

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUIMICA DAS ROCHAS PLUTÔNICAS
PRECAMBRIANAS (UNIDADE METADIORITICA IBITUTINGA E UNIDADE
METATRONDJEMITICA CABURU) INTRUSIVAS NAS ROCHAS DO GREENSTONE
BELT BARBACENA, SÃO JOÃO DEL REI, MINAS GERAIS.

CIRO ALEXANDRE ÁVILA.

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOLOGIA NA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO
REQUISITO PARCIAL À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: PETROLOGIA DAS ROCHAS IGNEAS,
METAMÓRFICAS E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS.

ORIENTADOR: PROF. FERNANDO ROBERTO MENDES PIRES.

APROVADA POR:

Prof. Dr. JOEL GOMES VALENÇA UFRJ

Prof. Dr. AKIHISA MOTOKI UERJ

Prof. Dr. JOEL JEAN GABRIEL QUEMENNEUR UFMG

Prof. Dra. MARIA DO CARMO BUSTAMANTE JUNHO UFRJ
(suplente)

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL.

AGOSTO, 1992.

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS PLUTÔNICAS
PRECAMBRIANAS (UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA E UNIDADE
METATRONDJEMÍTICA CABURU) INTRUSIVAS NAS ROCHAS DO GREENSTONE
BELT BARBACENA, SÃO JOÃO DEL REI, MINAS GERAIS.

CIRO ALEXANDRE ÁVILA.

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOLOGIA NA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO
REQUISITO PARCIAL À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: PETROLOGIA DAS ROCHAS ÍGNEAS,
METAMÓRFICAS E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS.

ORIENTADOR: PROF. FERNANDO ROBERTO MENDES PIRES.

APROVADA POR:

Prof. Dr. JOEL GOMES VALENÇA UFRJ

Prof. Dr. AKIHISA MOTOKI UERJ

Prof. Dr. JOEL JEAN GABRIEL QUEMENNEUR UFMG

Prof. Dra. MARIA DO CARMO BUSTAMANTE JUNHO UFRJ
(suplente)

· RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL.

AGOSTO, 1992.

SUJLA, CIRO ALEXANDRE

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS PLUTÔNICAS PRECAMBRIANAS (UNIDADE METABÓTICA IBITUTINGA E UNIDADE METABÓTICA CADUOM) INTRODUZIDAS NAS ROCHAS DO GREENSTONE BELT BARBACENA, SÃO JOÃO DEL REI, MINAS GERAIS. [Rio de Janeiro] 1992

XIV, 260 p. 29,7 cm (Instituto de Geociências - UFRJ, M.Sc., Programa de Pós-Graduação em Geologia, 1992).

Tese da Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências.

I - Mapeamento Geológico, Petrografia e Geoquímica de Dioritos e Trondhjemitos.

I - IG/UFRJ

II - Título (série)

DEDICATÓRIA.

AOS MEUS PAIS E NAMORADA,

GERÔNCIO ÁVILA.

ELZA MIGUEL ÁVILA.

ROSANGELA PÓVOA DE MELO.

E AOS MEUS IRMÃOS E AMIGOS QUE MUITO
CONTRIBUÍRAM PARA A CONFECÇÃO DESTA.

AGRADECIMENTOS.

O autor deseja expressar seus sinceros agradecimentos as seguintes pessoas e entidades:

- Aos professores Ronaldo Mello Pereira (UERJ), Akihisa Motoki (UERJ) e Mônica Heilbron (UERJ) por terem me incentivado a realizar este trabalho na UFRJ.

- Ao professor Joel Gomes Valença (UFRJ) pelo incentivo e tempo despendido nas inúmeras discussões referentes a petrografia e geoquímica das rochas dioríticas.

- Ao CNPq pela bolsa de mestrado referente ao período de março de 1989 à agosto de 1991.

- Ao professor Fernando Roberto Mendes Pires (UFRJ) pela orientação e realização das análises químicas dos ETR.

- Ao professor Castro (UFRJ) pela leitura e correção do capítulo de ETR e ao geólogo Evaldo Osorio Ferreira (CPRM) pela grande ajuda na petrografia.

- Aos geólogos Valter Marques (CPRM) e Emiliano Cornélio de Souza (CPRM) pela realização das análises químicas para os elementos maiores e traços, e especialmente ao geólogo Emiliano Cornélio de Souza pelo tempo despendido nas discussões da fase inicial do trabalho

- Ao estudante de graduação Raul Ramos Bitencourt (UERJ) pelo esforço e companherismo nas campanhas de campo.

- Aos colegas de mestrado Sílvia Medeiros, Soraia Almeida, Miguel Tupinambá, Arno Bertold, Diana Regatki, Luiz Eduardo Moreira, Rubem Porto Junior e Luis Carlos Bertolino.

- Ao amigo e geólogo Hamilton (MIBRA) de São João del Rei.

- Aos meus irmãos e esposas, a Manoel Sebastião dos Santos e a todos mais que participaram indiretamente desta tese.

RESUMO DA TESE APRESENTADA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA (UFRJ) COMO REQUISITO PARCIAL NECESSÁRIO À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (M.Sc.).

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS PLUTÔNICAS PRECAMBRIANAS (UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA E UNIDADE METATRONDJEMÍTICA CABURU) INTRUSIVAS NAS ROCHAS DO GREENSTONE BELT BARBACENA, SÃO JOÃO DEL REI, MINAS GERAIS. (RIO DE JANEIRO) 1992.

CIRO ALEXANDRE ÁVILA.

ORIENTADOR: PROF. DR. FERNANDO ROBERTO MENDES PIRES.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: PETROLOGIA DAS ROCHAS IGNEAS, METAMÓRFICAS E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS.

Na porção sudeste do Craton do São Francisco, situada entre as cidades de São João del Rei e Ritópolis, foram mapeadas, em uma área de aproximadamente 180 Km², rochas pertencentes ao Greenstone Belt Barbacena (rochas metaultramáficas e faixas de rochas anfibolíticas e xistos) e intrusivas plutônicas associadas (Unidade Metadiorítica Ibitutinga, Unidade Metatronhjemítica Caburu e Unidade Granodiorítica - Granítica).

As rochas metaultramáficas do Greenstone Belt Barbacena compreendem serpentinitos, serpentina - tremolita xistos, tremolita - serpentina xistos, tremolíticos e olivina - tremolita xistos, enquanto as faixas anfibolíticas e dos xistos se constituem de anfibolitos, granada anfibolitos, anfibólio gnaisses, formação manganésifera, quartzitos, xistos e filitos grafitosos. As rochas metaultramáficas são cortadas apenas por um dique de composição granítica e observadas como xenólitos nos corpos metadioríticos e granodioríticos, enquanto as rochas anfibolíticas são cortadas por corpos

pegmatíticos e diques metatrondhjemíticos, granodioríticos e graníticos.

A Unidade Metadiorítica Ibitutinga foi sub-dividida em quatro corpos denominados de Metadiorito Brumado (D1), Meta Quartzo Monzodiorito Glória (D2), Metatonalito do Espreado (D3) e Metatonalito do Barreiro (D4). Estes corpos se constituem de rochas dioríticas, quartzo dioríticas, quartzo monzodioríticas e tonalíticas, compostas, principalmente, de plagioclásio, hornblenda, actinolita, biotita, quartzo, epidoto e microclina. Foram atribuídas, respectivamente, origem ígnea a hornblenda e plagioclásio; metamórfica a actinolita e epidoto; e metassomática potássica a biotita e microclina. O Metadiorito Brumado foi sub-dividido em fácies fina, média, grossa e microporfirítica e é cortado por pegmatitos e diques de rochas trondhjemiticas, granodioríticas e graníticas. Neste corpo, observa-se de forma geral, aumento de SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Pb e decréscimo de FeO, MnO, MgO, CaO, Zn, Cr, atribuídos, originalmente, a processos de diferenciação magmática, e em parte, ao metassomatismo potássico. As rochas do Meta Quartzo Monzodiorito Glória foram afetadas, mais intensamente, por um evento metassomático potássico, ocasionando a formação de biotita, microclina e enriquecimento em K_2O , Ba, Rb e ETRL. As rochas desta unidade são interpretadas como pertencentes à série cálcio-alcálica do tipo GDT (gabro - diorito - tonalito), e formadas a partir da fusão parcial de rochas anfibolíticas do Greenstone Belt Barbacena, com posterior evolução assistida por cristalização fracionada, controlada por hornblenda e plagioclásio, em ambiente do tipo arco de ilha.

A Unidade Metatrondhjemítica Caburu foi sub-dividida em quatro corpos, denominados de Metatrondhjemito Caxambu (T1), Gnaiss Trondhjemitico Granitizado F4 (T2), Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Serrinha (T3) e Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Brumado de Baixo (T4). Estes corpos abrangem, petrograficamente, tonalitos - trondhjemitos leucocráticos e granitos. Os corpos T2, T3 e T4 foram afetados, intensamente, por um evento metassomático potássico - deformacional, que acarretou a granitização das rochas trondhjemiticas, processo este evidenciado por mudança

mineralógicas e químicas, estas últimas, manifestadas por enriquecimento relativo de SiO_2 , FeO , K_2O , Ba , Rb , Zr , Y e empobrecimento de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 e Sr . As rochas mais preservadas do Metatrondhjemito Caxambu (T1) assemelham-se, quimicamente, a rochas da série trondhjemítica de alto Al_2O_3 , possuindo provável origem a partir da fusão parcial de granada anfibolitos do Greenstone Belt Barbacena, em ambiente do tipo margem continental ativa.

A Unidade Granodiorítica - Granítica abrange rochas classificadas, petrograficamente, como granitos, quartzo monzodioritos e granodioritos, anteriormente, descritas, somente, como granitos e datados com 1,9 B.a. (Quemeneur e Vidal, 1989). Estas são intrusivas nas rochas metaultramáficas, anfibolíticas e metadioríticas, não se estabelecendo sua relação com as rochas metatrondhjemíticas. Ao magmatismo que originou esta unidade atribui-se a proveniência das soluções metassomáticas ricas em potássio, que ocasionaram as transformações metassomáticas potássicas nas rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga e nas rochas granitizadas (corpos T2, T3 e T4) da Unidade Metatrondhjemítica Caburu.

As rochas do Greenstone Belt Barbacena são cortadas pelas três unidades acima descritas. A Unidade Metadiorítica Ibitutinga é cortada tanto pela Unidade Metatrondhjemítica Caburu, quanto pela Unidade Granodiorítica - Granítica, não sendo possível de se estabelecer as relações de cruzamento entre a Unidade Metatrondhjemítica Caburu e a Unidade Granodiorítica - Granítica.

ABSTRACT OF THESIS PRESENTED TO GRADUATED PROGRAM OF GEOLOGY/UFRJ AS PARTIAL FULFILLMENT OF THE REQUIREMENTS FOR THE DEGREE OF MASTER OF SCIENCE (M. Sc.).

GEOLOGY, PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF PRECAMBRIAN PLUTONIC ROCKS (IBITUTINGA METADIORITIC UNIT AND CABURU METATRONDHJEMITIC UNIT) INTRUSIVE IN ROCKS OF GREENSTONE BELT BARBACENA, SÃO JOÃO DEL REI, MINAS GERAIS. (RIO DE JANEIRO) 1992.

CIRO ALEXANDRE ÁVILA.

THESIS SUPERVISOR: Ph.D. FERNANDO ROBERTO MENDES PIRES.

SECTOR: PETROLOGY OF METAMORPHIC AND IGNEOUS ROCKS AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS.

In the southeastern portion of the São Francisco Craton, located between São João Del Rey and Ritópolis cities (Minas Gerais, State), an area of nearly 180 Km² of rocks of the Barbacena Greenstone Belt (metaultramafic and amphibolitic rocks, and schists) and associated mafic to felsic plutonic intrusives was mapped.

Among the rocks of the Barbacena Greenstone Belt, the metaultramafic rocks are represented by serpentinites, serpentine - tremolite schists, tremolite - serpentine schists, tremolitites and olivine - tremolite schists, whereas the amphibolitic rocks and schists consist of amphibolites, garnet amphibolites, amphibole gneisses, manganese formation, quartzites, schists and graphitic phylites.

With regard to the associated plutonic intrusives, three different rock units were distinguished: the Ibitutinga Metadioritic Unit, the Caburu Metatrondhjemitic Unit and the Granodioritic - Granitic Unit. The Ibitutinga Metadioritic Unit was subdivided into four bodies named Brumado metadiorite

(D1), Gloria Meta-quartz monzodiorite (D2), Espiraiado metatonalite (D3) and Barreiro metatonalite (D4). The Brumado metadiorite display textural facies resulting in fine, medium and coarse-grained types, and microporphyritic ones. In general, their variety of rocks show an increase in SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Pb and decrease in FeO, MnO, MgO, CaO, Zn and Cr, which are ascribed to magmatic differentiation. The rocks of Gloria Meta-quartz monzodiorite were more intensively affected, by a potassic metasomatic event, leading to the formation of biotite and microcline, and an enrichment in K_2O , Ba, Rb and LREE. As a whole, the rocks of the Ibitutinga Metadioritic unit exhibit characteristics of a calc-alkaline series of the GDI type (Gabbro - Diorite - Tonalite) associated with an island-arc tectonic type of environment. They are interpreted as originated by partial melting of amphibolitic rocks of the Barbacena Greenstone Belt, with further diversification due to fractional crystallization controlled by hornblende and plagioclase.

The Caburu Metatrondhjemitic Unit was subdivided into four bodies, named Caxambu Metatrondhjemite (T1), Fe Granitized Trondhjemitic Gneisse (T2), Serrinha Granitized Trondhjemitic Gneisse (T3) and Brumado de Baixo Granitized Trondhjemitic Gneisse (T4). These bodies comprise leucocratic tonalites-trondhjemites and granites. The T2, T3 and T4 bodies show evidences of intense effects of a potassic-deformational metasomatic event, that caused the granitization of trondhjemitic rocks. These evidences consist of changes in their mineralogy and chemical composition, to the latter being related a relative enrichment in SiO_2 , FeO, K_2O , Ba, Rb, Zr, Y and depletion in TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, P_2O_5 and Sr. The rocks variety found in the Caxambu Metatrondhjemite (T1) display chemical features similar to those of a high Al_2O_3 trondhjemitic rock series. The early phase of magmatic evolution of which involved probably partial melting of garnet amphibolites of the Barbacena Greenstone Belt, in an active continental margin tectonic type of environment.

The Granodioritic-Granitic Unit comprises granites, quartz monzodiorites and granodiorites, previously vaguely described in the literature as granite. The parental magmas

for this rock unit are interpreted as the most possible source of the K-rich solutions responsible for the metasomatic transformations of the rocks of Ibitutinga Metadioritic Unit and the Caburu Metatronhjemitic Unit.

SUMÁRIO.

PAG.

FICHA CATALOGRÁFICA.....	I
DEDICATÓRIA.....	II
AGRADECIMENTOS.....	III
RESUMO.....	IV
ABSTRACT.....	VII
SUMÁRIO.....	X
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS.....	XIV
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XIX
ÍNDICE DE TABELAS.....	XXIII
<u>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO.....</u>	<u>1</u>
I.1 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	1
I.2 - OBJETIVOS DO TRABALHO.....	1
I.3 - MÉTODO DE TRABALHO.....	3
<u>CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</u>	<u>6</u>
<u>CAPÍTULO III - EVOLUÇÃO DOS CONCEITOS REFERENTES A UTILIZAÇÃO DO TERMO BARBACENA.....</u>	<u>10</u>
<u>CAPÍTULO IV - TRABALHOS ANTERIORES.....</u>	<u>14</u>
IV.1 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO....	14
IV.2 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOCRONOLÓGICO.....	18
IV.3 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO - ECONÔMICO - METALOGENÉTICO.....	25
IV.3.1 - PEGHATITOS.....	25
IV.3.2 - OURO.....	27
IV.3.3 - SCHEELITA E MANGANÊS.....	29
<u>CAPÍTULO V - RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE O GRUPO MANTIQUEIRA E A FAIXA VULCANO-SEDIMENTAR OU GREENSTONE BELT BARBACENA.....</u>	<u>30</u>
<u>CAPÍTULO VI - EVOLUÇÃO, SUB-DIVISÃO E POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO DAS ROCHAS INTRUSIVAS PLUTÔNICAS.....</u>	<u>31</u>

<u>CAPÍTULO VII - GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA</u>	37
<u>VII.1 - ESTRATIGRAFIA E CRONOLOGIA DOS PRINCIPAIS EVENTOS</u>	37
<u>VII.2 - SEQUENCIA VULCANO-SEDIMENTAR OU GREENSTONE BELT BARBACENA</u>	43
<u>VII.2.1 - INTRODUÇÃO</u>	43
<u>VII.2.2 - ROCHAS METAULTRAMÁFICAS</u>	44
I - FEIÇÕES DE CAMPO.....	44
II - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.....	45
III - COMPOSIÇÃO QUÍMICA E CARACTERÍSTICAS DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS.....	52
IV - PROCESSO DE EVOLUÇÃO DAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS.....	52
V - DISCUSSÕES REFERENTES AS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS.....	58
<u>VII.2.3 - UNIDADE DAS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS E DOS XISTOS</u>	61
I - FEIÇÕES DE CAMPO.....	61
II - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.....	65
III - DISCUSSÕES REFERENTES A UNIDADE DAS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS E DOS XISTOS.....	69
<u>VII.3 - ROCHAS INTRUSIVAS</u>	71
<u>VII.3.1 - UNIDADE METADIORÍTICA IBITUITINGA</u>	71
I - INTRODUÇÃO.....	71
II - FEIÇÕES DE CAMPO.....	72
III - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.....	75
III.1 - METADIORITO BRUMADO (CORPO D1).....	76
III.2 - META QUARTZO MONZODIORITO GLÓRIA (CORPO D2).....	91
III.3 - METATONALITO DO ESPRAIADO (CORPO D3).....	96
III.4 - METATONALITO DO BARREIRO (CORPO D4).....	97
IV - PROCESSO DE EVOLUÇÃO DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUITINGA.....	97
V - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUITINGA.....	109
VI - DISCUSSÕES REFERENTES A UNIDADE METADIORÍTICA IBITUITINGA.....	135
<u>VII.3.2 - UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU</u>	142
I - INTRODUÇÃO.....	142
II - FEIÇÕES DE CAMPO.....	143
III - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.....	148
III.1 - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (CORPO T1).....	151

