. 5.4 - Ortopiroxênios manteados por coroas sucessivas de cummingtonita fibrosa, actinolita e formando simplectitas com titanobiotita e quartzo em quartzo norito.	38
Fotomicrog. 5.5 - Agregado de cummingtonita, biotita titanífera, quartzo e opacos resultantes da substituição retrometamórfica do ortopiroxênio em enderbito da “Zona de Transição”.	41
Fotomicrog. 5.6 - Aspecto de biotita-ortopiroxênio gabro foliado, de granulação fina.	41
Fotomicrog. 5.7 - Aspecto de textura granoblástica tendendo à poligonização em ortopiroxênio gabro de granulação fina.	45
Fotomicrog. 5.8 - Cristais submilimétricos de clinopiroxênio, em continuidade óptica, envolvendo grãos de hornblenda, sugerindo crescimento poiquiloblástico em ortopiroxênio anfíbolito.	45
Fotomicrog. 5.9 - Metaclinopiroxenito com granulação média a grossa, textura granoblástica e eventuais pseudomorfos de olivina.	51
Fotomicrog. 5.10 - Agregados microgranulares de biotita, quartzo e opacos em mesossoma granodiorítico de migmatito estromático.	51
Fotomicrog. 5.11 - Muscovitas fibrorradiadas associadas a granada, biotita titanífera, plagioclásio e ortoclásio em gnaiss kinzigítico.	57

Fotomicrog. 5.12 - Escapolitas em contatos poligonizados associadas a quartzo e granada em granada-diopsídio-escapolita gnaissé.....	57
Fotomicrog. 5.13 - Restos de hornblenda envolvidos por actinolita, epidoto e carbonato em anfibolito retrometamorfizado.....	62

ÍNDICE DE TABELAS

Tab. 4.1 - Relação dos pontos de caminhada, amostras coletadas e respectivos ensaios realizados.	22
Tab. 5.1 - Composições modais das rochas charnockíticas da região de Itariri.	35
Tab. 5.2 - Composições modais das rochas charnockíticas da “Zona de Transição” da região de Itariri.	42
Tab. 5.3 - Composições modais dos enclaves básicos selecionados para análises químicas.	46
Tab. 5.4 - Análises químicas das rochas charnockíticas da região de Itariri.	64
Tab. 5.5 - Análises químicas de rochas de composição intermediária de diferentes terrenos granulíticos, comparadas à amostra IT-3A.	75
Tab. 5.6 - Características dos terrenos granulíticos cujas análises químicas foram utilizadas para comparação com charnockitos de Itariri. Dados extraídos de Iyer <i>et al.</i> (1987) e Park & Tarney (1987).	77
Tab. 5.7 - Análises químicas dos enclaves básicos associados aos charnockitos da região de Itariri e de rochas básicas de diferentes terrenos granulíticos.	80
Tab. 5.8 - Composição química dos ortopiroxênios dos charnockitos da região de itariri e de seus enclaves básicos.	83
Tab. 5.9 - Composição química dos clinopiroxênios dos charnockitos da região de Itariri e de seus enclaves básicos.	84
Tab. 5.10 - Temperaturas das rochas charnockíticas da região de Itariri e de seus enclaves básicos.	94

SIGLAS

A	feldspato alcalino
An	anortita
Bio	biotita
[Ca]	concentração de cálcio
Cc	calcita
Cpx ou cpx	clinopiroxênio
Cum	cummingtonita
ΔG°	variação da energia livre de Gibbs, considerando o estado padrão de cada componente de uma reação como sendo a fase pura, a uma determinada pressão e temperatura
Di	diopsídio
E	este ou leste
En	enstatita
[En]	concentração da molécula enstatita
Esc	escapolita
FeO ^t ou FeO*	ferro total tomado como FeO
Fe ₂ O ₃ ^t ou Fe ₂ O ₃ *	ferro total tomado como Fe ₂ O ₃
Fk	feldspato potássico
Flo	flogopita
Fs	ferrossilita
Gra	granada
Hbl	hornblenda
Hd	hedembergita
Kd	coeficiente de distribuição
ln	logarítmo neperiano
Mus	muscovita
N	norte
Ol	olivina
P ou Plag	plagioclásio
Px	piroxênio(s)

Q ou Qz	quartzo
S	sul
Sill	sillimanita
Tr	tremolita
V	vapor
W	oeste
Wo	wollastonita
Zo	zoisita

RESUMO

Na região de Itariri ocorrem rochas charnockíticas parcialmente migmatizadas, migmatitos, granada-biotita gnaisses, milonitos da Zona de Cisalhamento de Itariri, além de ocorrências esparsas de gnaisses kinzigíticos, rochas calciossilicáticas, anfibolitos e diques básicos.

O contato entre as rochas charnockíticas e os migmatitos é marcado por uma faixa aqui designada “Zona de Transição”, onde os charnockitos são mais intensamente migmatizados. Já entre os charnockitos e as rochas metassedimentares o contato é brusco.

A composição das rochas charnockíticas é predominantemente quartzo norítica a enderbítica, com variações para opdalitos e charnockitos *sensu strictu*.

Freqüentemente, estas rochas apresentam enclaves de granulitos básicos, por vezes boudinados, e eventualmente xenólitos de metaclinopiroxenitos.

As análises químicas dos piroxênios das rochas charnockíticas e de seus enclaves básicos indicaram que as composições dos ortopiroxênios são pouco variadas, como $En_{47-50} Fs_{48-51} Wo_2$, enquanto os clinopiroxênios variam no intervalo $En_{34-36} Fs_{19-21} Wo_{45-47}$.

Dados geotermométricos, para valores corrigidos, fornecem temperaturas médias do metamorfismo de grau alto da ordem de 759° C e 763° C, de acordo com os geotermômetros de Wood & Banno e Wells, respectivamente.

As análises químicas de rocha total mostram que os charnockitos de Itariri fazem parte de uma sequência cálcio-alcalina bimodal típica de terrenos arqueanos, possivelmente associada a ambiente de subducção.

ABSTRACT

The dominant rock types in the Itariri region are partially migmatized charnockitic rocks, migmatites, garnet biotite gneisses and Itariri Shear Zone milonites. Sparse occurrences of kinzigitic gneisses, calc-silicate rocks, amphibolites and basic dikes are also found.

More intensively migmatized charnockites, here called "Transition Zone", mark the contact between the charnockitic rocks and the migmatites. The contact between the charnockites and the metasedimentary rocks is sharp.

The composition of the charnockitic rocks is predominantly quartz noritic to enderbitic, with variations to opdalites and *sensu strictu* charnockites.

Basic granulitic enclaves are frequent, usually as boudins. Metaclinopyroxenites xenolites also occur.

Mineral analyses of pyroxenes from the charnockitic rocks and their basic enclaves show that the composition of orthopyroxenes hardly differ from $\text{En}_{47-50} \text{Fs}_{48-51} \text{Wo}_2$, whereas clinopyroxenes composition vary in the $\text{En}_{34-36} \text{Fs}_{19-21} \text{Wo}_{45-47}$ interval.

Corrected geothermometric data yield high-grade metamorphism average temperatures of the order of 759° C and 763° C according to Wood & Banno and Wells geothermometers, respectively.

Whole rock chemical data show that the Itariri charnockites belong to a bimodal calc-alkaline sequence, typical of Archean terrains, possibly associated to a subduction environment.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todas as pessoas que colaboraram na elaboração deste trabalho.

Em particular, meus sinceros agradecimentos:

Ao Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi, meu orientador, cujo apoio, incentivo e paciência contribuíram de forma significativa para o desenvolvimento desta dissertação.

Ao amigo Ciro Teixeira Correia que, após terminar seu doutorado, ainda encontrou tempo para fazer criteriosa revisão deste trabalho.

À colega Gianna Maria Garda (Garda *et al.*) cuja boa vontade e profundo conhecimento de informática foram essenciais para a elaboração dos gráficos e tabelas apresentados.

Aos companheiros de campo Mário Melhem Mansur (Crock) e Jefferson de Lima Picanço cuja amizade, coragem e “loucura” foram indispensáveis para vencer as barreiras da Mata Atlântica na Serra dos Itatins.

Ao Prof. Dr. Robert G. Sadowski pela indicação da área estudada.

Aos colegas Valdecir de Assis Janasi, Sílvio R. F. Vlach (o Diabo da Tasmânia) e Excelso Ruberti pelo auxílio durante os trabalhos analíticos por microsonda eletrônica.

Aos Profs. Drs. Maria Ângela F. Cândia e Mário C. H. Figueiredo pelas sugestões e discussões durante a elaboração dos capítulos referentes à geotermometria e geoquímica, respectivamente.

Ao Prof. Dr. José Moacyr de Vianna Coutinho, meu “amado mestre”, pelos ensinamentos de “truques em análises petrográficas (GMP-171)”, disciplina não ministrada em salas de aula.

Ao Prof. Dr. Miguel A. S. Basei (Alboretto) e ao colega Osvaldo Siga Júnior pelas discussões e empréstimo de trabalhos inéditos referentes às possíveis correlações entre os terrenos granulíticos Itatins, Serra Negra e Luís Alves.

Ao colega Agenor P. Souza pelo empréstimo das fotografias aéreas da área estudada.

Às “gatinhas” Rita Parisi Conde e Márcia Cristina da Ponte, pela digitalização dos mapas.

Ao meu sócio Cláudio Hoppe (Gatão), pela confecção das seções delgadas de rocha.

Aos amigos Antonio Luiz Teixeira (Candeias) e Francisco de Assis Negri (Babú) pelo incentivo e discussões, principalmente na fase final deste trabalho.

Às secretárias Marta (DMP) e Vera (Diretoria) que, sempre solícitas, me ajudaram a resolver problemas diversos relativos ao meu mestrado.

À Karina pelo capricho e boa vontade em fazer a diagramação desta dissertação.

Às “tias” Estela, Cida e Rosa que sempre auxiliaram na localização de citações bibliográficas.

Aos funcionários da gráfica do IG-USP.

Ao CNPq pela concessão de bolsa de mestrado no período de 1988 a 1991.

À FAPESP pelo Auxílio Financeiro - Projeto Temático Processo nº 92/0649-9.

Ao Instituto Geológico por ter permitido que eu me dedicasse quase que exclusivamente à redação desta dissertação durante todo o ano de 1994.

Na esperança de não ter me esquecido de ninguém, renovo meus agradecimentos a todos os amigos, finalizando com um agradecimento muito especial à minha maravilhosa esposa, Fátima, que, com muito carinho e compreensão, me incentivou e, principalmente, aturou durante estes longos anos de mestrado.

1- INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

A porção oriental do Bloco Itatins (Sadowski, 1974), localizada nas proximidades da cidade de Itariri, ainda é pouco conhecida geologicamente por ter sido, até o presente, objeto apenas de mapeamentos em escalas regionais. Dentre esses, os mais recentes foram o Projeto Sudelpa (Morgental *et al.*, 1975), em escala 1:50.000, o Projeto Santos-Iguape (Silva *et al.*, 1977), na escala 1:250.000, e o Projeto Integração e Detalhe Geológico do Vale do Ribeira (Silva *et al.*, 1981), em escala 1:100.000, todos realizados pela C.P.R.M..

Este trabalho visou a elaboração de um mapa geológico em escala 1:25.000, cobrindo uma área de cerca de 45 km², bem como a caracterização petrográfica e geoquímica dos metamorfitos com ênfase para as rochas "charnockíticas" com objetivo de se compreender a gênese e evolução dessas rochas em relação ao contexto regional.

1.1- Localização e Acessos:

A área em estudo faz parte da folha topográfica Pedro de Toledo (SG-23-V-II-4), em escala 1:50.000, publicada pelo IBGE em 1973. Pertence à porção oriental do Bloco Itatins próxima à cidade de Itariri (SP), mais precisamente entre 47° 11' 10" e 47° 06' 46" de latitude sul e 24° 17' 18" e 24° 20' 32" de longitude oeste (Fig. 1.1).

O acesso até a cidade de Itariri, próximo a Peruíbe, litoral sul do Estado de São Paulo, pode ser feito pela rodovia Regis Bittencourt (BR-116) seguido-se, posteriormente, pela rodovia Padre Manoel da Nóbrega (SP-165) ou chegando-se a esta última através das rodovias Imigrantes (SP-160) ou Anchieta (SP-150) que levam ao litoral.

A região é de difícil acesso, cortada por poucas e precárias estradas secundárias de terra, com relêvo acidentado (altitudes entre 700 e 900m) e, em grande parte, coberta pela Mata Atlântica.

Figura 1.1 - Mapa de Localização e Acessos.

2- MÉTODOS UTILIZADOS

2.1- Levantamento Geológico:

Previamente aos trabalhos de campo, foi realizada uma compilação bibliográfica e cartográfica envolvendo os trabalhos de cunho local e regional sobre o Bloco Itatins, tendo em vista adquirir um conhecimento inicial da geologia da área.

Os trabalhos de campo totalizaram 25 dias e foram realizados em várias etapas, iniciando com uma visita de reconhecimento visando a familiarização com a região, as condições de acesso e planejamento dos perfis geológicos.

Os perfis foram realizados preferencialmente em drenagens, uma vez que os afloramentos de rocha são existentes nas estradas ocorriam, em sua maioria, na forma de blocos e matacões que por vezes não representavam afloramentos *in situ*.

2.2- Petrografia Microscópica:

A partir dos trabalhos de campo, foram selecionadas 70 amostras para análises petrográficas onde se procurou observar a mineralogia, textura e relações entre as fases minerais. Com base na petrografia, foram escolhidas amostras para análises modais contando-se 1.000 ou 2.000 pontos por secção, com espaçamento de 0,5 mm, para rochas de granulação fina ou média, respectivamente.

As análises petrográficas, além de auxiliarem na caracterização dos diversos litotipos encontrados, foram utilizadas para a escolha de 7 (sete) amostras para o estudo dos piroxênios por microsonda eletrônica e 25 amostras para análise química de rocha total.

Na determinação do teor da molécula anortita dos plagioclásios foram empregados os gráficos reproduzidos por Tröger (1956) relativos à extinção máxima na zona (010) ou à relação angular entre X' e a clivagem (010) em secções perpendiculares à bissetriz aguda destes minerais.

2.3- Análises Químicas Minerais:

As análises químicas de piroxênios foram feitas por microsonda eletrônica, modelo EMX-SM, de fabricação ARL (Applied Research Laboratories) do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-USP.

O aparelho está equipado com 3 espectrômetros, cada um com um par de cristais analisadores: LIF/ADP; LIF/ADP e LIF/RAP.

As análises foram realizadas com potencial de aceleração de 15 kv, corrente de amostra de 0,026 μ A, tempo de integração de contagem de 10 segundos e diâmetro aproximado do feixe eletrônico de 1 μ .

Para tabulação e tratamento sistemático dos dados obtidos foi utilizado o programa "Esperto" (Vlach, 1988). Esse programa faz a coleta *on line* dos dados, e efetua a correção de *drift* pontual bem como realiza as correções devidas ao número atômico, absorção de massa e fluorescência secundária, utilizando os fatores α e β , empíricos, de acordo com o método descrito por Bence & Albee (1968).

Os valores obtidos após a correção de *drift* foram ponderados considerando-se as variações de corrente de amostra devidas às diferenças de número atômico médio ($\bar{Z}$) entre padrão e amostra.

As estimativas das proporções de Fe^{3+} nos piroxênios foram feitas através do método descrito por Papike *et al.* (1974) com programa adaptado por S. R. F. Vlach (inédito).

Foram selecionados para análise os pares ortopiroxênio/clinopiroxênio que ocorriam em contatos indicativos de relação de equilíbrio entre essas fases. Procurou-se, também, evitar grãos alterados ou com exsoluções reconhecíveis ao microscópio petrográfico.

Ao serem iniciadas as análises, observou-se, através das contagens de cálcio, a presença de finas lamelas de exsolução de ortopiroxênio em clinopiroxênio e vice-versa, imperceptíveis ao microscópio. Procurou-se, então, evitar erros analíticos gerados pela incorporação nas contagens de proporções desconhecidas de lamelas de exsolução, monitorando-se, por meio das contagens de cálcio, a análise da fase hospedeira, de tal sorte que contagens elevadas de cálcio em

Os padrões utilizados foram os abaixo relacionados:

clinopiroxênio - Cpx. 5-118 (Pd.3- n^o7) para Si, Ca e Mg

augita - A-209 (Pd.9) para Al, Ti

egirina-augita - EG-16A (Pd.13) para Na, Fe e Mn

2.4- Análises Químicas de Rocha Total:

As análises químicas de elementos maiores de rocha total para 25 amostras foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X da Universidade de Modena, Itália, em aparelho Phillips automático, pelo Prof. Dr.Ciro Teixeira Correia.

As pastilhas foram preparadas a partir do pó resultante da moagem das amostras em moinho de ágata e aquecimento para perda de água, com posterior prensagem durante 30 segundos à pressão de 60 bar, em invólucro contendo ácido bórico, conforme o método de Franzini & Leoni (1972) e Leoni & Saitta (1976). Em geral, os erros analíticos para os elementos maiores são inferiores a 3%, exceção do MnO ($\pm 15\%$), P₂O₅ ($\pm 5\%$), TiO₂ ($\pm 5\%$) e Na₂O ($\pm 5\%$). Os limites de detecção para os elementos traços analisados foram sempre menores que 6 ppm.

3- GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES

3.1- Compartimentação Tectônica:

Do ponto de vista geotectônico, a região estudada ocupa a porção central da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977) ou integra o extremo norte do Maciço Mediano de Joinville (Hasui *et al.*, 1975) situando-se entre as faixas dobradas Tijucas e Apiaí (Kaul & Teixeira, 1982).

Basei *et al.* (1988), baseados em aspectos litológicos, petrográficos, estruturais, geoquímicos, geocronológicos e geofísicos, subdividiram o Maciço Mediano de Joinville, nos estados do Paraná e Santa Catarina, em três domínios: Costeiro, Meridional e Setentrional.

Posteriormente, Basei *et al.* (1992) sugeriram a substituição da subdivisão em Domínios Costeiro, Meridional e Setentrional por Cinturão Granitóide Costeiro, Microplaca Luís Alves e Microplaca Curitiba, respectivamente. Conseqüentemente, os autores recomendaram o abandono do termo Maciço de Joinville em favor de designações mais modernas, discriminando no referido maciço as três últimas entidades supracitadas.

Esta proposta encontra suporte na observação de Brito Neves (1989) segundo a qual a evolução dos conceitos levaria ao gradativo desaparecimento da designação de Maciço Mediano, podendo esta ser utilizada apenas a título descritivo, sem conotação geotectônica.

Recentemente, Siga Jr. *et al.* (1994) admitiram a provável continuidade da Microplaca Luís Alves até as rochas granulíticas da Serra dos Itatins. Ainda segundo os autores, a Microplaca Luís Alves corresponderia à porção continental de uma microplaca localizada entre os cratons do Congo (África) e do Paraná (Brasil) durante o Neoproterozóico. O termo Microplaca Curitiba foi substituído por Domínio Curitiba uma vez que os terrenos pertencentes a essa região não corresponderiam a uma microplaca mas à margem nordeste da Microplaca Luís Alves, envolvida pela tectônica brasileira. Tal zona de borda seria intensamente deformada, migmatizada e granitizada.

3.2- Evolução do Conhecimento Geológico:

Poucos foram os trabalhos anteriores relativos às rochas do Bloco Itatins.

Coutinho (1971a,b) descreveu rochas de fácies granulito na região de Peruíbe, bem como a presença de blastomilonitos na estrada Peruíbe-Pedro Barros.

No mesmo ano, Girardi *et al.* (1971) estudaram as granadas dos kinzigitos do Ponta da Prainha (Peruíbe).

Sadowski (1974), ao tratar da compartimentação tectônica da Serra de Cubatão divide a região em três blocos, qual seja, Juquitiba, Litorâneo e Itatins. A Falha de Cubatão separa os blocos Juquitiba e Litorâneo, enquanto ambos estariam separados do Bloco Itatins, a sul, pela Falha de Itariri.

Os projetos de mapeamento realizados pela CPRM em 1975, 1977 e 1981 contribuíram de maneira significativa para o conhecimento da região.

Inicialmente, as rochas do Bloco Itatins foram inseridas por Morgental *et al.* (1975) na unidade Complexo Gnáissico-Migmatítico que agrupava rochas atribuídas ao Proterozóico Médio a Superior tanto a norte como a sul da Falha de Cubatão.

Mais tarde, Silva *et al.* (1977,1978) subdividiram as rochas Pré-Cambrianas da Folha Iguape (1:250.000), na qual se encontra o Bloco Itatins, em quatro conjuntos litológicos. A sul da Falha de Cubatão estariam o Complexo Itatins (Pré-Cambriano Médio), definido por esses autores como constituído por rochas charnockíticas, granulíticas, kinzigíticas, metabasitos, migmatitos básicos e rochas graníticas de anatexia, e o Complexo Gnáissico-Migmatítico (Pré-Cambriano Médio a Superior) incluindo quartzitos e mármore. A norte desta falha estariam as rochas supracrustais não migmatizadas de baixo grau metamórfico pertencentes ao Grupo Açungui (Pré-Cambriano Superior) e a Suíte de Rochas Granitóides e afins (Pré-Cambriano Superior-Eopaleozóico).

Esses autores empregaram pela primeira vez o termo "Maciço de Itatins", referindo-se a esse como um alto estrutural ou maciço mediano preservado da total remobilização metamórfica e da migmatização brasileira. A área definida como do "Maciço de Itatins" equivaleria à do Complexo Itatins, dos mesmos autores, e corresponderiam ao que Sadowski (1974) denominou de

Silva *et al.* (1981) atribuíram ao Complexo Itatins rochas granulíticas na base das rochas supracrustais metavulcano-sedimentares da Sequência Cachoeira, estabelecendo idade arqueana para ambas as unidades. O termo Sequência em vez de Grupo ou Supergrupo para essas rochas supracrustais foi, então, empregado pela primeira vez tendo como justificativa o fato de não se conhecer sua base e seu topo, assim como por não ser possível identificar formações ou grupos.

Hasui *et al.* (1981) associaram ao Complexo Costeiro as rochas arqueanas granulíticas e migmatíticas a sul da Falha de Cubatão, além de rochas supracrustais metassedimentares e metavulcânicas.

Finalmente, Dantas *et al.* (1987a), em mapeamento geológico em escala 1:50.000 das folhas topográficas Juquiá e Miracatu, caracterizaram a região a sul da Falha de Cubatão como constituída por rochas granulíticas, gnáissicas, migmatíticas, graníticas e metavulcano-sedimentares referentes ao Complexo Costeiro, Complexo Gnáissico-Migmatítico e Suíte Granitóide de Fácies Migmatítica. Os autores utilizaram a denominação "Complexo Costeiro" com o mesmo sentido dado por Hasui *et al.* (1981) abrangendo rochas predominantemente arqueanas remobilizadas de forma mais ou menos intensa em ciclos tectono-metamórficos posteriores. Identificaram sua ocorrência na Folha Miracatu na forma de restos parcialmente preservados da remobilização e anatexia subseqüentes. Foram incluídas no Complexo Costeiro as suítes Itatins, composta por rochas charnockíticas, e Ortognáissica, compreendendo rochas gnáissicas tonalíticas a granodioríticas, além da Sequência Cachoeira. O termo "Suíte" foi empregado por Dantas *et al.* (1987a) por não haver continuidade dos litotipos agrupados sob esta denominação num único maciço como cartografado nos trabalhos de Silva *et al.* (1977, 1978 e 1981) e Silva (1981a). A denominação "Complexo Itatins" foi abandonada e as rochas charnockíticas atribuídas à Suíte Itatins.

Trabalhos posteriores referentes aos resultados do Projeto de Mapeamento das folhas Miracatu e Juquiá (1:50.000) foram publicados por Dantas *et al.* (1987b), Gimenez Filho *et al.* (1987), Teixeira *et al.* (1987) e Figueiredo *et al.* (1988).

Devido às denominações Bloco, Maciço e Complexo, utilizadas para as rochas de alto grau encontradas na Serra dos Itatins terem por vezes conotações tectônicas, no presente trabalho será adotada a terminologia "Bloco Itatins", no sentido empregado por Sadowski (1974) onde

bloco corresponderia a uma unidade limitada por falhamentos (Cubatão e Itariri), justaposta a outras (blocos Juquitiba e Litorâneo) e discriminada em função de características litológicas e estruturais próprias.

3.3- Unidades Litoestratigráficas:

Considerando-se que a área ora estudada pertence à Folha Pedro de Toledo (1:50.000) a qual é limítrofe com a Folha Miracatu, anteriormente mapeada pelo IPT; que o mapeamento realizado por Dantas *et al.* (1987a) é o trabalho mais recente e detalhado na região do Bloco Itatins e que as unidades mapeadas na Folha Miracatu se prolongam em direção à Folha Pedro de Toledo, serão mantidas para a descrição da geologia regional as unidades litoestratigráficas operacionais identificadas pelos autores supracitados e que se encontram abaixo discriminadas.

A Figura 3.1, extraída de Gimenez Filho *et al.* (1987), apresenta a distribuição das diversas unidades identificadas por esses autores na Folha Miracatu.

3.3.1- Complexo Costeiro:

Dantas *et al.* (1987a) descrevem esta unidade como compreendendo rochas da Suíte Itatins, Suíte Ortognáissica e Sequência Cachoeira.