	XII
III.2 - GNAISSES TRONDHJEMITICOS GRANITIZADOS (CORPOS T2, T3 E T4).....	157
III.2.1 - GNAISSE TRONDHJEMITICO GRANITIZADO FE (CORPO T2).....	160
III.2.2 - GNAISSE TRONDHJEMITICO GRANITIZADO SERRINHA (CORPO T3) E GNAISSE TRONDHJEMITICO GRANITIZADO BRUMADO DE BAIXO (CORPO T4).....	165
IV - PROCESSO DE EVOLUÇÃO DA UNIDADE METATRONDHJE- MITICA CABURU.....	166
V - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E DISCUSSÕES REFERENTES AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMITICA CABURU.....	173
VI - DISCUSSÕES REFERENTES A UNIDADE METATRONDHJEMITI- CA CABURU (CORPO T1 - METATRONDHJEMITO CAXAMBU E CORPO T2 - GNAISSE TRONDHJEMITICO GRANITIZADO FE).....	192
<u>VII.3.3 - UNIDADE GRANODIORITICA - GRANITICA</u>	197
I - INTRODUÇÃO.....	197
II - FEIÇÕES DE CAMPO.....	198
III - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.....	206
<u>VII.3.4 - GABRO PENEDO</u>	211
<u>VII.3.5 - CONJUNTO DE ROCHAS BASÁLTICAS NÃO METAMOR- FISADAS</u>	212
<u>CAPITULO VIII - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS</u>	213
VIII.1 - INTRODUÇÃO.....	213
VIII.2 - UNIDADE METADIORITICA IBITUTINGA.....	213
VIII.3 - UNIDADE METATRONDHJEMITICA CABURU.....	218
<u>CAPITULO IX - FORMAÇÃO DAS ROCHAS DAS UNIDADES METADIORITICA IBITUTINGA E METATRONDHJEMITICA CABURU</u>	224
IX.1 - INTRODUÇÃO.....	224
IX.2 - UNIDADE METADIORITICA IBITUTINGA.....	228
IX.3 - UNIDADE METATRONDHJEMITICA CABURU.....	229
<u>CAPITULO X - EVOLUÇÃO DAS ROCHAS DA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI - RITÁPOLIS - CABURU</u>	243
<u>CAPITULO XI - SUGESTÕES E CONCLUSÕES</u>	248
XI.1 - REFERENTES A DENOMINAÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS NA ÁREA ESTUDADA.....	248

XI.2 -- REFERENTES A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E ESIRATIGRAFIA DA ÁREA ESTUDADA.	249
XI.3 - REFERENTES AO GREENSTONE BELT BARBACENA (ROCHAS META- ULTRAMÁFICAS, ANFIBOLITOS E XISTOS).....	250
XI.4 - REFERENTES A UNIDADE METADIORITICA IBITUTINGA.....	251
XI.5 - REFERENTES A UNIDADE METATRONDHJEMITICA CABURU.....	253
XI.6 - REFERENTES AS ROCHAS DA UNIDADE GRANODIORITICA - GRANITICA.	255
<u>CAPITULO XII - REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.</u>	<u>256</u>

ANEXOS:

ANEXO 1 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI -
RITÁPOLIS - CABURU.

ANEXO 2 - MAPA DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS E MINERALI-
ZAÇÕES DA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI -
RITÁPOLIS - CABURU.

INDICE DAS FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS

PAG.

FOTOGRAFIA 1 - Afloramento mostrando um dique de rocha granítica, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica, cortando rochas metaultramáficas do CORPO A, que se encontram fortemente alteradas. Ponto CT-109. 46

FOTOMICROGRAFIA 2 - Textura microbandada presente nas rochas metaultramáficas do CORPO A, onde se observa a presença de bandas ricas em serpentina e magnetita (banda incolor - B), e bandas ricas em tremolita (banda cinza - C). Ponto CT-109. Aumento de 12,5 X. Nicóis paralelos. 48

FOTOMICROGRAFIA 3 - Textura das rochas metaultramáficas do CORPO A, onde se observa os minerais opacos (principalmente magnetita) contornando formas semi-circulares de serpentina, pseudomórfica de olivina. Essa textura pode ser também denominada de cumulática, por corresponder a uma concentração de cristais de olivina pseudomorfizados em serpentina. Localmente, pode-se observar a presença de magnetita com a forma de estrela do mar (ponto U) sendo substituída por tremolita e/ou clorita. Ponto CT-109. Aumento de 50,0 X. Nicóis cruzados. 50

FOTOGRAFIA 4 - Feição migmatítica das rochas anfibolíticas (bandas escuras) do Greenstone Belt Barbacena, devido a intrusão de vários diques granodioríticos - graníticos (bandas claras), pertencentes a Unidade Granodiorítica - Granítica. Sinais de deformação (cisalhamento) e carbonatização podem ser observados nos afloramentos, embora não sejam visíveis na fotografia. Ponto CT-294. 64

FOTOMICROGRAFIA 5 - Substituição parcial de hornblenda (marrom) por actinolita (verde clara) nas rochas anfibolíticas do Greenstone Belt Barbacena. A hornblenda encontra-se cheia de inclusões de titanita e minerais opacos, representados pelas ripas mais escuras. Ponto CT-132. Aumento de 100,0 X. Nicóis paralelos. 68

FOTOMICROGRAFIA 6 - Início do processo de substituição da hornblenda (marrom) e actinolita (verde claro) por biotita (biotitização) nas rochas anfibolíticas do Greenstone Belt Barbacena. Observa-se que a biotita tanto se desenvolve na hornblenda, quanto na actinolita. Ponto CT-278. Aumento de 100,0 X. Nicóis paralelos. 68

FOTOMICROGRAFIA 7 - Feição da região de contato entre o Metadiorito Brumado e um dique de composição granítica, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica. Observa-se no dique granítico a formação de cristais micropertíticos. Ponto CT-234E. Aumento de 12,5 X. Nicóis cruzados. 82

FOTOMICROGRAFIA 8 - Feição da região de contato

entre o Metadiorito Brumado e um dique de composição granítica, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica. Observa-se a presença de biotita e ausência de anfibólio no Metadiorito Brumado, além dos cristais de plagioclásio estarem, fortemente, epidotizados. No dique granítico nota-se a completa ausência de minerais máficos. Ponto CT-234 Aumento de 12,5 X. Nicóis paralelos..... 82

FOTOGRAFIA 9 - Feição geral mostrando a grande quantidade de xenólitos angulosos e semi-arredondados de rochas metaultramáficas (tr. melilitos) e de diques intrusivos de rochas graníticas nas rochas tonalíticas do Metadiorito Brumado, corpo pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga, Ponto CT-234..... 89

FOTOGRAFIA 10 - Xenólito anguloso de rocha anfibolítica, pertencente a faixa anfibolítica do Greenstone Belt Barbacena, em rocha tonalítica da fácies média do Metadiorito Brumado, corpo pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Observa-se, com maior detalhe no afloramento, que a borda do dique intrusivo granítico, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica, é mais clara do que o centro, caracterizando um processo de reação do mesmo com o Metadiorito Brumado. Ponto CT-234..... 90

FOTOMICROGRAFIA 11 - Transformação de um cristal de hornblenda (marrom) com inclusões de titanita e ilmenita nas clivagens, para um cristal de actinolita (verde clara) e ausente das referidas inclusões, em rocha metadiorítica pertencente à Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Pode-se observar o início do processo de biotitização da hornblenda (ponto U). Na actinolita desenvolvem-se pequenos cristais de epidoto (ponto V). Ponto CT-A. Aumento de 200,0 X. Nicóis paralelos..... 99

FOTOMICROGRAFIA 12 - Transformação da hornblenda (verde escura) a partir das bordas, para actinolita (verde clara). A biotita se forma, posteriormente, acompanhando a borda de transformação do cristal de actinolita. Rocha diorítica pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-A. Aumento 200,0 X. Nicóis paralelos..... 101

FOTOMICROGRAFIA 13 - Feição de epidotização do plagioclásio, onde os centros dos cristais encontram-se, fortemente, transformados para epidoto e as bordas limpidas e sem geminação polissintética, caracterizando um zonamento químico, com os centros dos cristais mais cálcico e as bordas mais sódicas; rocha quartzo diorítica pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-59. Aumento 100,0 X Nicóis cruzados..... 103

FOTOMICROGRAFIA 14 - Substituição das bordas dos cristais de hornblenda por biotita (biotitização), observando-se a formação de pequenos cristais de titanita (ponto I); rocha diorítica pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-132. Aumento 90,0 X. Nicóis paralelos..... 103

- FOTOMICROGRAFIA 15 - Substituição quase que completa da actinolita (verde clara) por biotita, onde só restam algumas lamelas do primeiro mineral. Nesta substituição não se formam cristais de titanita e ilmenita, como observado na foto 11; rocha diorítica do Metadiorito Brumado, pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-132F. Aumento de 50,0 X. Nicóis paralelos..... 104
- FOTOMICROGRAFIA 16 - Exsolução de cristais xenoblásticos de titanita na biotita, formando uma textura poliquiloblástica; rocha quartzo monzodiorítica do Meta Quartzo Monzodiorito Glória, pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-335A. Aumento de 100,0 X. Nicóis paralelos..... 104
- FOTOMICROGRAFIA 17 - Cristal xenoblástico tardio de microclina, formado a partir da substituição do plagioclásio, preservando relictos de plagioclásio epidotizado no seu interior (ponto T). A microclina diferencia-se do plagioclásio por estar límpida e não apresentar cristais de epidoto no seu interior; rocha quartzo monzodiorítica do Meta Quartzo Monzodiorito Glória, pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-335A. Aumento de 200,0 X. Nicóis cruzados..... 106
- FOTOMICROGRAFIA 18 - Transformação de um cristal de ilmenita para titanita, que se desenvolve ao redor desta, ocasionando, com a evolução deste processo, a substituição completa da ilmenita (Ponto R). A biotita se desenvolve ao redor destes minerais, a partir da substituição do anfibólio; rocha diorítica do Metadiorito Brumado, pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-132F. Aumento de 25,0 X. Nicóis paralelos..... 110
- FOTOMICROGRAFIA 19 - Relictos preservados de clinopiroxênio do corpo metagabroide de São Sebastião da Vitória, que ocorre próximo da área estudada. Pode-se observar a transformação deste mineral nas suas bordas para um anfibólio de tonalidade marrom, provavelmente hornblenda, que por sua vez, se transforma para actinolita; lâmina SJ-3 (V-3) de Valeriano (1983). Aumento de 50,0 X. Nicóis paralelos..... 139
- FOTOGRAFIA 20 - Xenólitos estirados de rocha tonalítica (pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga) no Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé, corpo pertencente a Unidade Metatrondhjemitica Caburu. Observa-se a borda difusa do xenólito maior, caracterizando um processo de assimilação ou reação deste pelo magma trondhjemitico. Ponto CT-144..... 149
- FOTOGRAFIA 21 - Xenólitos estirados de rocha anfibolítica do Greenstone Belt Barbacena (pertencente a Unidade Anfibolítica e dos Xistos) no Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé, corpo pertencente a Unidade Metatrondhjemitica Caburu. Ponto CT-144 149
- FOTOMICROGRAFIA 22 - Cristal desenvolvido de

allanita (laranja) com fina corona de epidoto (T) ao seu redor e biotita (castanha) espalhada por toda a amostra; rocha tonalítica do Metatrondhjemito Caxambu, pertencente a Unidade Metatrondhjemítica Caburu. Ponto CT-224. Aumento de 25 X. Nicóis paralelos..... 156

FOTOMICROGRAFIA 23 - Cristal grande e hipidiomórfico de plagioclásio, fortemente sericitizado, sendo substituído por pequenos filonetes de microclina, que podem evoluir até a substituição completa do cristal; rocha tonalítica do Metatrondhjemito Caxambu, pertencente a Unidade Metatrondhjemítica Caburu. Ponto CT-218. Aumento de 100,0 X. Nicóis cruzados..... 158

FOTOMICROGRAFIA 24 - Feição mais avançada de recristalização dos cristais de microclina, onde finas faixas de cristais menores, não identificados, rodeiam os cristais maiores. Localmente, desenvolvem-se carbonato e minerais opacos; rocha granítica do Gnaisse Trondhjemítico Granitizado Fé, pertencente a Unidade Metatrondhjemítica Caburu. Ponto (V-9). Aumento de 100,0 X. Nicóis cruzados... 161

FOTOMICROGRAFIA 25 - Cristais de plagioclásio, fortemente sericitizados (partes sujas), e, localmente, microclinizados (partes limpas associadas às sujas), onde ambos (plagioclásio - Pl e microclina - Mi) são cortados por finas faixas de grãos recristalizados; rocha granítica do Gnaisse Trondhjemítico Granitizado Serrinha, pertencente a Unidade Metatrondhjemítica Caburu. Ponto V-8). Aumento de 100,0 X. Nicóis cruzados..... 162

FOTOMICROGRAFIA 26 - Cristal de plagioclásio sericitizado (Pl) penetrado por microclina xenoblástica (Mi) e sem inclusões; rocha granítica do Gnaisse Trondhjemítico Granitizado Serrinha, pertencente à Unidade Metatrondhjemítica Caburu. Ponto V-5. Aumento de 100,0 X. Nicóis cruzados..... 164

FOTOGRAFIA 27 - Afloramento mostrando dique granítico (corpo fino) cortando rocha granodiorítica, onde se desenvolve, no contato entre estes, uma pequena borda de reação esbranquiçada; rochas pertencentes a Unidade Granodiorítica - Granítica. Ponto CT-132..... 200

FOTOGRAFIA 28 - Afloramento mostrando um pequeno dique aplítico, extremamente irregular, de composição granítica, cortando rochas metadioríticas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, encerrando inclusive, uma grande quantidade de xenólitos pontiagudos das mesmas. Este aplito é correlacionado ao corpo granítico que intrude as rochas locais; rocha pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica. Ponto CT-231..... 204

FOTOGRAFIA 29 - Xenólito de rocha metadiorítica grossa, da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, em rocha granodiorítica, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica. Este xenólito pode corresponder a porção menos diferenciada da Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-135..... 204

FOTOGRAFIA 30 - Região com grande quantidade de xenólitos de rochas anfibolíticas e metault. ramáficas do Greenstone Belt Barbacena, em um corpo granodiorítico, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica. Este afloramento corresponde, provavelmente, a zona de cúpula deste corpo. Observa-se que parte dos xenólitos apresentam contornos arredondados, indicando reação com o magma granodiorítico. Ponto CT-134..... 205

FOTOMICROGRAFIA 31 - Dique granítico (centro) cortando rocha granodiorítica (laterais). Observa-se a presença de grandes cristais de microclina (MO no dique granítico e de plagioclásio epidotizado (P) no centro do cristal nas rochas granodioríticas; rochas pertencentes à Unidade Granodiorítica - Granítica. Ponto CT-134. Aumento de 50,0 X. Nicóis cruzados..... 210

INDICE DAS FIGURAS

	PAG.
FIGURA 1 - Localização da área no Estado de Minas Gerais.....	2
FIGURA 2 - Geologia da borda sul do Craton do São Francisco (Hasui et al., 1984).....	7
FIGURA 3 - Seção esquemática hipotética mostrando as relações estratigráficas entre os diversos tipos litológicos da área.....	38
FIGURA 4 - Esquema evolutivo para as rochas intrusivas no Greenstone Barbacena.....	39
FIGURA 5 - Relação de cruzamento entre as rochas da faixa anfibolítica e as diversas litologias da área estudada.....	63
FIGURA 6 - Relação de cruzamento entre as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga e as diversas litologias da área estudada.....	74
FIGURA 7 - Ilustração dos principais tipos de texturas observadas nas rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga. 7A - Textura sub-ofítica. 7B - Textura de fluxo. 7C - Textura hipidiomórfica granular. 7D - Textura microporfirítica. 7E - Textura orientada.....	83
FIGURA 8 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do Metadiorito Brumado (D1), pertencente à Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	84
FIGURA 9 - Seção esquemática do corpo diorítico mostrando suas variações petrográficas.....	92
FIGURA 10 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do Meta Quartzo Monzodiorito Glória (D2), Metatonalito do Espraiado (D3), Metatonalito do Barreiro (D4) e um dique intrusivo nas rochas anfibolíticas; corpos pertencentes à Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	95
FIGURA 11 - Ordem de cristalização ígnea e transformações metamórficas e metassomáticas dos minerais das rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	107
FIGURA 12 - Matriz de correlação química entre as rochas dos vários corpos (a) pertencentes à Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	116
FIGURA 13 - Diagrama SiO ₂ x A/CNK (Abdel-Rahman, 1990) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga na área estudada.....	117