3.3.2- Suíte Itatins:

O mapeamento mais detalhado de parte do Bloco Itatins mostrou, segundo Dantas *et al.* (1987a), que as rochas desta unidade ocorrem de maneira descontínua, na forma de restos preservados, como parte de um grande complexo maior de rochas arqueanas.

Esses autores identificaram as rochas da Suíte Itatins na porção leste da Folha Miracatu (1:50.000) estendendo-se para a Folha Pedro de Toledo (1:50.000) até a região costeira, ocupando as partes mais elevadas das serras dos Itatins e de Peruíbe

Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado da Folha Miracatu (Gimenez Filho *et al.*, 1987).

Caracterizaram a Suíte Itatins como constituída predominantemente por rochas enderbíticas e opdalíticas com variações para charnockitos *sensu stricto* e mangeritos. Termos mais básicos quartzo-dioríticos e dioríticos foram descritos de modo subordinado.

Descreveram estas rochas como de cor cinza esverdeado a acastanhado, granulação fina a média, de estrutura variável de maciça a freqüentemente gnáissica, podendo estar parcialmente migmatizadas, apresentando concentrações difusas de mobilizados neossomáticos de composição leucogranitóide com feldspatos acinzentados.

Embora não tenha sido observado, Dantas *et al.* (1987a) sugeriram que as rochas da Suíte Itatins fazem contatos bruscos com os paragneisses da Sequência Cachoeira. Por outro lado, os contatos com as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico são transicionais, marcados por crescente intensidade de migmatização.

Dados geocronológicos para estas rochas foram apresentados por Kaul & Teixeira (1982), que obtiveram três isócronas de referência compostas por rochas coletadas tanto em pontos de mesmo afloramento como de afloramentos diferentes, fornecendo idades Rb/Sr em rocha total de 2,6 Ga ($R_O=0,703$), 1,8 Ga ($R_O=0,702$) e 0,6 Ga ($R_O=0,717$), indicando um caráter policíclico para as rochas charnockíticas *s.l.* do Bloco Itatins com influência dos eventos Jequié, Transamazônico e Brasileiro. Pelo método K/Ar em biotita de uma amostra de enderbito, os autores obtiveram a uma idade de 590 ± 10 Ma.

Recentemente, Picanço (1994) obteve uma idade modelo (TDM) Sm/Nd, em rocha total, de 2,52 Ga para a origem dos protólitos dos charnockitos do Bloco Itatins. Ainda, pelo mesmo método, chegou a uma isócrona (minerais mais rocha total) que forneceu idade de 607 ± 136 Ma. Segundo o autor, apesar do erro elevado, essa isócrona sugere que o metamorfismo de fácies granulito dessas rochas se deu durante o Ciclo Brasileiro.

Dados geocronológicos, pelo método K/Ar, obtidos por Picanço (1994) em biotitas de charnockitos do Bloco Itatins, forneceram idades de resfriamento regional de 591 ± 11 Ma e 584 ± 17 Ma, enquanto a idade obtida para anfibólio foi de 656 ± 15 Ma.

3.3.3- Suíte Ortognáissica:

Esta unidade foi identificada por Dantas *et al.* (1987a) nas porções centro-leste e no extremo sul-sudeste da Folha Miracatu (1:50.000).

Foram descritos como ortognaisses tonalíticos a graníticos definidos por biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses porfiróides a raramente inequigranulares, de cor cinza claro a médio, leucocráticos a mesocráticos, apresentando estrutura homogênea a facoidal, por vezes com bandamento tectônico.

Segundo os autores, ocorreriam na forma de corpos relativamente preservados da migmatização.

As relações de contato com os migmatitos de estrutura homogênea pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico foram determinadas como transicionais, marcadas por migmatização crescente.

3.3.4- Seqüência Cachoeira:

As rochas da Seqüência Cachoeira expõem-se, de acordo com Silva *et al.* (1981), predominantemente, entre a região de Morretes e a Serra do Cadeado (PR), embora afloramentos dispersos no embasamento gnáissico, migmatizado ou não, possam ocorrer nas regiões das Folhas (1:100.000) Pedro de Toledo e Registro, a sul das folhas Eldorado Paulista, Apiaí, Guaraqueçaba e Curitiba, e a sul e norte da Folha Antonina.

Silva (1981a), e posteriormente Dantas *et al.* (1987a) admitiram que esta unidade seria formada por restos de rochas supracrustais arqueanas de origem vulcano-sedimntar preservadas da migmatização e anatexia de caráter regional.

Desgreveram como constituintes principais desta unidade os paragnaisses, kinzigitos e gnaisses kinzigíticos, anfibolitos e metabasitos, rochas calciossilicáticas, mármore dolomíticos, xistos e quartzitos.

Dantas *et al.* (1987a) trabalhando em área menor, restrita às folhas Juquiá e Miracatu identificaram no Bloco Itatins paragneisses, kinzigitos e gnaisses kinzigíticos, anfíbolitos e metabasitos e rochas calciossilicáticas, descrevendo-as como segue.

3.3.4.1- Paragneisses:

Os paragneisses foram descritos como rochas de estrutura bandada com predomínio de bandas centimétricas a decimétricas e granulação média a fina. O bandamento é caracterizado pela alternância de bandas cinza claro (leucocráticas) e bandas cinza médio a escuro esverdeadas (meso a melanocráticas).

As bandas félsicas, segundo os autores, seriam constituídas principalmente por quartzo, plagioclásio (andesina, oligoclásio) e/ou microclínio, com pequena quantidade de máficos, em geral biotita. Já as porções máficas mostraram um aumento considerável nas porcentagens de biotita, granada e sillimanita.

Segundo Dantas *et al.* (1987a), os contatos dos paragneisses com os migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico ocorreriam de forma transicional pelo aumento da migmatização e, com os kinzigitos, o contato seria gradual com aumento na porcentagem de granada.

3.3.4.2- Kinzigitos e Gnaisses Kinzigíticos:

Os kinzigitos foram mais freqüentemente encontrados por Dantas *et al.* (1987a) como restitos e/ou enclaves em meio aos migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico o que, segundo os autores, não excluiria a existência de corpos maiores como a nordeste da Folha Miracatu e os kinzigitos da Ponta da Prainha, Peruíbe (Girardi *et al.*, 1971).

Descreveram estas rochas como de granulação geralmente grossa, mas variando até fina, tendo estrutura gnáissica e cor cinza esbaquiçado a escuro.

Petrograficamente, foram caracterizados sillimanita-biotita-granada gnaisses com porcentagens variáveis destes três minerais máficos. Quartzo, microclínio e cordierita poderiam aparecer em proporções semelhantes às de biotita, sillimanita e granada. Como acessórios comuns

As relações de contato com os migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico foram descritas como transicionais, com aumento da feldspatização, de tal forma que sobriam restos de gnaiss kinzigítico em meio a massas de neossoma granitóide.

Silva *et al.* (1981), baseados em datações Rb/Sr, em rocha total, e por eles consideradas precárias obtiveram idades de 2540 ± 440 Ma (isocrônica) com $R_0 = 0,700$ e 1970 ± 169 Ma, 2223 ± 140 Ma e 2054 ± 198 Ma (convencionais) com $R_0 = 0,705$, atribuindo ao Ciclo Transamazônico o metamorfismo formador das biotitas dos kinzigitos da Ponta da Prainha.

Picanço (1994), através do método Rb/Sr, chegou, para os kinzigitos da Ponta da Prainha, a uma idade (rocha total) de 1469 ± 49 Ma que, segundo o autor, foi obtida por meio de uma "errócrona". Admitiu que essa idade constitui uma idade mínima de metamorfismo ou se trata de uma idade híbrida entre dois eventos distintos.

Para os gnaisses kinsigíticos da região de Itariri, este mesmo autor obteve, em rocha total, idade isocrônica Rb/Sr de 601 ± 32 Ma e, empregando o método Sm/Nd uma idade de 582 ± 22 Ma através de isócrona mineral em conjunto com rocha total.

3.3.4.3- Anfíbolitos e Metabasitos:

Segundo Dantas *et al.* (1987a), os anfíbolitos e metabasitos ocorrem distribuídos por todo o Bloco Itatins, normalmente em corpos não representáveis na escala 1:50000, ou como restitos e/ou enclaves de dimensões reduzidas nos migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico.

Estas rochas foram caracterizadas como anfíbolitos, anfíbólio xistos e metabasitos, em geral de cor cinza esverdeada, ora mais clara, ora mais escura, de estrutura orientada a xistosa, às vezes bandada e, raramente, maciça, de granulação média a fina.

Foram identificados como minerais mais freqüentes plagioclásio (andesina), hornblenda, tremolita-actinolita, epídoto, biotita e diopsídio.

3.3.4.4- Rochas Calciossilicáticas:

São lentes alongadas de espessura não superior a algumas centenas de metros encontradas por Dantas *et al.* (1987a), principalmente na parte oeste da área, intercaladas nos paragneisses ou nos migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico.

As rochas calciossilicáticas foram descritas como geralmente esverdeadas, ora mais claras, ora mais escuras, com estrutura freqüentemente bandada, com bandamento composicional desde milimétrico a até de alguns metros. Localmente, foram observadas estruturas maciças. Segundo Dantas *et al.* (1987 a), predomina a granulação média a fina.

Petrograficamente, foram classificadas como gnaisses e "granofels" cujos minerais mais freqüentes são plagioclásio (oligoclásio, andesina ou labradorita), quartzo, anfibólios (hornblenda e/ou actinolita), diopsídio, epídoto e flogopita.

Seus contatos com os migmatitos e granulitos seriam, segundo os autores, bruscos. Em relação às demais rochas da Sequência Cachoeira, o contato foi caracterizado como transicional.

3.3.5- Complexo Gnáissico-Migmatítico:

Esta unidade, que é a mais expressiva na área definida como do Bloco Itatins, agrupava de modo indiviso as rochas gnáissico-migmatíticas a sul da Zona de Cisalhamento de Cubatão (Silva *et al.*, 1977, 1981).

Baseados na proporção neossoma/paleossoma, Dantas *et al.* (1987a) subdividiram a unidade em três sub-unidades a saber: Migmatitos de Estrutura Homogênea, Migmatitos de Estrutura Heterogênea e Migmatitos Indiferenciados.

Descreveram os Migmatitos de Estrutura Homogênea com predomínio de neossoma em relação ao paleossoma correspondendo à conceituação de "diatexitos" de Ashworth (1985) e os Migmatitos de Estrutura Heterogênea com quantidades mais elevadas de paleossoma em relação ao neossoma correspondendo aos "metatexitos" de Ashworth (1985).

Os Migmatitos Indiferenciados foram assim denominados por Dantas *et al.* (1987a) por não terem sido passíveis de serem classificados em nenhum dos dois termos anteriormente descritos.

Os autores caracterizaram como não precisos os contatos entre as três sub-unidades, cujas áreas mapeadas são entendidas como zonas de predominância.

3.3.5.1- Migmatitos de Estrutura Homogênea:

Segundo Dantas *et al.* (1987a) os migmatitos de estrutura homogênea compreendem aqueles cujas estruturas predominantes são a *schlieren*, nebulítica e *schöllen*. De maneira local e subordinada, foram descritas as estruturas bandada, dobrada, flebítica, surreítica e ptigmática.

Caracterizaram os neossomas como, geralmente, monzograníticos ocorrendo em menor proporção os granodioríticos e tonalíticos. Esses neossomas seriam leucocráticos, com granulação média a grossa e apresentariam, como minerais principais, microclínio, quartzo e plagioclásio (oligoclásio e, raramente, andesina), além de biotita, hornblenda e, eventualmente, opacos.

Identificaram como predominantes paleossomas que corresponderiam às rochas da Sequência Cachoeira e, em menor escala, das suítes Itatins e Ortognáissica.

3.3.5.2- Migmatitos de Estrutura Heterogênea:

Foram descritos como rochas onde predominam as estruturas estromática e, em menor grau, dobrada. De maneira mais restrita ocorreriam as estruturas flebítica, surreítica e ptigmática.

Apresentariam, segundo Dantas *et al.* (1987a), neossomas, na maioria, monzograníticos, de granulação média a grossa, cor cinza claro, constituídos, principalmente, por microclínio, quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita.

Entre os paleossomas descreveram como predominantes os biotita gnaisses e os biotita-hornblenda gnaisses, homogêneos a bandados, apesar de ocorrerem com frequência porções de paleossoma mais xistosas, anfibolíticas, calciossilicáticas, kinzigíticas e até resistatos de mármore,

quartzito e metabasitos. A composição dos paleossomas foi determinada como, em geral, variando de monzogranito a tonalito, predominando a granodiorítica.

Freqüentemente, foram identificados contatos transicionais entre neossoma e paleossoma tendo sido observadas zonas de natureza mesocrática, caracterizando, assim, porções de mesossoma.

3.3.5.3- Migmatitos Indiferenciados:

Estas rochas foram definidas como migmatitos cuja classificação não se encaixa em nenhuma das duas sub-unidades anteriormente descritas por mostrarem proporções muito semelhantes de neossoma e paleossoma, por insuficiência de dados ou má qualidade de afloramentos.

3.3.6- Suíte Granitóide de Fácies Migmatítica:

As rochas desta unidade, definida por Dantas *et al.* (1987a), outrora eram englobadas nos complexos Gnáissico-Migmatítico e Itatins (Silva *et al.*, 1977 e 1981).

Dantas *et al.* (1987a) descreveram-na como formada por granitóides porfiróides mesocráticos e pelos granitóides inequigranulares leucocráticos.

3.3.6.1- Granitóides Porfiróides Mesocráticos:

Os autores descreveram esta unidade como constituída na sua maioria por rochas de composição monzogranítica, localmente granodiorítica, com textura porfiróide, ou eventualmente milonítica nas proximidades das principais zonas de falhas.

Foram observados megacrístais de microclínio de cor creme a esbranquiçado com até 5cm (na maioria, 1 cm), em matriz inequigranular, orientada, de granulação média a grossa e cor cinza média a clara.

Como minerais essenciais foram descritos quartzo, microclínio, plagioclásio (andesina-oligoclásio), além de biotita como máfico principal. Os autores salientaram a ocorrência generalizada de enclaves variados de anfibolito, gnaisses, rochas calciossilicáticas e quartzitos.

Os contatos com os migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico foram determinados como transicionais, o mesmo ocorrendo em relação às rochas miloníticas.

3.3.6.2- Granitóides Inequigranulares Leucocráticos:

Dantas *et al.* (1987a) consideraram predominantes nesta unidade rochas de composição monzogranítica com algumas variações para granodiorito e tonalito e, mais raramente, sienogranitos.

Estas rochas foram descritas como sendo isótropas a levemente orientadas e/ou foliadas, inequigranulares em sua maioria, de granulação média a grossa e cor cinza clara a rosada, ou subordinadamente creme esbranquiçada.

Como minerais essenciais descreveram quartzo, microclínio, plagioclásio (oligoclásio-andesina), biotita e hornblenda.

Os autores apontaram como característica peculiar a relativa escassez de enclaves máficos do tipo autolítico e/ou xenolítico, quando comparados com os granitóides porfiróides mesocráticos. Os enclaves mais freqüentemente descritos foram do tipo restitos não digeridos, de natureza gnáissico-migmatítica.

Referiram-se aos contatos desta unidade com os migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico como sendo do tipo transicional.

3.3.7- Rochas Miloníticas:

Estas rochas foram identificadas pelos autores como associadas às zonas de cisalhamento de Cubatão e Itariri ou a pequenas falhas de caráter local.

Na Zona de Cisalhamento de Cubatão foram observados, predominantemente,

Associados à Zona de Cisalhamento de Itariri foram descritos milonitos, protomilonitos e blastomilonitos, localizadamente, sendo descritos cataclasitos e brechas.

3.3.8- Suíte Intrusiva Ácida Filoniana:

Sob esta denominação Dantas *et al.* (1987a) agruparam as rochas relacionadas ao magmatismo granitóide pós-tectônico, que ocorrem na forma de diques e, subordinadamente, de veios e bolsões. Descreveram granitos finos, aplitos, pegmatitos e veios de quartzo.

Os aplitos e pegmatitos foram encontrados distribuídos pela área como corpos pouco expressivos, de ocorrência muito localizada. Os veios seriam constituídos por quartzo leitoso.

Mais frequentes na região são, segundo os autores, os diques de granito fino. Esses granitos foram classificados como biotita granitos e muscovita-biotita granitos de composição monzogranítica.

3.3.9- Rochas Intrusivas Básicas:

Sob esta denominação, Dantas *et al.* (1987a), descreveram diques de diabásio de espessura centimétrica a decimétrica podendo atingir algumas dezenas de metros e extensão variável, cortando a maioria das unidades litoestratigráficas da área e associados aos principais lineamentos fotogeológicos.

3.4- Geologia Estrutural:

As rochas do Bloco Itatins apresentam orientação geral NW-SE com frequentes inflexões E-W. Esta orientação é dada pela foliação gnáissica ou pelo bandamento metamórfico.

Sadowski (1974) relatou a presença de dobras fechadas com planos axiais mergulhando para Sul e eixos segundo E-W, oscilando para NE ou NW. Admite que, provavelmente, o estilo de dobramento é do tipo isoclinal cerrado com transposições e redobramentos frequentes.

Dantas *et al.* (1987a) identificaram quatro gerações de dobras para as rochas do Bloco

O evento de dobramento mais antigo, associado à fase de deformação F_n , seria representado, segundo os autores, por dobras isoclinais, intrafoliais, centimétricas a decimétricas, observáveis em bandamento gnáissico ou composicional de alguns núcleos paleossomáticos.

A segunda fase (F_{n+1}) foi caracterizada como responsável pelo bandamento gnáissico-migmatítico fortemente transposto. Foi descrita como constituída por dobras de tamanho centimétrico a métrico de estilo cerrado a isoclinal com ápices espessados e flancos adelgaçados. Frequentemente, dobras intrafoliais foram encontradas em bandamento gnáissico-migmatítico.

Os autores identificaram a terceira fase (F_{n+2}) como formada principalmente por dobras abertas de natureza isópaca afetando o bandamento metamórfico anterior. As atitudes dos planos axiais, geralmente, mostrariam orientação NW a WNW com mergulhos sub-verticais.

Dantas *et al.* (1987a) caracterizaram a última fase (F_{n+3}) como observada, principalmente, em veios neossomáticos pegmatóides e pela inflexão geral das estruturas para NE. Descreveram dobras cujo plano axial tem direção NE e mergulhos sub-verticais.

Duas importantes zonas de cisalhamento separam as rochas arqueanas e neoproterozóicas do Bloco Itatins dos metassedimentos do Grupo Açungui e granitóides a norte destas falhas. São elas a Zona de Cisalhamento de Cubatão e a Zona de Cisalhamento de Itariri.

A Zona de Cisalhamento de Cubatão apresenta caráter transcorrente, destal, segundo Silva (1981b) e Silva *et al.* (1981). No entanto, Dantas *et al.* (1987a), lhe atribuem caráter sinistral com direção em torno de N70E/Subvertical. e espessura variando de 300 a 1500 m.

O limite norte/nordeste do Bloco Itatins é marcado pela Zona de Cisalhamento de Itariri. Esta tem caráter sinistral segundo Silva *et al.* (1981) e Silva (1981b), e direção aproximadamente E-W a NW-SE com mergulhos de 60 a 70° NE. Sua espessura varia de 400 a 700m podendo atingir a largura máxima de 2 km.

Dantas *et al.* (1987a), destacaram um outro falhamento importante nos vales dos rios do Peixe e Espraiado com direção NE e ao longo do qual teria havido o soerguimento da Serra dos Itatins e o abatimento do bloco a oeste deste falhamento (Fig. 3.1).

4- GEOLOGIA LOCAL:

4.1- Introdução

Das informações da literatura arroladas no capítulo anterior, é possível constatar que ainda não se encontra bem estabelecido o contexto geológico dos diferentes litotipos e suas associações.

Igualmente, não está definida com clareza a utilização dos termos complexo, maciço, bloco, suíte, seqüência, entre outros, para estas rochas.

Devido ao caráter local deste trabalho, pretende-se contribuir para o melhor conhecimento das afinidades geoquímicas das rochas charnockíticas do Bloco Itatins e das condições em que foram metamorfozadas.

4.2- Litologias Mapeadas:

O mapa geológico (encarte) em escala 1:25.000, parte integrante deste trabalho, utilizou como base a Folha Topográfica Pedro de Toledo (1:50.000). Nele pode-se observar as unidades litológicas presentes na área, suas relações de contato e principais feições estruturais.

Durante a etapa de campo foram descritos alguns afloramentos fora dos limites da área para se verificar a continuidade das litologias, porém esses pontos não constam do mapa de caminhamiento (encarte).

Na tabela 4.1 estão relacionados os pontos de caminhamiento, as amostras correspondentes e os ensaios de laboratório realizados em cada amostra.

No mapeamento da área foram identificadas rochas charnockíticas *sensu latu*, predominantes, associadas a migmatitos, granada-biotita gnaisses e milonitos da Zona de Cisalhamento de Itariri, além de ocorrências esparsas de gnaisses kinzigíticos, anfibolitos, rochas calciossilicatadas e alguns diques básicos e ácidos, por vezes não passíveis de representação no mapa geológico.

Tabela 4.1 - Relação dos pontos de caminhamento, amostras coletadas e respectivos ensaios realizados. Os pontos onde não foram coletadas amostras não contam dessa tabela.

PONTO DE CAMINHAMENTO (IT)	AMOSTRA (IT)	TIPO DE ENSAIO		
		ANÁLISE PETROGRÁFICA DE SEÇÃO DELGADA (IT)	LITOGEOQUÍMICA (IT)	QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA (IT)
1	1	1		1
2	2			
3	3A, 3B	3A	3A	
4	4			
5	5			
6	6A, 6B	6A	6A	
7	7A, 7B	7A	7A	
8	8			
9	9A, 9B, 9C, 9D	9A, 9B, 9D	9A, 9B	9A
10	10			
11	11			
12	12	12	12	12
13	13	13	13	
15	15	15		
17	17	17	17	
19	19	19		
20	20	20		
21	21A, 21B, 21C	21A, 21B, 21C	21A	21B
24	24A, 24B	24A, 24B		
27	27	27	27	27
28	28	28		28
29	29A, 29B, 29C	29A, 29B, 29C	29A	
30	30	30	30	
32	32	32		
35	35A, 35B, 35C	35A, 35B, 35C	35A	
36	36	36		
37	37A, 37B	37A, 37B		
38	38A, 38B, 38C	38A, 38B		
39	39	39	39	
40	40			
41	41A, 41B, 41C, 41D, 41E, 41F	41E, 41F		
44	44A, 44B	44A	44A	
45	45	45		
46	46A, 46B, 46C	46A, 46B, 46C	46C	
47	47A, 47B, 47C, 47D, 47E, 47F, 47G, 47H	47C, 47D, 47E, 47F, 47H		
48	48A, 48B, 48C, 48D	48A		
49	49			
50	50A, 50B			
51	51A, 51B, 51C	51A, 51B, 51C		

Tabela 4.1 - Continuação.

PONTO DE CAMINHAMENT O (IT)	AMOSTRA (IT)	TIPO DE ENSAIO		
		ANÁLISE PETROGRÁFICA DE SEÇÃO DELGADA (IT)	LITOGEOQUÍMICA (IT)	QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA (IT)
52	52			
53	53	53		
54	54A, 54B, 54C	54B, 54C		
56	56A, 56B, 56C			
57	57A, 57B			
58	58A, 58B, 58C, 58D, 58E	58C		
59	59A, 59B, 59C	59A	59A	
60	60A, 60B, 60C, 60D, 60E, 60F, 60G	60B, 60C, 60D, 60E, 60F, 60G	60D, 60F, 60G	60F
61	61A, 61B, 61C, 61D, 61E, 61F, 61G, 61H	61A, 61B, 61C, 61D, 61E, 61G, 61H	61B	
62	62A, 62B, 62C	62A, 62B, 62C		
63	63A, 63B	63A, 63B	63B	
64	64A, 64B			
65	65A, 65B, 65C, 65D, 65E	65E		
66	66	66		
67	67	67		
68	68A, 68B, 68C, 68D, 68E	68D	68D	
69	69A, 69B, 69C, 69D, 69E, 69F, 69G, 69H	69B, 69F, 69G	69F	
70	70A, 70B, 70C	70C		
71	71			
73	73			
74	74A, 74B, 74C			
75	75A, 75B			
78	78A, 78B	78A	78A	
81	81A, 81B, 81C	81C		
82	82			
83	83			
87	87			
88	88			
89	89A, 89B			
90	90A, 90B			
91	91			
92	92			
93	93			

A seguir serão descritas as diferentes unidades litológicas identificadas, respeitando-se a sequência cronoestratigráfica, partindo das mais antigas para as mais jovens, de acordo com o empilhamento que corresponde ao sugerido por Dantas *et al.* (1987) e observado na legenda do mapa geológico (encarte).

Nas descrições de rochas migmatíticas ou parcialmente migmatizadas será adotada a classificação de estruturas migmatíticas proposta por Mehnert (1968).

4.2.1- Rochas Charnockíticas:

Os charnockitos *s.l.* distribuem-se pela porção meridional da área mapeada, ocupando as regiões mais elevadas do Espigão da Igrejinha e da Serra dos Itatins.

São rochas de cor cinza-escuro esverdeado ou acastanhado, com predomínio de granulação fina a média, embora ocorram termos de granulação grossa.