FIGURA 14 - Classificação química-mineralógica segundo La Roche et al. (1980) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga no diagrama R_1 x R_2	118
FIGURA 15 - Variação dos elementos químicos entre os corpos D1 (Metadiorito Brumado) e D2 (Meta Quartzo Monzodiorito Glória) e entre as diferentes fácies do Metadiorito Brumado.....	121
FIGURA 16 - Diagrama Na_2O x K_2O (Middlemost, 1975) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	123
FIGURA 17 - Diagrama X-Y (CID - Thornton & Tuttle, 1960) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga...	124
FIGURA 17 - CONTINUAÇÃO - Diagrama X-Y (Thornton & Tuttle, 1960) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	125
FIGURA 18 - Diagrama X-Y (CID - Larsen, 1938) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	126
FIGURA 18 - CONTINUAÇÃO - Diagrama X-Y (CID - Larsen, 1938) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	127
FIGURA 19 - Diagrama X-Y (K_2O x óxidos e elementos traços) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.	130
FIGURA 20 - Diagrama AFM (Irvine e Barangar, 1971) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	132
FIGURA 21 - Diagrama An-Ab-Or (normativos) de O'Connor (1965) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	133
FIGURA 22 - Diagrama Rb-Ba-Sr (El Bouseily & El Sokkary, 1975) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	134
FIGURA 23 - Relação de cruzamento entre as rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu e as diversas litologias da área estudada.....	145
FIGURA 24 - Desenho esquemático mostrando as variações petrográficas, mineralógicas e texturais entre o Metatrondhjemito Caxambu (T1) e o Gnaiss Trondhjemítico Granitizado Fé (T2).....	146
FIGURA 25 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu.....	154
FIGURA 26 - Ordem de cristalização ígnea e transformações metamórficas e metassomáticas dos minerais das rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu.....	169
FIGURA 27 - Diagrama SiO_2 x A/CNK (Abdel-Rahman, 1990) para as rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu....	177

FIGURA 28 - Classificação química-mineralógica segundo La Roche et al. (1980) para as rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu no diagrama R1 x R2.....	178
FIGURA 29 - Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) para as rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu.....	182
FIGURA 30 - Diagrama K ₂ O-Na ₂ O-CaO (Barker e Arth, 1976) para as rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu..	183
FIGURA 31 - Diagrama An-Ab-Or (normativos) de O'Connor (1965) modificado por Barker (1979) para as rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu.....	184
FIGURA 32 - Diagrama Rb-Ba-Sr (El Bouseily & El Sokkary, 1975) para as rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu.....	186
FIGURA 33 - Relação de cruzamento entre as rochas granodioríticas pertencentes à Unidade Granodiorítica - Granítica e as diversas litologias da área estudada.....	201
FIGURA 34 - Relação de cruzamento entre as rochas graníticas pertencentes à Unidade Granodiorítica - Granítica e as diversas litologias da área estudada.....	202
FIGURA 35 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1975) para as rochas da Unidade Granodiorítica - Granítica.....	208
FIGURA 36 - Padrão de distribuição dos ETR (normalizados pelo condrito de Masuda et Al., 1973) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	214
FIGURA 37 - Padrão de distribuição dos ETR (normalizados pelo condrito de Masuda et Al., 1973) para as rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu.....	219
FIGURA 38 - Diagrama Na ₂ O X K ₂ O (Tegyei, 1979) para as rochas das Unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhjemítica Caburu.....	225
FIGURA 39 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas das Unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhjemítica Caburu com as séries ígneas, segundo Bowden et al. (1984).....	226
FIGURA 40 - Diagrama X-Y (ID - Larsen, 1939) para as rochas das Unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhjemítica Caburu.....	227
FIGURA 41 - Padrão de distribuição dos ETR (normalizados pelo condrito de Masuda et al., 1973) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, rochas da série GDT e basaltos de arcos de ilha.....	230
FIGURA 42 - Diagrama Ti X Zr (Pearce, 1980) para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	231

- FIGURA 43 - Diagrama esquemático mostrando as possibilidades de formação dos líquidos trondhjêmíticos de alto alumínio e de baixo alumínio por diferenciação e fusão parcial (Barker e Arth, 1976)..... 232
- FIGURA 44 - Diagrama Ba/Rb X Rb e Ba/Sr X Sr para as rochas do Metatrondhjêmito Caxambu, evidenciando os efeitos do metassomatismo potássico..... 234
- FIGURA 45 - Diagrama Al_2O_3 X $(Yb)_N$ (Arth, 1979) para as rochas da Unidade Metatrondhjêmítica Caburu. A linha cheia separa os trondhjêmitos continentais dos trondhjêmitos oceânicos..... 236
- FIGURA 46 - Diagrama SiO_2 X K_2O (Coleman e Peterman, 1975) para as rochas da Unidade Metatrondhjêmítica Caburu.. 237
- FIGURA 47 - Padrão de distribuição dos ETR (normalizados pelo condrito de Masuda et Al., 1973) para as rochas da Unidade Metatrondhjêmítica Caburu e de corpos trondhjêmíticos de diversos ambientes (Arth, 1979)..... 238
- FIGURA 48 - Esquema evolutivo para as rochas das Unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhjêmítica Caburu..... 245
- FIGURA 49 -Esquema geral de evolução das rochas da região de São João Del Rei - Ritópolis..... 247

ÍNDICE DAS TABELAS	PAG.
TABELA 1 - Comparação entre os Cratons do Paramirim e do São Francisco na porção sul do Estado de Minas Gerais...	8
TABELA 2 - Evolução e uso do termo Barbacena.....	13
TABELA 3 - Colunas estratigráficas da região que abrange as rochas do Greenstone Belt Barbacena ou Sequência a Vulcano-Sedimentar.....	19 a 22
TABELA 4 - Dados geocronológicos das rochas da região entre Barbacena e Lavras.....	23
TABELA 5 - Coletânea da mineralogia dos pegmatitos da região entre Coronel Xavier Chaves e Nazareno, segundo Guimarães e Guedes (1944), Rolff (1947, 1948a, 1951a, 1952b), Guimarães (1950), Francesconi (1972) e Quemeneur (1987).....	28
TABELA 6 - Evolução, sub-divisão e posicionamento estratigráfico dos diferentes corpos plutônicos Pré-Cambrianos da região entre Barbacena e Lavras.....	32
TABELA 7 - Resumo das diferentes denominações das rochas plutônicas Pré-Cambrianas da região entre Barbacena e Lavras.....	35
TABELA 8 - Análises modais (a) de rochas metaultramáficas dos corpos A e B.....	47
TABELA 9 - Análises químicas (% em peso) e normas CIPW das rochas metaultramáficas dos corpos A e B da área estudada.....	53
TABELA 9 - CONTINUAÇÃO - Análises químicas (elementos traços, em ppm) das rochas metaultramáficas dos corpos A e B da área estudada.....	54
TABELA 10 - Prováveis transformações simplificadas envolvidas durante a evolução das rochas metaultramáficas da área estudada.....	55
TABELA 11 - Prováveis reações química-mineralógicas envolvidas durante os processos de transformações metamórficas das rochas metaultramáficas da área estudada....	56
TABELA 12 - Associações supostas e observadas nas rochas metaultramáficas (corpos A e B).....	58
TABELA 13 - Principais características petrográficas das rochas dos corpos da Unidade Metadiorítica Ibitutinga na área estudada.....	77
TABELA 14 - Caracterização petrográfica das rochas dos corpos pertencentes à Unidade Metadiorítica Ibitutinga...	78

TABELA 15 - Análises modais (a) das rochas das fácies grossa e fina do Metadiorito Brumado, pertencente à Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	79
TABELA 16 - Análises modais (a) das rochas das fácies média e microporfirítica do Metadiorito Brumado, pertencente à Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	80
TABELA 17 - Principais características petrográficas das rochas de cada uma das fácies granulométricas do Metadiorito Brumado, pertencente à Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	87
TABELA 18 - Análises modais (a) das rochas dos corpos pertencentes à Unidade Metadiorítica Ibitutinga (D2 - Meta Quartzo Monzodiorito Glória; D3 - Metatonalito do Espreado; D4 - Metatonalito do Barreiro; e de um dique intrusivo nas rochas da faixa anfibolítica).....	93
TABELA 19 - Prováveis transformações simplificadas envolvidas durante a evolução das rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga na área estudada.....	98
TABELA 20 - Prováveis reações química-mineralógicas envolvidas durante os processos de transformação metamórfica-metassomática das rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	108
TABELA 21 - Análises químicas (% em peso) e normas CIPW das rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga na área e estudada.....	111 112
TABELA 21 - CONTINUAÇÃO - Análises químicas (elementos traços, em ppm) das rochas da Unidade e Metadiorítica Ibitutinga na área estudada.....	113 114
TABELA 22 - Intervalos de abrangência química (óxidos, % em peso e elementos traços, em ppm) das rochas dos corpos da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.....	119
TABELA 23 - Análises químicas dos elementos maiores (% em peso) e dos elementos traços (em ppm) das rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga e de rochas dioríticas de outras localidades.....	136
TABELA 24 - Principais características dos dois maiores corpos da Unidade Metatrondhjemítica Caburu.....	150
TABELA 25 - Caracterização petrográfica das rochas dos corpos pertencentes à Unidade Metatrondhjemítica Caburu..	152
TABELA 26 - Análises modais (a) das rochas dos corpos (T1 - Metatrondhjemito Caxambu; T2 - Gnaiss Trondhjemítico Granitizado Fé; T3 - Gnaiss Trondhjemítico Granitizado Serrinha; e T4 - Gnaiss Trondhjemítico Granitizado Brumado de Baixo), pertencentes à Unidade Metatrondhjemítica Caburu.....	153

TABELA 27 - Características petrográficas distintas da atuação da deformação nas diferentes porções do Metatrondhjemito Caxambú..... 159

TABELA 28 - Prováveis transformações simplificadas envolvidas durante a evolução das rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu na área estudada..... 167

TABELA 29 - Prováveis reações química-mineralógicas envolvidas durante os processos de transformações metamórfica-metassomática-deformacional das rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu..... 168

TABELA 30 - Análises químicas (% em peso) e normas CIPW das rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu na área estudada..... 174

TABELA 30 - CONTINUAÇÃO - Análises químicas (elementos traços, em ppm) das rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu na área estudada..... 175

TABELA 31 - Análises químicas dos elementos maiores (% em peso) e traços (em ppm) das rochas do Metatrondhjemito Caxambú (T1) afetadas por metamorfismo e metassomatismo potássico..... 189

TABELA 32 - Análises químicas dos elementos maiores (% em peso) e traços (em ppm) das rochas do Metatrondhjemito Caxambú e das rochas trondhjemíticas de outras localidades... 191

TABELA 33 - Caracterização petrográfica das rochas da Unidade Granodiorítica - Granítica da área estudada..... 207

TABELA 34 - Análises modais (a) das rochas granodioríticas e graníticas pertencentes à Unidade Granodiorítica - Granítica..... 209

TABELA 35 - Análises químicas dos Elementos Terras Raras (em ppm) das rochas do Metatrondhjemito Caxambu e de rochas trondhjemíticas de diferentes idades..... 222

I - INTRODUÇÃO.

I.1 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.

A área estudada situa-se no centro sul do Estado de Minas Gerais, nos municípios de São João del Rei e Ritópolis, sendo delimitada ao sul pela Serra do Lenheiro, a norte pela cidade de Ritópolis, a leste pelo Rio das Mortes e pelo Ribeirão Santo Antônio e a oeste pelo vilarejo de Caxambu (Figura 1). Encontra-se abrangida pela folha topográfica São João del Rei (IBGE) na escala de 1:50.000 e por fotografias aéreas (IBC), na escala de 1:25.000.

Geograficamente, a área está delimitada pelos paralelos $21^{\circ} 00' 28''$ S, $21^{\circ} 08' 40''$ S, $44^{\circ} 15'$ W, $44^{\circ} 23' 20''$ W, perfazendo um total de, aproximadamente, 180 km^2 .

O acesso à área pode ser realizado pela rodovia BR-265, que liga a cidade de Barbacena à cidade de São João del Rei, principal centro sócio-econômico da região. A partir de São João del Rei, utiliza-se a rodovia asfaltada que liga esta cidade à Ritópolis (corta a área estudada de norte a sul) e à estrada de terra para o vilarejo de Caburu. O leito da Ferrovia do Aço também pode ser utilizado, parcialmente, como via de acesso à área, pois corta esta de leste a oeste.

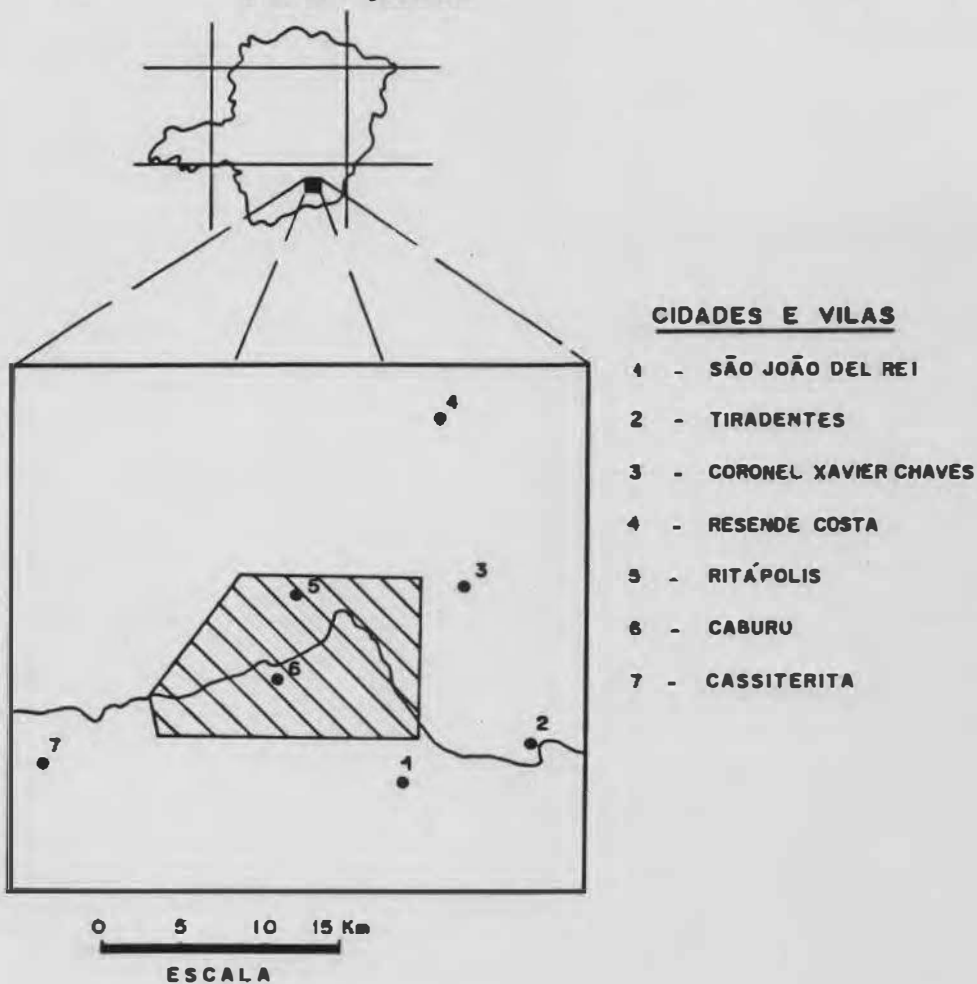
I.2 - OBJETIVOS DO TRABALHO.

Esta dissertação tem como objetivos:

- O mapeamento geológico na escala de 1:25.000, de uma área de, aproximadamente, 180 km^2 , que faz parte da borda sudeste do Craton do São Francisco e o estabelecimento da estratigrafia das rochas intrusivas plutônicas.

- Descrever a descoberta de corpos intrusivos plutônicos félsicos de composição trondhjemitica.

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO ESTADO DE MINAS GERAIS



- A caracterização petrográfica e geoquímica dos corpos intrusivos pertencentes à Unidade Metadiorítica Ibitutinga e a Unidade Metatrondhjêmica Caburu.

- Descrever as transformações mineralógicas nas rochas das Unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhjêmica Caburu.

- Descrever a influência do metassomatismo potássico, nas rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, decorrente da intrusão de corpos graníticos e granodioríticos félsicos.

- Caracterizar as transformações mineralógicas e químicas decorrentes do cisalhamento nas rochas da Unidade Metatrondhjêmica Caburu.

- Sugerir um modelo petrogenético e evolutivo para as rochas das Unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhjêmica Caburu.

I.3 - METODO DE TRABALHO.

Para o levantamento geológico da área, foram realizadas várias etapas, anteriores aos trabalhos de campo, que envolveram:

- 1 - Seleção e aquisição das fotografias aéreas e mapas topográficos.
- 2 - Compilação e estudo dos mapas geológicos que abrangem a área.
- 3 - Foto-interpretção geológica da área.
- 4 - Levantamento bibliográfico.

Posteriormente a estas etapas, teve início o mapeamento geológico da região, com ênfase no estudo das relações de campo entre os diversos corpos plutônicos intrusivos e as suas rochas encaixantes. Para o mapeamento foram utilizadas

fotografias aéreas, na escala de 1:25.000 do IBC-GERCA e carta topográfica do IBGE, na escala de 1:50.000, folha São João del Rei.

Os trabalhos de laboratório consistiram de estudos petrográficos de seções delgadas e polidas com vistas à identificação da textura, constituição mineralógica e transformações na mineralogia. Foi efetuada contagem de grãos, variando esta entre 600 e 1000 pontos, para fins de identificação da composição modal dos diversos tipos de rochas dos vários corpos estudados. Realizou-se a seguir o tingimento de "slabs" de rochas, utilizando-se cobalto nitrito de sódio, para facilitar a contagem do feldspato potássico e caracterizar o grau de aproximação entre esta contagem e a análise modal.