A composição é predominantemente quartzo diorítica a tonalítica (quartzo noritos e enderbitos), porém podem ocorrer variações para granodioritos (opdalitos) e, mais raramente, monzogranitos (charnockitos).

A estrutura varia de maciça a gnáissica. A alteração salienta o bandamento centimétrico (Foto 4.1) com alternância de bandas leucocráticas quartzo-feldspáticas e bandas mesocráticas com biotita como máfico principal.

É freqüente a migmatização parcial dos charnockitos por injeção de material leucossomático ou por remobilizações de caráter anatético que geram feições como a presença de bolsões e veios leucossomáticos de granulação grossa a pegmatítica e composição álcali-feldspato granítica a sienogranítica, com feldspatos potássicos cinzentos de até 20 cm de comprimento.

Esta migmatização pode originar estruturas semelhantes à *schöllen* (Foto 4.2) e, também, estromática, dobrada e, eventualmente, surreítica ou *pinch and swell* de Ramberg (1952) (Foto 4.3).

As estruturas tipo *schöllen* e surreíticas são observadas em afloramentos com grande quantidade de enclaves de granulitos básicos. Esses enclaves são foliados, por vezes fitados, têm

Foto 4.1 - Bandamento composicional centimétrico salientado pela alteração, em matacão de rocha charnockítica (Ponto IT-19).

Foto 4.2 - Enclaves de granulito básico, orientados aleatoriamente, imersos em material quartzo-feldspático de granulação grossa, conferindo à rocha charnockítica estrutura tipo *schollen* (Ponto IT-09).

Foto 4.3 - Lentes boudinadas de granulito básico em rocha charnockítica, formando estruturas *pinch and swell* (Ponto IT-24).

Foto 4.4 - Rocha charnockítica da Zona de Transição mostrando forte bandamento composicional e a presença marcante de porções leucossomáticas de granulacão grossa a pegmatítica (Ponto IT-29).

cor preto esverdeado e granulação fina. Normalmente, têm formas que lembram retângulos encurvados e podem apresentar bordas de reação com a encaixante.

Os charnockitos podem ainda apresentar enclaves de metapiroxenito, com formas esféricas de até 30 cm de diâmetro. A rocha é maciça, de coloração verde clara e granulação média a grossa.

A separação entre as rochas charnockíticas e migmatíticas ocorre através de uma Zona de Transição, onde os charnockitos ocorrem mais intensamente migmatizados.

O contato com os gnaisses kinzigíticos e rochas calciossilicatadas é brusco, apesar de ter sido observado apenas nos pontos 61 e 62, respectivamente, onde ocorrem os charnockitos transicionais.

4.2.2- Rochas Charnockíticas Transicionais:

Essas rochas são encontradas numa faixa à qual se atribuiu a denominação de "Zona de Transição". Tal Zona de Transição bordeja o Espigão da Igrejinha e a Serra dos Itatins, compreendendo uma faixa de aproximadamente 500 m de largura, em média.

As rochas charnockíticas de transição são francamente bandadas, com alternância de bandas leucocráticas de composição quartzo-feldspática, com feldspatos cinzentos, de granulação média a grossa e bandas mesocráticas foliadas de granulação fina a média e cor cinza levemente esverdeada (Foto 4.4).

Predomina a estrutura estromática, mas se torna mais constante a ocorrência das estruturas tipo *schöllen* e surreítica ou *pinch and swell* face à maior quantidade de enclaves básicos presentes, alguns dobrados e com até 1,5m de comprimento.

A feição mais marcante na Zona de Transição é a presença constante de zonas de cisalhamento onde se alojam veios centimétricos a decimétricos quartzo-feldspáticos, hololeucocráticos a leucocráticos, de granulação muito grossa a pegmatítica. Estas zonas de cisalhamento truncam e ondulam o bandamento das rochas, conferindo às mesmas uma estrutura semelhante à dictionítica de Mehnert (1968).

Outra característica da Zona de Transição é a presença eventual de metassedimentos de fácies granulito, como os gnaisses kinzigíticos e gnaisses calciossilicatados associados às rochas charnockíticas transicionais.

No contato entre as rochas da Zona de Transição e os migmatitos, a migmatização torna-se cada vez mais intensa. Os metassedimentos presentes ocorrem como pequenas lentes ou camadas, ou como enclaves nos charnockitos transicionais, sempre em contatos bruscos.

4.2.3- Gnaisses Kinzigíticos:

Os gnaisses kinzigíticos constituem uma unidade pouco expressiva na área e não representável em mapa na escala de trabalho adotada.

São encontrados principalmente como blocos rolados no rio do Azeite, em seu trecho que atravessa a Zona de Transição. Possivelmente, os blocos provêm dos afluentes da margem esquerda do rio. Em afloramentos *in situ* são mais raros, ocorrendo apenas em pequenos lajedos nos pontos 61, 74 e entre os pontos 74 e 75. Nestes pontos ocorrem na forma de lentes ou camadas decimétricas a métricas em contato brusco com os charnockitos da Zona de Transição.

Outra forma de ocorrência dos gnaisses kinzigíticos, embora raramente observada na região, é como restos parcialmente fundidos nos migmatitos.

Como será visto no capítulo referente à petrografia, apesar de não terem sido encontradas paragêneses características de fácies granulito nas seções delgadas estudadas, os gnaisses kinzigíticos foram assim denominados por guardarem feições de alto grau metamórfico, como plagioclásios fortemente antipertíticos e biotitas titaníferas. Outra feição que os diferencia dos granada-biotita gnaisses é a presença constante de feldspatos potássicos pertíticos.

Os gnaisses kinzigíticos são rochas de estrutura bandada, de cor cinza claro rosada, granulação fina a média, com poiquiloblastos de granada de até 1,5 cm concentrados principalmente nas bandas máficas.

Estas rochas estão parcialmente migmatizadas, a exemplo do que ocorre com os charnockitos da Zona de Transição.

4.2.4- Granada-Biotita Gnaisses:

Os granada-biotita gnaisses foram separados dos gnaisses kinzigíticos por não apresentarem características de fácies granulito, por sua composição ser tonalítica e por ocorrerem associados às rochas migmatíticas.

Foram observados em um morrote de cerca de 200 m de altura, no lado sul da cidade de Itariri, à beira da rodovia SP-165.

Seus limites com os migmatitos e com os charnockitos da Zona de Transição, apesar de encobertos por sedimentos quaternários, aparentemente são por falhas fotointerpretadas.

Os granada-biotita gnaisses são rochas de estrutura bandada, de cor cinza claro rosado, de granulação fina a média, com poiquiloblastos de granada de até 1 cm de diâmetro.

Estes gnaisses estão parcialmente migmatizados e o bandamento está afetado por zonas de cisalhamento preenchidas por material quartzo-feldspático pegmatóide, semelhante ao que ocorre com as rochas da Zona de Transição.

4.2.5- Gnaisses Calciossilicáticos:

Os gnaisses calciossilicáticos são rochas de coloração verde escura, como no ponto 62, a branco esverdeado, como no ponto 35, com estrutura finamente bandada a fitada e de granulação fina.

Estas rochas são muito pouco expressivas na área. Foram encontradas na Zona de Transição apenas no ponto 62, como uma lente de aproximadamente 1 m de espessura, e no ponto 35, na forma de um resistato de cerca de 1,5 m de comprimento por 30 cm de largura em meio a material neossomático quartzo-feldspático de granulação média a grossa. Eventualmente, como nos pontos 80 e 88, rochas calciossilicatadas são encontradas como resistatos nos migmatitos.

4.2.6- Migmatitos:

Os migmatitos ocorrem na forma de uma faixa irregular com espessura média de 2 Km, podendo chegar a 3 km, entre a Zona de Cisalhamento de Itariri e o limite aproximado da Zona de

Transição. Correspondem a metatexitos, segundo a concepção de Ashworth (1985), uma vez que o mesossoma é dominante em relação ao leucossoma.

Predomina a estrutura estromática, embora sejam comuns estruturas dobrada, surreítica e oftálmica, na qual ocorrem megacristais de feldspato. Eventualmente, podem ser ainda observadas as estruturas *schöllen*, dictionítica e estictiolítica.

O bandamento é dado pela alternância de porções gnáissicas mesossomáticas, de espessura centimétrica a decimétrica, cor cinza claro a escuro e granulação fina a média, e bandas leucossomáticas, centimétricas a decimétricas, de cor cinza claro, composição quartzo-feldspática, e granulação média a grossa.

Com a proximidade da Zona de Cisalhamento de Itariri, os migmatitos ficam gradativamente mais deformados e estirados, adquirindo um caráter gnáissico.

Como mesossoma predominam biotita gnaisses tonalíticos e anfibolitos, embora sejam encontrados ainda restos de gnaisses kinzigíticos, restitos de rochas calciossilicáticas e, mais raramente, prováveis restos bastante retrometamorfisados de gnaisses charnockíticos.

Eventualmente, pode-se observar boudinagem do paleossoma, principalmente do anfibolítico.

As porções de leucossoma apresentam composição granítica a granodiorítica, embora possam ser sienograníticas e tonalíticas, essas últimas sendo mais frequentes nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Itariri.

Os leucossomas apresentam cor cinza clara, localizadamente rosada (sienogranitos) e granulação média a grossa. Eventualmente, observa-se a presença de quartzo azulado nos migmatitos próximos à Zona de Transição.

4.3- Principais Feições Estruturais:

As rochas do Bloco Itatins na região de Itariri apresentam bandamento gnáissico-migmatítico cuja média das orientações medidas, calculada através do programa de computador SISTRADE, desenvolvido pelo Agrupamento de Geologia Geral e Geomatemática do IPT, é

N57W/63NE com variações para E-W a ENE.

Por vezes, este bandamento encontra-se dobrado. Nesse caso, as dobras mais frequentemente encontradas são do tipo isoclinal, intrafoliais, quase sempre rompidas, centimétricas a decimétricas e afetam porções mesossomáticas dos migmatitos e rochas parcialmente migmatizadas. Seus planos axiais apresentam orientação média N54W/68NE com eixos mergulhando 60° para SE.

Isoladamente, foram observadas no bandamento de migmatitos e rochas charnockíticas, dobras isoclinais, decimétricas a métricas, com ápices espessados e flancos adelgaçados, por vezes afetadas por dobras parasitas.

Por toda a área nota-se duas famílias de juntas presentes em todas as unidades mapeadas. A principal delas tem orientação média N46E/subvertical, e eventualmente está preenchida por diques de rochas ácidas, principalmente granitos finos e aplitos. A segunda, menos freqüente, tem orientação média N64W/subvertical e, por vezes, é intrudida por diques de diabásio de espessura variável desde decimétrica a métrica, podendo atingir cerca de 20 m, como no depósito de saibro do ponto 80.

No extremo norte da área, localiza-se a Zona de Cisalhamento de Itariri cujo caráter dúctil-rúptil e movimentação sinistral foram propostos por Silva *et al.* (1981) e Silva (1981b).

Na porção topograficamente mais elevada do rio do Azeite, nota-se um forte lineamento fotogeológico sugestivo da existência de falha, porém durante os trabalhos de campo não foram encontradas feições que comprovassem tal falhamento.

Um outro lineamento fotogeológico é observado passando pelo ribeirão do Areadinho e córrego do Correia, mas a região é topograficamente arrasada e coberta por solo e aluviões que obliteram o substrato rochoso.

5- PETROLOGIA

5.1- Petrografia:

5.1.1- Classificação:

As rochas charnockíticas, foco principal deste trabalho, são aqui entendidas com o mesmo sentido empregado por Streckeisen (1974) que define charnockito como uma rocha que, embora apresente sinais de metamorfismo como deformação e recrystalização, pertence ao grupo das rochas "ígneas ou com aspecto ígneo". Assim sendo, serão classificadas segundo o sistema proposto por Streckeisen (1974) e aceito pela Sub-comissão de Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (Le Maitre, 1989). Essa classificação utiliza os mesmos nomes do triângulo QAP para rochas ígneas plutônicas precedidos do prefixo "hiperstênio". Alguns termos especiais, de ampla aceitação, também são empregados. A presença de mesopertitas deve ser salientada através do prefixo "m", por exemplo, m-charnockito ou mesopertita-charnockito. A razão feldspato potássico/plagioclásio nas mesopertitas pode variar, segundo Streckeisen (1974), de 60/40 até 30/70.

Os enclaves de granulitos básicos, freqüentemente encontrados nas rochas charnockíticas, serão classificados conforme Streckeisen (1976). Considerando-se a ausência de feldspato potássico e a rara presença de quartzo, esses enclaves situam-se invariavelmente no vértice "P" do triângulo QAP, correspondendo ao campo das rochas gabróicas. Assim, eles foram posteriormente classificados de acordo com suas abundâncias relativas de plagioclásio, piroxênios, olivina e plagioclásio nos diagramas triangulares para classificação e nomenclatura de rochas gabróides.

Para as rochas cataclásticas, afetadas por cisalhamento com ou sem recrystalização, será adotada a classificação de rochas metamorfizadas dinamicamente de Spry (1976).

Na descrição da granulação das rochas serão empregados os seguintes intervalos: granulação fina (grãos de diâmetro médio menor que 1 mm), granulação média (grão com diâmetro médio entre 1 e 5 mm), granulação grossa (grãos com diâmetro médio entre 5 e 30 mm) e muito grossa para grãos maiores que 30 mm.

5.1.2- Charnockitos:

Os charnockitos são rochas onde predomina estrutura levemente foliada a maciça, embora ocorram termos com foliação pronunciada ou mesmo finamente bandados. Na grande maioria a textura é granoblástica. A granulometria varia de fina até média (0.8 a 3 mm), predominando rochas inequigranulares de granulação na interface fina-média (1 a 2 mm), podendo ocorrer termos equigranulares ou mesmo seriados, estes últimos em rochas afetadas por falhamentos.

A composição das rochas charnockíticas é principalmente enderbítica a quartzo norítica, com variações menos freqüentes para opdalito e charnockito *sensu strictu* (Fig. 5.1).

A Tabela 5.1 mostra as análises modais de 22 amostras de charnockitos. Como minerais essenciais ocorrem plagioclásio (40,2 a 72,6%), quartzo (6,2 a 32,4%), ortoclásio (0 a 22,6%), ortopiroxênio (0,1 a 14,4%), clinopiroxênio (0 a 1,8%), biotita titanífera (0,4 a 22,1%) e hornblenda (0 a 7,4%). Como acessórios, ocorrem apatita, zircão e opacos. Em uma amostra foi encontrada monazita. Minerais secundários formados por retrometamorfismo ou alteração, como cummingtonita (0 a 3,5%), biotita verde, sericita, actinolita, carbonato, filossilicato alaranjado e clorita podem ser eventualmente encontrados em proporções muito baixas.

O plagioclásio é andesina com teores da molécula anortita variando de 32 a 40%. Esses teores aumentam com a basicidade das rochas, de tal sorte que nas amostras de composição tonalítica a monzogranítica (enderbito a charnockito) os plagioclásios variam de An₃₂ a An₃₅, enquanto as rochas mais básicas, quartzo dioríticas a tonalíticas (quartzo norito a enderbito) possuem plagioclásios com teores entre 36 e 40% de anortita. Esses feldspatos ocorrem em grãos predominantemente xenomórficos a eventualmente subidiomórficos. Com freqüência, como característico de rochas granulíticas (Masberg *et al.*, 1992), apresentam antipertitas em manchas (Fotomicrografia 5.1). Intercrescimentos mirmequíticos nos contatos do plagioclásio com o feldspato potássico são comuns. Os plagioclásios encontram-se geminados segundo as leis da albita e, eventualmente, periclínio e Carlsbad. Suas geminações são, por vezes, encurvadas. Em alguns casos, pode apresentar textura *mortar*, como nas amostras IT-12, IT-21B e IT-70C. Eventualmente, ocorre pequeno grau de alteração por carbonato pulverulento e/ou sericita em algumas amostras.

Figuras 5.1 e 5.2 - Representação no diagrama QAP das análises modais das rochas charnockíticas (x) e rochas da Zona de Transição (+) da região de Itariri.

Tabela 5.1 - Composições modais das rochas charnockíticas da região de Itariri.

Rocha	quartzo noritos										enderbitos								opdalitos			charnockito
Amostra	IT-1	IT-3A	IT-12	IT-15	IT-17	IT-27	IT-28	IT-67	IT-68D	IT-69B	IT-6A	IT-24A	IT-9B	IT-44A	IT-45	IT-46B	IT-53	IT-70C	IT-13	IT-21B	IT-39	IT-20
Plagioclásio	58.8	66.0	67.8	66.2	56.0	53.2	68.8	67.0	72.2	60.7	52.2	72.6	60.1	53.4	48.5	47.2	58.4	59.0	47.4	53.9	51.4	40.6
Quartzo	10.0	12.8	11.3	9.6	11.2	10.4	6.2	9.2	17.6	12.2	22.2	24.4	18.0	31.8	25.0	32.4	21.6	20.8	23.2	20.7	21.2	18.0
Ortoclásio	0.2		0.8	2.5	6.4		tr.				3.8	0.6		0.4	3.5			2.8	19.8	7.1	21.4	22.6
Ortopiroxênio	9.2	6.6	12.1	4.6	13.8	14.4	5.6	0.6	6.1	7.6	5.6	1.6	5.4	2.8	0.1	0.6	8.4	6.4	0.2	6.6	0.4	6.0
Clinopiroxênio	1.6		0.3			1.6	1.8			0.3	tr.		0.6							1.2		
Biotita	12.2	14.2	4.7	11.2	12.0	16.8	9.8	20.8	2.9	18.7	14.7	0.1	15.4	11.4	22.1	16.0	11.4	10.4	4.7	7.7	0.4	12.4
Hornblenda	7.4		1.5			2.0	5.4		tr.	0.3	1.0		tr.		tr.	tr.		tr.		1.3	4.6	
Cummingtonita				3.5				0.2	0.3			tr.			tr.	1.0	tr.		0.1			
Opacos	0.2	tr.	1.0	0.5	tr.	1.0	1.8	0.1	tr.	0.1	0.1	tr.	0.2	tr.	0.4	0.4	tr.	tr.	0.2	1.2	0.2	0.2
Apatita	0.4	0.4	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	1.8	0.5	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.6	tr.	0.6	0.1	0.1	0.4	0.2
Zircão	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0.1	tr.	tr.	0.1	0.1	tr.	tr.	tr.	0.1	tr.	tr.	0.1	0.1	tr.	tr.
Outros	tr.	tr.	tr.	1.4				0.1	0.4	tr.	0.1	0.3	tr.	tr.	0.2	1.6	tr.	tr.	4.1	0.1	tr.	tr.
Total	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0	99.9	99.9	99.9	100.0	99.9	99.9	99.8	100.0	99.9	100.0	100.0	100.0
Q	15	16	14	12	15	16	8	12	20	17	28	25	23	37	32	41	27	25	26	25	22	22
A	0	0	1	3	9	0	0	0	0	0	5	1	0	1	5	0	0	3	22	9	23	28
P	85	84	85	85	76	84	92	88	80	83	67	74	77	62	63	59	73	72	52	66	55	50

Fotomicrografia 5.1 - Aspecto de enderbite (IT-6A), maciço, com textura granoblástica e granulação média. Na posição central superior da foto, observa-se cristal xenomórfico de plagioclásico antipertítico. O lado menor da foto corresponde a 5,6 mm. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 5.2 - Ortoclásio xenomórfico com micropertitas em filetes. No contato entre o feldspato potássico e o plagioclásio, ocorrem intercrescimentos mirmequíticos. Opdalito IT-39. O lado menor da foto corresponde a 0,85 mm. Nicóis cruzados.

Ortoclásio, quando presente, ocorre em grãos xenomórficos, eventualmente intersticiais. Raramente, são encontrados indivíduos já com características próximas do termo microclínio, apresentando, então, geminação em grade mal formada. Quase sempre são pertíticos a micropertíticos com pertitas em filete (Fotomicrografia 5.2). Masberg *et al.* (1992) salientam que esses intercrescimentos pertíticos são característicos de feldspatos alcalinos de rochas de alto grau metamórfico.

Quartzo é xenomórfico, normalmente intersticial, embora possam ocorrer grãos de granulação fina a média associados aos feldspatos. Frequentemente, apresenta forte extinção ondulante e, por vezes, pode ser encontrado incluso em plagioclásio ou em anfibólios. Nos plagioclásios, as inclusões de quartzo têm formas arredondadas, enquanto nos anfibólios são gotiformes.

O ortopiroxênio ora é incolor, ora fracamente pleocróico, com fórmula pleocróica $x = \text{rosa}$, $y = \text{verde pálido}$ e $z = \text{verde pálido}$. Predominam cristais xenomórficos, embora por vezes possam ocorrer grãos subidiomórficos. Comumente, está rodeado por minerais máficos que o substituem, podendo ainda ocorrer em grãos isolados. Essa substituição pode mostrar diferentes graus com passagens de ortopiroxênio para biotita titanífera e/ou hornblenda e cummingtonita. Quando alterado, suas clivagens e fraturas estão preenchidas por filossilicatos alaranjados e carbonato, deixando como resíduo opacos pulverulentos. São frequentes lamelas de exsolução de clinopiroxênio em ortopiroxênio. Eventualmente, o clinopiroxênio pode ser exsolvido em manchas no interior do ortopiroxênio.

Biotita titanífera apresenta fórmula pleocróica $x = \text{alaranjado}$, $y = z = \text{castanho avermelhado}$. Ocorre como plaquetas xenomórficas a subidiomórficas orientadas ou não, isoladas, como agregados que ocupam interstícios entre grãos maiores de quartzo e feldspatos, ou mesmo concentradas em faixas estreitas quando a rocha se encontra gnaissificada. Mais comumente, porém, é vista associada aos piroxênios e anfibólios, principalmente ao ortopiroxênio, podendo formar intercrescimentos simplectíticos com quartzo nos contatos com esse mineral máfico (Fotomicrografia 5.3). São frequentes as segregações em suas bordas e clivagens de minerais opacos ora pulverulentos, ora como cristais xenomórficos até idiomórficos de granulação atingindo 1,5 mm possivelmente subprodutos de reação retrometamórfica. Por vezes a biotita apresenta inclusões de zircão metamítico e/ou apatita, ambos desde idiomórficos a

Fotomicrografia 5.3 - Intercrescimento simplectítico de biotita e quartzo no contato com cristal xenomórfico de ortopiroxênio. Quartzo norito IT-12. O lado menor da foto corresponde a 2,7 mm. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 5.4 - Ortopiroxênios xenomórficos (1) manteados por coroas sucessivas de cummingtonita fibrosa (2) e actinolita (3), formando simplectitas com titanobiotita e quartzo. Opacos são subprodutos da reação. Quartzo norito IT-15. O lado menor da foto corresponde a 2,7 mm. Nicóis paralelos.

subarredondados. Quando deformada, pode desenvolver *kink bands*, eventualmente com quartzo secundário se desenvolvendo perpendicularmente às clivagens abertas da biotita.

Hornblenda tem pleocroísmo x = verde-acastanhado, y = verde escuro e z = castanho esverdeado. Ocorre como grãos xenomórficos, raramente subidiomórficos isolados ou, principalmente, associados aos piroxênios dos quais, nesse caso, é produto de retrometamorfismo, envolvendo ou mesmo formando manchas no interior de grãos desses minerais. Por vezes, é vista em contatos interpenetrados com biotita titanífera. À exceção da amostra IT-39, somente é encontrada em charnockitos que contêm tanto ortopiroxênio quanto clinopiroxênio. São comuns inclusões de quartzo em forma de gotas sugerindo sua derivação por retrometamorfismo de piroxênio, além de inclusões de plagioclásio, opacos xenomórficos a subidiomórficos e apatita euhédrica a subarredondada.

O clinopiroxênio, presente em algumas amostras, é incolor ou apresenta um fraco pleocroísmo verde-claro, ocorrendo como grãos xenomórficos isolados ou exsolvidos como manchas, lamelas ou lobos nas bordas do ortopiroxênio. Em alguns casos, pode estar em contatos aparentemente equilibrados com o ortopiroxênio. Por vezes, está substituído pela hornblenda. São frequentes finas lamelas de ortopiroxênio no clinopiroxênio.

Cummingtonita é um importante mineral secundário (vide capítulo 5.5), pois se desenvolve como coroas com hábito acicular ao redor do ortopiroxênio. Com frequência, as coroas de cummingtonita são sucedidas por outra de actinolita ou por simplectitas de biotita titanífera com quartzo (Fotomicrografia 5.4). Como subprodutos dessas reações retrometamórficas ocorrem opacos pulverulentos no interior dessas coroas. Quando melhor cristalizadas, algumas acículas de cummingtonita podem apresentar geminação simples. Em algumas amostras da Zona de Transição como IT-31, IT-35C e IT-54B, a ocorrência da cummingtonita acicular associada a biotita, hornblenda e opacos pulverulentos é um forte indício da presença pretérita do ortopiroxênio.

Apatita e zircão são acessórios, normalmente inclusos em minerais máficos, principalmente biotita, ou dispersos na amostra, ocorrendo com formas arredondas a subarredondadas ou, eventualmente, idiomórficos.

Monazita subidiomórfica a idiomórfica, com geminação polissintética, foi encontrada apenas na amostra IT-53. Ocorre em quantidade ínfima (apenas três grãos na seção examinada) associada à biotita, inclusa ou entre plaquetas dessa mica, metamitizando-a.