Foram selecionadas 25 amostras de rochas para serem analisadas nos laboratórios da CPRM (20) e GEOSOL (5) para os óxidos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5), Perda ao Fogo (P.F.), e elementos traços (Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Cu, Pb, Zn, Mo, Cr, Li, Ni, Nb) e 11 amostras para elementos terras raras no laboratório da GEOSOL. No laboratório da CPRM (LAMIM - RJ) foram utilizados os seguintes métodos: Espectrometria de absorção atômica (A.A.) para TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_{tot} , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , Ba, Cr, Ni, Zn, Cu, Pb, Li, Mo); espectrofotometria de absorção atômica (SiO_2 , P_2O_5); volumetria (FeO); gravimetria (P.F.); e espectrometria por fluorescência de raio-X (Zr, Sr, Y, Rb, Nb). A análise quantitativa dos ETR foi executada pelo laboratório da GEOSOL (GEOLAB - BH), através de espectrofotometria de plasma, com os seguintes limites de detecção: La (0,5), Ce (1,5), Nd (0,4), Sm (0,3), Eu (0,02), Gd (0,35), Dy (0,08), Ho (0,05), Er (0,08), Yb (0,03) e Lu (0,02). O procedimento para tratamento e interpretação dos resultados das amostras constou de:

- Transformação de todas as amostras para a base anidra.
- Cálculo de CIPW e MESONORMA através do programa NORMAS, aperfeiçoado por Silvio Vlach da Universidade de São Paulo (USP).
- Cálculo da matriz de correlação das amostras através do programa GEOQUANT da CPRM.

- Conversão dos elementos terras raras para condrito (Masuda et al., 1973).

- Preparação e plotagem dos dados em diversos diagramas discriminantes.

Como última etapa, foram realizados os trabalhos de escritório, que constaram do tratamento e interpretação dos dados geoquímicos e integração destes com os dados de mapeamento e petrografia.

II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.

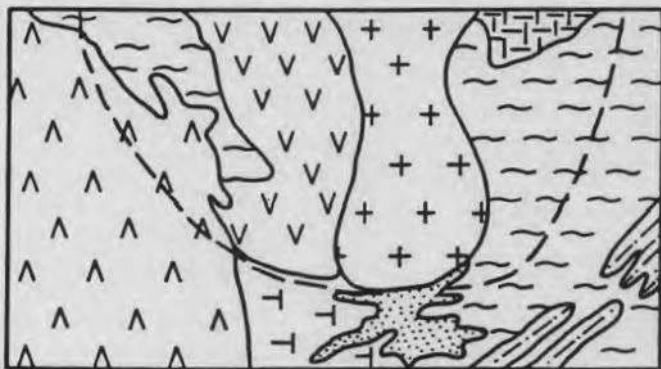
A área estudada está inserida em contexto geológico extremamente complexo (Figura 2), pois se situa no limite entre dois grandes domínios geotectônicos, que correspondem ao Craton do São Francisco e a faixa móvel Alto Rio Grande, que engloba os Grupos São João del Rei e Andrelândia (Hasui et al. 1984).

Almeida (1977) definiu Craton do São Francisco como uma grande entidade geotectônica, estabilizada no Proterozóico Inferior, ao final do Evento Transamazônico e que se manteve estável durante o Ciclo Brasileiro. O limite sul do Craton do São Francisco, possui a forma de um grande arco com concavidade voltada para o ante-pais, sendo delimitado pela presença de grande número de falhas de empurrão, que separa as suas litologias das rochas dos Grupos Andrelândia e São João del Rei. Seu embasamento na porção sul, é composto por rochas de natureza granito-gnaissica, geralmente migmatizadas, cortadas por numerosas intrusões graníticas, com fácies metamórfica variando de anfibolito alto a granulito.

O Craton do Paramirim foi caracterizado por Almeida (1981) como uma entidade geotectônica consolidada ao final do Arqueano e afetada intensamente pelo evento Jequié (entre 2,4 e 3,4 B.a.). O embasamento deste Craton no sul do Estado de Minas Gerais é caracterizado por vários núcleos de idades variando entre 3,0 e 2,4 B.a. (Cordani e Teixeira, 1979; Teixeira, 1982 e 1985), sendo representado pelas rochas dos Grupos Mantiqueira, Barbacena e do Super Grupo Rio das Velhas e seus possíveis correlatos, constituindo-se de tipos diversos de gnaisses e migmatitos, incluindo anfibolitos, charnockitos, granitos, granodioritos e rochas eruptivas máficas e ultramáficas que representariam restos de greenstones belts (Almeida, op cit.). Na Tabela .1 podem ser observadas as principais características dos dois cratons no sudeste de Minas Gerais.

A partir dos dados mencionados, admite-se que a região a ser estudada, situada na porção sul-sudeste do Estado de Minas Gerais, abrange o contato das rochas do Grupo São João

FIGURA 2 - GEOLOGIA DA BORDA SUL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO (HASUI ET AL, 1984)



- + + + - CRATON DO SÃO FRANCISCO
- - - - EMBASAMENTO RETRABALHADO
- - GRUPOS SÃO JOÃO DEL REI E ANDRELÂNDIA
- I I I - MACIÇO DE GUAXUPÉ
- V V V - FAIXA BRASÍLIA
- T T T - FAIXA ARAÇUAÍ
- - ROCHAS SUPRACRUSTAIS
- A A A - BACIA DO PARANÁ
- - - - - LIMITE DO CRATON DO PARAMIRIM

TABELA 1 - COMPARAÇÃO ENTRE OS CRATONS DO PARANÁ E DO SÃO FRANCISCO NA PORÇÃO SUL DO ESTADO DE MINAS GERAIS.

	CRATON DO PARANÁ	CRATON DO SÃO FRANCISCO
IDADE DE CONSOLIDAÇÃO	ARQUEANO (2,4 I.a.)	PROTEROZOICO INFERIOR
REPRESENTANTES ESTRATIGRÁFICOS MAIS ANTIGOS DO ENDAAMENTO	GR. BARRACENA E MANTIQUEIRA, COMPLEXO DO BAÇO, SUPER GR. RIO DAS VELHAS E CORRELATOS	GR. BARRACENA E MANTIQUEIRA, COMPLEXO DO BAÇO, SUPER GR. RIO DAS VELHAS E CORRELATOS
PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS	GNAISSES, MIGMATITOS, GRANITOS, CHARNOKITOS, GRANODIORITOS E RESTOS DE GREENSTONE	GRANITOS, GRANODIORITOS, MIGMATITOS, GREENSTONE, ITADIORITOS, QUARTZITOS, ETC.
IDADE DAS DOCHAS ENVOLUTIVAS	ENGLORA SOMENTE DOCHAS DO ARQUEANO	ENGLORA DOCHAS DO ARQUEANO E DO PROTEROZOICO INFERIOR

OBS: GR - GRUPO

del Rei com rochas vulcano-sedimentares do Greenstone Belt Barbacena (Pires, 1977) e intrusivas associadas, ou seja, o limite sudeste do Craton do São Francisco. A evolução tectônica desta área é caracterizada pela presença de rochas arqueanas (gnaisses, migmatitos e anfibolitos), que fazem parte do embasamento dos Cratons do Piramirim e São Francisco, e por rochas formadas durante o evento Transamazônico (granitos e granodioritos), pertencentes, somente, ao Craton do São Francisco (Quemeneur e Vidal, 1989).

III - EVOLUÇÃO DOS CONCEITOS REFERENTE A UTILIZAÇÃO DO TERMO BARBACENA.

Barbosa (1954) definiu a "SERIE BARBACENA", como um conjunto de mica xistos, gnaisses, xistos máficos vulcânicos com filiação básica e ultrabásica (xistos verdes, talcos xistos, tremolita xistos, anfibólio xistos) e metassedimentos pertencentes à Formação Carandai.

Ebert (1955a e 1956a) retirou as rochas metassedimentares da Formação Carandai, da "SERIE BARBACENA", sub-dividindo esta última, em dois conjuntos litológicos diferentes: "FORMAÇÃO BARBACENA" e "FORMAÇÃO LAFAIETE". A "FORMAÇÃO BARBACENA", mais antiga, foi sub-dividida em duas facies (metabásitica, composta de anfibólitos, gabros, talco xistos, hornblenditos, tremolita xistos, clorita xistos e serpentinitos; metassedimentar, composta de mica xistos, metagrauvas, quartzitos). A "FORMAÇÃO LAFAIETE", mais recente, inclui mica xistos ricos em hornblenda, gonditos e itabiritos, sendo cortada por uma fase granítica Pós-Barbacena.

Segundo Pires (1977 e 1978), o "GRUPO BARBACENA" corresponderia a uma sequência tipo Greenstone Belt., que foi sub-dividida em 3 unidades: migmatitos, granodioritos e metamorfitos. Esta última unidade seria representada por anfibólitos, xistos diversos, turmalinitos, serpentinitos, formação manganésifera, quartzitos, epidositos e xistos grafitosos, que seriam uma continuidade litológica do Super Grupo Rio das Velhas, mais precisamente das rochas do Grupo Nova Lima. Este autor discordou da sub-divisão proposta por Ebert (1956a), referente a "FORMAÇÃO LAFAIETE", e propôs a extinção desta, retornando seus litótipos à unidade dos metamorfitos.

Silva et al. (1978) propuseram a divisão lito-estrutural da "ASSOCIAÇÃO BARBACENA", sub-dividindo-a nos Complexos Gnáissico-Migmatítico, Bom Sucesso, Piedade, Canastra, Furnas, São João del Rei e Andrelândia, correlacionando as rochas das "Formações Barbacena e Lafaiete" (Ebert, 1956a) ao "Complexo Gnáissico-Migmatítico", que

abrangeria gnaisses, granitóides, migmatitos, anfibolitos, mica xistos, rochas quartzo-ferro manganésíferas, rochas calciossilicáticas, gnditos e quartzitos cataclásticos.

Fonseca et al. (1979) englobaram como "GRUPO BARBACENA", as litologias definidas pelas "Formações Barbacena e Lafaiete" (Ebert, 1956a), pelos "metamorfitos" (Pires 1977), pelos gnaisses charnockíticos a leste do maciço do Matola e por grande parte do denominado Complexo Lavras, que inclui rochas granulíticas e gnaisses facoidais com idades de 2.780 M.a..

Kaefer et al. (1979) adotaram uma compartimentação estratigráfica baseada na sub-divisão em associações, na qual a "ASSOCIAÇÃO BARBACENA", compreenderia os "Complexos Socorro, Paraisópolis, Campos Gerais, Itapira, Andrelândia, Varginha, São João del Rei e Amparo".

Oliveira (1980) denominou de "COMPLEXO BARBACENA" o conjunto de migmatitos bandados (ricos em enclaves de anfibolitos, rochas gabróides e metaultrabásitos), onde a porção clara possui composição granodiorítica e/ou granítica e a escura composição básica.

Quemeneur e Baraud (1982 e 1983) utilizaram os termos "COMPLEXO CONSELHEIRO LAFAIETE" e "COMPLEXO BARBACENA", para denominar os conjuntos litológicos onde predominam respectivamente, anfibolitos e gnaisses. Agruparam estes dois conjuntos no Embasamento.

Machado Filho et al. (1983) consideraram como "COMPLEXO BARBACENA" o conjunto de metatexitos de idade Arqueana, com paleossoma xistosos básicos e ultrabásicos e neossomas granodioríticos e graníticos, retrabalhados ou não durante o Ciclo Transamazônico e posicionados na borda sul do Craton do São Francisco. Corresponderiam segundo os autores, a uma continuidade das litologias do "Complexo Divinópolis".

Hasui e Oliveira (1984) reuniram no "COMPLEXO BARBACENA" um conjunto de rochas gnaissicas - granitóide - migmatíticas, com metabasitos, metaultrabasitos, granulitos, quartzitos, mármore e rochas calciossilicáticas associadas. Trouw et al. (1986) e Ribeiro et al. (1990) denominaram de "GRUPO BARBACENA", somente, as faixas vulcano-sedimentares, em sentido muito próximo ao de Ebert. (1956a). Pires et al. (1990)

segundo a proposta de Trouw et al. (1986) passam a denominar de "GREENSTONE BARBACENA", somente, as rochas vulcano-sedimentares da região, retirando de sua antiga denominação (GRUPO BARBACENA) as rochas granodioríticas, tonalíticas e os migmatitos.

A partir do resumo elaborado, exposto na Tabela 2, tornou-se possível observar a problemática da nomenclatura estratigráfica da região, particularmente relacionada a utilização e significado do termo BARBACENA. Este foi utilizado, primeiramente, como SÉRIE (Barbosa, 1934), e, depois como FORMAÇÃO (Ebert., 1956a), GRUPO (Pires, 1977; Fonseca et al., 1979; Trouw et al., 1986; Ribeiro et al., 1990; Pires et al., 1990), ASSOCIAÇÃO (Silva et al., 1978; Kaefer et al., 1979) e COMPLEXO (Oliveira, 1980; Quemeneur e Baraud, 1982; Machado Filho et al., 1983; Hasui e Oliveira, 1984). Apesar de grande parte dos autores utilizarem a mesma denominação, tanto "GRUPO BARBACENA" (Pires, 1977; Fonseca et al., 1979; Trouw et al., 1986; Ribeiro et al., 1990) quanto "COMPLEXO BARBACENA" (Oliveira, 1980; Quemeneur e Baraud, 1982; Machado Filho et al., 1983; Hasui e Oliveira, 1984), cada um dos autores acima citados, abrange diferentes unidades litológicas na sua denominação, ocasionando diferentes significados geológicos.

Devido a essa problemática, Trouw et al. (1986) passaram a subdividir as litologias regionais em conjuntos litológicos, posicionando-os crono estratigraficamente e tentando evitar ao máximo a utilização de denominações específicas para os mesmos, porém, comparando-os com as denominações existentes.

TABELA 2 - EVOLUÇÃO E USO DO TERMO BARRACENA.

AUTOR	MEMBRADA ESTRAT.	ASSOCIAÇÃO
DABOSA (1954)	SERIE BARRACENA	XISTOS BÁSICOS-ULTRABÁSICOS, MICA XISTOS, GNAISSES e METASSEDIMENTOS DA Fm. CABANDEI
EDERT (1955A E 1956A)	FORMAÇÃO LAFAIETE	MICA XISTOS DÍCOS EM NOROCCLEMDA, ITABIRITOS E GONDITOS.
	FORMAÇÃO BARRACENA	FACIES METASSEDIMENTAD (METAGRAUACAS). FÁCIES METASÍTICA (SERPENTINITOS e Xv)
PIRES (1977 E 1978)	GRUPO BARRACENA	METAMOFITOS (AMFIDOLITOS, XISTOS, TUMALINITOS, Fm. MANGANESIFEDA, SERPENTINITOS EPIDOSITOS), MIGMATITOS E GRANODIORITOS.
SILVA ET AL. (1978)	ASSOCIAÇÃO BARRACENA	COMPLEXOS GNAISSICO-MIGMATÍTICO, PIEDADE, BOM SUCESSO, CANASTRA, FURNAS, AMDELÂMBIA E SÃO JOÃO DEL DEI.
FONSECA ET AL. (1979)	GRUPO BARRACENA	Fms. BARRACENA E LAFAIETE, METAMOFITOS, ROCHAS GRANULÍFICAS - GNAISSES FACONAIS DO "COMPLEXO LAVRAS" E GNAISSES CHARNOKÍTICOS A LESTE DO MACIÇO DE MATOLA.
KAEFER ET AL. (1979)	ASSOCIAÇÃO BARRACENA	COMPLEXOS SOCORRO, PARAISÓPOLIS, CAMPOS GERAIS, SÃO JOÃO DEL DEI, AMDELÂMBIA, ITAPIDA, VADGINHA E AMPARO.
OLIVEIRA (1980)	COMPLEXO BARRACENA	METALTRABASITOS, GABROS E MIGMATITOS BARRACENOS COM ENCLAVES AMFIDOLÍTICOS.
QUEMENEUD & BARAUD (1982 E 1983)	COMPLEXO BARRACENA	GNAISSES
MACHADO FILHO ET AL. (1983)	COMPLEXO BARRACENA	METATEXITOS
MASUI & OLIVEIRA (1984)	COMPLEXO BARRACENA	GNAISSES, MIGMATITOS, GRANULITOS, GRANITOS ASSOCIADOS A METABASITOS-METALTRABASITOS, QUARTZITOS, MÁRNORES E ROCHAS CALCIOSSILICÁTICAS.
TROUM ET AL. (1986)	GRUPO BARRACENA	FAIXAS VULCANO-SEDIMENTARES
PIRES ET AL. (1990)	GREENSTONE BARRACENA	ROCHAS METALTRABÁSICAS, METAMÁFICAS, XISTOS DIVERSOS E METASSEDIMENTOS ASSOCIADOS.

ONS: ESTRAT. - ESTRATIGRÁFICA Xv. - XISTOS VERDES Fms. - FORMAÇÕES

IV - TRABALHOS ANTERIORES.

Na tentativa de melhor organizar e agrupar os trabalhos que abrangem as rochas do Greenstone Belt Barbacena e suas intrusivas associadas (dioritos - tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e granitos), estes foram sub-divididos em basicamente 3 tipos de enfoques: geológico - estratigráfico, geocronológico e geológico - econômico - metalogenético.

IV.1 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO.

Na região que abrange as rochas vulcano-sedimentares que compõem o Greenstone Belt Barbacena, tem-se notícias de investigações geológicas, desde o final do século XIX, com a publicação de Lombard (in Valeriano, 1985), na qual foram feitas observações sobre as mineralizações e estratigrafia local. Trabalhos de mapeamento mais detalhado, tiveram início em 1926 e culminaram com as apresentações das cartas geológicas 1:100.000 de Barbacena (Bastos e Erichsen, 1927) e São João del Rei (Erichsen, 1929). Nessas, foram separados o COMPLEXO CRISTALINO, composto de gnaisses, dioritos, granitos, xistos cristalinos, diabásios, epidiabásios, anfíbolitos, epidioritos, considerados como arqueanos, os hydromicaxistos e calcários do Algonquiano, correlatos a Série Minas, os quartzitos e arenitos conglomeráticos e os quartzitos xistosos, ambos de idade Cambriana (Tabela 3A).