Opacos, ilmenita e/ou titanomagnetita, normalmente ocorrem associados aos minerais máficos como subprodutos de reações retrometamórficas. Eventualmente, podem ser encontrados grãos isolados, com formas desde xenomórficos até idiomórficos, com predomínio das primeiras.

Carbonato e sericita são minerais secundários associados principalmente a plagioclásios.

5.1.3- Rochas Charnockíticas Transicionais:

Estas rochas são mineralogicamente semelhantes às charnockíticas; devido à migmatização parcial e à maior frequência de injeções e bolsões quartzo-feldspáticos, são mais quartzosas e enriquecidas em feldspato potássico e, quando ortopiroxênio não está presente, podem ser encontrados produtos de sua substituição retrometamórfica como agregados de cummingtonita, hornblenda, biotita titanífera, quartzo e opacos (Fotomicrografia 5.5).

A Tabela 5.2 mostra as análises modais de 17 amostras de rochas da Zona de Transição e sua variação composicional pode ser melhor visualizada na Figura 5.2. Predomina a composição quartzo norítica a enderbítica, com variações para quartzo jotunitos, quartzo mangeritos e charnockitos *sensu stricto* nos termos mais migmatizados e enriquecidos em feldspato potássico.

A granulação é variável desde fina até grossa, predominando a fina a média, normalmente inequigranular, embora ocorram termos equigranulares ou mesmo seriados em rochas afetadas por falhamentos de caráter local.

O bandamento é pronunciado, alternando-se bandas mesocráticas com textura lepidoblástica e/ou nematoblástica e bandas leucocráticas com texturas granoblástica ou granular xenomórfica a hipidiomórfica. Por vezes, observam-se variações granulométricas entre bandas distintas.

Fotomicrografia 5.5 - Agregado de cummingtonita, biotita titanífera, quartzo e opacos, resultante da substituição retrometamórfica mais intensa do ortopiroxênio. Enderbito IT-54B da Zona de Transição. O lado menor da foto corresponde a 2,7 mm. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 5.6 - Biotita-ortopiroxênio gabro (IT-7A), foliado, de granulação fina. No centro, cristal xenomórfico de ortopiroxênio (1). O lado menor da foto corresponde a 5,6 mm. Nicóis cruzados.

Tabela 5.2 - Composições modais das rochas charnockíticas da Zona de Transição da região de Itariri.

Rocha	quartzo notritos				enderbitos								charnockitos		quartzo		quartzo mangerito
Amostra	IT-60B	IT-60D	IT-61B	IT-61E	IT-29C	IT-35A	IT-54B	IT-60C	IT-61A	IT-62A	IT-63B	IT-61G	IT-29	IT-69G	IT-59A	IT-60G	IT-78A
Plagioclásio	62.4	60.8	58.4	32.4	63.8	68.3	51.2	59.6	62.8	45.0	54.6	58.0	31.3	28.3	49.9	63.0	37.5
Quartzo	9.6	12.2	6.1	4.4	18.2	23.6	28.0	14.8	19.8	25.8	15.8	16.1	21.0	34.5	13.9	5.4	17.6
Ortoclásio	3.4	5.4										1.8	41.6	36.8	16.8	7.6	38.3
Ortopiroxênio	9.0	3.8	15.1	33.0	4.4			5.4	8.9	7.8	12.0	8.6	tr.		7.9	12.8	1.6
Clinopiroxênio	0.8			4.6	1.0	tr.		4.6	0.1						0.5	0.4	
Biotita	6.6	13.4	20.2	25.6	11.0	3.9	17.4	14.6	5.3	19.4	17.0	15.2	5.5	0.4	9.7	7.0	4.0
Hornblenda	7.8	3.0		tr.	0.6	3.5	tr.	0.6		tr.					0.3	1.6	
Cummingtonita						tr.	1.2										
Opacos	tr.	0.6	tr.	tr.	1.0	0.2	tr.	tr.	2.0	0.8	tr.	tr.	0.3	tr.	tr.	1.4	0.2
Apatita	0.2	0.8	0.2	tr.	tr.	tr.	tr.	0.2	0.5	0.6	0.4	0.2	0.2	tr.	0.5	0.8	0.8
Zircão	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0.4	tr.	0.1	tr.	0.2	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Outros	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0.5	1.7	0.2	0.3	0.4	tr.	tr.	0.1	tr.	0.5	tr.	tr.
Total	99.8	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0	99.8	99.8	100.0	99.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Q	13	15	10	12	22	26	35	20	24	36	22	21	23	35	17	7	19
A	4	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	44	37	21	10	41
P	83	78	90	88	78	74	65	80	76	64	78	76	33	28	62	83	40

5.1.4- Enclaves Básicos e Ultramáficos:

Inclusos nas rochas charnockíticas e de transição, foram identificados três grupos de enclaves de granulitos básicos e um tipo mais raro de metaclinopiroxenito (enclaves ultramáficos).

As composições desses enclaves básicos encontram-se locadas nos diagramas de classificação das Figuras 5.3 e 5.4. O enclave correspondente à amostra IT-46C não foi representado nesses diagramas de classificação por se acreditar que se trate de um anfibolito submetido a metamorfismo de contato em condições de grau alto e não de um granulito básico, isto porque ele apresenta características texturais típicas de metamorfismo termal, como sobrecrecimento de piroxênios em matriz mais fina anterior, formando poiquiloblastos (vide Fotomicrografia 5.8). A partir desses resultados, foi possível a separação de três grupos de enclaves básicos.

Seguem abaixo as descrições destes enclaves.

5.1.4.1- Biotita-Ortopiroxênio Gabros:

Os enclaves de granulitos básicos de composição biotita-ortopiroxênio gabro apresentam estrutura foliada, com textura nematoblástica de granulação fina, aproximadamente equigranular (Fotomicrografia 5.6).

A Tabela 5.3 apresenta as análises modais de cinco amostras destes enclaves escolhidas para análise química de rocha. Entre os minerais essenciais estão plagioclásio (36,2 a 46,0%), hornblenda (32,4 a 45,9%), clinopiroxênio (4,6 a 15,8%), ortopiroxênio (2,5 a 7,0%) e biotita titanífera (0,8 a 16,8%), além de quartzo que, eventualmente, é encontrado incluso em hornblenda e/ou clinopiroxênio. Como acessórios ocorrem opacos (ilmenita e/ou titanomagnetita), apatita e zircão. Carbonato, biotita verde clara e filossilicatos alaranjados são minerais secundários formados por retrometamorfismo.

O plagioclásio andesina apresenta teores da molécula anortita entre 37 e 40% com predomínio de An₄₀. Ocorre como grãos xenomórficos, raramente subidiomórficos, geminados segundo a lei da albita e, eventualmente, periclínio e Carlsbad. As geminações são, por vezes,

Fig. 5.3

Fig. 5.4

Figuras 5.3 e 5.4 - Diagramas de classificação e nomenclatura de rochas gabróicas para os enclaves de granulitos básicos associados às rochas charnockíticas da região de Itariri. Símbolos: ○ = amostras 7A, 9A, 21A, 30 e 60F; □ = amostra 69F.

Fotomicrografia 5.7 - Aspecto da textura granoblástica tendendo à poligonização em ortopiroxênio gabro (IT-69F) de granulação fina. Notar a presença de plagioclásio com antipertitas em manchas e a abundância de minerais opacos. O lado menor da foto corresponde a 2,1 mm. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 5.8 - Cristais submilimétricos de clinopiroxênio (1), em continuidade óptica, envolvendo grãos de hornblenda (2), sugerindo crescimento poiquiloblástico. Na parte inferior da foto, ocorrem plagioclásios cálcicos concentrados em leitos félsicos. Ortopiroxênio anfibolito IT-46C. O lado menor da foto corresponde a 2,7 mm. Nicóis cruzados.

Tabela 5.3 - Composições modais dos enclaves básicos selecionados para análise química.

Rocha	biotita-ortopiroxênio gabro					ortopiroxênio gabro	ortopiroxênio anfibolito
Amostra	IT-7A	IT-9A	IT-21A	IT-30	IT-60F	IT-69F	IT-46C
Plagioclásio	41.8	46.0	40.9	39.8	36.2	56.0	22.8
Ortopiroxênio	4.2	7.0	5.2	2.8	2.5	7.4	6.2
Clinopiroxênio	4.6	9.2	6.8	13.2	15.8	5.6	10.6
Biotita	16.8	0.8	1.2	1.4	10.8		
Hornblenda	32.4	36.4	45.9	42.4	34.2	27.2	60.4
Opacos		0.6		0.2		3.8	
Apatita				0.2	0.5		
Zircão		tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	
Outros	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Total de máficos	58.2	54.0	59.1	60.2	63.8	44.0	77.2
Total	99.8	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
P	83	74	77	71	66	81	
Ol	0	0	0	0	0	0	
Px	17	26	23	29	34	19	
P	83	74	77	71	66	81	
Opx	8	11	10	4	5	11	
Cpx	9	15	13	25	29	8	

encurvadas devido a uma leve deformação. Antipertitas são raras, sendo comuns as inclusões de zircão, apatita, quartzo e hornblenda. Em algumas seções podem ser encontrados grãos levemente alterados por carbonatos pulverulentos.

Hornblenda é o máfico mais comum, exibindo pleocroísmo x = verde acastanhado, y = verde escuro e z = castanho esverdeado. Mostra-se como grãos xenomórficos, raramente subidiomórficos, secundários a partir de ortopiroxênio e principalmente clinopiroxênio. Pode apresentar inclusões de plagioclásio, apatita e, mais raramente, quartzo gotiforme e opacos, ambos possíveis subprodutos de reações retrometamórficas. No interior de alguns grãos, são encontrados restos de ortopiroxênios ou clinopiroxênios.

O clinopiroxênio é incolor a levemente esverdeado, aparecendo como grãos xenomórficos associados aos demais minerais máficos. Pode apresentar contatos retilínios com o ortopiroxênio, sugerindo que ambos estejam em equilíbrio, ou interdigitados ou como manchas no interior do ortopiroxênio, indicando que o diopsídio é uma fase exsolvida do hospedeiro. Finas lamelas de exsolução de ortopiroxênio também são eventualmente encontradas.

Ortopiroxênio é encontrado como grãos xenomórficos, em geral, menores que 1 mm, incolores ou com leve pleocroísmo x = rosa, y = verde pálido e z = verde pálido. São comuns exsoluções lamelares ou globulares de clinopiroxênio. Quando alterado, apresenta crescimento de filossilicatos alaranjados ao longo de suas bordas, clivagens e fraturas.

Biotita titanífera é um importante mineral secundário cuja maior ou menor porcentagem na rocha parece estar vinculada à intensidade da reação do enclave com a rocha encaixante, uma vez que os granulitos básicos não apresentam feldspato potássico nem quantidades elevadas de plagioclásios antipertíticos para o fornecimento de K^+ para a formação da biotita. Apresenta pleocroísmo x = alaranjado, $y = z$ = castanho avermelhado e ocorre como plaquetas interdigitadas ou cortando hornblendas e/ou ortopiroxênios. Eventualmente, pode formar intercrescimentos simplectíticos com quartzo nos contatos com o ortopiroxênio. Nas suas bordas e clivagens desenvolvem-se opacos pulverulentos.

Apatita e zircão ocorrem em quantidades ínfimas, normalmente com formas subarredondadas ou xenomórfica, raramente idiomórfica, inclusos em plagioclásio ou nos minerais máficos.

Opacos (ilmenita e/ou titanomagnetita) têm formas, predominantemente, xenomórficos, embora possam ocorrer grãos idiomórficos de contornos hexagonais. Sempre estão associados aos minerais máficos, provavelmente como subprodutos de reações retrometamórficas.

5.1.4.2- Ortopiroxênio Gabros:

Estes granulitos básicos, representados pela amostra IT-69F, podem ser caracterizados composicionalmente como ortopiroxênio gabros gnássicos, uma vez que apresentam estrutura levemente foliada, finamente bandada, com alternância de bandas com predomínio de plagioclásio e bandas mais ricas em máficos e opacos. A granulação é fina, equigranular, com grãos em torno de 1 mm, e a textura é granoblástica tendendo a granoblástica poligonizada.

Diferenciam-se dos demais granulitos básicos principalmente pela fraca orientação de seus minerais máficos, pelo teor mais elevado de opacos e pela maior frequência de antipertitas em seus plagioclásios (Fotomicrografia 5.7).

Na Tabela 5.3 encontra-se a análise modal da amostra IT-69F mostrando que os minerais essenciais são plagioclásio (56,0%), hornblenda (27,0%), ortopiroxênio (7,4%) e clinopiroxênio (5,6%). Apresenta como acessório principal minerais opacos (3,8%), além de apatita, zircão, actinolitas e filossilicatos alaranjados, os dois últimos como minerais secundários a partir do ortopiroxênio.

O plagioclásio é andesina (An_{38}) e está geminado segundo a lei da albita e, mais raramente, periclínio e Carlsbad. Por vezes, apresenta antipertitas em manchas. São comuns as inclusões de quartzo, apatita, zircão e eventualmente hornblenda.

A hornblenda apresenta fórmula pleocróica $x =$ verde acastanhado, $y =$ verde escuro e $z =$ castanho esverdeado, ocorrendo como grãos xenomórficos associados principalmente ao clinopiroxênio, com o qual forma contatos interdigitados ou ocorre como manchas no interior de grãos desse piroxênio. Mais raramente, a mesma feição pode ser encontrada entre hornblenda e ortopiroxênio. São freqüentes as inclusões gotiformes de plagioclásio nesse anfibólio.

Ortopiroxênio tem fraco pleocroísmo $x = \text{rosa}$, $y = \text{verde pálido}$ e $z = \text{verde pálido}$. Ocorre como grãos xenomórficos, por vezes alterados por filossilicatos alaranjados que preenchem suas clivagens e fraturas. Eventualmente, apresenta finas corôas de actinolita.

O clinopiroxênio é incolor a levemente esverdeado, formando cristais xenomórficos que, freqüentemente, apresentam partição paralela à face (001), podendo ainda ocorrer grãos com geminação simples.

Opacos, presentes em porcentagens relativamente elevadas, são encontrados geralmente com formas xenomórficos, embora ocorram também cristais subidiomórficos, aproximadamente hexagonais. Desenvolvem-se nas bordas ou estão inclusos nos minerais máficos. Aparentemente, são ilmenitas e/ou titanomagnetitas resultantes de reações retrometamórficas.

Apatita ocorre como grãos predominantemente subarredondados, com cristais subidiomórficos ou mesmo idiomórficos subsidiários, principalmente em seções basais. Aparece isolada ou, com maior freqüência, inclusa nos minerais máficos.

Zircão encontra-se sempre incluso nos minerais essenciais, principalmente no plagioclásio. Seus grãos são, em geral, arredondados a subarredondados, raramente idiomórficos.

5.1.4.3- Ortopiroxênio Anfíbolitos:

Os ortopiroxênio anfíbolitos, representados pela amostra IT-46C, também são encontrados na forma de enclaves, mas possuem características petrográficas e, como será visto no capítulo referente ao quimismo dos metamorfitos, químicas diferentes dos demais enclaves básicos. Suas análises modais constam da Tabela 5.3.

A rocha tem granulação fina, estrutura foliada a finamente bandada, com leitos milimétricos mais ricos em plagioclásio intercalados em porções mais máficas de espessura centimétrica. Predomina a textura nematoblástica dada por anfíbólios isorientados, embora ocorra textura granoblástica poligonizada em alguns setores da amostra estudada. Textura poiquiloblástica é encontrada em estágio precoce de formação (Fotomicrografia 5.8).

Como minerais essenciais, ocorrem hornblenda (60,4%), plagioclásio (22,8%), clinopiroxênio (10,6%) e ortopiroxênio (6,2%), aparecendo ainda opacos como acessórios e

filossilicatos alaranjados e actinolita como minerais secundários desenvolvidos a partir de ortopiroxênio e hornblenda, respectivamente.

Os plagioclásios são labradoritas (An_{62}) geminadas segundo a lei da albita ou, mais raramente, periclínio e Carlsbad. Ocorrem como grãos xenomórficos submilimétricos (0,5 mm, em média) intersticiais nas porções mais ricas em máficos ou concentrados em leitos félsicos com granulação até 1,5 mm (1 mm, em média). Também é encontrado incluso nos poiquiloblastos de piroxênios ou em hornblenda.

A hornblenda tem pelocroísmo x = verde pálido, y = verde e z = verde escuro, sendo o principal constituinte da rocha, ocorrendo como grãos xenomórficos a subidiomórficos isorientados. Por vezes, apresenta inclusões submilimétricas de plagioclásio xenomórfico a gotiforme.

O ortopiroxênio tem fraco pleocroísmo x = rosa, y = verde pálido e z = verde pálido e tende a formar poiquiloblastos xenomórficos, paralelos à foliação da rocha, desenvolvidos sobre as hornblendas pré-existentes. Nos poiquiloblastos são encontrados restos de hornblenda e inclusões de plagioclásio cálcico.

A exemplo do ortopiroxênio, o clinopiroxênio, que é incolor a levemente esverdeado, também tende a formar poiquiloblastos xenomórficos. Esta feição de sobrecrecimento, ou seja, formação de poiquiloblastos de piroxênios, sugere que a rocha, inicialmente em grau médio, tenha sofrido um evento termal de fácies granulito por imersão desse material rochoso em um magma charnockítico.

5.1.4.4- Metaclinopiroxenitos:

Estas rochas apresentam estrutura maciça, textura granoblástica com feições locais que se assemelham a texturas cumuláticas, provavelmente remanescentes da rocha ígnea original. A granulação é média a grossa, com grãos de 1,2 a 3,0 mm, em média, podendo atingir 1 cm de diâmetro (Fotomicrografia 5.9).

São essencialmente constituídos por clinopiroxênio (diopsídio) e, em menor quantidade, plagioclásio e pseudomorfos de olivina. Como acessórios, encontra-se magnetita,

Fotomicrografia 5.9 - Metaclinopiroxenito (IT-46A) com granulação média a grossa, textura granoblástica e eventuais pseudomorfos de olivina (1). O lado menor da foto corresponde a 2,7 mm. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 5.10 - Agregados microgranulares de biotita, quartzo e opacos, possivelmente resultantes do avanço da substituição retrometamórfica de ortopiroxênio por um agregado de cummingtonita, biotita titanífera, quartzo e opacos observada na fotomicrografia 5.5. Mesossoma granodiorítico de migmatito estromático IT-47H. O lado menor da foto corresponde a 2,7 mm. Nicóis cruzados.

apatita, zircão e titanita, sendo actinolita-tremolita, biotita, talco, carbonato e sericita os minerais secundários.

Diopsídio é o principal constituinte da rocha, atingindo mais de 90% em volume. Ocorre como grãos xenomórficos, de granulação média, em torno de 3 mm, havendo variações tanto para menos como para mais (até 1 cm). Está intensamente substituído por anfibólios incolores a verde claros da série actinolita-tremolita, os quais se desenvolvem como manchas internas ou nas bordas do piroxênio. Como subprodutos dessa transformação ocorrem manchas de carbonato, raros e minúsculos grãos de quartzo e gotas de plagioclásio sódico, por vezes sericitizado, no interior dos grãos alterados de diopsídio. Eventualmente, são encontrados pseudomorfos de olivina, totalmente substituídos por talco e opacos, inclusos no clinopiroxênio. Em média, esses pseudomorfos apresentam 0,5 mm de diâmetro. Apatita xenomórfica a subidiomórfica também pode estar inclusa em diopsídio.

Zircão, titanita e espinélio são raros, os primeiros encontrados como grãos subidiomórficos e o espinélio, de cor verde intenso como um único grão envolvendo cristal xenomórfico de mineral opaco, provavelmente magnetita.

Eventualmente, os metaclinopiroxenitos são cortados por veios irregulares, com cerca de 0,5 cm de espessura, como na seção estudada (amostra IT-46A). Esses veios são preenchidos por plagioclásios cálcicos (labradorita An_{53}), predominantemente xenomórficos e, subsidiariamente, subidiomórficos a, raramente, idiomórficos. A granulação é média a grossa, em geral, com grãos de cerca de 4 mm de comprimento. Esses plagioclásios são geminados segundo a lei da albita e, eventualmente, Carlsbad, estando, por vezes, fraturados e intensamente substituídos por carbonatos.

Nas paredes do veio, biotitas pardas desenvolvem-se às expensas dos anfibólios (actinolita-tremolita), crescendo em suas bordas ou invadindo os grãos de anfibólio. Exsoluções de opacos submilimétricos podem ser encontradas nas bordas e clivagens da biotita.

5.1.5- Migmatitos:

Os migmatitos apresentam predomínio de mesossoma sobre leucossoma. Suas principais características já foram descritas no capítulo referente à geologia local. Como

anteriormente descrito, ocorrem paleossomas de biotita gnaisses tonalíticos, anfibolitos, gnaisses kinzigíticos e, eventualmente, gnaisses charnockíticos, além de restitos de rochas calciossilicatadas. Exceto os mesossomas de biotita gnaisses tonalíticos, os demais já foram ou serão descritos em suas respectivas unidades.

Os biotita gnaisses tonalíticos apresentam estrutura foliada, com textura principalmente granoblástica e, nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Itariri, blastomilonítica. Essas rochas possuem granulação fina a média, inequigranular, por vezes seriada, freqüentemente com plagioclásios com textura *mortar*.

Como minerais essenciais, são constituídos por plagioclásio, quartzo e biotita parda. Como acessórios ocorrem titanita, apatita, zircão e opacos, além de clorita, epidoto, sericita, carbonato e hidróxidos de ferro como minerais secundários. Em uma amostra (IT-37B) foi encontrada hornblenda como traço.

O plagioclásio é oligoclásio-andesina com teor de anortita variando de 30 a 33%. Ocorre em proporções de 30 a 60%. Pode ser antipertítico e estar levemente saussuritizado. Está geminado segundo a lei da albita e, eventualmente, periclínio. Por vezes, apresenta sinais de deformação como geminações encurvadas. Seus grãos são subidiomórficos a xenomórficos e, próximo à Zona de Cisalhamento de Itariri e em alguns falhamentos secundários, observam-se plagioclásios ocelares. Nas proximidades de porções leucossomáticas pode haver enriquecimento da rocha em feldspato potássico. Nesses casos, são comuns as mirmequitas nos contatos entre plagioclásio e o feldspato alcalino, esse último, micropertítico.

Quartzo é normalmente intersticial, podendo ainda ocorrer em agregados policristalinos e com contatos poligonizados, como nos gnaisses com textura blastomilonítica. Freqüentemente, apresenta extinção ondulante, ocorrendo em proporções entre 15 e 40% em volume.

Biotita, com fórmula pleocróica $x = \text{castanho esverdeado}$, $y = \text{castanho escuro}$ e $z = \text{castanho escuro}$, ocorre como plaquetas isorientadas paralela a subparalelamente à foliação, contornando grãos de feldspatos, podendo ainda se concentrar em faixas milimétricas monominerálicas ou, mais raramente, em agregados microgranulares de biotita, quartzo, epidoto e/ou opacos, possivelmente resultantes do avanço da substituição retrometamórfica do ortopiroxênio por um agregado de cummingtonita, hornblenda, biotita, quartzo e opacos.

verificada nas rochas de transição e em alguns charnockitos (Fotomicrografia 5.10). Suas proporções volumétricas variam de 20 a 40%. São freqüentes exsoluções microgranulares de opacos e/ou titanita xenomórfico a idiomórfico nas bordas e clivagens das biotitas. Mais raras nesse mineral são pequenas agulhas de rutilo observáveis em algumas das suas seções basais. Eventualmente, ocorre cloritização da biotita.

Zircão e apatita são encontrados como grãos arredondados inclusos em biotita e/ou plagioclásio.

O leucossoma dos migmatitos tem granulação variável de média a grossa, equigranular a inequigranular, maciço a levemente foliado e apresenta texturas granular hipidiomórfica e granular xenomórfica. Próximo a regiões sujeitas a falhamentos de pequena expressão, pode ocorrer textura cataclástica. A composição dos leucossomas é predominantemente monzogranítica, por vezes granodiorítica, e raramente sienogranítica. São constituídos basicamente por plagioclásio, quartzo, microclínio e biotita. Como acessórios apresentam apatita, zircão, titanita e opacos tendo, ainda, sericita, carbonato, epídoto, clorita e biotita verde-clara como minerais secundários.

O plagioclásio andesina apresenta teores da molécula anortita oscilando entre 33 e 37% e geminações obedecendo à lei da albita e, menos comumente, periclínio. Ocorre como grãos xenomórficos a subidiomórficos, muito raramente, idiomórficos perfazendo de 10 a 50% do volume total da rocha. Pode apresentar antipertitas em manchas ou filetes. São freqüentes as mirmequitas em seus contatos com os feldspatos potássicos. Por vezes, apresenta leve a moderada saussuritização e geminações encurvadas devido a fraca deformação.

O microclínio é micropertítico, apresenta geminação em grade e ocorre como grãos xenomórficos a idiomórficos, eventualmente alongados, quando a rocha está deformada. São comuns cristais com até 1,5 cm de comprimento, mas em geral a granulação se encontra entre 3 e 4 mm. Suas proporções variam de 20 a 55% em volume.

O quartzo é xenomórfico, por vezes com extinção ondulante, ocorrendo em grãos intersticiais de granulação fina a média e proporções volumétricas entre 15 e 35%.

Biotita em plaquetas ocupa os interstícios entre os grãos de feldspatos, normalmente orientadas ao acaso, sem conferir foliação à rocha. Apresenta fórmula pleocróica $x =$

castanho esverdeado, y = castanho escuro e z = castanho escuro. Suas proporções volumétricas são variáveis, desde 1 a 16%. São freqüentes as exsoluções microgranulares de opacos e titanitas xenomórficas em suas bordas e clivagens. Por vezes, em seus contatos com plagioclásio e microclínio, apresenta intercrescimentos simplectíticos. Eventualmente, observam-se inclusões de zircão metamítico subidiomórfico a idiomórfico, apatita xenomórfica a subidiomórfica; em seções basais da biotita podem ser vistas inclusões aciculares de rutílo. Localmente, ocorre cloritização da biotita.

5.1.6- Gnaisses Kinzigíticos:

Estas rochas caracterizam-se pela estrutura gnáissica, finamente bandada, com alternância de bandas félsicas quartzo-feldspáticas e bandas máficas ricas em biotita e granada. A granulação é fina a média, equigranular a seriada, apresentando texturas granoblástica, lepidoblástica e poiquiloblástica.

A mineralogia essencial é composta por plagioclásio (40 a 60%), quartzo (0 a 15%), ortoclásio (0 a 10%), titanobiotita (15 a 40%) e granada (10 a 15%), contendo apatita, zircão e opacos como acessórios e muscovita e biotita pardo-esverdeado claro como minerais secundários.

O plagioclásio andesina apresenta teores da molécula anortita entre 32 e 35%. Ocorre como grãos xenomórficos, por vezes fortemente antipertíticos a mesopertíticos com antipertitas em barras, manchas, gotículas ou interligadas. Predominam as geminações segundo a lei da albita, podendo ser encontradas, ainda, Carlsbad e periclínio. São comuns geminações encurvadas devido a leve deformação. Em regiões de contato com o charnockito encaixante podem ocorrer porfiroclastos de até 0,7 cm de plagioclásio oligoclásio (An₂₅) fortemente antipertítico. Nos contatos com o feldspato potássico, desenvolvem-se intercrescimentos mirmequíticos.

O ortoclásio é xenomórfico, por vezes deformado, com formas alongadas e extinção ondulante e, freqüentemente contém pertitas em filetes.

Quartzo é xenomórfico e com forte extinção ondulante, podendo estar levemente alongado.

Biotita ocorre em plaquetas isorientadas e concentradas, principalmente nas bandas máficas, contornando ou inclusas nas granadas. Sua fórmula pleocróica é $x = \text{alaranjado}$, $y = z = \text{castanho avermelhado}$. Em suas bordas e clivagens são comuns as exsoluções de opacos e, por vezes, pode conter inclusões de zircão metamítico.

A granada é poiquilitica com inclusões de biotita, quartzo, plagioclásio e opacos. Cristais subidiomórficos a idiomórficos com cerca de 1 mm de diâmetro são os mais frequentes, embora possam ocorrer grãos xenomórficos a deformados de até 5 mm. Eventualmente, biotita pardo-esverdeada, secundária, desenvolve-se em suas bordas e fraturas.

Muscovitas com hábitos fibrorradiados e associadas à granada, biotita titanífera e ortoclásio sugerem se tratem de pseudomorfos de sillimanita retrometamorfizada (Fotomicrografia 5.11), uma vez que os gnaisses kinzigíticos estão parcialmente migmatizados.

5.1.7- Granada-Biotita Gnaisses:

Estes gnaisses são rochas bandadas, com texturas granoblástica, lepidoblástica e poiquiloblástica, de granulação fina a média inequigranular.

Os minerais essenciais são plagioclásio (55%), quartzo (20%), biotita (15%) e granada (10%), com opacos, apatita, zircão e rutilo como acessórios e sericita como mineral secundário.

O plagioclásio andesina (An_{37}) ocorre em grãos xenomórficos, com geminações segundo as leis da albita e periclínio, eventualmente encurvadas evidenciando leve deformação. Alguns grãos apresentam leve sericitização. Eventualmente, o plagioclásio pode formar poiquiloblastos com até 5 mm de diâmetro, com inclusões de quartzo amebóide e, ocasionalmente, biotita e opacos.

O quartzo é xenomórfico com forte extinção ondulante.

Biotita tem pleocroísmo $x = \text{alaranjado}$, $y = z = \text{castanho alaranjado}$. Em suas bordas e clivagens apresenta exsoluções de mineral opaco, ilmenita e/ou titanomagnetita. Pode apresentar inclusões de zircão metamítico e, em seções basais são comuns inclusões aciculares de rutilo.

Fotomicrografia 5.11 - Muscovitas fibrorradiadas (pseudomorfos de sillimanita fibrosa?) associadas a granada idiomórfica a subidiomófica (1), biotita titanífera (2), plagioclásio (3), ortoclásio (4). Gnaisse kinzigítico IT-61C. O lado menor da foto corresponde a 2,7 mm. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 5.12 - Escapolitas (1) em contatos poligonizados associadas a quartzo (2) e grãos xenomórficos de granada (3). Granada-diopsídio-escapolita gnaisse IT-35B. O lado menor da foto corresponde a 0,85 mm. Nicóis cruzados.

Granada forma poiquiloblastos xenomórficos a idiomórficos de até 5 mm de diâmetro com inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e, mais raramente, opacos e apatita. Sericita e biotita com tons alaranjado pálido podem se desenvolver nas fraturas ou bordas da granada.

5.1.8- Gnaisses Calciossilicáticos:

Estes gnaisses são foliados e finamente bandados, com bandas milimétricas a centimétricas caracterizadas por variação granulométrica, ora fina a média, ora muito fina, ou variação composicional, alternando-se bandas quartzo-feldspáticas e bandas mais ricas em clinopiroxênio, escapolita e granada.

Petrograficamente, podem ser classificados como granada-diopsídio-escapolita gnaisses, diopsídio gnaisses ou epidoto-actinolita-diopsídio gnaisses.

Apresentam texturas granoblástica, por vezes poligonizada, nematoblástica e, mais raramente, como numa banda da amostra IT-35B, poiquiloblástica com poiquiloblastos de plagioclásio de até 5 mm de diâmetro, com inclusões de quartzo gotiforme e, eventualmente, apatita, allanita e plagioclásios menores.

Sinais de deformação podem ser localmente observados, como na amostra IT-35B onde em bandas mais quartzo-feldspáticas ocorrem plagioclásios estirados e isorientados, com geminações encurvadas, e agregados quartzosos estirados e com forte extinção ondulante.

Como minerais essenciais os gnaisses calciossilicatados apresentam plagioclásio (andesina cálcica a labradorita), quartzo, diopsídio, escapolita e granada. Entre os acessórios predominam titanita, opacos e apatita, embora ocorram traços de zircão e allanita. Carbonato, epidoto, actinolita, biotita e sericita aparecem como produtos da alteração ou retrometamorfismo das paragêneses originais.

O plagioclásio (40 a 50%, em volume) é xenomórfico, geminado segundo a lei da albita, raramente periclínio, e pode estar levemente saussuritizado.

Quartzo, presente desde traços a proporções que atingem até 35% em volume, ocorre predominantemente em bandas félsicas, associado ao plagioclásio, na forma de grãos xenomórficos homogêneos ou estirados e com forte extinção ondulante.

Diopsídio é encontrado como grãos xenomórficos, raramente subidiomórficos, alongados paralelamente à foliação da rocha. Apresenta leve pleocroísmo, com fórmula pleocróica $x = \text{azul esverdeado claro}$, $y = \text{amarelo esverdeado claro}$ e $z = \text{verde pálido}$. Como na amostra IT-62B, pode estar substituído por actinolita e/ou epidoto liberando, como subprodutos, grãos submilimétricos de minerais opacos que ocupam suas clivagens, fraturas ou formam colares ao redor do piroxênio. Frequentemente, apresenta inclusões de titanita.

Os efeitos retrometamórficos são mais intensos em gnaisses calciossilicáticos encontrados como resistatos nos migmatitos. Neles, o clinopiroxênio está fortemente substituído por actinolita e epidoto, além de aumentarem as proporções de carbonato e opacos na rocha e a escapolita quase desaparecer totalmente. Também se observam coroas de epidoto ao redor de opacos e carbonatos, esses últimos crescendo nos contatos entre grãos de plagioclásio.

Granada (5%) foi observada apenas na amostra IT-35B como grãos xenomórficos isolados ou formando "cordões" alongados ou envolvendo grãos de escapolita.

Escapolita, presente nas amostras menos retrometamorfizadas, pode atingir 10% em volume, ocorrendo como grãos xenomórficos, por vezes com contatos poligonizados entre si e mesmo com o plagioclásio, como na amostra IT-35B (Fotomicrografia 5.12). Na mesma amostra, uma pequena parte das escapolitas parece ter se desenvolvido às expensas do plagioclásio, uma vez que seus contatos com esse feldspato são irregulares a interpenetrados. Sua birrefringência moderada, com cor de interferência entre azul e verde de 1ª ordem, sugere uma composição intermediária entre as variedades dipiro e mizonita (Deer *et al.*, 1978). Essas variedades cálcicas são características de metamorfismo de grau médio a forte.

Titanita (2 a 3%), desde xenomórfica até idiomórfica, além de ocorrer associada ao clinopiroxênio, pode aparecer junto aos minerais opacos aos quais substitui, envolvendo ou invadindo seus grãos.

Opacos (desde traços até 3%) são xenomórficos e sua associação com titanitas sugere que se tratem de ilmenitas e/ou titanomagnetitas.

Apatita (traços) ocorre como grãos submilimétricos xenomórficos a idiomórficos, ou mesmo arredondados, freqüentemente inclusos em plagioclásio.

Zircão (traços) é encontrado como pequenos grãos arredondados, raramente idiomórficos, sempre inclusos em plagioclásio.

Allanita é rara e, quando presente (amostra IT-35B), é xenomórfica a subidiomórfica, estando intensamente metamitizada.

Epídoto (até 2%) é secundário, presente em rochas mais retrometamorfizadas. Seus cristais são xenomórficos, raramente subidiomórficos, incolores a levemente amarelados, associando-se ao clinopiroxênio, actinolita ou plagioclásio podendo, ainda, ocorrer interdigitado à escapolita.

Actinolita é secundária, em grãos xenomórficos desenvolvidos a partir das bordas ou como manchas no interior dos grãos de clinopiroxênio.

Carbonato é xenomórfico e secundário às expensas dos minerais cálcicos (plagioclásio, epídoto, actinolita, diopsídio e escapolita).

5.1.9- Anfibolitos:

Os anfibolitos são rochas de granulação fina a média, foliadas, com texturas granoblástica, podendo tender à poligonização, e nematoblástica.

Freqüentemente encontrados nos migmatitos como bandas, enclaves ou boudins, sua mineralogia varia de acordo a intensidade do retrometamorfismo a que foram submetidos.

Em amostras pouco retrometamorfizadas, encontradas nas proximidades da Zona de Transição migmatito/charnockito, os anfibolitos são constituídos essencialmente por hornblenda, clinopiroxênio e plagioclásio, com pequenas quantidades de titanobiotita, opacos, apatita, zircão, quartzo e carbonato. À medida que o grau metamórfico diminui, o clinopiroxênio desaparece, diminui o teor de anortita do plagioclásio e pode ocorrer albita, como será descrito posteriormente. Surgem, então, actinolita, epídoto, biotita verde e sericita como minerais secundários.

A hornblenda dos anfíbolitos de grau mais elevado apresenta fórmula pleocróica $x = \text{verde acastanhado}$, $y = \text{verde escuro}$ e $z = \text{castanho esverdeado}$. Nessas rochas (amostra IT-47E), suas proporções volumétricas relativas chegam a, aproximadamente, 35% e os grãos de hornblenda são xenomórficos a subidiomórficos, raramente idiomórficos. São comuns as inclusões de quartzo, plagioclásio, opacos e apatita, as primeiras com formas de gotas, evidenciando que o anfíbólio se desenvolveu pela substituição do clinopiroxênio. Raramente, pequenas plaquetas de titanobiotita podem substituir a hornblenda.

Em anfíbolitos de grau metamórfico mais baixo, a hornblenda ocorre como grãos invariavelmente xenomórficos e numa proporção de cerca de 25%. Os efeitos do retrometamorfismo são evidenciados pela substituição desse anfíbólio por actinolita, epidoto, calcita e biotita pardo esverdeada (Fotomicrografia 5.13). Com frequência, são encontrados restos de hornblenda englobados por actinolita que, por sua vez, está substituída por epidoto e carbonato, o primeiro formando intercrescimentos simplectíticos com plagioclásio e quartzo ao redor da actinolita. O carbonato ocorre como manchas desenvolvidas nas clivagens desse anfíbólio secundário. As porcentagens de actinolita em anfíbolitos retrometamorfizados pode chegar ao redor de 20%.

O plagioclásio ocorre como grãos xenomórficos em proporções entre 35 e 45% em volume. Predominam as geminações polissintéticas segundo a lei da albita e, mais raramente, periclínio. Suas características variam de acordo com o grau metamórfico. Quando em grau metamórfico elevado, o plagioclásio é andesina (An_{40}), por vezes antipertítico. Em anfíbolitos retrometamorfizados, os plagioclásios variam de oligoclásio cálcico a andesina sódica, em torno de An_{30} , e estão fortemente saussuritizados, originando por substituição, epidoto, carbonatos e albita em manchas. Essas manchas de albita frequentemente envolvem grãos de epidoto inclusos no plagioclásio primário. A albita pode ainda preencher interstícios entre grãos de plagioclásio mais cálcico.

O clinopiroxênio, presente em porcentagens ao redor de 15% nos anfíbolitos de grau mais elevado, é incolor a levemente esverdeado e aparece como grãos xenomórficos, frequentemente substituídos pela hornblenda.

Epidoto (pistacita) apresenta pleocroísmo verde-amarelado-claro a amarelo-limão, ocorrendo como mineral secundário, em grãos submilimétricos, de formas xenomórficos,

encontrados em saussuritas ou simplectitas ao redor de actinolita. Raramente, apresenta grãos maiores, subidiomórficos, aparentemente primários. Suas proporções volumétricas situam-se próximas de 5%.

O quartzo, em anfibolitos de alto grau, é raro, ocorrendo principalmente incluso em plagioclásio e hornblenda. Em rochas fortemente retrometamorfizadas, como na amostra IT-41F, coletada próxima à Zona de Cisalhamento de Itariri, pode ser xenomórfico, intersticial e com forte extinção ondulate, ocorrendo também concentrado em lentes de espessura milimétrica, intercaladas no anfibólito, onde os grãos de quartzo estão recrystalizados com contatos poligonizados. Nesse caso, as porcentagens desse mineral chegam a aproximadamente 10% em volume.

Apatita e zircão aparecem como grãos submilimétricos, com formas arredondadas, normalmente inclusos em plagioclásio e/ou anfibólio.

Opacos se apresentam associados aos minerais máficos e a epidoto, como grãos xenomórficos a subidiomórficos. Aparentemente, são na maioria subprodutos de reações retrometamórficas.

Fotomicrografia 5.13 - Restos de hornblenda (1) envoltos por actinolita (2), epidoto (3) e carbonato (4). Anfibólito retrometamorfizado IT-41F. O lado menor da foto corresponde a 0,85 mm. Nicóis paralelos.

5.2- Quimismo das Rochas Charnockíticas

As análises químicas de 25 amostras de rochas charnockíticas representativas do Bloco Itatins são apresentadas na Tabela 5.4. Da observação dos dados, nota-se uma variação composicional de básica a ácida onde as rochas básicas (45-52% de SiO_2) ocorrem como enclaves nas rochas charnockíticas, as quais se distribuem nos intervalos intermediário (52-65% de SiO_2) e ácido (>65% de SiO_2), com o predomínio das rochas intermediárias.

As análises modais das rochas charnockíticas e de transição escolhidas para o estudo geoquímico permitem classificar a maioria das amostras como quartzo noritos e enderbitos, com algumas amostras, situando-se nos campos dos opdalitos, charnockitos, quartzo jotunitos e quartzo mangeritos (Fig. 5.5).

Dentre os mais utilizados diagramas de variação no estudo geoquímico de províncias de rochas ígneas estão os propostos por Harker (1909), nos quais os óxidos dos elementos químicos analisados são lançados em função da sílica. Estes gráficos permitem expor dados analíticos e visualizar as correlações entre as concentrações dos diferentes elementos.

Empregando-se tais diagramas de variação para os óxidos dos elementos maiores (Fig. 5.6) das amostras analisadas, pode-se observar, na maioria dos casos, um forte alinhamento dos pontos correspondentes às rochas intermediárias a ácidas, sugerindo que essas são cogenéticas. Mais sutil é o alinhamento das amostras IT-27 e IT-44A, paralelo a sub-paralelo ao *trend* principal das rochas charnockíticas, observável nos diagramas de variação de TiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 e, menos nitidamente, nos de MgO e CaO em função de SiO_2 . Infelizmente, o número de análises disponível não é suficiente para definir com clareza se as amostras IT-27 e IT-44A pertencem a uma outra sequência ou se tal fato é um reflexo de diferenças modais independentemente dos processos que as tenham gerado, uma vez que a amostra IT-27 tem o mais alto conteúdo de minerais máficos entre as rochas charnockíticas, o que está de acordo com seus teores mais elevados de MgO , Fe_2O_3^t e TiO_2 , e mais baixos de Al_2O_3 e CaO . A amostra IT-44A, se comparada a amostras que ocupam posições próximas no diagrama Q-A-P (amostras IT-6A, IT-9B e IT-63B), apresenta um teor pouco mais elevado de TiO_2 que pode ser atribuído à quantidade e composição da biotita.

Tabela 5.4 - Análises químicas das rochas charnockíticas da região de Itariri.

AMOSTRA	IT-3A	IT-12	IT-17	IT-27	IT-60D	IT-61B	IT-68D	IT-6A	IT-35	IT-9B	IT-44A	IT-63B	IT-13	IT-39
ROCHA	quartzo norito							enderbito					opdalito	
SiO ₂	61,98	58,54	60,37	54,30	59,77	63,25	61,50	62,28	64,95	61,43	62,54	57,49	69,48	68,03
TiO ₂	0,77	0,54	0,72	1,20	0,75	0,73	0,54	0,65	0,36	0,72	1,03	1,07	0,34	0,51
Al ₂ O ₃	17,05	16,91	17,30	16,59	17,16	16,41	16,42	16,30	17,22	16,70	15,30	18,12	14,63	15,41
Fe ₂ O ₃ *	5,83	7,65	6,70	11,28	7,00	6,06	7,32	6,44	3,94	6,99	7,08	8,44	2,77	3,52
MnO	0,11	0,14	0,12	0,17	0,12	0,12	0,14	0,12	0,11	0,12	0,11	0,13	0,09	0,10
MgO	3,04	3,65	2,97	4,90	2,90	2,96	3,17	2,58	2,03	3,06	3,56	3,41	1,63	1,38
CaO	4,45	5,44	4,18	5,73	5,10	4,17	4,50	4,32	4,80	4,47	3,87	5,72	2,67	3,47
Na ₂ O	4,37	3,98	3,97	3,22	3,96	3,72	4,02	4,31	5,08	4,29	3,28	3,91	3,39	3,56
K ₂ O	1,65	2,22	2,82	1,78	2,71	1,83	1,52	1,85	0,88	1,35	2,20	1,06	3,98	3,36
P ₂ O ₅	0,25	0,36	0,35	0,53	0,32	0,23	0,40	0,26	0,12	0,23	0,11	0,44	0,13	0,14
H ₂ O	0,49	0,57	0,50	0,31	0,14	0,53	0,47	0,88	0,51	0,63	0,90	0,22	0,90	0,52
Total	99,99	100,00	100,00	100,01	99,93	100,01	100,00	99,99	100,00	99,99	99,98	100,01	100,01	100,00
Rb	82	53	107	71	72	84	n.d.	64	17	56	137	93	95	87
Ba	430	790	770	475	880	350	350	450	320	410	480	700	1450	1030
Sr	575	545	515	478	530	487	84	480	640	492	355	472	510	494
Nb	10	10	8	10	11	10	9	14	4	10	16	8	6	4
Zr	136	59	57	106	137	102	98	138	84	184	365	43	46	107
Y	7	28	8	30	35	11	27	23	16	7	14	27	51	15
La	26	38	68	43	4	21	153	49	19	38	26	22	27	36
Ce	46	75	85	82	85	39	270	86	35	59	40	39	29	57
Nd	20	40	26	44	51	19	104	41	18	19	17	20	11	26

Tabela 5.4 - Continuação.

AMOSTRA	IT-29A	IT-59A	IT-60G	IT-78A	IT-7A	IT-15	IT-21A	IT-30	IT-60F	IT-69F	IT-46C
ROCHA	charnockito	quartzo jotunito	quartzo jotunito	quartzo mangerito	biotita- ortopiroxênio gabro	biotita- ortopiroxênio gabro	biotita- ortopiroxênio gabro	biotita- ortopiroxênio gabro	biotita- ortopiroxênio gabro	ortopiroxênio gabro	ortopiroxênio anfibolito
SiO ₂	69,25	64,26	66,03	70,73	47,52	47,81	47,58	47,89	48,11	45,95	47,12
TiO ₂	0,46	0,43	0,59	0,15	1,24	1,32	1,28	1,28	1,25	2,36	0,58
Al ₂ O ₃	15,15	16,52	15,67	15,06	15,31	14,49	14,20	14,88	14,72	14,22	12,56
Fe ₂ O ₃ *	2,22	4,85	4,25	2,39	13,09	13,38	13,49	13,36	13,60	18,56	10,94
MnO	0,08	0,11	0,10	0,10	0,16	0,17	0,17	0,17	0,18	0,19	0,15
MgO	1,04	2,76	1,83	0,90	7,61	7,94	7,80	7,11	7,27	4,78	14,04
CaO	1,71	3,94	3,24	2,19	9,90	10,31	10,82	10,53	9,87	9,81	11,82
Na ₂ O	2,70	3,79	3,23	3,02	3,09	3,15	3,01	3,07	2,90	2,94	1,51
K ₂ O	6,56	2,82	4,49	5,17	1,47	1,04	1,05	1,14	1,62	0,74	0,64
P ₂ O ₅	0,20	0,29	0,32	0,16	0,09	0,10	0,10	0,09	0,10	0,24	0,01
H ₂ O	0,63	0,25	0,24	0,10	0,53	0,30	0,50	0,47	0,37	0,20	0,63
Total	100,00	100,02	99,99	99,97	100,01	100,01	100,00	99,99	99,99	99,99	100,00

Rb	215	92	142	59	36	6	10	10	66	235	7
Ba	1670	630	1360	1630	217	155	355	163	370	69	76
Sr	490	520	485	196	217	278	167	185	337	420	135
Nb	23	3	9	11	2	2	n.d.	n.d.	n.d.	15	n.d.
Zr	342	44	188	144	61	66	63	68	65	143	16
Y	5	9	23	28	22	22	24	22	29	87	11
La	66	52	46	25	4	3	4	6	12	5	2
Ce	74	77	78	25	14	16	12	15	34	28	3
Nd	25	27	39	11	8	8	10	10	20	19	n.d.

Figura 5.5 - Representação no diagrama QAP das análises modais das rochas charnockíticas (+) e de transição (*) da região de Itariri escolhidas para análises químicas.

Figura 5.6 - Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores (%) versus SiO_2 (%). Simbologia: + rochas charnockíticas; * rochas da Zona de Transição; o biotita-ortopiroxênio gabros; □ ortopiroxênio gabro; Δ ortopiroxênio anfibolito.

No diagrama $K_2O \times SiO_2$, pode-se observar que as rochas charnockíticas de transição, como esperado, mostram-se mais enriquecidas em K_2O , pois, como já descrito, são cortadas por veios pegmatóides de composição álcali-feldspato granítica, conforme referido no item 4.1.1.

É interessante notar a existência de uma lacuna composicional entre as rochas charnockíticas e seus enclaves básicos. É também visível o não alinhamento de pontos entre os enclaves básicos e o *trend* das rochas charnockíticas nos diagramas de Al_2O_3 , P_2O_5 e Na_2O versus SiO_2 . Deve-se considerar ainda que, petrograficamente (vide Cap. 5.1), os enclaves correspondem a três grupos distintos compostos por biotita-ortopiroxênio gabros, ortopiroxênio gabros e ortopiroxênio anfibolitos, e que nos diagramas de variação as amostras do grupo dos biotita-ortopiroxênio gabros aparecem sempre juntas e as demais dispersas em relação a essas. Isso pode ser uma evidência de que se está trabalhando com enclaves de caráter diferente.

O grupo dos biotita-ortopiroxênio gabros é formado pelas amostras IT-7A, IT-9A, IT-21A, IT-30 e IT-60F, que ocorrem como enclaves isolados ou agrupados aleatoriamente ou ainda na forma de diques ou camadas boudinadas de espessura variando de 10 a 30 cm, em média.

Os ortopiroxênio anfibolitos são representados pela amostra IT-46C, provavelmente um xenólito.

Finalmente, a amostra IT-69F é um xenólito dobrado e de dimensões métricas, classificado como ortopiroxênio gabro.

Deve-se salientar o elevado teor de MgO da amostra IT-46C e os altos conteúdos em $Fe_2O_3^t$ e TiO_2 da amostra IT-69F que, apesar de ter o mais baixo teor de minerais máficos dentre os enclaves básicos, é a que se apresenta mais rica em minerais opacos (3,8%).