Barbosa (1954) sub-dividiu o Arqueano da região em duas séries distintas, designando a SÉRIE MANTIQUEIRA como mais velha que a SÉRIE BARBACENA (Tabela 3B).

Ebert (1955a, 1955b, 1956a, 1956b, 1957, 1958, 1963, 1984), a partir de trabalhos de mapeamento regional sistemático, modificou a caracterização geológica e evolutiva da área, utilizando-se das variações sedimentares, deformacionais e metamórficas encontradas. Sub-dividiu a "SÉRIE BARBACENA" de Barbosa (1954) em "FORMAÇÃO BARBACENA", que corresponderia a uma fácies metabasítica e em "FORMAÇÃO LAFAIETE", que seria a fácies metassedimentar, posicionando a

"FORMAÇÃO LAFAIETE" como mais recente que as fases magnéticas ácidas (Tabela 3C).

Dorr et. al. (1957) introduziram no Quadrilátero Ferrífero o termo "SÉRIE RIO DAS VELHAS", substituindo o termo Pré-Minas, para designar a sequência xistosa mais antiga que a "SÉRIE MINAS", e que constituiria o embasamento das rochas do Quadrilátero Ferrífero, propondo uma correlação entre as rochas do GRUPO NOVA LIMA e as da "SÉRIE BARBACENA".

Brandalise et. al. (1971) sub-dividiram o Arqueano da região em "COMPLEXO GRANITO-GNAISSICO INDIVISO" (agrupando neste gnaisses, migmatitos e corpos graníticos mais recentes), "Série Barbacena", "Gnaisse Piedade" e "Formação Lafaete", utilizando as terminologias de vários autores.

Inda et al. (1984) abrangeram as rochas do "Grupo Barbacena" no "COMPLEXO MIGMATITICO-GRANULITICO" de Minas Gerais, considerando-o como de idade Arqueana.

Barbosa (1985) caracterizou que as rochas ultramáficas da região de Conselheiro Lafaete, pertencentes ao GRUPO BARBACENA, seriam semelhantes aos komatiitos basálticos, as rochas máficas aos basaltos e andesitos da série toleítica e basaltos da série cálcio-alcalina e as rochas graníticas pertenceriam a linhagem tonalítica - trondhjemitica.

Valeriano (1985 e 1986) apresentou uma breve descrição das litologias do GRUPO BARBACENA, fornecendo a coluna estratigráfica da área estudada, onde a sub-divide em gnaisses bandados, faixas de xistos (clorita, tremolita, talco, sericita xistos), xistos verdes, granodioritos gnaisses e rochas metagabroides (Tabela 3G). Porto Junior et al. (1986) sugeriram que os gnaisses de São Tiago passariam, gradativamente, para uma região migmatitizada e esta para uma zona com caráter granítico, que corresponderia ao GRANITO SANTA RITA.

Pires e Porto Junior (1986) sub-dividiram as rochas do "GRUPO BARBACENA" em três unidades (Tabela 3H):

- Sequência "Greenstone Belt. Barbacena", que abrangeria xistos básicos e ultrabásicos, metagabros, tonalitos, formação manganesífera, turmalinitos, quartzitos cherticos e xistos grafitosos.

- Granodioritos e gnaisses, que abrangem os migmatitos e os

gnaisse tonalíticos do "Grupo Mantiqueira".

- Migmatito Barbacena.

Trouw et. al. (1986) sub-dividiram a estratigrafia do embasamento em 3 conjuntos litológicos principais (Tabela 3I):

- Gnaisses bandados, localmente migmatíticos, com intercalações de anfibolitos e hornblenda gnaisses, correlatos em parte a "Série Mantiqueira" de Barbosa (1954) e ao Gnaisse Piedade de Ebert (1984).

- Ortognaisses.

- Faixas vulcano-sedimentares ricas em rochas máficas, ultramáficas e em metagabros que gradam para faixas de xistos verdes.

Fortes e Laranjeiras (1987) sub-dividiram as litologias do embasamento da região, entre Itumirim e Nazareno, em 4 unidades, observando uma tendência de afinidade komatiítica para as rochas metaultramáficas e toleítica para as rochas metamáficas. As suas unidades seriam as seguintes:

- Metaultramáfica (tremolita xistos, hornblenda tremolita xistos, tremolitos, tremolita actinolita clorita xistos, hornblenditos, serpentinitos, talco clorita xistos).

- Metamáfica (anfibolitos, anfibólio gnaisses, metagabros, gnaisses anfibolíticos e rochas quartzo feldspáticas).

- Anfibolítica.

- Unidade composta de granodioritos e gnaisses.

Jost et al. (1987) observaram a presença de rochas komatiíticas com textura spinifex na região do Alto da Varginha, no município de Conselheiro Lafaiete. Noce et al. (1987) sugeriram que as rochas metaultramáficas do Grupo Barbacena, possuiriam afinidade com o campo das rochas komatiíticas, correlacionando-as com as rochas metavulcânicas komatiíticas do Grupo Quebra Ossos no Quadrilátero Ferrífero.

Junqueira et al. (1989) sub-dividiram as litologias do embasamento em 5 unidades ("streaky" gnaisses, metaultramáfica, metamáfica 1, metamáfica 2, metassedimentar). Destacaram a presença de estruturas típicas de rochas vulcânicas (remanescentes de "pillows" e varíolas) nas rochas das unidades metamáficas e relictos sugestivos de trama spinifex nas rochas metaultramáficas da região de Nazareno, correlacionando estas com as rochas metaultramáficas

vulcânicas do Grupo Nova Lima.

Pires et al. (1990) forneceram a coluna lito-estratigráfica regional do Greenstone Belt Barbacena (Tabela 3J), propondo que a unidade basal seria composta de rochas metault.rabásicas (serpentinitos, esteatitios, clorita talco xistos) pertencentes ou não ao campo das rochas komatiíticas; a unidade intermediária de anfibolitios, epidositos e anfibólio xistos e a unidade superior de formação manganesífera e muscovita cianita xistos.

Utilizando-se da correlação entre as unidades de rochas metavulcânicas, da região entre Conselheiro Lafaete e Lavras, com as rochas metavulcânicas do Grupo Nova Lima, vários autores associaram, que as faixas metamáficas e metaultramáficas desta sequência, seriam remanescentes de rochas vulcânicas de um Greenstone Belt Arqueano (Pires, 1977; Mascarenhas et al., 1984; Barbosa, 1985; Noce et al., 1987; Porto Junior, 1988a e 1988b; Pires et al., 1990). Este conjunto foi primeiramente denominado de Greenstone Belt Barbacena (Pires, 1977 e 1978), embora outros autores sugerissem novas denominações, tais como "Greenstone Belt Rio das Velhas - Lafaete" (Wernick, 1981), "Greenstone Belt Nova Lima - Lafaete" (Cordani e Neves, 1982) e "Greenstone Belt Rio das Mortes" (Quemeneur, 1987). Porém estas novas denominações não tiveram aceitação e uso na literatura geológica.

Segundo grande parte dos autores que estudaram a região (Pires, 1977; Barbosa, 1985; Porto Junior, 1988a; Pires et al., 1990), a sequência de rochas vulcano-sedimentares que constitui o Greenstone Belt Barbacena é cortada por diversos corpos intrusivos de composição granodiorítica e quartzo diorítica. Estes corpos intrusivos foram deformados, conjuntamente com a sequência de rochas vulcano-sedimentares e, posteriormente, invadidos por corpos graníticos, formando assim, os terrenos tipo Granito - Greenstone, comuns a várias áreas do Arqueano em diversos continentes.

Devido á grande quantidade de trabalhos de mapeamento regional desenvolvidos, várias colunas estratigráficas foram confeccionadas, destacando-se as que apresentam a evolução crono-estratigráfica da área. Muitas dessas colunas mostram

similaridades no seu posicionamento estratigráfico, diferindo, principalmente, na nomenclatura adotada, porém, outras apresentam diferenças marcantes, devido as interpretações dos dados observados. A partir da Tabela 3A até a Tabela 3J, pode-se observar a evolução geológica da área, e a aproximação do estabelecimento de uma coluna estratigráfica, mais próxima da realidade do conhecimento geológico do momento.

IV.2 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOCRONOLÓGICO.

A região que abrange as rochas do Greenstone Belt Barbacena e intrusivas associadas, foi, geocronologicamente, pouco estudada, até o presente momento (Tabela 4), sendo suas idades sugeridas a partir de comparações com as idades de rochas semelhantes, que ocorrem na parte sudeste do Craton do São Francisco ou com as rochas do Greenstone Belt Rio das Velhas.

O primeiro trabalho geocronológico realizado na região foi de Guimarães e Florêncio (1949), que caracterizaram, respectivamente, idades entre 363 e 373 M.a. e entre 1.027 e 1.092 M.a. para os corpos pegmatíticos, baseados no estudo das monazitas, sendo que Peixoto e Guimarães (1952) relataram que o método utilizado (Pb/U+Th), anteriormente, para a determinação da idade dos minerais seria muito problemático, pois o estado de alteração das amostras provocaria uma alteração na razão Pb/U. Estes autores encontraram idades diferentes para as monazitas da Fazenda Rochedo (959 - 941 M.a.) e da Fazenda da Barra (557 - 553 M.a.). Guimarães (1966) apresenta a partir da análise de material uranífero, idade de aproximadamente 450 M.a. para o pegmatito de Volta Grande.

Dirac e Ebert (1967) dataram, através do método K/Ar, as micas do pegmatito de Volta Grande, encontrando uma idade de aproximadamente 1.150 M.a., que segundo estes autores corresponderia a idade de formação dos pegmatitos.

Inicialmente, os estudos geocronológicos da região abrangeram, somente, os corpos pegmatíticos. A partir do final da década de 70, as rochas do embasamento e os corpos graníticos passaram a ser estudados com maior detalhe.

TABELA 3 - COLUMAS ESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO QUE ABRANGE AS ROCHAS
DO GREENSTONE BELT BARBACENA OU SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR.

TABELA 3A - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE ERICHSEN (1929).

CAMBRIANO	QUARTZITOS XISTOSOS QUARTZITOS E AREMITOS CONGLOMERÁTICOS.
ALGONKIANO	HIDROMICA-XISTOS E CALCÁREOS
ARQUEANO	GNAISSES, XISTOS CRISTALINOS, GRANITOS BIORITOS E AMFIBOLITOS

TABELA 3B - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE BARBOSA (1954)

ALGONKIANO	SÉRIE MINAS	ITABIRITOS E QUARTZITOS
ARQUEANO	SÉRIE BARBACENA	XISTOS VERBES, MICA XISTOS, GNAISSES E METASSEDIMENTOS DA FM. CARANBAÍ.
	SÉRIE MANTIQUEIRA	GNAISSES E MIGMATITOS

TABELA 3C - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE EBERT (1956A, 1963)

ALGONKIANO SUPERIOR	FORMAÇÕES PRADOS, BARROSO, CARANBAÍ E TIRADENTES — SUPOSTA DISCORDÂNCIA —	
ALGONKIANO INFERIOR	SÉRIE MINAS	ITABIRITOS E QUARTZITOS
ARQUEANO SUPERIOR	FORMAÇÃO LAFAIETE	GONDITOS E MICA XISTOS
	FASE GRANÍTICA PÓS-BARBACENA	
	FORMAÇÃO BARBACENA	FÁCIES METASSEDIMENTAR - METAGRAUVACAS
		FÁCIES METABÁSICA - AMFIBOLITOS E ETC
— SUPOSTA DISCORDÂNCIA —		
ARQUEANO INFERIOR	SÉRIE MANTIQUEIRA	GNAISSES E MIGMATITOS

TABELA 3 - COLUMAS ESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO QUE ABRANGE AS DOCHAS DO GREENSTONE BELT BARRACENA OU SEQUENCIA UNICAMA-SEDIMENTAR.

TABELA 3B - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE FRANCESCOVI (1972).

POs-MINAS	FORMAÇÃO BARROSO FORMAÇÃO CARABAI FORMAÇÃO ITACOLMI	
MINAS	SÉRIE MINAS	XISTOS QUANTZITOS E ITABIDITOS
PRÉ-MINAS (ARQUEANO)	COMPLEXO GRANITO-GNAIS-SICO INDISCRIMINADO	DOCHAS INTRUSIVAS (GRANITOS, ADAMELITOS, XISTOS COM FORMAÇÃO MANGANE-SIFERA, ANFIBOLIO XISTOS, ANFIBOLITOS E LEPTITOS

TABELA 3E - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE PINES (1977).

	FORMAÇÃO SANTO AMARO	-----
PROTEROZOÍCO INFERIOR	GRUPO MINAS	ITABIDITOS QUANTZITOS
ARQUEANO	GRUPO BARRACENA	GRANODIORITOS MIGMATITOS METAMOFITOS
	GRUPO MANTIQUEIRA	GNAISSES E MIGMATITOS

TABELA 3F - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE QUEMENEUD & DARAUD (1983)

PROTEROZOÍCO INFERIOR	POs MINAS	PEGMATITOS GRANITOS NOVOS
	SUPER GRUPO MINAS	ITABIDITOS E QUANTZITOS
ARQUEANO EMBASAMENTO	COMPLEXO CONSELHEIRO LAFAIETE	METAVULCÂNICAS ÁCIDAS, ANFIBOLITOS, GRANITOS VELHOS E NÍVEIS MANGAN.
	COMPLEXO BARRACENA	MICA XISTOS, GABROS, GNAISSES, MIGMATÍTICO E LEPTIMITOS

TABELA 3 - COLUMAS ESTRATIGRÁFICAS NA REGIÃO QUE ABRANGE AS DOCHAS DO GREENSTONE BELT BARRACENA OU SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR.

TABELA 36 - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE VALEDIANO (1985).

ARQUEANO	GRUPO BARRACENA	METAGABRO
		GRANODIÓBITO GNAISSE
		XISTOS MÁFICOS, ULTRAMÁFICOS E METASSEDIMENTOS DE BAIXO GRAU
		GNAISSE FELDSPÁTICO COM BANDAS AMFIBOLÍTICAS

TABELA 38 - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE PILES & PORTO JUNIOR (1986).

PROTEROZOICO	GRUPO SÃO JOÃO DEL REI	-----
	SUPER GRUPO MIMAS	ITABIDITOS E QUARTZITOS
	GRANITO SANTA RITA	GRANITO
ARQUEANO	GRUPO BARRACENA	GRANODIÓBITO
		MIGRATITO BARRACENA
		GREENSTONE BARRACENA

TABELA 31 - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE TROUK ET AL. (1986).

PROTEROZOICO	GRUPO SÃO JOÃO DEL REI
	GRUPO MIMAS
	GRANITO
	GRANODIÓBITO GNAISSE - ORTOGNAISSE
ARQUEANO	METAGABRO
	FAIXAS VULCANO-SEDIMENTARES
	CORPOS DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS
	ROCHAS ULTRAMÁFICAS INTERCALADAS COM GNAISSES
	BIOTITA GNAISSE BANDADO

TABELA 3 - COLUMAS ESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO QUE ABRANGE AS ROCHAS DO GREENSTONE BELT BARBACENA OU SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR.

TABELA 3J - COLUMA ESTRATIGRÁFICA DE PINES ET AL. (1990).

PROTEROZOICO	FORMAÇÕES CARAMBÁ, AMDELAN- DIA, LENHEIRO E TIRADENTES	-----
	GRANITOS SANTA RITA E PORTO MENDES	GRANITOS
	SUPER GRUPO MINAS	ITABIDITOS E QUARTZITOS
ARQUEANO SUPERIOR		GRANODIORITOS
		TOMALITOS
		METAGABROS
ARQUEANO INFERIOR	GREENSTONE BARBACENA	METAULCANITOS ÁCIDOS
		AMFIBOLITOS E XISTOS MÁFICOS
		METAULCÂNICAS ULTRAMÁFICAS
	GRUPO MANTIQUEIRA	GNAISSES E MIGMATITOS

TABELA 4 - DADOS GEOCRONOLÓGICOS DAS ROCHAS DA REGIÃO
ENTRE BARRACENA E LAUDAS.

AUTOR	LOCALIZAÇÃO	LIT.	MÉTODO	MAT. AM.	IA. (M.a)	EVENTO ASSOC.
GUIMARRES & FLORENCIO (1949)	SANTA BITA	PEG.	Pb/U+Th	MONAZITA	1.092	UBUAQUANO
	CASSITEBITA	PEG.	Pb/U+Th	MONAZITA	363 a 373	???
PEIXOTO & GUIMARRES (1952)	FAZENDA BOCHEDO	PEG.	Pb/U+Th	MONAZITA	941 a 959	???
	FAZENDA DA BARRA	PEG.	Pb/U+Th	MONAZITA	553 a 557	BRASILIANO
GUIMARRES (1966)	VOLTA GRANDE	PEG.	-----	-----	450	BRASILIANO
BIRAC & EBERT (1967)	VOLTA GRANDE	PEG.	X/Ar	MICAS	1.150	UBUAQUANO
COBBANI & TEIXEIRA (1979)	BARRACENA-LAUDAS	GNA.	Rb/Sr	B.T.	3.000	JEQUIÊ
TEIXEIRA (1982 E 1985)	ITAPECEBICA-CLAUDIO	GNA.	Rb/Sr	B.T.	3.000	JEQUIÊ
	ITAPECEBICA-LAUDAS	MIG.	Rb/Sr	B.T.	2.500	???
	REGIÃO CENTRAL REGIÃO SETENTRIONAL	GNA.	Rb/Sr	B.T.	2.350	???
	CRISTAIS	GB.	Rb/Sr	B.T.	2.048	TBANSAMAZÔNICO
	CLAUDIO	GB.	Rb/Sr	B.T.	2.078	TBANSAMAZÔNICO
MACHADO FILHO ET AL. (1983)	BARRACENA	GB.	Rb/Sr	B.T.	2.048	TBANSAMAZÔNICO
		GB.	Rb/Sr	B.T.	1.920	TBANSAMAZÔNICO
QUEMENEUD & UDAI (1989)	TABUGES	GB.	Rb/Sr	B.T.	1.932	TBANSAMAZÔNICO
	DOM SUCESSO	GB.	Rb/Sr	B.T.	2.700	JEQUIÊ
MEILBOM ET AL. (1989)	LAUDAS	GMB.	Rb/Sr	B.T.	1.982	TBANSAMAZÔNICO

OBS: LIT. - LITOLOGIA GB. - GRANITO GMB. - GRANODIÓRITO
GNA. - GNAISSE MIG. - MIGMATITO PEG. - PEGMATITO
MAT. AM. - MATERIAL ANALISADO B.T. - ROCHA TOTAL
IA. - IDADE

Cordani e Teixeira (1979) e Teixeira (1982 e 1985) caracterizaram a presença de núcleos muito antigos, com idades Rb/Sr de aproximadamente 3,0 B.a., para as rochas das regiões de Itapeçerica - Cláudio, Perdões - Formiga e para as rochas próximas a cidade de Barbacena, admitindo que todas estas foram sujeitas a sucessivos retrabalhamentos crustais mais recentes (2,4 e 2,6 B.a.) e que sofreram a influência do Evento Transamazônico e de um reaquecimento durante o Evento Brasileiro. Machado Filho et. al. (1983) admitiram para as rochas dos "Complexos Barbacena e Divinópolis", na região de Lavras, idades entre 2.650 - 2.430 M.a. e caracterizaram idades entre 2,0 e 1,9 B.a. para as intrusões graníticas de Porto Mendes e Cia Lebourg..