Na Figura 5.7, que ilustra a variação dos elementos menores em função do teor de sílica, em diagrama semi-log, nota-se, para as rochas charnockíticas e de transição, que os elementos litófilos de íon grande (LILE), como Rb, Sr e Ba, apresentam pouca dispersão e, à exceção do Sr, que pouco varia, mostram correlação positiva leve a moderada com o aumento do teor de SiO_2 . Isso deve ser reflexo da porcentagem mais elevada de feldspato potássico nas

Figura 5.7 - Diagramas de variação de elementos menores (ppm) *versus* SiO₂ (%). Símbolos como na figura 5.6.

amostras de rochas charnockíticas mais diferenciadas e/ou de transição.

As terras raras leves (La, Ce e Nd) apresentam dispersão moderada, e aparentemente mantêm-se constantes com o aumento do conteúdo de SiO₂, exceto o Nd, que tem uma leve correlação negativa.

Para os elementos de alto campo de força (HFSE), como Nb, Zr e Y, não é possível se observar qualquer tendência, pois os pontos estão muito dispersos.

Os dois possíveis *trends* paralelos aventados para as rochas intermediárias a ácidas nos diagramas de variação dos óxidos dos elementos maiores em função de sílica não são claros para os elementos menores, podendo ser sugeridos apenas para Rb, Sr e Nd.

Apesar do restrito intervalo de variação de sílica, é possível observar diferenças significativas nos teores de elementos traços entre os enclaves básicos.

O ortopiroxênio gabro, mais rico em plagioclásio cálcico, apresenta teores mais elevados de Rb, Sr, Nb, Zr e Y. Por outro lado, o ortopiroxênio anfibolito, mais rico em minerais máficos, tem os menores teores de La, Ce, Sr, Zr e Y.

No grupo dos enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros, a amostra IT-60F destaca-se por ser mais rica em quase todos os elementos traços que as demais do seu grupo e, por vezes como no caso do Ba e Rb, chega a se alinhar com o *trend* das rochas intermediárias a ácidas, provavelmente devido a reações com a rocha encaixante.

Baseado nas observações descritas anteriormente, pode-se concluir que os enclaves básicos e as rochas charnockíticas e de transição fazem parte de uma sequência bimodal onde se distinguem dois grupos distintos: um formado por rochas básicas composto por três grupos diferentes de enclaves e outro, mais amplo, constituído pelas rochas charnockíticas e de transição que variam, em composição, de intermediárias a ácidas, com predomínio daquelas de composição intermediária. Essa sequência bimodal pode estar relacionada a rochas formadas por diferentes magmas, porém, devido ao relativamente pequeno número de amostras, não é possível descartar a possibilidade das rochas básicas do grupo dos biotita-ortopiroxênio gabros pertencerem à mesma

seqüência das rochas intermediárias a ácidas, representando diferentes estágios relacionados à cristalização fracionada de uma única fonte, uma vez que as tendências composicionais para alguns óxidos observadas nos diagramas de variação se posicionam paralelamente às tendências encontradas em rochas de algumas seqüências cálcio-alcálicas assim derivadas (vide dados de Whalen, 1985 e Ragland, 1989).

Associações bimodais como esta, onde são encontrados gnaisses máficos subordinados a tonalito gnaisses cinzentos, são típicas de terrenos arqueanos (Barker & Peterman, 1974).

A separação entre seqüências alcalinas e sub-alcálicas sugerida por Irvine & Baragar (1971) é mostrada na Figura 5.8. Nela, nota-se que as rochas charnockíticas e o ortopiroxênio anfibolito se situam no campo sub-alcálico, enquanto os enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros e o ortopiroxênio gabro mostram uma leve tendência alcálica. Uma vez caracterizado o caráter sub-alcálico das rochas, Irvine & Baragar (1971) sugeriram o emprego do diagrama AFM (Fig. 5.9) no qual as rochas charnockíticas caem no campo das rochas cálcio-alcálicas. Os enclaves de biotita-ortopiroxênio gabro situam-se no limite dos campos cálcio-alcálico e toleítico, enquanto as amostras de ortopiroxênio gabro e ortopiroxênio anfibolito caem no campo dos toleítos, mostrando-se mais ricas em FeO_t e MgO , respectivamente.

Em comparação com as tendências estabelecidas por Lameyre & Bowden (1982), podem ser identificados dois *trends* principais, um cálcio-alcálico trondhjemítico (ou de baixo potássio) dado pelos charnockitos pouco migmatizados, e um cálcio-alcálico granodiorítico (ou de médio potássio), onde se situam as rochas charnockíticas de transição, parcialmente migmatizadas e cortadas por veios e bolsões pegmatóides, de espessura centimétrica a métrica, e composição quartzo-feldspática rica em feldspato alcálico (vide Fig. 5.5).

Osborn (1959) explicou as diferenças entre as seqüências cálcio-alcálicas e toleíticas pela variação da fugacidade de oxigênio durante a cristalização magmática. Assim, se o sistema é aberto e a pressão de oxigênio é mantida constante e elevada durante a cristalização, magnetita cristaliza do líquido com olivina e, posteriormente, piroxênio. O líquido residual é empobrecido em óxidos de ferro e enriquecido em sílica. É o caso das seqüências cálcio-alcálicas que são típicas de ambiente de subducção, onde a maior fugacidade de oxigênio deve estar associada aos

fenômenos de desidratação da fatia subductada e metassomatismo da cunha mantélica (Figueiredo, 1993; entre outros).

Nas séries toleíticas, o sistema tem baixa pressão de oxigênio, não ocorrendo a cristalização precoce da magnetita levando o Fe^{2+} a se combinar com outros elementos (Mg), compondo a estrutura de silicatos (olivina e piroxênio), ficando então o líquido enriquecido em óxidos de ferro e empobrecido em sílica.

Irvine & Baragar (1971) salientaram que basaltos cálcio-alcálinos e andesitos são geralmente do tipo alto alumínio contendo teores de Al_2O_3 entre 16 e 20%, enquanto seus correspondentes toleíticos têm apenas 12 a 16% desse óxido.

Realmente, como pode ser observado na Tabela 5.4, a maioria das rochas charnockíticas e de transição de Itariri apresenta teores de Al_2O_3 maiores que 16%, ao passo que nos enclaves básicos as proporções desse óxido estão no intervalo de 12 a 16%.

As rochas charnockíticas apresentam relações SiO_2 *versus* $\log(\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}))$ (Brown, 1982) indicando que estes litotipos correspondem a uma típica seqüência cálcio-alcálica (Fig. 5.10). Nesse diagrama, pode-se notar, ainda, que o índice ácalis/cálcio da série charnockítica fica em torno de 59; como definido por Peacock (1931), tal índice situa-se no intervalo de 56 a 61, para as seqüências cálcio-alcálicas. Segundo Brown (1982), as seqüências cálcio-alcálicas são típicas de ambientes compressoriais.

De fato, se locadas no diagrama $R_1 \times R_2$ com a discriminação dos campos correspondentes aos diferentes ambientes tectônicos (Batchelor & Bowden, 1985), as rochas estudadas ocupam o campo dos granitóides cálcio-alcálicos pré-colisionais (Fig. 5.11) correspondentes ao regime de subducção de crosta oceânica, no qual se geram magmas de arco vulcânico.

Considerando-se as características geológicas e geoquímicas das rochas charnockíticas do Bloco Itatins, a Tabela 5.5 apresenta, para fins de comparação, as composições típicas de rochas petrográfica e quimicamente semelhantes de outros terrenos granulíticos. As análises escolhidas são de seqüências cálcio-alcálicas bimodais e ortoderivadas. Optou-se pela escolha de

Figura 5.10 - Situação das rochas charnockíticas de Itariri no diagrama log (Ca/(Na₂O + K₂O)) versus SiO₂ (Brown, 1982). Símbolos como na Figura 5.6.

Figura 5.11 - Distribuição das rochas charnockíticas de Itariri no diagrama R1-R2, com a discriminação dos campos correspondentes a diferentes ambientes tectônicos (Batchelor & Bowden, 1985). R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) e R2 = 6Ca + 2Mg + Al. Símbolos como na Figura 5.6.

Tabela 5.5 - Análises químicas de rochas de composição intermediária de diferentes terrenos granulíticos, comparadas com a amostra IT-03, representativa dos charnockitos da região de Itariri. Dados extraídos de Hartmann (1988), Figueiredo & Campos Neto (1993), Figueiredo & Barbosa (1993) e Weaver & Tarney (1980), respectivamente.

AMOSTRA	IT-3A	Luís Alves	Juiz de Fora	Caraíba	Lewisian
ROCHA	quartzo norito	granulito de composição intermediária	enderbito	enderbito	granulito de composição intermediária
SiO ₂	61,98	60,79	62,54	63,29	61,47
TiO ₂	0,77	0,64	0,71	0,53	0,50
Al ₂ O ₃	17,05	16,31	15,74	17,40	17,32
Fe ₂ O ₃ *	5,83	6,78	6,56	6,03	5,58
MnO	0,11	0,08	0,12	0,05	0,06
MgO	3,04	3,64	3,53	1,24	2,80
CaO	4,45	6,76	5,14	5,06	4,09
Na ₂ O	4,37	3,74	3,83	4,74	4,73
K ₂ O	1,65	0,96	1,61	1,32	2,66
P ₂ O ₅	0,25	0,31	0,22	0,34	0,20
H ₂ O	0,49				
Total	99,99	100,01	100,00	100,00	99,41

Rb	82,00	11,00	61,00	19,00	34,00
Ba	430,00	546,00	807,00	1000,00	1349,00
Sr	575,00	744,00	585,00	792,00	411,00
Nb	9,90	9,00	6,00	0,00	9,00
Zr	136,00	238,00	136,00	357,00	131,00
Y	7,00	31,00	22,00	16,00	12,00
La	26,00	0,00	21,38	12,04	39,00
Ce	46,00	122,00	54,47	114,00	74,00
Nd	19,50	0,00	27,74	55,89	26,20

composições típicas, que apresentassem teores mais representativos do espaço amostral em uma determinada faixa de composição de cada sequência cogenética, para que fossem evitadas comparações com amostras com teores muito dispares para certos elementos.

A Tabela-5.6 resume as principais características dos terrenos granulíticos cujas análises químicas foram utilizadas para comparação com os charnockitos do Bloco Itatins. Os dados foram extraídos de Iyer *et al.* (1987) e Park & Tarney (1987).

A Figura 5.12 ilustra o posicionamento, em termos de elementos menores, da amostra IT-03A, escolhida como representativa das rochas charnockíticas de Itariri, em relação ao intervalo de variação desses elementos para o conjunto das rochas charnockíticas e de transição analisadas.

Para normalizar os dados apresentados nesta figura e nos "aranhogramas" subseqüentes foram empregados os valores do manto primordial estimados por Wood *et al.* (1979).

A comparação da amostra IT-03A com as análises químicas de rochas pertencentes a outros terrenos granulíticos e apresentadas na Tabela 5.5 pode ser visualizada na Figura 5.13.

Embora as análises utilizadas para comparação se encaixem dentro do espectro de variação das composições químicas das rochas charnockíticas de Itariri, em termos de elementos litófilos de íon grande (LILE), como Rb, Ba, K e Sr, os teores apresentados pelos charnockitos de Itariri assemelham-se mais aos do Complexo Juiz de Fora (Figueiredo & Campos Neto, 1993), considerados não empobrecidos. Entretanto, os charnockitos de Itariri são levemente mais ricos em Rb e mais pobres em Ba.

Em relação aos elementos com alto campo de força (HFSE), como Nb, Zr, Ti e Y, o padrão apresentado pelas rochas do Bloco Itatins é semelhante aos dos demais terrenos para Nb e Ti, porém, para Zr seus teores são idênticos aos dos Complexos Juiz de Fora e Lewisian (Weaver & Tarney, 1980), enquanto os complexos Luís Alves (Hartmann, 1988) e Caraíba (Figueiredo & Barbosa, 1993) são mais ricos nesse elemento. A amostra representativa do Bloco Itatins (IT-03A) apresenta-se pouco empobrecida em Y, quando comparada aos demais terrenos granulíticos,

Tabela 5.6 - Características de outros terrenos granulíticos cujas análises químicas foram utilizadas para comparação com os charnockitos da região de Itariri (Bloco Itatins). Dados extraídos de Iyer *et al.* (1987) e Park & Tarney (1987).

UNIDADE GEOLÓGICA	TIPO DE ROCHA	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO	EMPOBRECIMENTO EM LILE
COMPLEXO LUÍS ALVES	Noritos, enderbitos e rochas ultramáficas	Evento de alto grau a 2,7 Ga	Área cratônica de alto grau (crosta inferior exposta)	Parcialmente empobrecido
COMPLEXO JUIZ DE FORA	Granulitos bandados, enderbitos e charnockitos parcialmente migmatizados	Idades metamórficas entre 2,7 a 2,1 Ga com rejuvenecimento a 700 Ma	Núcleo de embasamento	Não empobrecido
COMPLEXO CARAÍBA	Gnaisses bandados félsicos a intermediários e granulitos altamente migmatizados	Arqueano Superior rejuvenecido a 2,1 Ga	Zona interna de cinturão metamórfico	Com remobilização de LILE
COMPLEXO LEWISIAN	Gnaisses tonalítico-trondhjemiticos com enclaves máfico-ultramáficos e complexos acamadados	Idades metamórficas entre 2,9 e 2,5 Ga	Embasamento soerguido	Empobrecido

LILE = large ion lithophile element

Figura 5.12 - Diagrama dos elementos incompatíveis, normalizados pelo manto primordial (Wood *et al.*, 1979), para as rochas charnockíticas da região de Itariri com composições intermediárias a ácidas, mostrando a situação da amostra IT-3A (+), escolhida como representativa do conjunto, em relação ao intervalo de variação dessas rochas com seus respectivos valores máximo (∇) e mínimo (Δ).

Figura 5.13 - Diagrama dos elementos incompatíveis, normalizados pelo manto primordial (Wood *et al.*, 1979), para rochas charnockíticas de composição intermediária a ácida das regiões de Itariri IT-3A (+), Luís Alves ($\diamond$), Juiz de Fora (∇), Caraíba (●) e Lewisiian (X). O elemento P não foi incluído por não constar na maioria das análises utilizadas para comparação.

porém isso pode ser apenas uma particularidade dessa amostra específica, uma vez que ela foi escolhida para representar o conjunto. Tal fato pode ser melhor visualizado na Figura 5.12 que mostra o intervalo de variação dos elementos menores para as rochas charnockíticas e de transição da região de Itariri.

As terras raras leves (La, Ce e Nd) apresentam teores bastante semelhantes aos das rochas charnockíticas do Complexo Juiz de Fora.

Em vista do exposto, em linhas gerais, o padrão de elementos menores apresentado pelos charnockitos de Itariri aproxima-se mais daquele mostrado pelas rochas do Complexo Juiz de Fora, cuja evolução geocronológica e significado geotectônico, segundo os dados de levantamento de Iyer *et al.* (1987), mostram-se muito semelhantes às das rochas de fácies granulito do Bloco Itatins.

Para os granulitos básicos, primeiramente, utilizou-se a Figura 5.14, para que fosse visualizada a relação entre a amostra IT-7A, representante dos enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros, e a faixa de variação composicional dos mesmos. As análises químicas estão apresentadas na Tabela 5.7.

Na Figura 5.15 pode-se comparar os padrões de elementos menores dos enclaves básicos associados aos charnockitos de Itariri (IT-7A, IT-46C e IT-69F) e rochas básicas (enclaves ou não) encontradas nos complexos Luís Alves, Juiz de Fora, Caraíba e Lewisian.

O padrão apresentado pela amostra IT-7A, em geral, aproxima-se mais daquele dos granulitos básicos do Complexo Lewisian, porém mostra teores mais baixos de Nb, La, Ce e Nd, e enriquecimento em Rb e K, provavelmente devido a reações com a rocha hospedeira charnockítica, a qual é freqüentemente cortada por veios quartzo-feldspáticos pegmatóides ricos em feldspato potássico.

Tabela 5.7 - Análises químicas dos enclaves básicos associados aos charnockitos da região de Itariri e de rochas básicas de diferentes terrenos granulíticos. Dados para comparação extraídos de Hartmann (1988), Figueiredo & Campos Neto (1993), Figueiredo & Barbosa (1993) e Weaver & Tarney (1980), respectivamente.

AMOSTRA	IT-7A	IT-46C	IT-69F	Luís Alves	Juiz de Fora	Caraíba	Lewisian
ROCHA	biotita- ortopiroxênio gabro	ortopiroxênio anfíbolito	ortopiroxênio gabro	granulito básico	enclave básico	enclave básico	granulito básico
SiO ₂	47,52	47,12	45,95	50,01	50,50	48,52	48,12
TiO ₂	1,24	0,58	2,36	1,20	0,90	1,34	1,09
Al ₂ O ₃	15,31	12,56	14,22	13,37	15,00	15,30	16,82
Fe ₂ O ₃ *	13,09	10,94	18,56	14,68	11,00	13,42	13,31
MnO	0,16	0,15	0,19	0,23	0,17	0,19	0,25
MgO	7,61	14,04	4,78	6,48	8,80	6,89	6,95
CaO	9,90	11,82	9,81	10,78	10,00	10,06	11,01
Na ₂ O	3,09	1,51	2,94	2,59	2,80	3,33	2,35
K ₂ O	1,47	0,64	0,74	0,54	0,70	0,80	0,66
P ₂ O ₅	0,09	0,01	0,24	0,14	0,11	0,15	0,09
H ₂ O	0,53	0,63	0,20				
Total	100,01	100,00	99,99	100,02	99,98	100,00	100,65

Rb	36	7	235	6	3	3	4
Ba	217	76	69	85	140	302	265
Sr	217	135	420	113	310	166	244
Nb	2,0	0,0	15,0	6,0	6,0	0,0	5,0
Zr	61	16	143	66	65	115	65
Y	22	11	87	32	14	20	22
La	3,80	1,50	5,10	7,34	13,40	22,43	9,00
Ce	13,50	3,00	28,00	16,11	38,00	58,64	20,00
Nd	7,50	0,00	19,00	10,74	25,00	31,85	11,60

Figura 5.14 - Diagrama dos elementos incompatíveis, normalizados pelo manto primordial (Wood *et al.*, 1979), para os enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros associados às rochas charnockíticas da região de Itariri, mostrando a situação da amostra IT-7A (○), escolhida como representativa do conjunto, em relação ao intervalo de variação composicional desses enclaves e seus respectivos valores máximo (▽) e mínimo (△).

Figura 5.15 - Diagrama dos elementos incompatíveis, normalizados pelo manto primordial (Wood *et al.*, 1979), para os enclaves de granulitos básicos da região de Itariri, de composição biotita-ortopiroxênio gabro (IT-7A = ○), ortopiroxênio gabro (IT-69F = □), ortopiroxênio anfibolito (IT-46C = △), comparados a granulitos básicos das regiões de Luís Alves (◇), Juiz de Fora (∇), Caraíba (●) e Lewisian (×). O elemento P não foi incluído por não constar nas análises utilizadas para comparação.

5.3- Quimismo dos Piroxênios:

Paragêneses minerais contendo dois piroxênios apresentam um grande potencial para se estimarem as temperaturas de equilíbrio, pois a composição desses minerais é bastante sensível a variações nas condições de temperatura. Com isso, um razoável número de geotermômetros baseados no par ortopiroxênio-clinopiroxênio foi desenvolvido nas últimas décadas.

Com o objetivo de estimar as temperaturas de cristalização das rochas charnockíticas de Itariri, foram efetuadas determinações das composições químicas de pares de piroxênios coexistentes encontrados em sete amostras de rochas charnockíticas, sendo três pares em quartzo-noritos (IT-01, IT-12 e IT-28), um em enderbite (IT-27), um opdalito (IT-21B) e dois em enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros (IT-9A e IT-60F).

As análises foram realizadas em perfis dispostos do centro para as bordas dos grãos, não tendo sido observadas variações composicionais apreciáveis, de tal sorte que as análises químicas apresentadas correspondem à média por amostra.

Os resultados das análises de ortopiroxênio e clinopiroxênio são apresentados nas tabelas 5.8 e 5.9, respectivamente. As proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} foram obtidas pelo método de Papike *et al.* (1974).

Os clinopiroxênios apresentam elevados teores de CaO, variando de 20,98% a 21,71%, enquanto as porcentagens de FeO (11,06% a 12,20%) e MgO (11,27% a 12,03%) são relativamente semelhantes entre si; Al_2O_3 varia de 1,15% a 1,98%. A composição dos clinopiroxênios é caracterizada como $\text{En}_{34-36} \text{Fs}_{19-21} \text{Wo}_{45-47}$ permitindo sua classificação como diopsídios (Fig. 5.16), de acordo com Morimoto (1988).

Os ortopiroxênios possuem altos teores de FeO (28,53% a 30,64%) em relação aos de MgO que variam de 15,69% a 17,06%, e baixos conteúdos de CaO (0,90% a 1,03%), Al_2O_3 (0,79% a 1,01%) e MnO (0,69% a 1,03%). Em termos composicionais, os ortopiroxênios caracterizam-se como $\text{En}_{47-50} \text{Fs}_{48-51} \text{Wo}_2$. Tais proporções, segundo Morimoto (1988), situam os ortopiroxênios na interface enstatita-ferrossilita do diagrama de classificação (Fig. 5.16).

Pares de piroxênios com composições semelhantes a estes foram encontrados em granulitos básicos de São José do Rio Pardo (Oliveira & Hypólito, 1978) e em granulitos da Faixa

Tabela 5.8 - Composição química dos ortopiroxênios dos charnockitos da região de Itariri e de seus enclaves básicos

Rocha	Biotita-ortopiroxênio gabro		Quartzo norito			enderbito	opdalito
Amostra	IT-9A	IT-60F	IT-01	IT-12	IT-28	IT-27	IT-21B
SiO ₂	50,66	50,55	50,78	50,63	51,04	50,56	50,74
TiO ₂	0,12	0,11	0,12	0,13	0,12	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	0,90	0,85	0,79	0,88	0,93	1,01	0,98
FeO	28,73	30,19	30,64	28,53	28,76	29,54	29,00
Fe ₂ O ₃	1,09	1,28	0,22	1,20	1,24	0,81	1,09
MnO	0,83	1,03	0,80	0,85	0,90	1,02	0,69
MgO	16,73	15,77	15,69	17,01	17,06	16,11	16,59
CaO	0,98	0,96	1,03	0,90	0,92	0,92	0,92
Na ₂ O	0,01	0,07	0,02	0,03	0,01	0,02	0,07
Total	100,5	100,81	100,09	100,16	100,99	100,10	100,19

Fórmula estrutural com base em 6 oxigênios

Si	1,960	1,958	1,976	1,956	1,956	1,963	1,961
Al ^{IV}	0,040	0,039	0,024	0,040	0,042	0,046	0,045
Al ^{VI}	0,002	0,000	0,012	0,000	0,000	0,009	0,006
Ti	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003
Fe ³⁺	0,032	0,037	0,006	0,035	0,036	0,024	0,032
Fe ²⁺	0,930	0,978	0,997	0,922	0,922	0,959	0,938
Mn	0,027	0,034	0,026	0,028	0,029	0,034	0,023
Mg	0,965	0,910	0,910	0,979	0,974	0,932	0,956
Ca	0,041	0,040	0,043	0,037	0,038	0,038	0,038
Na	0,001	0,005	0,002	0,002	0,001	0,002	0,005
Total	4,000	4,004	4,000	4,004	4,002	4,000	4,000

Fs	48,04	50,72	51,14	47,56	47,67	49,71	48,55
En	49,86	47,22	46,66	50,52	50,38	48,31	49,48
Wo	2,10	2,07	2,20	1,92	1,95	1,98	1,97

Tabela 5.9 - Composição química dos clinopiroxênios dos charnockitos da região de Itariri e de seus enclaves básicos

Rocha	Biotita-ortopiroxênio gabro		Quartzo norito			enderbito	opdalito
Amostra	IT-9A	IT-60F	IT-01	IT-12	IT-28	IT-27	IT-21B
SiO ₂	51,41	51,21	51,48	50,95	51,74	51,34	51,79
TiO ₂	0,21	0,20	0,25	0,27	0,27	0,24	0,17
Al ₂ O ₃	1,66	1,70	1,15	1,85	1,98	1,91	1,54
FeO	11,23	11,32	12,20	11,00	12,38	11,06	11,45
Fe ₂ O ₃	1,55	2,69	1,27	1,69	0,91	2,30	1,45
MnO	0,39	0,42	0,35	0,39	0,39	0,45	0,31
MgO	12,03	11,36	11,27	11,54	11,36	11,69	11,76
CaO	20,98	21,37	21,59	21,24	21,33	21,71	21,36
Na ₂ O	0,37	0,44	0,32	0,43	0,38	0,31	0,43
Total	99,83	100,71	99,88	99,36	100,74	101,01	100,26

Fórmula estrutural com base em 6 oxigênios

Si	1,948	1,934	1,961	1,942	1,949	1,930	1,956
Al ^{IV}	0,052	0,066	0,039	0,058	0,051	0,070	0,044
Al ^{VI}	0,023	0,010	0,012	0,025	0,037	0,014	0,025
Ti	0,006	0,006	0,007	0,008	0,008	0,007	0,005
Fe ³⁺	0,044	0,076	0,036	0,000	0,026	0,065	0,041
Fe ²⁺	0,356	0,358	0,389	0,401	0,390	0,348	0,362
Mn	0,013	0,013	0,012	0,013	0,012	0,014	0,010
Mg	0,679	0,640	0,640	0,656	0,638	0,655	0,662
Ca	0,852	0,865	0,881	0,868	0,861	0,874	0,864
Na	0,027	0,032	0,024	0,032	0,028	0,023	0,031
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Fs	18,86	19,21	20,35	18,71	20,65	18,53	19,15
En	36,00	34,34	33,50	34,99	33,77	34,89	35,06
Wo	45,14	46,45	46,15	46,30	45,58	46,58	45,79

Figura 5.16 - Piroxênios da região de Itariri lançados no diagrama de classificação proposto por Morimoto (1988).