Quemeneur e Vidal (1989) observaram que as datações radiométricas que obtiveram, para o Granito de Bom Sucesso (2,7 B.a.) e para o Granito de Tabuões (1.932 ± 21 M.a.) marcavam duas fases importantes para a evolução da borda meridional do Craton do São Francisco, onde a primeira representa o fim do evento Jequié, caracterizando uma idade arqueana superior para as rochas anfibolíticas, pertencentes ao Greenstone Belt Barbacena, pois estas seriam cortadas pelo Granito de Bom Sucesso, enquanto a segunda, representa um retrabalhamento de rochas arqueanas no Ciclo Transamazônico.

Heilbron et al. (1989) obtiveram para o Granodiorito de Lavras, que pertence, segundo Trouw et al. (1986), à unidade dos Ortognaisses do embasamento dos metassedimentos proterozóicos, idade de 1.982 ± 134 M.a.. Estes autores admitiram a partir destes dados, que esta unidade teria se formado entre 2,1 e 1,9 B.a., confirmando a existência de um grande evento magmático de composição granodiorítica à granítica, devendo este, corresponder a um retrabalhamento crustal de rochas pré-existentes, durante o Ciclo Transamazônico (Teixeira 1982 e 1985).

A partir da Tabela 4, pode-se inferir que a porção sul do Craton do São Francisco sofreu uma intensa atividade tectono-termal durante o Arqueano Tardio e o Proterozóico Inferior, sendo que na região que abrange o Greenstone Belt Barbacena, o evento Transamazônico foi caracterizado pela formação de diversos corpos graníticos, tais como, Cristais

(2,0 B.a.), Porto Mendes (2,0 B.a.), Jacarandá (1,9 B.a.), Tabuões (1,9 B.a.), da Cia Lebourg (1,9 B.a.), de intrusões pegmatóides próximas a cidade de Claudio (1,9 B.a.) e de corpos granodioríticos, tais como os de Lavras e Seritinga, que apresentam idades entre 1,9 e 2,0 B.a. (Teixeira, 1982 e 1985; Teixeira et al., 1983; Machado Filho et al., 1983; Quemeneur e Vidal, 1989; Heilbron et al., 1989).

Segundo os dados dos autores acima citados, as rochas mais antigas da região correspondem aos gnaisses do "Grupo Mantiqueira", onde núcleos com idades variando entre 3,0 e 2,4 B.a. foram identificados. Os anfibolitos pertencentes as sequências vulcano-sedimentares do Greenstone Belt, Barbacena possuem, segundo Pires et al. (1990), idade mínima de 2,7 B.a., pois são cortados por corpos graníticos muito antigos (Granito de Bom Sucesso - 2,7 B.a.). Entre 2,0 e 1,8 B.a. todo esse pacote (Greenstone Belt Barbacena) sofreu a ação de um novo evento tectonotermal (Evento Transamazônico), que gerou a intrusão de diversos corpos graníticos (Tabuões, Jacarandá, Cia. Lebourg, Cristais, Porto Mendes, Santa Rita).

IV.3 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO - ECONÔMICO - METALOGENÉTICO.

A região que abrange as litologias da faixa vulcano-sedimentar, que compõe o Greenstone Belt, Barbacena e suas intrusivas associadas, apresenta, de longa data, recursos minerais, que tem sido aproveitados economicamente. Dentre estes, podem ser citados o ouro, a cassiterita, a columbita - tantalita e o manganês. Outras ocorrências, tais como de molibdenita, diamantes, minerais de lítio e scheelita, não foram alvo de estudos mais detalhados sobre a sua potencialidade ou origem.

IV.3.1 - PEGMATITOS.

A descoberta de mineralizações associadas a corpos pegmatíticos em São João del Rei, data do início da década de

40, através do envio de fundo de bateia pelo frei Norberto de Beaufort para os laboratórios do DNPM, onde foi realizada a determinação de cassiterita (Coelho, 1942). A partir deste ano, vários trabalhos foram realizados, enfocando as mineralizações presentes nos pegmatitos, delimitando-se a faixa de ocorrência desses corpos entre os municípios de Bom Sucesso e Prados, englobando as cidades de Nazareno, Cassiterita, São Tiago, Ritópolis, Penedo, São João del Rei, Tiradentes, Coronel Xavier Chaves, Resende Costa, Lagoa Dourada (Guimarães e Guedes, 1944; Rolff, 1953; Francesconi, 1972).

Guimarães e Guedes (1944) foram os primeiros a descreverem os corpos pegmatíticos da região (Penedo, Nazaré, Ramos, Godofredo), destacando que estes possuíam uma orientação preferencial (N60E) e que o corpo pegmatítico de Nazaré, atual Volta Grande, era na realidade uma grande graisén.

Rolff (1947, 1948a, 1948b, 1951b, 1952a, 1952b, 1953) apresentou uma série de dados referentes a produção de cassiterita e a associação mineralógica dos corpos pegmatíticos, dividindo estes em 3 tipos: Estaníferos, fosfo-estaníferos e estano-litiníferos. Relatou a presença de diamantes nos aluviões advindos das Serras do Lenheiro e São José.

Guimarães (1950, 1956a, 1956b, 1956c) estudou a mineralogia e granulometria dos concentrados de pegmatitos e sugeriu a presença de duas fases de granitização para a formação destes. A primeira calco-sódica, pré-tectônica, onde desenvolveram-se espodumênio, cassiterita, oligoclásio e tantalita, enquanto a segunda, pós-tectônica e potássica.

Heinrich (1964) considerou que os corpos pegmatíticos da região de São João del Rei, foram formados em duas gerações. A primeira, mais antiga, pré-tectônica, derivada de um único estágio de cristalização, apresentando pegmatitos com textura uniforme, e sem a presença de espodumênio. A segunda, mais nova, pós-tectônica, encontra-se representada por pegmatitos mineralizados em espodumênio, e que sofreram uma fase hidrotermal local. Pegmatitos destas duas gerações se encaixam ao longo dos planos de fraturas pré-existentes e

estão relacionados às rochas graníticas-tonalíticas da região.

Francesconi (1972) descreveu a mineralogia dos corpos pegmatíticos do Paiol, Volta Grande-Minas Brasil, Cascalho Preto, Serra, Socego, Cavalo do Buraco, Mato Virgem e Maria. Francesconi et al. (1975) concluíram, através da análise de tendência superficial, que as soluções mineralizantes de Ta-Nb e de Sn provêm da mesma fonte, supondo a existência de dois focos de fluidos pegmatíticos na porção sudoeste de Cassiterita, próximos aos gnaisses leptitos.

Quemeneur (1987) descreveu o zoneamento mineralógico do corpo pegmatítico de Volta Grande, distinguindo 4 diferentes zonas: aplítica, de contato, granitóide e do quartzo - espoduménio. O estudo químico das micas e feldspatos deste pegmatito revelou um enriquecimento em Rb e Li.

Grande parte dos autores que estudaram a região, associam as mineralizações pegmatíticas às rochas graníticas (Guimarães e Guedes, 1944; Rolf, 1948a; Heinrich, 1964; Francesconi, 1972; Quemeneur e Baraud, 1982; Pires e Porto Junior, 1986), porém, trabalhos mais detalhados a este respeito, não foram realizados.

A partir de uma compilação dos trabalhos existentes, foi elaborada a Tabela 5, onde é possível de se observar, a mineralogia completa dos corpos pegmatíticos da região de São João del Rei.

IV.3.2 - OURO.

Em relação às mineralizações auríferas, Souza (1943) concluiu que o ouro na Serra de São José, próximo a Tiradentes, estaria presente sob a forma de sistema filoniano tipo stockwork, muito disseminado, porém com grandes quantidades de veios mineralizados. Rolf (1946 e 1952) descreveu os veios de quartzo auríferos da Serra do Lenheiro, como de possança reduzida, baixo teor, irregulares, muito fraturados, ocorrendo em grande número e em paragênese com bismuto, prata, teluretos, rutilo, pirita e carbonato. Karfunkel et al. (1984) destacaram os quartzitos grosseiros e conglomerados do membro superior, como a fonte mais importante

TABELA 5 - COLEÇÃO DA MINERALOGIA DOS PEGMATITOS DA REGIÃO ENTRE CORONEL XAVIER CHAVES E BAZARETO, SEGUNDO GUIMARÃES & GUEDES (1944), DOLFF (1947, 1948A, 1951A e 1952B), GUIMARÃES (1950), FRANCISCONI (1972) e QUEMENEU (1987).

QUARTZO	BIALMAITA	BIOTITA	TANTALITA	CYRILLITA
ALBITA	TOPAZIO	APATITA	COLUMBITA	HEMATITA
MICROCLINA	CASITERITA	MUSCOVITA	BITYITA	GOETITA
MAGNETITA	BETAFITA	ILMENITA	PIROCLORO	GARNITA
GRANAJA	MOMAZITA	KEDUTIMIO	IXIOLITA	QUILITA
TITANITA	AMBIGONITA	MICROLITA	INDOLMITITA	DOBROVITA
ESPODUMENIO	ZINNALDITA	ZINCO	ALVADOVITA	EPIDOTO
LEPIDOLITA	FERGUSONITA	YTROTANTALITA	ESTAUOLITA	
BERILO	CASSITERITA	POLICRASITA	SARASKITA	

destas mineralizações. indicando que estas devem seguir um único trend, estando o ouro associado a veios de quartzo de pequena espessura e teores irregulares, conjuntamente com prata e sulfetos, principalmente, pirita.

IV.3.3 - SCHEELITA E MANGANÉS.

A primeira descrição quanto a presença de scheelita deve-se a Santos e Pereira (1983), que associaram esta às rochas anfibolíticas da região que compreende Nazareno - São Tiago - Cassiterita. Posteriormente, Ferreira e Ávila (1987), Pereira et al. (1989) e Pereira e Ávila (1990) descreveram novas ocorrências de scheelita, associadas a anfibólio gnaisses nas áreas de São João del Rei - Caburu e Coronel Xavier Chaves - Lagoa Dourada, caracterizando a associação da scheelita, com uma faixa anfibolítica mineralizada, que se estende, desde Nazareno, até Lagoa Dourada.

Numerosas ocorrências de pequenos depósitos de manganês são encontradas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, destacando-se as de Lafaiete, Nazareno, Penedo, e etc.

V - RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE O GRUPO MANTIQUEIRA E A FAIXA VULCANO-SEDIMENTAR OU GREENSTONE BELT BARBACENA.

Uma grande dificuldade no estudo da região, refere-se à problemática existente entre os gnaisses e migmatitos pertencentes ao "Grupo Mantiqueira" (Pires, 1977) e as faixas vulcano-sedimentares do Greenstone Belt Barbacena (Pires et al., 1990). Existem na literatura, duas hipóteses quanto à relação entre estes conjuntos litológicos: serem de mesma idade e somente corresponderem a uma fácies tectônica distinta (Ebert., 1952a; Ebert et al., 1958; Pires et al., 1990) ou o "Grupo Mantiqueira" corresponderia ao embasamento primitivo, onde se desenvolveram as sequências vulcano-sedimentares do tipo Greenstone Belt (Barbosa, 1954; Barbosa, 1985; Trouw et al., 1986; Noce et al., 1987).

Inicialmente, Barbosa (1954) definiu a "Série Mantiqueira" como um conjunto de gnaisses e migmatitos, que correspondem a base mais antiga onde teria se depositado a "Série Barbacena". Ebert. (1956a) sugere a possibilidade da "Série Mantiqueira" se tratar somente de uma fácies metamórfica mais elevada da "Formação Barbacena". Trouw et al. (1986) e Noce et al. (1987) admitem que os gnaisses bandados e migmatitos (correlacionáveis à "Série Mantiqueira") sejam mais antigos que as faixas vulcano-sedimentares, servindo como embasamento para estas, de forma semelhante ao descrito para o Quadrilátero Ferrífero. Pires et al. (1990) sugerem que o "Grupo Mantiqueira" corresponde a um estágio mais evoluído da diferenciação crustal em comparação com o "Grupo Barbacena", possuindo ambos, uma origem conjunta a partir do fracionamento de uma crosta primitiva máfica - ultramáfica - anortositica.

Nenhum dos autores que estudaram este problema, apresentaram dados realmente convincentes para caracterizar uma ou outra das duas opções, posicionando-se como indefinida esta questão.

VI - EVOLUÇÃO, SUB-DIVISÃO E POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO DAS ROCHAS INTRUSIVAS PLUTÔNICAS.

As rochas graníticas/dioríticas (granitos, granodioritos, dioritos) da região, entre Conselheiro Lafaiete e Lavras (Tabela 6), foram, primeiramente, estudadas por Bastos e Erichsen (1927) e Erichsen (1929), que as agruparam com as litologias do Complexo Cristalino. Posteriormente, Guimarães e Guedes (1944) descreveram a presença de 3 diferentes tipos de rochas graníticas nas proximidades da cidade de Ritópolis. Denominaram estas rochas de Quartzo Diorito Ibitutinga, Granitos Santa Rita e João Pinheiro e gnaisse granodiorítico, posicionando, estratigraficamente, o Quartzo Diorito Ibitutinga como mais antigo que o Granito Santa Rita. Não forneceram nenhum indicativo quanto ao posicionamento estratigráfico do gnaisse granodiorítico.

Ebert. (1956a) reuniu, sob a denominação de "Rochas Graníticas", diferentes tipos litológicos (granitos, granodioritos, dioritos), devido a dificuldade de separá-los e posicioná-los, cronoestratigraficamente, em relação a "Formação Barbacena", admitindo que o Quartzo Diorito Ibitutinga, provavelmente, representaria um membro intermediário entre os gabros da "Formação Barbacena" e os trondhjemitos de idade pós "Formação Barbacena".

Ebert et al. (1958) observaram que as rochas graníticas possuíam origem tanto magmática, quanto metassedimentar e variavam desde maciças, sem orientação preferencial, até fortemente deformadas, apresentando uma nítida orientação.

Francesconi (1972) agrupou no Complexo Granítico Gnáissico, rochas graníticas de diferentes posicionamentos estratigráficos. Estas rochas correspondem a gnaisses mais antigos e corpos intrusivos mais recentes, tais como granitos, adamelitos, dioritos, granodioritos e quartzo dioritos. Da mesma forma que Francesconi (op. cit.), Silva et al. (1978), Kaefer et al. (1979) agruparam em uma mesma unidade, as diversas rochas intrusivas graníticas da região.

Pires (1977 e 1978) assinala que os corpos granodioríticos e tonalíticos sincinemáticos da região de

TABELA 6 - EVOLUÇÃO, SUBDIVISÃO E POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO DOS DIFERENTES
CORPOS PLUTÔNICOS PRÉ-CAMBRIANOS DA REGIÃO ENTRE BARRACENA E LAJAS.