Paraíba do Sul (Oliveira, 1981), os últimos fornecendo valores de temperaturas obtidos pelos métodos de Wood & Banno (1973) e Wells (1977) próximos aos encontrados para as rochas charnockíticas de Itariri através desses mesmos geotermômetros.

No diagrama Di-Hd-En-Fs (Fig. 5.17) estão locados os ortopiroxênios e clinopiroxênios unidos pelas suas linhas de ligação (*tie lines*) mostrando que nas amostras IT-12 e IT-28 os pares de piroxênios não estão em equilíbrio, uma vez que suas linhas cruzam com as referentes aos pares das demais amostras. Por outro lado, como será visto no capítulo seguinte, este fato não interfere significativamente nos resultados geotermométricos obtidos pelos geotermômetros de Wood & Banno (1973) e Wells (1977), pois o intervalo composicional do conjunto analisado é restrito. Apenas as temperaturas obtidas pela reação de troca do método de Kretz (1982) fornecem resultados discrepantes.

A Figura 5.17 mostra ainda que a composição dos piroxênios das rochas charnockíticas é pouco variável e se aproxima dos *trends* apresentados pelos pares ortopiroxênio-clinopiroxênio metamórficos de Broken Hill e Quairading.

5.4- Geotermometria:

Com a finalidade de se conhecerem as temperaturas do equilíbrio metamórfico, foram utilizados os geotermômetros propostos por Wood & Banno (1973), Wells (1977) e Kretz (1982) nos charnockitos e granulitos básicos associados.

Wood & Banno (1973), baseados no *solvus* diopsídio-enstatita (Di-En), definido experimentalmente por Davis & Boyd (1966), desenvolveram uma equação semi-empírica que fornece a temperatura de equilíbrio em associações minerais com dois piroxênios.

A reação investigada por Davis & Boyd (1966) foi:

isto é,

Figura 5.17 - Composições químicas dos piroxênios da região de Itariri comparadas aos *trends* dos piroxênios das províncias metamórficas de Broken Hill e Quairading (Davidson, 1958) e ígneas de Bushveld (Atkins, 1969) e Skaergaard (Brown & Vincent, 1963).

Wood & Banno (1973) admitem que clinopiroxênio e ortopiroxênio agem como soluções sólidas ideais de duas posições (M_1 e M_2), de tal sorte que as relações entre atividades e composições são:

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} = (X_{Mg}^{M_2} \cdot X_{Mg}^{M_1})_{cpx} \text{ e } a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx} = (X_{Mg}^{M_2} \cdot X_{Mg}^{M_1})_{opx} \quad (2)$$

onde X é a fração molar do Mg na posição M_i .

Os autores admitem ainda, que os íons grandes (Ca^{2+} , Na^+ e Mn^{2+}) ocupam, preferencialmente, a posição M_2 , enquanto os íons menores (Al^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} e Fe^{3+}) preenchem o sítio M_1 . O restante das posições M_1 e M_2 é ocupado por Fe^{2+} e Mg^{2+} que se repartem entre ambas mantendo a relação $Mg^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$ constante.

É importante lembrar que Wood & Banno (1973) também desprezam o efeito da pressão na reação (1) e assumem que os componentes aluminosos dos piroxênios comportam-se de modo ideal nas fases multicomponentes ortopiroxênio e clinopiroxênio.

Para se obterem as proporções de Fe^{2+} e Mg^{2+} em M_1 e M_2 , ou seja, $X_{Mg}^{M_1}$ e $X_{Mg}^{M_2}$, e a razão $Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$, os autores consideraram a seguinte reação de troca para as fases ortopiroxênio e clinopiroxênio:

Verificaram, então, que, após efetuarem os cálculos de $X_{Mg}^{M_1}$ e $X_{Mg}^{M_2}$ a partir do valor de ΔG^0 da reação acima para ortopiroxênio e clinopiroxênio, as razões entre as atividades $(\frac{a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}}{a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}})$ diferiam muito pouco das obtidas considerando-se a distribuição aleatória de Fe^{2+} e Mg^{2+} entre os sítios M_1 e M_2 .

Wood & Banno (1973) lançaram, então, os dados de Davis & Boyd (1966) num diagrama $\ln K$ versus $1/T$, onde $K = (\frac{a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}}{a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}})$, e verificaram uma linearidade entre os pontos, o que mostrou haver uma proporcionalidade entre T e $\ln K$.

Um ajuste dos pontos pelo método dos mínimos quadrados forneceu a seguinte relação entre a razão de atividade (K) e a temperatura:

$$\ln K = -\frac{\Delta H^0}{RT} + \frac{\Delta S^0}{R} = -\frac{10202}{T} + 5,35 \quad (4)$$

onde ΔH^0 e ΔS^0 referem-se às variações de entalpia e entropia da reação (1) para um estado padrão das fases puras a 30 kb de pressão, T é a temperatura absoluta, R é a constante dos gases perfeitos e K, a constante de equilíbrio.

Observando o diagrama supracitado, os autores notaram que existe um aumento em $\ln K$ com o aumento do conteúdo de Fe^{+2} do ortopiroxênio.

Wood & Banno (1973) utilizaram, então, os dados experimentais disponíveis na literatura para sistemas complexos e sistemas ricos em ferro e obtiveram uma equação semi-empírica da forma:

$$\ln K = -\frac{10202}{T} + B + C \cdot X_{Fe}^{opx} + (D \cdot X_{Fe}^{opx})^2 \quad (5)$$

onde
$$X_{Fe}^{opx} = \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg^{2+}} \right)_{opx} \quad (6)$$

Os valores das constantes B, C e D foram ajustados obtendo-se a seguinte expressão:

$$T(K) = \frac{-10202}{\ln K - 7,65 \cdot X_{Fe}^{opx} + 3,88 \cdot (X_{Fe}^{opx})^2 - 4,6} \quad (7)$$

Os autores admitiram que as temperaturas calculadas por essa equação têm uma incerteza de $\pm 70^\circ C$.

Posteriormente, Wood (1975), com base em dados experimentais, propôs que as temperaturas obtidas pela equação acima fossem diminuídas em $60^\circ C$.

Wells (1977) modificou a equação de Wood & Banno (1973) à luz de dados experimentais mais recentes no *solvus* Di-En obtendo nova relação linear entre $\ln K$ e $1/T$. Também utilizou sistemas com até 10% em peso de Al_2O_3 nos clinopiroxênios e considerou a dependência do $\ln K$ com o teor de ferro dos piroxênios.

A partir desta nova relação $\ln K$ versus $1/T$, chegou à seguinte equação para T (K):

$$T = \frac{7341}{3,355 + 2,44 \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} - \ln K} \quad (8)$$

De acordo com Wells (1977), a equação pode ser utilizada para se obter temperaturas em sistemas com $X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}$ variando de 0,0 a 1,0 e $\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{opx}}$ de 0,0 a 10,0% em peso com uma precisão de $\pm 70^\circ \text{C}$.

O autor admitiu que a equação fornece estimativas de temperatura mais confiáveis que o método de Wood & Banno (1973) aplicado em paragêneses minerais a dois piroxênios ricos em Mg.

Weaver *et al.* (1978) ponderaram que o termômetro de Wells (1977) fornece temperaturas com excessos da ordem de 100°C , recomendando que as temperaturas obtidas fossem diminuídas nesse valor.

Kretz (1982) desenvolveu dois termômetros para pares de piroxênios coexistentes combinando resultados experimentais de Lindsley & Dixon (1976) do *solvus* Di-En com dados de associações naturais de piroxênios ricos em Ca (clinopiroxênio) e pobres em Ca (ortopiroxênio ou pigeonita).

O autor observou que os piroxênios ígneos e metamórficos diferem no conteúdo de Ca e nas razões Mg/Fe^{2+} devido a uma reação de transferência que determina o conteúdo de Ca dos minerais e a uma reação de troca que produz uma mudança nas razões relativas de Mg/Fe^{2+} dos piroxênios.

Notou, ainda, que, com o aumento da temperatura, o conteúdo de Ca do clinopiroxênio diminui e a razão Fe^{2+}/Mg aumenta, enquanto para os piroxênios pobres em Ca (ortopiroxênio ou pigeonita) Fe^{2+}/Mg diminui.

Considerando as observações acima, Kretz (1982) chegou a duas equações para a temperatura, uma a partir da inclinação da superfície do *solvus* Di-En do termo clinopiroxênio e outra para a dependência da temperatura em relação ao $K_{D_{\text{Mg-Fe}^{2+}}}$ da reação :

$$\text{En} + \text{Hd} = \text{Fs} + \text{Di} \quad (9)$$

As reações e equilíbrios governando a posição e forma do *solvus* Di-En são:

e

A reação (11) implica que o componente enstatita (En) pode ser transferido da fase pobre em cálcio para a rica em cálcio ou vice-versa até que seja atingido o equilíbrio.

Kretz (1982) utilizou esta equação para derivar uma expressão semi-empírica para o termo diopsídio (Di) do *solvus* Di-En. A partir de cálculos termodinâmicos, o autor chegou à seguinte relação de concentrações:

$$[\text{En}] = (1-2[\text{Ca}]) \quad (12)$$

Lançando em diagramas binários $\ln[\text{En}]^{\text{Cpx}}$ em função de $(1-1000/T)$, o autor notou uma descontinuidade a 1080° C na curva do termo clinopiroxênio do *solvus* Di-En, dividindo-a em dois segmentos lineares.

Combinando as equações das retas divididas pela descontinuidade a 1080° C na curva do termo clinopiroxênio do *solvus* Di-En com dados experimentais de piroxênios de Quairading e Skaegaard locados num gráfico x-y, onde $x = X^{\text{Cpx}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ no clinopiroxênio e $y = \ln[\text{En}]^{\text{Cpx}} = \ln(1-2[\text{Ca}])$, Kretz (1982) chegou a duas equações para a superfície do termo clinopiroxênio do *solvus* Di-En no espaço $[\text{Ca}]^{\text{Cpx}} - X^{\text{Cpx}} - T$:

a) parte superior da superfície ($> 1080^\circ \text{C}$):

$$T = \frac{1000}{(0,468 + 0,246 \cdot X^{\text{Cpx}} - 0,123 \cdot \ln(1 - 2 \cdot [\text{Ca}]))} \quad (13)$$

b) parte inferior da superfície ($< 1080^\circ \text{C}$):

$$T = \frac{1000}{(0,054 + 0,608 \cdot X^{\text{Cpx}} - 0,304 \cdot \ln(1 - 2 \cdot [\text{Ca}]))} \quad (14)$$

onde $[Ca] = \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe^{2+}}$ em cpx (15)

A reação da troca baseia-se na distribuição de Fe^{2+} e Mg em ortopiroxênio e clinopiroxênio, como segue:

O autor observou uma relação linear ou, aproximadamente, linear entre o K_D da reação acima e a temperatura.

Através da combinação de vários valores de K_D e suas temperaturas correspondentes, obtidos a partir de dados experimentais publicados por diversos autores, Kretz (1982) chegou à seguinte equação para a temperatura em função de K_D :

$$T = \frac{1130}{\ln K_D + 0,505} \quad (17) \quad \text{onde: } K_D = \frac{X^{opx}}{1 - X^{opx}} \cdot \frac{1 - X^{cpx}}{X^{cpx}} \quad (18)$$

Kretz (1981), após a compilação de dados na distribuição de Mg e Fe^{2+} entre ortopiroxênio e clinopiroxênio em rochas de fácies granulito da Índia, Austrália e América do Norte, verificou que os valores de K_D dependiam do conteúdo de Fe^{2+} do ortopiroxênio, de tal forma que, quanto maior X_{Fe} , menor o valor de K_D .

Lançando os valores de K_D para ortopiroxênio e clinopiroxênio em função da X_{Fe} de várias amostras de granulitos de Madras, Quairading e Adirondacks, o autor obteve uma reta cuja equação é:

$$K_D = 2,0 - 0,45 \cdot X_{Fe}^{opx} \quad (19)$$

Este método gráfico para o cálculo de K_D foi desenvolvido para eliminar as diferenças entre coeficientes de distribuição observados experimentalmente e os calculados.

O autor estimou que suas equações para a temperatura dão resultados com exatidão de $\pm 60^\circ C$. Também enfatizou que, com o aumento no teor de Fe^{2+} nos piroxênios, aumentam os desvios nas temperaturas obtidas por seus termômetros, aconselhando que se considerem mais confiáveis os dados obtidos a partir de pares de piroxênios mais ricos em Mg.

Na Tabela 5.10, podem ser observadas as temperaturas de 7 amostras de rochas de fácies granulito obtidas pelos métodos de Wood & Banno (1973), Wells (1977) e Kretz (1982).

As temperaturas obtidas pelo termômetro proposto por Wood & Banno (1973) indicam, após efetuada a diminuição em 60° C sugerida por Wood (1975), uma variação entre 748 e 789° C com uma média de 759° C para as rochas charnockíticas e média de 778° C para os enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros.

Já os resultados alcançados através do método de Wells (1977), após a diminuição de 100° C sugerida por Weaver *et al.* (1978), situam-se entre 743 e 806° C com uma média de 763° C para as rochas charnockíticas e média de 793° C para os enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros.

O termômetro de Kretz (1982) apresenta algumas discrepâncias. As temperaturas obtidas pela reação de troca utilizando-se a equação (18) para K_D variam, principalmente, entre 702 e 768° C com duas temperaturas anômalas de 924 e 929° C e uma temperatura média para as rochas charnockíticas de 743° C, desconsiderando-se os valores anômalos. Os enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros, nesse caso, apresentam uma temperatura média de 722° C, menor que a das rochas charnockíticas encaixantes, contrariamente aos resultados obtidos anteriormente pelos métodos de Wood & Banno (1973) e Wells (1977). Essas duas temperaturas anômalas, como previsto, podem ser atribuídas a desvios na análise dos clinopiroxênios das amostras IT-12 e IT-28 ou ao fato dos pares de piroxênios dessas duas amostras não estarem em equilíbrio, conforme constatado na Figura 5.17. As temperaturas obtidas a partir da equação (19) para K_D fornecem valores entre 770 e 780° C, com uma média de 774° C para as rochas charnockíticas e de 776° C para os enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros, em melhor acordo com as temperaturas obtidas pelos métodos anteriores de Wood & Banno (1973) e de Wells (1977) visto que, por esta equação, o K_D não sofre influência da fração molar de Fe^{2+} do clinopiroxênio pertencente ao par analisado.

Por outro lado, temperaturas obtidas pela equação (14) da superfície da curva do clinopiroxênio do *solvus* do Di-En fornecem valores de temperaturas mais baixos, variando desde 651 a 756° C com uma média de 681° C para as rochas charnockíticas e 704° C para os enclaves de biotita-ortopiroxênio gabros, podendo corresponder à temperatura de equilíbrio próxima ao final do metamorfismo de grau forte.

Tabela 5.10 - Temperaturas das rochas charnockíticas da região de Itariri e de seus enclaves básicos obtidas pelos geotermômetros de Wood & Banno (1973) = W&B, Wells (1977) = W e Kretz (1982) = K.

AMOSTRA	T _{W&B} (°C)	T _{W&B} (°C) (corrigida)	T _W (°C)	T _W (°C) (corrigida)	T _K (°C) (K _D calculado)	T _K (°C) (K _D corrigido)	T _K (°C) (<i>solvus</i>)
IT-9A (enclave básico)	849	789	906	806	740	772	752
IT-60F (enclave básico)	827	767	880	780	703	779	656
IT-01 (quartzo norito)	811	751	856	756	760	780	671
IT-12 (quartzo norito)	808	748	843	743	929	770	756
IT-28 (quartzo norito)	822	762	864	764	924	771	705
IT-27 (enderbito)	827	767	877	777	702	776	651
IT-21B (opdalito)	828	768	876	776	768	773	705

Entretanto, Foranev & Graphchikov (1991), após testarem vários geotermômetros comumente utilizados, aconselham o emprego do termômetro de Kretz (1982) baseado no *solvus* Di-En apenas para temperaturas da ordem de 1200^o C. O outro termômetro, que considera a distribuição de Mg²⁺ e Fe²⁺ entre ortopiroxênio e clinopiroxênio, foi totalmente desaconselhado.

Desta forma, considerando-se apenas os resultados obtidos pelos termômetros de Wood & Banno (1973) e Wells (1977), pode-se concluir que as temperaturas encontradas sejam representativas das condições de equilíbrio entre as fases minerais durante o metamorfismo de alto grau, na região de Itariri. Deve-se ressaltar, contudo que, devido à não reintegração das análises dos piroxênios exsolvidos, os resultados obtidos são inferiores ao pico do metamorfismo granulítico.

5.5 - Considerações Sobre o Metamorfismo:

Da petrografia foi possível observar diferentes associações minerais que são indicativas de transformações metamórficas responsáveis pela composição mineralógica atual das rochas em estudo.

Em função destas diferentes associações serão separadas as fases minerais que se encontram em relação paragenética nos diversos litotipos e, portanto, indicativas das condições de pico do metamorfismo e das transformações retrometamórficas a que foram submetidas.

Isto posto, as paragêneses de grau mais elevado encontradas na área correspondem a:

1- charnockitos: Plag + Qz ± Fk + Opx + Bio ± Cpx ± Hbl

2- enclaves de granulitos básicos: Plag + Hbl + Opx + Cpx ± Bio

3- gnaisses kinzigíticos: Plag + Qz + Fk + Bio + Gra ± Sill

4- rochas calciossilicatadas: Di + Esc + Plag + Gra + Qz

5- anfibolitos: Plag + Hbl + Cpx.

Estas paragêneses encontradas nas rochas da região de Itariri são indicativas de metamorfismo de grau médio a forte de Winkler (1977).

A presença de fases anidras do fácies granulito coexistindo com fases hidratadas (hornblenda e/ou biotita) do fácies almandina anfibolito caracteriza, segundo De Waard (1965), o subfácies hornblenda-ortopiroxênio-plagioclásio granulito.

Uma vez caracterizado o grau mais elevado do metamorfismo da área, será feita sucinta discussão sobre as principais transformações retrometamórficas que atingiram as paragêneses descritas.

Nas rochas charnockíticas, é possível observar, conforme salientado no capítulo referente à petrografia, a substituição do ortopiroxênio por hornblenda, biotita, actinolita e cummingtonita, além da freqüente transformação de clinopiroxênio em hornblenda.

As transformações de ortopiroxênio em hornblenda ou biotita titanífera podem ser estáveis em condições metamórficas de alto grau. A associação cummingtonita + quartzo ou cummingtonita + ortopiroxênio sugere condições de alto grau.

A substituição de ortopiroxênio por biotita, a mais freqüente nas rochas charnockíticas, por vezes formando intercrescimentos simplectíticos com quartzo, ocorre devido à inversão da reação simplificada:

Freqüentemente, as rochas charnockíticas de Itariri apresentam teores muito baixos ou ausência de feldspato potássico, porém a ausência desse feldspato pode indicar que esse mineral foi parcialmente consumido durante a formação da biotita e que a substituição de ortopiroxênio por biotita foi limitada pela quantidade de feldspato potássico previamente presente na rocha (Bohlender *et al.*, 1992). Kerr (1979), Manna & Sen (1974) e Choudhuri *et al.* (1978) salientam que o feldspato potássico pode ser fornecido pelo componente ortoclásio das antipertitas presentes nos plagioclásios.

A presença de opacos (ilmenita e/ou titanomagnetita) inclusos na biotita ou nos contatos desta com o ortopiroxênio deve-se a diferenças nas razões Fe/Mg entre esses minerais sendo o eventual excesso em ferro incorporado nesses opacos.

Embora as biotitas estudadas tenham origem retrometamórfica, deve-se assinalar que nem sempre é o caso, como descrito por Percival (1991). Vários autores, entre eles Peterson

& Newton (1989), Kramers & Ridley (1989) e Ridley (1991), acreditam em uma origem ígnea onde a reidratação de uma paragênese anhidra pode ocorrer se a água, inicialmente absorvida pelo líquido anatético durante um processo de fusão parcial a baixa pressão de vapor, permanecer nesse líquido após a total cristalização do ortopiroxênio, sendo, posteriormente, reabsorvida por ele. A liberação dessa água levaria à reidratação da assembléia anidra e à reversão dos equilíbrios da fusão parcial (Clemens, 1992).

A substituição de ortopiroxênio por hornblenda, bem menos freqüente que aquela por titanobiotita, é observada apenas em rochas em que clinopiroxênio está presente.

De Waard (1965) e Beach (1980) sugerem o aparecimento da hornblenda pela inversão da reação:

A substituição do ortopiroxênio concomitantemente por hornblenda e biotita pode ocorrer pela inversão da seguinte reação proposta por De Waard (1965) para rochas com presença de quartzo:

De Waard (1965) salienta, ainda, que esta reação marca a passagem do fácies almandina anfibolito para o fácies granulito.

A passagem de ortopiroxênio para um manto de cummingtonita fibrosa orientada paralelamente às suas clivagens pode ser vista em algumas amostras de rochas charnockíticas e, com maior frequência, nos charnockitos da Zona de Transição, similarmente à substituição descrita por Kerr (1979) em granulitos do Complexo Lewisian. Segundo esse autor, o desenvolvimento de grânulos de opacos inclusos na cummingtonita deve-se à maior razão Fe/Mg do ortopiroxênio em relação a esse anfibólio.

Himmelberg & Phinny (1967) sugeriram a seguinte reação para a substituição acima descrita:

O avanço da reação acima em rochas charnockíticas mais intensamente retrometamorfizadas da região de Itariri pode levar à formação de complexos pseudomorfos substituídos por grânulos de quartzo, opacos, actinolita fibrosa, plaquetas de biotita verde claro e carbonatos, além de filossilicatos alaranjados. Associação semelhante também foi observada por Kerr (1979) em rochas granulíticas.

Nos enclaves básicos, presentes nas rochas charnockíticas, o retrometamorfismo ocorre pela inversão da reação (2). A presença de biotita é rara, sendo restrita a enclaves que sofreram reação com a encaixante ou apresentam plagioclásios antipertíticos.

Os gnaisses kinzigíticos do vale do rio do Azeite são correlacionáveis aos kinzigitos da Ponta da Prainha (Peruíbe) e ocorrem intercalados nos charnockitos da Zona de Transição e nos migmatitos. Esses gnaisses apresentam paragêneses que marcam a passagem do grau forte para o grau médio.

Não foi notada a presença de sillimanita nos gnaisses kinzigíticos do vale do rio do Azeite, porém Girardi *et al.* (1971) descrevem a existência esporádica desse mineral nos kinzigitos da Ponta da Prainha. Portanto, os gnaisses kinzigíticos são caracterizados pela paragênese:

A ausência ou escassez de sillimanita nos gnaisses kinzigíticos e a presença de muscovita secundária associada ao feldspato potássico podem ser explicadas pela migmatização parcial dessas rochas. O desaparecimento da sillimanita e surgimento da muscovita secundária podem ocorrer pela inversão da seguinte reação referida em Winkler (1977):

Ainda segundo Winkler (1977), esta reação define o limite entre o grau médio e o grau forte para pressões de água inferiores a 3,5 kbar.

As granadas dos kinzigitos da Ponta da Prainha foram estudadas por Girardi *et al.* (1971). Esses autores determinaram que as granadas dos kinzigitos apresentam teores da molécula almandina entre 61,2 e 67,2% e, comparando essas proporções moleculares com as de granadas dos paragneisses dos Adirondacks, concluíram que o metamorfismo atingiu uma temperatura de 600° C, condizente com o início do grau forte de Winkler (1977).

Nas rochas calciossilicatadas, a presença de escapolitas com composições entre as variedades dipiro e mizonita é outra indicação da interface grau médio/grau forte nas rochas da Zona de Transição. A exemplo do que ocorre com esses gnaisses calciossilicáticos, Mukherge & Reje (1972), estudando rochas calciossilicatadas da Índia, caracterizaram como retrógrada a substituição de escapolita por granada e/ou quartzo, bem como o crescimento de escapolita sobre plagioclásio. Ainda segundo esses autores, no pico do metamorfismo, provavelmente wollastonita estaria presente e granada ausente.

Com o aumento da migmatização, as rochas calciossilicatadas da região de Itariri passam a apresentar a paragênese:

diopsídio + epídoto + anfibólio cálcico + calcita + quartzo ($\pm$ biotita $\pm$ microclínio)

correspondente à isógrada do diopsídio (Yardley, 1989), indicativa de grau médio.

A hidratação dessas rochas caracteriza-se pela substituição do diopsídio por tremolita-actinolita através da inversão da reação:

Winkler (1977) define esta reação no intervalo de 1 a 5 kbar de pressão e entre 540 e 655° C de temperatura.

Nas rochas calciossilicatadas associadas aos migmatitos afetados pela Zona de Cisalhamento de Itariri, observa-se a substituição do plagioclásio e do par diopsídio/anfibólio cálcico por zoisita.

Yardley (1989) sugere o crescimento de zoisita bordejando plagioclásio nos contatos com calcita pela reação:

Winkler (1977) define o limite inferior de temperatura para a estabilidade da zoisita a $345 \pm 20^\circ \text{C}$, independentemente da pressão, enquanto o limite superior se situa entre 600 e 650° C (Liou, 1973; Maruyama *et al.*, 1983; *in*: Mengel & Rivers, 1991).

Os anfibolitos intercalados nos migmatitos desde o limite com as rochas charnockíticas até a Zona de Cisalhamento de Itariri também mostram a passagem do limite grau forte/grau médio até o limite grau médio/grau fraco.

Nos anfibolitos intercalados em migmatitos próximos ao contato com rochas charnockíticas, a presença de plagioclásio mais cálcico (An_{40}) permite situar esses anfibolitos na parte de temperatura mais elevada de grau médio a forte. Ainda, esses anfibolitos de temperaturas mais elevadas apresentam clinopiroxênio diopsídico com hornblenda se formando às expensas desse mineral em determinadas condições de PH_2O (Winkler, 1977).

Situação semelhante foi encontrada por Girardi (1971) que, estudando os anfibolitos da região de Morretes-Antonina (PR), observou nessas rochas plagioclásios cujo teor da molécula anortita variava de 40 a 54%. Tais anfibolitos foram referidos pelo autor como de temperatura mais elevada.

A Zona de Cisalhamento de Itariridefine, nos anfibolitos, o limite entre o grau médio e o grau fraco com o desenvolvimento de actinolita às expensas de hornblenda e a substituição do plagioclásio cálcico (oligoclásio/andesina) por albita e epidoto.

O metassomatismo potássico, caracterizado pelo crescimento de megacristais de feldspato cinza esverdeados escuros em veios e bolsões, tem caráter restrito e pode estar ligado à desidratação dos metassedimentos associados aos charnockitos, durante o metamorfismo granulítico.

Passchier *et al.* (1993) atribuem a formação destes veios durante o metamorfismo progressivo por uma reação do tipo:

em presença de alguma água, ou por fusão de desidratação pela quebra das micas, segundo a reação:

Das observações acima, pode-se concluir que a reidratação dessas rochas causada pela exumação dessa porção de crosta inferior e conseqüente mudança nas condições de

temperatura e pressão gerou paragêneses características da interface grau forte/grau médio.

Nos metassedimentos associados aos charnockitos da Zona de Transição e presentes também nos migmatitos pode-se notar a passagem do grau alto para o médio.

Os efeitos retrometamórficos mais intensos na área podem ser observados nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Itariri onde ocorrem paragêneses da interface grau médio /grau fraco nos metassedimentos e anfibolitos associados aos migmatitos.

6- CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os trabalhos realizados mostraram que na região de Itariri ocorrem rochas charnockíticas associadas a migmatitos, metassedimentos, rochas básicas e metaultramáficas, além de rochas miloníticas da Zona de Cisalhamento de Itariri e diques básicos e ácidos.

Entre as rochas charnockíticas predominam as de composição quartzo norítica a enderbítica, com variações para opdalítica e, mais raramente, charnockítica *sensu stricto*. Essas rochas hospedam enclaves de granulitos básicos, geralmente com formas alongadas, por vezes boudinados. Enclaves de metaclinopiroxenitos, embora pouco freqüentes, também podem ser encontrados.

A passagem das rochas charnockíticas para os migmatitos é gradativa, tendo sido delimitada uma região à qual se atribuiu a denominação “Zona de Transição” onde os charnockitos são francamente bandados, cortados por veios e bolsões pegmatóides de composição quartzo-feldspática, e eventualmente associados a gnaisses kinzigíticos e a rochas calciossilicáticas.

O evento metamórfico mais antigo na área é observado nas rochas charnockíticas. A presença de fases anidras coexistindo com hornblenda e/ou biotita caracteriza o fácies hornblenda-ortopiroxênio granulito de De Waard (1965).

Os dados geotermométricos indicaram, para as rochas charnockíticas, temperaturas médias mínimas de 759° C (Wood & Banno, 1973) e 763° C (Wells, 1977) e, para os enclaves básicos associados, 778° C (Wood & Banno, 1973) e 793° C (Wells, 1977).

Na Zona de Transição foi observada, nas paragêneses encontradas nos metassedimentos, a passagem do grau alto para o médio, com temperaturas estimadas, com base nas paragêneses observadas, ao redor de 600 a 650° C.

O último evento retrometamórfico esta ligado à influência dos fluidos provenientes da Zona de Cisalhamento de Itariri a qual afeta os metassedimentos e anfibolitos intercalados nos migmatitos limítrofes a essa zona de cisalhamento, levando à formação de paragêneses características do limite grau médio/grau fraco.

Em caráter restrito, observa-se o crescimento de megacristais centimétricos de feldspato potássico que pode estar relacionado a metassomatismo das rochas charnockíticas devido à desidratação e fusão parcial dos metassedimentos a elas associados.

Os dados geoquímicos indicam que as rochas charnockíticas do Bloco Itatins pertencem a uma sequência cálcio-alcalina bimodal formada por rochas de composição intermediária a ácida associadas a enclaves de composição básica.

Esta sequência bimodal, típica de terrenos arqueanos, mais provavelmente representa magmas de origens diferentes associados a ambiente tectônico compressional responsável pelo íntimo imbricamento dos diferentes litotipos, à semelhança de outros terrenos granulíticos (Weaver & Tarney, 1980). Tal afirmativa é corroborada pelo diagrama $R1 \times R2$ com a discriminação dos campos dos diferentes ambientes tectônicos (Batchelor & Bowden, 1982), onde os pontos relativos às rochas charnockíticas caem no campo indicativo de ambiente de subducção.

Isto posto, deve-se considerar a hipótese aventada por Siga Jr. *et al.* (1994) de que as rochas charnockíticas do Bloco Itatins seriam correlacionáveis aos granulitos da Microplaca Luís Alves e do Maciço de Serra Negra. Nesse caso, um modelo de colisão de microplacas continentais semelhante ao proposto por Dewey & Burke (1973) poderia ser sugerido para explicar a gênese das rochas charnockíticas do Bloco Itatins.

Portanto, parece plausível propor um modelo de subducção de placa oceânica sob um microcontinente, seguido por colisão de duas placas microcontinentais, causando espeçamento crustal e granulitização.

Quanto à cronologia da evolução geológica da área, deve ser considerada a hipótese de Silva (1981a) de que esta suposta zona de subducção teria ocorrido no Arqueano médio ou no final do Arqueano inferior, e que possivelmente teria sido retomada a cerca de 2,8 Ga. Tal hipótese fundamenta-se nos dados de Kaul & Teixeira (1982) que indicam idade arqueana para as rochas charnockíticas do Bloco Itatins, com posterior evolução policíclica, tendo sofrido influência dos eventos Jequié, Transamazônico e Brasileiro; e na idade modelo Sm/Nd de 2,5 Ga obtida por Picanço (1994) que marcaria a incorporação dos protólitos das rochas charnockíticas à crosta continental.

7- BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. - 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 1977. *Anais...* Campina Grande, SBG. p. 363-391.
- ASHWORTH, J. R. - 1985. Introduction. In: ASHWORTH, J. R. (ed.). *Migmatites*. Glasgow, Blackie & Son. p. 1-35.
- ATKINS, F. B. - 1969. Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. *Journal of Petrology*, **10**(2): 222-249.
- BARKER, F. & PETERMAN, Z. E. - 1974. Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust. *Precambrian Research*, **1**: 1-12.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JR., O.; VASCONCELLOS, J. P. B. C.; SILVA, P. C. S. - 1988. Evolução geotectônica dos terrenos pré-cambrianos a eopaleozóicos dos estados do Paraná e Santa Catarina. 120 p.. São Paulo, FAPESP. (Relatório inédito).
- BASEI, M. A. S.; SIGA JR., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. - 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2): 216-221.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. - 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 43-55.
- BEACH, A. - 1980. Retrogressive metamorphic process in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *Journal of Structural Geology*, **2**(1,2): 257-263.
- BENCE, A. E. & ALBEE, A. L. - 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Journal of Geology*, **76**: 382-402.
- BOHLENDER, F.; REENER, D. D. van; BARTON JR., J. M. - 1992. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of Limpopo Belt. *Precambrian Research*, **55**: 429-449.
- BRITO NEVES, B. B. - 1989. Maciços medianos e marginais. Evolução do conceito. *Boletim IG-USP, Série Didática*, **3**, 142 p.

- BROWN, G. C. - 1982. Calc-alkaline intrusives rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe, R. S. (eds.), *Andesites*, John Wiley & Sons, 437-461.
- BROWN, G. M. & VINCENT, E. A. - 1963. Pyroxenes from the late stage of fractionation of Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, 4: 175-196.
- CHOUDHURI, A.; FIORI, A. P.; BETTENCOURT, J. S. - 1978. Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos Region, Southern Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.3, p. 1236-1249.
- CLEMENS, J. D. - 1992. Partial melting and granulite genesis: a partisan overview. *Precambrian Research*, 55: 297-301.
- COUTINHO, J.M.V. - 1971a. Pré-cambriano a sul da cidade de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo, 1971. SBG, *Boletim Especial*, v.2, p.53-62.
- COUTINHO, J.M.V. - 1971b. O Falhamento de Cubatão. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo, 1971. SBG, *Boletim Especial*, v.1, p.130-131.
- DANTAS, A. S. L.; GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, A. L.; NAGATA, N.; FERNANDES, L. A.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L.; FRASCÁ, M. H. B. O. - 1987a. Geologia das folhas Juquiá (SG.23-V-A-I-4) e Miracatu (SG.23-V-A-II-3), Estado de São Paulo. IPT. São Paulo. Relatório N°25371 (Inédito).
- DANTAS, A. S. L.; GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, A. L.; NAGATA, N.; FERNANDES, L. A.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L.; FRASCÁ, M. H. B. O. - 1987b. Evolução geológica e estrutural da faixa costeira nas regiões de Juquiá e Miracatu, sul do Estado de São Paulo. In: Simpósio Regional de Geologia., 6. Rio Claro, 1987. *Anais...* Rio Claro, SBG. v.1, p. 173-189.
- DAVIDSON, L.R. - 1968. Variation in ferrous iron-magnesium distribution coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 19: 239-259.
- DAVIS, B. T. C. & BOYD, F. R. - 1966. The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kbar pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *Journal of Geophysics Research*, 7: 3567-3578.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. - 1978. *An introduction to the rock forming minerals*. London, Longmans. 528p.

- DE WAARD, D. - 1965. The occurrence of garnet in the granulite-facies terrain of Adirondack Highlands. *Journal of Petrology*, **6**(1): 165-191.
- DEWEY, J. F. & BURKE, K. C. A. - 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *Journal of Geology*, **81**: 683-692.
- FIGUEIREDO, M. C. H. - 1993. Geoquímica de seqüências vulcanossedimentares. Apostila. 48p. (Inédita).
- FIGUEIREDO, M. C. H. & BARBOSA, J. S. F. - 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A. (eds.). *O Cráton do São Francisco*. Trabalhos apresentados na reunião preparatória do II Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, SBG, SGM, CNPq. p. 63-84.
- FIGUEIREDO, M. C. H. & CAMPOS NETO, M.C. - 1993. Geochemistry of charnockitic rocks from Itaperuna Region, Rio de Janeiro, Brazil. In: Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 2. Porto, Portugal, 1993. Univ. do Porto, Memórias, Nº3, p.51-55.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; DANTAS, A. S. L.; FRASCÁ, M. H. B. O.; RODRIGUES, E. P.; GIMENEZ FILHO, A. - 1988. Contribuição à petrografia e litoquímica das rochas granito-gnáissicas da faixa costeira da região sul-sudeste do Estado de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.3, p. 1080-1092.
- FORANEV, V. I. & GRAPHCHIKOV, A. A. - 1991. Two-pyroxene thermometry: a critical evaluation. In: PERCHUK, L. L. (ed.). *Progress in metamorphic and magmatic petrology*. New York, Cambridge University Press. p. 65-92.
- FRANZINI, M. & LEONI, L. - 1972. A full matrix correction in X-Ray fluorescence analysis of rock samples. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali Residente in Pisa*, Memorie, Série A. **79**: 7-22.
- GIMENEZ FILHO, A.; DANTAS, A. S. L.; NAGATA, N.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L.; FERNANDES, L. A.; TEIXEIRA, A. L. - 1987. Geologia da Folha Miracatu, sul-sudeste do Estado de São Paulo. In: Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro, 1987. *Atas...* Rio Claro, SBG. v. 1, p. 225-241.
- GIRARDI, V.A.V.; MADUREIRA FILHO, J. B.; HYPÓLITO, R. - 1971. Granadas em gnaisses de Peruíbe, S.P.. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG. v. 1, p. 235-239.

- HARKER, A. - 1909. *The natural history of igneous rocks*. London, Methuen. 384p.
- HARTMAN, L. A. 1988. Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luís Alves, no extremo sul do Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 2: 1-14.
- HASUI, Y; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. - 1975. The Ribeira Fold Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4): 257-266.
- HASUI, Y.; DANTAS, A. S. L.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A. - 1981. O embasamento pré-cambriano e eopaleozóico em São Paulo. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo. v. 1, p. 12-45 (IPT. Monografia, 6. Publicação, 1184).
- HIMMELBERG, G. R. & PHINNY, W. C. - 1967. Granulite-facies metamorphism, Granite Falls-Montevideo Area, Minnesota. *Journal of Petrology*, 8: 325-348.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. - 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- IYER, S. S.; CHOUDURI, A.; CORDANI, U. G. - 1987. Granulite facies rocks of Brazil: a review of their geological setting, geochronological evolution, petrographic and geochemical characteristics. *Journal of Geological Society of India*, 29: 309-326.
- KAUL, P. F. T. - 1980. O Cráton de Luiz Alves. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v.5, p. 2677-2683.
- KAUL, P. F. T. & TEIXEIRA, W. - 1982. Archean and early Proterozoic Complexes of Santa Catarina, Paraná e São Paulo States, South-Southeastern Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3): 172-182.
- KERR, A. R. - 1979. The retrogressive breakdown of orthopyroxene in granulite-facies rocks, Sutherland. *Mineralogical Magazine*, 43: 443-445.
- KRAMERS, J. D. & RIDLEY, J. R. - 1991. Can Archean granulites be direct crystallization products from a sialic magma layer? *Geology*, 17: 442-445.
- KRETZ, R. - 1981. Site occupancy interpretation of the distribution of Mg and Fe between orthopyroxene and clinopyroxene in metamorphic rocks. *Canadian Mineralogist*, 19: 493-500.

- KRETZ, R. - 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**: 411-421.
- LAMEIRE, J. & BOWDEN, P. - 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- LE MAITRE, R. W. - 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous rocks. Great Britain, Blackwell Scientific Publications. 193 p.
- LEONI, L. & SAITTA, M. - 1976. X-Ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **32**: 497-510.
- LINDSLEY, D. H. & DIXON, S. A. - 1976. Diopside-enstatite equilibria at 850°-1400° C, 5-35 kbar. *American Journal of Sciences*, **276**: 1285-1301.
- MANNA, S. S. & SEN, S. K. - 1974. Origin of garnet in the basic granulites around Saltora, West Bengal, India. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **44**: 195-218.
- MASBERG, H. P.; HOFFER, E.; HOERNES, S. - 1992. Microfabrics indicating granulite-facies metamorphism in the low-pressure Central Damara Orogen, Namibia. *Precambrian Research*, **55**: 243-257.
- MEHNERT, K. R. - 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Amsterdam, Elsevier. 393 p.
- MENGEL, F. & RIVERS, T. - 1991. Decompression reactions and T-P conditions in high-grade rocks, Northern Labrador: P-T-t paths from individual samples and implications for early Proterozoic tectonic evolution. *Journal of Petrology*, **32**(1): 139-167.
- MORGENTAL, A.; BATOLLA JR., F.; PINTO, G.G.; PAIVA, I. P.; DRUMOND, J. B. V. - 1975. Projeto Sudelpa; Relatório Final. Geologia. São Paulo. CPRM, 18v.
- MORIMOTO, N. - 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Fortschritte der Mineralogie*, **66**: 237-252.

- MUKHERGE, A. & REJE, S. M. - 1972. Stability of wollastonite in the granulite-facies: some evidences from the Eastern Ghats, India. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, **118**: 23-42.
- OLIVEIRA, M. A. F. - 1981. Granulitos da Faixa Paraíba do Sul: caracteres químicos dos piroxênios e valores geotermométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**(4): 222-226.
- OLIVEIRA, M. A. F. & HYPOLITO, R. - 1978. Ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes em granulitos de São José do Rio Pardo, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **8**(4): 249-261.
- OSBORN, E. F. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *American Journal of Sciences*, **257**: 609-647.
- PAPIKE, J. J.; CAMERON, K. L.; BALDWIN, K. - 1974 Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geological Society of America Abstracts with programs*, **6**: 1053.
- PARK, R. G. & TARNEY, J. - 1987. The Lewisian Complex: a typical Precambrian high-grade terrain? In PARK, R. G. & TARNEY, J. (eds.). *Evolution of the Lewisian and comparable Precambrian high-grade terrains*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. p. 13-25 (Geological Society Special Publications, 27).
- PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRÖNER, A. - 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. São Paulo, EDUSP. 188 p.
- PEACOCK, M. A.- 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, **39**: 54-67.
- PERCIVAL, J. A. - 1991. Orthopyroxene-poikilitic tonalites of the Desliens igneous suite, Ashuanipi Granulite Complex, Labrador-Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **28**: 743-753.
- PETERSON, J. W. & NEWTON, R. - 1989. Reversed experiments on biotite-quartz-feldspar melting in the system KFMASH: implications for crustal anatexis. *Journal of Geology*, **97**: 465-485.
- PICANÇO, J. - 1994. *Aplicação das sistemáticas Sm/Nd e Rb/Sr no Maciço de Itatins (SP)*. São Paulo. 76p. (Dissertação de Mestrado, IGUSP).
- RAGLAND P. C., 1989. *Basic analytical petrology*. New York, Oxford University Press. 369 p.

- RAMBERG, H - 1952. *The origin of metamorphic and metassomatic rocks*. Chicago, University of Chicago Press. 317 p.
- RIDLEY, J. - 1991. On the origins and tectonic significance of the charnockite suite of the Archaean Limpopo Belt, Northern Marginal Zone, Zimbabwe. *Precambrian Research*, **55**: 407-427.
- SADOWSKI, G. R. - 1974. Tectônica do Complexo Migmatítico da Serra do Cubatão. In: Congresso Brasileiro de Geologia., 28. Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. p.557-561 (Boletim Especial 1).
- SIGA JR., O.; BASEI, M. A. S.; MACHIAVELLI, A. - 1994. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências* (no prelo).
- SILVA, A.T.S.F. - 1981a. Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infra-estrutura arqueana exposta em Peruíbe e Curitiba, SP e PR. In: Simpósio Regional de Geologia, 3. Curitiba, 1981. *Atas...* Curitiba, SBG. v. 1, p. 133-147.
- SILVA, A. T. S. F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D. K.; PINHO FILHO, W. D. - 1977. Projeto Santos-Iguape. Relatório Final, Geologia. São Paulo, DNPM/CPRM. v.1.
- SILVA, A. T. S. F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D. K.; ALGARTE, J. P. - 1978. Geologia integrada das folhas Iguape e Cananéia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 1, p. 208-221.
- SILVA, A. T. S. F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A. M.; BATOLLA JR., F. - 1981. Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira. Relatório Final, Integração Geológica. São Paulo, CPRM. 15 v.
- SILVA, M.E. - 1981b. *Análise estrutural das faixas ectiniticas associadas ao Falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro Barros, Estado de São Paulo*. São Paulo. 118 p. (Dissertação de Mestrado, IGUSP).
- SPRY, A. - 1976. *Metamorphic textures*. London, Permamon Press. 350 p.
- STRECKEISEN, A. - 1974. How should charnockitic rocks be named? *Centenaire de Société Géologic de Belgique des Domaines Cristallins, Liège*. p. 349-360.

- STRECKEISEN, A. - 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews. International Magazine for Geo-scientists. Amsterdam*. **12**: 1-33.
- TEIXEIRA, A.L.; FERNANDES, L. A.; DANTAS, A. S. L.; GIMENEZ FILHO, A.; NAGATA, N.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L. - 1987. Geologia da Folha Juquiá, Baixo Vale do Ribeira, SP. In: Simpósio Regional de Geologia, 6. Rio Claro, 1987. *Atas...* Rio Claro, SBG. v. 1, 205-223.
- TRÖGER, W. E. - 1956. *Optische bestimmung der gesteinsbildenden minerale Teil I*. Stuttgart, E. Schweizerbart, Verlag & Buchhandlung. 147p..
- VLACH, S.R.F. - 1988. Esperto: um sistema integrado para microanálises em sondas eletrônicas manuais a três espectrômetros. *Boletim IG-USP, Série Especial*, **13**, p. 15-33.
- 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 and Planetary Science Letters*, **51**: 279-296.
- WEAVER, B. L.; WINDLEY, B. F.; SUGAVANAN, E. B.; RAO, V. V. - 1978. Madras granulites: geochemistry and P-T conditions of crystallization. In: WINDLEY, B. F. & NAQVI, S. M. (eds.) *Archaean geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. p. 177-204.
- WELLS, P. R. A. - 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **62**: 129-139.
- WHALEN, J. B. 1985. Geochemistry of an Island-Arc Plutonic Suite: the Uasilau-Yau Yau Intrusive Complex, New Britain, P. N. G.. *Journal of Petrology*, **26**(3): 603-632.
- WINKLER, H. G. F. - 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Porto Alegre, Edgard Blücher. 254p.
- WOOD, B. J. - 1975. The influence of pressure, temperature and bulk composition on the appearance of garnet in orthogneisses - An example from South Harris, Scotland. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**: 299-311.
- WOOD, B. J. & BANNO, S. - 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **42**: 109-124.

- WOOD, D. A.; TORN, J. L.; TREVIL, M.; NORRY, M. TARNEY, J. - 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**: 319-339.
- YARDLEY, B. W. D. - 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Essex, Longman. 248 p.

MAPA DE PONTOS - Região de Itariri (SP)

2. r
d. m.
1994
I

T
A994
JM.p
1.2

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE ITARIRI (SP)

47° 11' 10"
24° 17' 18"

24° 20' 32"
47° 11' 10"

Escala 1:25.000

Autor : J.M. Azevedo Sobrinho
Data : Junho /1995

47° 06' 46"
24° 17' 18"

24° 17' 18"
47° 06' 46"

LEGENDA

CENOZÓICO

Qa

Aluviões Recentes

JURO-CRETÁCEO

B

Diques Básicos

PROTEROZOICO SUPERIOR A CAMBRO-ORDOVICIANO

GM

Rochas miloníticas associadas à Zona de Cisalhamento de Itariri

PROTEROZOICO INFERIOR

Migmatitos

GM

Migmatitos e Gnaisses Migmatíticos com estruturas estromática dobrada, surreítica e oftálmica. Mesossoma predomina sobre leucossoma e, mais frequentemente, é representado por biotita gnaisses tonalíticos e anfibolitos. Leucossomas têm composição sienogranítica.

ARQUEANO A PROTEROZOICO INFERIOR

Sequência Meta-vulcanossedimentar

gG Gk Gcs An

gG-Granada-Biotita Gnaisses de composição tonalítica.
Gk-Gnaisses Kizigíficos com presença de plagioclásios antiperitíficos, ortoclásios peritíficos, granadas e pseudomorfos de sillimanita.

Gcs-Gnaisses Calcossilicáticos representados por granada-dipsídio-escapolita gnaisses, diopsídio gnaisses e epidoto-actinolita-dipsídio gnaisses.

An-Anfibolitos foliados a fitados, intercalados nos migmatitos como bandas, enclaves e boudins.

ARQUEANO

Rochas Charnockíticas

Ch

Ch-Rochas Charnockíticas da Zona de Transição, com estrutura bandada e frequentes enclaves básicos. Predominam quartzo noritos e enderbitos com variações para quartzo jotunitos, quartzo mangeritos e charnockitos. São comuns as injeções de material leucossomático e as remobilizações de caráter anatético.

Ch-Rochas Charnockíticas maciças a gnáissicas, pouco migmatizadas. Predominam quartzo noritos e enderbitos com variações para opdalitos e charnockitos. Eventualmente, apresentam enclaves de granulitos básicos e de metaclinopiroxenitos.

CONVENÇÕES

Geológicas

- Contatos Geológicos
- - - Contatos geológicos transicionais
- Falha de Fenda
- - - Falha ou alinhamento fotogeológico
- Bandamento gnáissico
- Bandamento gnáissico subvertical
- Ocorrências pontuais

Geográficas

- Estrada asfaltada
- - - Estrada de terra ou caminho
- ++ Ferrovia
- Drenagem
- Cidade ou vilarejo
- Área de trabalho

Declinação Magnética 1973 e Convergência Meridiana do Centro da Folha.

A declinação magnética cresce 9' anualmente. Usar exclusivamente os dados numéricos.