AUTOR	IDADE	UNIDADE	ABBAN. LIT.	POS. ESTRAT.
BASTOS & EDICHSSEN (1927)	ARQUEANA	COMPLEXO CRISTALINO	GD, GND, B10	INDEFINIDO
EDICHSSEN (1929)	ARQUEANA	COMPLEXO CRISTALINO	GA, GND, B10	INDEFINIDO
GUIMARÃES & QUEDES (1944)	ARQUEANA	QUARTZO DIORITO IBITUTINGA	QTZO B10, TOM	1-G1
		GRANITO SANTA BITA	G1	2-QTZO B10
		???	GNA-GND	GNA-GND (?)
EBERT (1956A)	ARQUEANA	PÓS FORMAÇÃO BARRACENA	G1 TDOMD GND	1-G1 2-GND 3-TDOMD
		FORMAÇÃO BARRACENA	GABD	4-GABD
FRANCESCOVI (1972)	PBZ-MINAS	COMPLEXO GRANÍTICO - GNAISSICO	GB, GND, ABAN QTZO B10, B10	INDEFINIDO
PIRES (1977)	PROTEROZOICO	GRANITO SANTA BITA	G1	1-G1
	ARQUEANO	GRUPO BARRACENA	GND, TOM	2-GND 3-TOM
QUEMENEU & BARÃO (1983)	PÓS-MINAS	DATÓLITO DE SÃO TIAGO	G1	1-G1 NOVOS
	ARQUEANO	COMPLEXO BARRACENA	GABD, G1	2-G1 VELHOS 3-GABD
ROSSI SÁ ET AL. (1983)	PRÉ-MINAS	-----	GND QTZO B10	INDEFINIDO
VALEDIANO (1985)	ARQUEANO	GRUPO BARRACENA	GABD GND	1-GABD 2-GND
PIRES & PORTO Jr. (1986)	PROTEROZOICO	GRANITO SANTA BITA	G1	1-G1
	ARQUEANO	GRUPO BARRACENA	GND TOM	2-GND 3-TOM
QUEMENEU & VIBAL (1989)	PROTEROZOICO	DATÓLITO DE SÃO TIAGO	G1	1-G1 NOVOS
	ARQUEANO	COMPLEXO BARRACENA	G1	2-G1 VELHOS
PIRES ET AL. (1990)	PROTEROZOICO	GRANITO SANTA BITA	G1	1-G1 2-GND
	ARQUEANO	GRUPO BARRACENA	TOM, GND GABD	3-TOM 4-GABD

OBS: ABBAN. LIT. - ABBANGENCIA LITOLÓGICA TDOMD-TDUMDMJEMITO GABD-GABD
G1-GRANITO GND-GRANODIORITO B10-DIORITO TOM-TOMALITO ABAN-ABANELITO
GNA GND - GNAISSE GRANODIÓTÍTICO POS. ESTRAT. - POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO

Conselheiro Lafaiete, foram deformados, conjuntamente, com as rochas da sequência metavulcânica (metamorfitos), agrupando estes dois conjuntos no "Grupo Barbacena". Estas rochas, posteriormente, seriam cortadas pelas intrusões de corpos graníticos.

Quemeneur e Baraud (1982 e 1983) sub-dividiram os corpos graníticos da região em dois tipos: granitos associados a migmatitos (Granito de Bom Sucesso), de idade, provavelmente, arqueana e granitos do Batólito de São Tiago (maciços de Tabuões, Ritópolis e Cassiterita), de idade Pós-Minas. Posicionaram as rochas gabroides como as remanescentes mais antigas do embasamento da área.

Grossi Sad et al. (1983) denominaram as rochas granodioríticas e quartzo dioríticas da Folha Lafaiete, de Batólito do Alto Maranhão, admitindo para estas idade Pós-Grupo Nova Lima e Pré-Grupo Minas. Barbosa (1985) subdividiu os plutonitos graníticos de Conselheiro Lafaiete em biotita granito grosseiro foliado, granodiorito médio e granito fino e orientado. Valeriano (1985 e 1986) posicionou o corpo gabróide a Sw da Serra do Lenheiro, no topo da coluna estratigráfica do embasamento e de idade mais nova que o granodiorito gnaisse.

Pires e Porto Junior (1986) propuseram que o Granito Santa Rita fora formado por um processo de fusão parcial, que afetou as rochas do Grupo Barbacena, durante a transição Arqueano-Proterozóico.

Porto Junior (1988a e 1988b) propôs a evolução geológica das rochas tonalíticas e trondhjemiticas da região, através da diferenciação de um magma basáltico, que evoluiria por processos de diferenciação para magmas calcio-alcalinos. Admitiu que o Granito Santa Rita seria formado a partir da fusão das rochas do Grupo Mantiqueira, estando porém, parcialmente, ligado a linhagem tonalítica - trondhjemitica. Pires et al. (1990) posicionaram, estratigraficamente, as rochas gabroides como mais antigas que os corpos granodioríticos, agrupando-as nas litologias do "Grupo Barbacena", onde o Granito Santa Rita, posterior, cortaria toda a sequência.

A grande dificuldade de se estabelecer uma coluna

cronoestratigráfica para a região, principalmente para os corpos graníticos intrusivos, propiciou durante muito tempo, o agrupamento de corpos com características distintas entre si (Ebert, 1956a; Ebert et al., 1958; Francesconi, 1972; Silva et al., 1978). A partir do mapeamento geológico detalhado da região, os corpos intrusivos plutônicos foram separados e posicionados, cronoestratigraficamente, em relação as litologias locais (Tabela 6).

O principal problema que envolve o mapeamento das rochas plutônicas graníticas da região compreendida entre Conselheiro Lafaiete e Lavras, encontra-se relacionado às diversas denominações que estas rochas receberam (Tabela 7). Estas denominações possuem, na maioria dos casos, uma conotação descritiva de campo, e mais raramente, petrográfica, geotectônica ou referente a associação de tipos litológicos semelhantes.

Dentre os diversos corpos intrusivos plutônicos que são observados na região de abrangência do Greenstone Belt Barbacena, os únicos que tiveram consenso na sua denominação foram os corpos gabroides, que ocorrem em duas localidades, próximas das cidades de Dores do Campo e São Sebastião da Vitória (Ebert, 1957; Ebert et al., 1958; Quemeneur e Baraud, 1982 e 1983; Valeriano, 1985 e 1986; Noce et al., 1987). Porém, este mesmo corpo apresenta uma variação no seu posicionamento cronoestratigráfico, sendo considerado por certos autores (Ebert, 1963 e 1984; Trouw et al., 1986; Pires e Porto Junior, 1986; Noce et al., 1987; Pires et al., 1990) como mais antigo que as rochas granodioríticas, enquanto Valeriano (1985 e 1986) o considera mais recente que estas.

As rochas dioríticas da região receberam diferentes denominações, baseadas, principalmente, na sua variação petrográfica, tais como, quartzo diorito (Erichsen, 1929; Guimarães e Guedes, 1944; Ebert, 1956a), diorito/gabro (Quemeneur e Baraud, 1982 e 1983), tonalito (Pires e Porto Junior, 1986; Pires et al., 1990), e metagabro (Porto Junior, 1988). Cronoestratigraficamente, estas rochas foram associadas aos corpos gabróides, que fazem parte da sequência de idade Arqueana do Greenstone Belt Barbacena. Um outro corpo diorítico ocorre como auréola envolvente do maciço de Tabuões

TABELA 7 - RESUMO DAS DIFERENTES DENOMINAÇÕES DAS ROCHAS PLUTÔNICAS
PRÉ-CAMBRIANAS DO REGIÃO ENTRE MATRACURU E LAURO.

ROCHAS GABROÍDES	GABRO (EBERT, 1956A) METAGABRO (VALEMIANO, 1985)
ROCHAS DIOBÍTICAS E TONALÍTICAS	QUARTZO DIOBÍTO (EBERT, 1956; GUIMARÃES & GUEDES, 1944) TONALITO (PIRES & PORTO JUNIOR, 1986; PIRES ET AL., 1990) DIOBÍTO/GABRO (QUEMENEZ & BARAUD, 1982 e 1983) METAGABRO (PORTO JUNIOR, 1980) ADANELITO (FRANCESCONI, 1972)
ROCHAS TROMBAJENÍTICAS	GRANODIOBÍTO (EBERT, 1956A; PIRES, 1977) TROMBAJENITO (EBERT, 1958) GNAISSE-GRANODIOBÍTICO (GUIMARÃES & GUEDES, 1944) GRANODIOBÍTO-GNAISSE (VALEMIANO, 1985; NOCE ET AL., 1987; PORTO JUNIOR, 1980A) ORTOGNAISSE GRANODIOBÍTICO (TROUN ET AL., 1986) GNAISSE (QUEMENEZ & BARAUD, 1982 e 1983)
ROCHAS GRANÍTICAS	GRANITO SANTA RITA (GUIMARÃES & GUEDES, 1944; PIRES & PORTO JUNIOR, 1986; PORTO JUNIOR, 1980) DIOBÍTO DE SÃO TIAGO (QUEMENEZ & BARAUD, 1982 e 1983; QUEMENEZ & GIRAL, 1989)

(Quemeneur e Baraud, 1982 e 1983), não se descartando a possibilidade de existirem duas gerações de rochas dioríticas, com idades distintas.

O corpo granítico observado na região foi, primeiramente, denominado de Granito Santa Rita (Guimarães e Guedes, 1944). Estes autores porem não delimitaram a sua extensão na área. Posteriormente, Quemeneur e Baraud (1982) denominaram este corpo de Batólito de São Tiago, subdividindo-o em maciços de Tabuões, Ritápolis e Cassiterita. Pires e Porto Junior (1986), Porto Junior (1988a e 1988b) e Pires et al. (1990) retomam a antiga denominação de Granito Santa Rita. Quemeneur (1987) denomina este corpo de Granito de Ritápolis. O posicionamento estratigráfico e cronológico deste corpo granítico é o melhor definido até o presente momento, pois corta as rochas vulcano-sedimentares do Greenstone Belt Barbacena e os corpos dioríticos associados, além das rochas do Grupo Minas, possuindo isocrona Rb/Sr de 1,9 B.a. (Quemeneur e Vidal, 1989).

O maior problema em termos de nomenclatura e posicionamento estratigráfico, se verifica com as rochas granodioríticas, que distribuem-se ao longo de todo o Greenstone Belt Barbacena, sendo denominadas de gnaiss granodiorítico (Guimarães e Guedes, 1944), granodiorito (Barbosa, 1954; Ebert, 1966a; Pires, 1977), trondhjemitó (Ebert, 1958), Batólito do Alto Maranhão (Grossi Sad et al., 1983), granodiorito gnaiss (Valeriano 1986 e 1986; Noce et al., 1987; Porto Junior, 1988a), granito (gnaiss) por Ebert (1963 e 1984), ortognaiss granodiorítico (Trouw et al., 1986), gnaiss-migmatito (Quemeneur e Baraud, 1982 e 1983) e gnaiss (Quemeneur e Vidal, 1989). Cronoestratigraficamente, estas rochas são consideradas como arqueanas (Pires, 1977; Valeriano, 1985 e 1986; Trouw et al., 1986; Pires e Porto Junior, 1986; Pires et al., 1990), porém com seu posicionamento estratigráfico variando, segundo alguns autores, em relação as rochas tonalíticas. Ora elas são mais recentes que as rochas tonalíticas (Pires et al., 1990), ora mais antigas (Pires, 1977; Pires e Porto Junior, 1986).

VII - GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA.

VII.1 - ESTRATIGRAFIA E CRONOLOGIA DOS PRINCIPAIS EVENTOS.

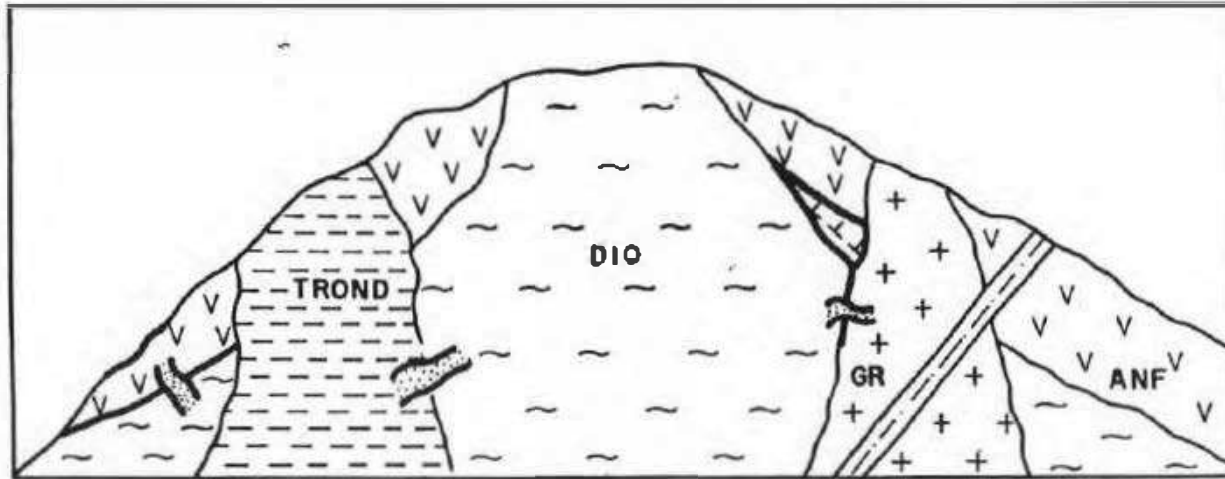
No presente trabalho, o estabelecimento da coluna estratigráfica da área e o estudo das relações entre os diversos corpos de rochas (Mapa Anexo 1), se pautaram, em grande parte, nas exposições existentes na Ferrovia do Aço, no trecho entre o Rio Santo Antônio e o Córrego Brumado de Baixo. Nesses cortes, tornou-se possível observar, as relações físicas e temporais entre os diversos tipos litológicos, sendo estas de grande importância, para a definição da cronologia destes litótipos (Figura 3) e para a fundamentação de qualquer hipótese genética e evolutiva (Figura 4).

Utilizou-se neste trabalho, um conjunto de novas denominações para parte das rochas intrusivas estudadas. Estas novas denominações corresponderam à: Unidade Metadiorítica Ibitutinga, que abrange rochas tonalíticas, quartzo dioríticas, quartzo monzodioríticas e dioríticas; Unidade Metatrondhjemítica Caburu, que abrange rochas tonalíticas granitizadas e rochas tonalíticas-trondhjemiticas; Unidade Granodiorítica - Granítica, que abrange rochas granodioríticas, grániticas e quartzo monzodioríticas; e Gabro Penedo, que corresponde a um corpo gabroide não deformado, posterior as três unidades acima mencionadas (Mapa Anexo 1).

A utilização das denominações, unidade metadiorítica, unidade metatrondhjemítica e rochas metaultramáficas, deve-se ao fato destas apresentarem predomínio de minerais metamórficos em sua constituição, porém, ainda são observadas a presença de minerais e/ou texturas ígneas preservadas, onde no metadiorito são encontradas texturas de fluxo e sub-ofítica, no metatrondhjemito textura hipidiomórfica granular e nas rochas metaultramáficas as texturas microbandada e pseudomórfica (substituição de olivina por serpentina), permanecendo a forma dos antigos cristais de olivina em ambas.

As principais relações observadas entre os diversos

FIGURA 3 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA HIPOTÉTICA MOSTRANDO AS RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS ENTRE OS DIVERSOS TIPOS LITOLÓGICOS DA ÁREA DIMENSÕES DA SEÇÃO MAIS APROPRIADAS AOS CORTES DA FERROVIA DO AÇO (VIDE MAPA ANEXO 1).












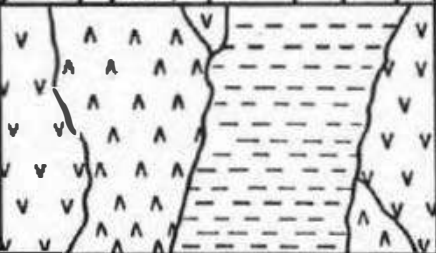
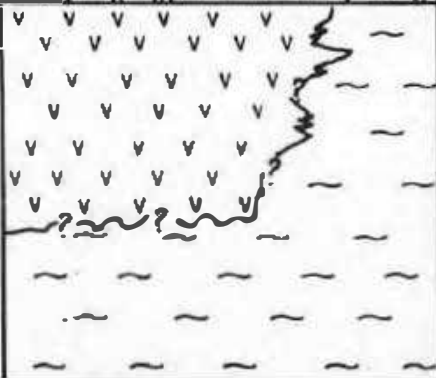
-  - GABRO PENEDO
 -  - PEGMATITOS
 -  - UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTICA
 -  - UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU
 -  - UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA
 -  - ROCHAS ANFIBOLÍTICAS
 -  - ROCHAS METAULTRAMÁFICAS
- } GREENSTONE BEL BARBACENA

FIGURA 4 - ESQUEMA EVOLUTIVO PARA AS ROCHAS INTRUSIVAS DO GREENSTONE BARBACENA.

EVENTO	IDADE	ESTRATIGRAFIA	TIPOS LITOLÓGICOS
TRANSAMAZÔNICO	1.0 1.0		ROCHAS GRANÍTICAS GRANODIORÍTICAS + + + + +
	2.1 2.1		SUPER GRUPO MINAS <hr/>
			TRONDHJEMITOS <hr/> DIORITO-TONALITO ^ ^ ^ ^
JEOQUIÉ	2.7 2.7 ARQUEANO INFERIOR E MÉDIO		GREENSTONE BARBACENA V V V V V GNAISSE E MIGMATITO MANTIQUEIRA

tipos litológicos da região foram:

- O metadiorito corta as rochas anfibolíticas, possuindo xenólitos destas e das rochas metaultramáficas (tremolíticos).

- O metatrondhjemito é observado em diques cortando as rochas anfibolíticas e metadioríticas, possuindo xenólitos destas.

- Os veios de quartzo invadem as rochas metadioríticas, metatrondhjemíticas e anfibolíticas.

- Os veios de epidoto cortam as rochas anfibolíticas, metadioríticas e metatrondhjemíticas.

- As rochas granodioríticas são observadas cortando as rochas anfibolíticas e metadioríticas.

- As rochas graníticas invadem as rochas metaultramáficas, granodioríticas, anfibolíticas, metadioríticas e os veios de quartzo e possuem xenólitos de rochas anfibolíticas, metadioríticas e granodioríticas.

- Os corpos pegmatíticos cortam as rochas anfibolíticas, metadioríticas, metatrondhjemíticas, granodioríticas e graníticas.

- Diques de rochas basálticas metamorfasadas são encontrados cortando as rochas pertencentes a Unidade Metatrondhjemítica Caburu.

- O Gabro Penedo corta as rochas anfibolíticas, granodioríticas e graníticas, não sendo afetado por um evento cisalhante observado nestas unidades, porém encontra-se, levemente, metamorfasado (ponto CT-365 - Mapa Anexo 2).

- Vários diques de diabásio não metamorfasados foram mapeados, cortando as rochas anfibolíticas, metadioríticas e graníticas, não sendo possível se estabelecer a relação destes

com o Gabro Penedo.

Utilizando-se, conjuntamente, os dados mencionados acima e a vasta bibliografia sobre a região, admite-se que o posicionamento estratigráfico destas unidades, da base (1) para o topo (10) corresponde a :

- 1 - Rochas Metaultramáficas.
- 2 - Unidade das Rochas Anfibolíticas e dos Xistos.
- 3 - Unidade Metadiorítica Ibitutinga.
- 4 - Unidade Metatrondhjemítica Caxambu.
- 5 - Corpos granodioríticos.
- 6 - Corpos graníticos.
- 7 - Corpos pegmatíticos.
- 8 - Rochas do Grupo São João del Rei (metassedimentos).
- 9 - Diques de rochas basálticas metamorfisados.
- 10 - Gabro Penedo.
- 11 - Diques de diabásio não metamorfisados.

Existem grandes dúvidas quanto ao posicionamento estratigráfico do Gabro Penedo e dos diques de rochas basálticas metamorfisados, em relação as rochas do Grupo São João Del Rei. Estes corpos poderiam ter sido formados, tanto anteriormente, quanto posteriormente, as rochas do Grupo São João Del Rei, pois nenhuma relação de cruzamento entre eles foi observada.

O posicionamento das rochas metaultramáficas, na base da coluna estratigráfica, deve-se a sua correlação, com outras rochas metaultramáficas existentes na região, posicionadas por diversos autores (Barbosa, 1985; Jost et al., 1987; Noce et al., 1987; Pires et al., 1990), na base da sequência vulcano-sedimentar que compõe o Greenstone Belt Barbacena (Pires et al., 1990) e pela presença de xenólitos dessas rochas nos corpos da Unidade Metadiorítica Ibitutinga. As rochas anfibolíticas foram posicionadas, estratigraficamente, logo após as rochas metaultramáficas, devido a correlação destas, com a Unidade Média do Greenstone Belt Barbacena (Pires et al., op.cit) e por elas serem cortadas por diques de

rochas metadioríticas, metatrondhemíticas, granodioríticas e graníticas.

A partir dos dados geocronológicos existentes para as rochas da região (Tabela 4), podem ser caracterizadas idades Transamazônicas (1,9 B.a) para os corpos graníticos (Queimeneur e Vidal, 1989) e corpos granodioríticos (Heilbron et al., 1989) e idades Arqueanas (2,7 B.a) para os gnaisses e anfibolitos (Teixeira, 1982 e 1985), carecendo de uma melhor caracterização geocronológica, os corpos metatrondhemíticos e metadioríticos.

Heilbron et al. (1989) apresentaram idades de 1,9 B.a para os corpos granodioríticos da região de Lavras, que segundo Trouw et al. (1986), seriam semelhantes e pertencentes a mesma unidade dos ortognaisses próximos a Serra do Lenheiro. Neste trabalho, as rochas denominadas, por Trouw et al. (1986), de ortognaisses, foram descritas, petrograficamente, como rochas trondhemíticas e incluídas na Unidade Metatrondhemítica Caburu.

Tanto a sequência de rochas anfibolíticas, quanto os corpos metadioríticos e metatrondhemíticos, foram afetados por uma deformação, que gerou uma foliação com direção NE-SW, não sendo esta observada nas rochas graníticas ou granodioríticas. Posteriormente, os anfibolitos, metadioritos, metatrondhemitos, granodioritos e granitos foram afetados por um evento cisalhante, que, localmente, ocasionou a carbonatização destas litologias. Somente o Gabro Penedo e os diques de diabásio não foram afetados por este último evento.

As principais contribuições fornecidas por este trabalho para a coluna estratigráfica regional (Figura 5), referem-se ao estabelecimento da relação cronológica entre as Unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhemítica Caburu; a separação de dois grupos distintos de rochas tonalíticas; a caracterização da existência de rochas granodioríticas associadas as rochas graníticas; e o estabelecimento das relações estratigráficas entre estes dois tipos petrográficos.

VII.2 - SEQUENCIA VULCANO-SEDIMENTAR OU GREENSTONE BELT BARBACENA.

VII.2.1 - INTRODUÇÃO.

Barbosa (1954) propôs que as rochas máficas e ultramáficas da região de Barbacena foram formadas durante eventos vulcânicos. Ebert (1958a) separou estas rochas em duas sequências (Formação Barbacena - unidade metabasítica e Formação Lafalet.e - unidade metassedimentar). Pires (1977) agrupou as duas sequências de Ebert. (1958a) em uma única unidade, denominada, inicialmente, de "Greenschists" (Pires, 1977), modificando-a, a seguir para "Greenstone Belt Barbacena" (Pires, 1978). Posteriormente, Trouw et al. (1986), Noce et al. (1987), Fortes e Laranjeiras (1987) e Ribeiro et al. (1990) admitiram que estas rochas, fariam parte de uma sequência vulcano-sedimentar, denominada por estes de "Grupo Barbacena", porém com sentido mais amplo do que o utilizado por Ebert (1958a) e mais restrito do que o de Pires (1977 e 1978).

A utilização do termo "Grupo Barbacena", para as rochas vulcano-sedimentares da região, reflete em grande confusão geológica, devido aos diversos sentidos, que este termo recebeu (Pires, 1977; Barbosa, 1985; Pires e Porto Junior, 1986; Trouw et al., 1986; Noce et al., 1987; Pires et al., 1990). sendo adotada para este trabalho, a terminologia utilizada por Pires (1978) e Pires et al. (1990), que denominaram, somente, as rochas vulcano-sedimentares, de idade arqueana, de "Greenstone Belt Barbacena", deixando a parte o termo "Grupo Barbacena", devido a grande confusão na sua caracterização litológica e significado.

Recentemente, Pires et al. (1990) sub-dividiram a coluna litoestratigráfica do Greenstone Belt. Barbacena em 3 unidades: Basal, média e superior, todas intergradacionais, onde a unidade basal é constituída por rochas metaultramáficas (serpentinitos, esteatitos, saponitos e clorita talco xistos); a unidade intermediária, por anfibolitos, epidositos e anfibólio xistos; e a unidade superior, por formação

manganesífera, xistos grafitosos, muscovita - cianita xistos e raras metagrauvascas, que podem representar vulcanitos ácidos.

Na área em estudo, foram observadas rochas correlacionáveis às 3 unidades do Greenstone Belt, Barbacena, onde as rochas metaultramáficas (CORPOS A e B) pertencem à unidade basal, os anfibolitos e xistos, à unidade média ou intermediária e os muscovita xistos, quartzo - sericita filitos e sericita filitos, provavelmente, à unidade superior. Porém, devido à falta de afloramentos, não foi possível mapear, separadamente, as duas últimas unidades, agrupando-as nas faixas F1, F2 e F3 (Mapa Anexo 1).

VII.2.2 - ROCHAS METAULTRAMÁFICAS.

I - FEIÇÕES DE CAMPO.

As rochas metaultramáficas da área afloram em dois corpos, denominados no presente estudo de A e B, que se encontram em mapa, formando uma faixa com direção NNE-SSW, e extensão de 8 Km, somente, separados por uma área onde não é possível se observar afloramentos (Mapa Anexo 1).

O CORPO A apresenta direção N20E, extensão de 3 Km e largura de aproximadamente 250 metros, sendo observado com frequência, em pequenos blocos e, mais raramente, em grandes matacões (de até 3 metros). Seu principal afloramento, situa-se próximo ao Rio das Mortes, onde os blocos encontram-se muito pouco alterados, somente, envoltos por uma fina crosta verde pálida, gerando um solo de coloração marrom bem forte. As rochas que compõem este corpo, possuem mineralogia não determinada macroscopicamente, granulometria de fina à média e coloração escura (preta esverdeada).

O CORPO B tem direção N18E, extensão de 1,5 Km e largura de 150 m, sendo encontrado em grandes blocos com até 4 metros. Estes blocos possuem coloração esverdeada, mineralogia não determinada macroscopicamente, granulometria fina e estão associados a um solo com tonalidade marrom escura forte.

As relações estratigráficas desses dois corpos com os demais tipos litológicos da região, não foram observadas

diretamente, com exceção de um dique granítico, que corta o corpo A no ponto CT-109 (Foto 1) e da presença de xenólitos de rochas metaultramáficas no corpo metadiorítico.

II - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.

As rochas dos CORPOS A e B, que compõem a faixa metaultramáfica, apresentam sob microscópio, grande variação mineralógica e textural. As rochas do CORPO A possuem como minerais essenciais, serpentina, tremolita, clorita, magnetita, e como acessórios carbonato, pirita, hematita e calcopirita, enquanto as do CORPO B contém tremolita, clorita, olivina e minerais opacos, como constituintes maiores e serpentina e talco, como acessórios.

As rochas dos CORPOS A e B apresentam composições mineralógicas semelhantes, porém, variando muito nas suas proporções (Tabela 8). Desta forma, as rochas do corpo A apresentam, modalmente, serpentina (19,0 - 60,0%), tremolita (15,0 - 55,0%), minerais opacos (5,0 - 29,8%), clorita (0,8 - 35,0 %) e carbonato (TR - 4,0%) e as do corpo B, tremolita (13,0 - 72,0%), clorita (14,3 - 63,0%), olivina (7,0 - 24,0%), minerais opacos (4,0 - 10,5%), serpentina (< TR) e carbonato (< TR).

Os tipos petrográficos mais comumente encontrados, em ambos os corpos, são serpentinitos, serpentina - tremolita xistos, tremolita - serpentina xistos, tremolíticos e olivina - tremolita xistos. Devido ao fato das rochas apresentarem estágios de transformação mineral distintos, suas características texturais variam muito. No CORPO A foram observadas 3 tipos diferentes de texturas, sendo que todas (microbandada, de concentração ou cumulática e de substituição) podem corresponder a estruturas primárias, sendo classificadas por Wicks e Whittaker (1977) como texturas pseudomórficas. Feições características das diversas texturas encontradas são:

- Textura microbandada (Foto 2), onde se destacam níveis ricos, ora em serpentina, com no máximo 4 mm de espessura, ora



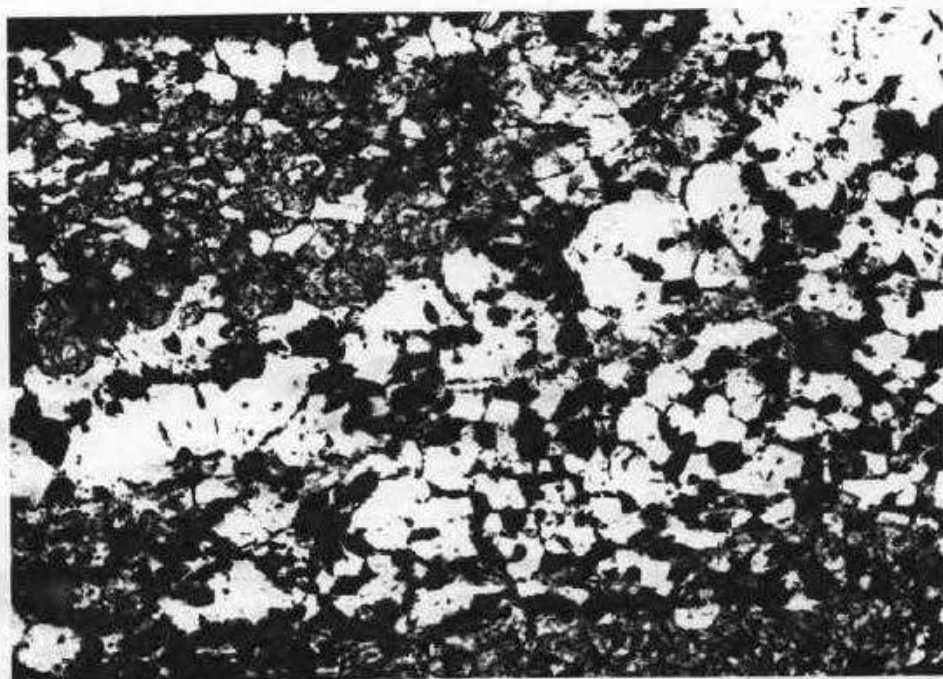
FOTOGRAFIA 1 - Afloramento mostrando um dique de rocha granítica, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica, cortando rochas metaultramáficas do corpo A, que se encontram fortemente alteradas. Ponto CT-109.

TADELA 8 - ANÁLISES MODAIS (a) DE JOCHAS METALÚRGICAS
NOS CORPOS A E B.

CORPO	AMOST./NÚMER.	OLIV.	TRÊMOL.	SERPEN.	CLOB.	QUIN. OP.	CAIR.	TRACO
A	CT - 90	—	35.2	19.0	23.5	22.0	0.2	--
	CT - 109	--	29.6	40.4	8.4	19.4	2.2	--
	CT - 109 A	--	33.3	36.4	2.8	26.6	0.0	--
	CT - 109 A1	—	34.2	34.0	0.8	29.8	0.4	—
	CT - 109 A2	--	30.0	55.0	5.0	10.0	TR	—
	CT - 109 B	--	20.0	45.0	5.0	26.0	4.0	—
	CT - 109 B1	--	15.0	45.0	35.0	5.0	1.0	—
	CT - 109 C	—	54.0	30.0	10.0	6.0	TR	—
	CT - 391 A	—	55.0	31.0	2.0	5.0	2.0	--
	CT - 391 B	--	21.0	60.0	5.0	10.0	4.0	--
CT - 391 C	--	50.0	32.0	8.0	6.0	4.0	—	
B	CT - 264	—	35.0	—	60.0	5.0	--	--
	CT - 264 A	—	40.0	--	52.0	0.0	—	—
	CT - 265	24.0	35.0	TR	30.5	10.5	TR	TR
	CT - 265 B	15.0	13.0	TR	63.0	9.0	—	TR
	CT - 265 B1	10.0	26.0	TR	59.0	5.0	—	TR
	BB - 130	7.0	72.0	TR	14.3	4.0	--	TR

OBS: a - MÉDIA DE 700 PONTOS.

TR - TRACOS.

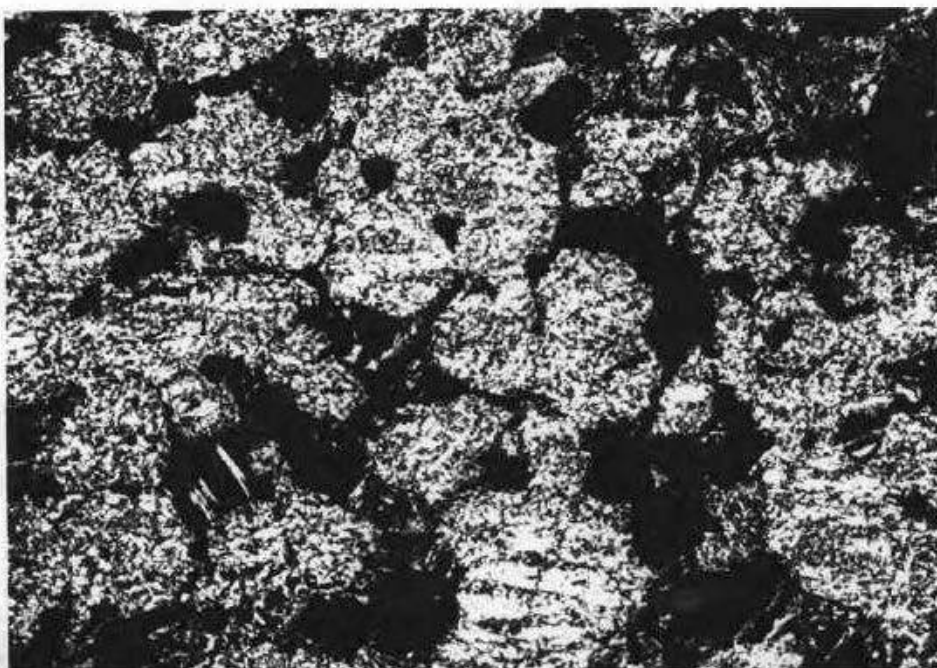


FOTOMICROGRAFIA 2 - Textura microbandada presente nas rochas metaultramáficas do CORPO A, onde se observa a presença de bandas ricas em serpentina e magnetita (banda incolor - B), e bandas ricas em tremolita (banda cinza - C). Ponto CT-109. Aumento de 12,5 X. Nicóis paralelos.

em tremolita, com até 12 mm, que corresponderiam a indícios de uma diferença na composição mineralógica primária anidra da rocha. A serpentina, nesta textura, forma um mosaico equigranular, ou como a tremolita, um emaranhado de pequenos cristais fibrosos. Estes níveis parecem gradar entre si, onde o nível rico em tremolita, apresenta grande quantidade de pequenas concentrações de serpentina, enquanto, o nível rico em serpentina, raramente, apresenta acumulações de tremolita. A atual diferença mineralógica observada nestas bandas, pode caracterizar uma diferença na mineralogia original da rocha, onde na banda rica em serpentina, predominava olivina, enquanto na banda rica em tremolita ocorriam, conjuntamente, diopsídio e/ou enstatita, e restritamente, olivina. No nível rico em serpentina, observa-se, mais intensamente, a substituição da clorita pelos minerais opacos, enquanto no nível rico em tremolita, ocorre a substituição desta por magnetita. Em ambos os níveis são encontrados minerais opacos, carbonato e clorita.

- A textura cumulática ou resultante da concentração de cristais pseudomórficos de olivina (Foto 3), se desenvolve em níveis dentro da textura microbandada, onde os minerais primários, provavelmente, se acumularam por cristalização fracionada e, posteriormente, foram transformados em serpentina, enquanto os minerais opacos se apresentam como material intercúmulos, possuindo formas semelhantes a de estrela do mar. A serpentina neste tipo de textura, ocorre sob a forma de uma mosaico equigranular, onde seus cristais apresentam formas semi circulares (Foto 3), delimitadas por finas palhetas de magnetita, correspondendo a pseudomorfos de cristais de olivina (Wicks e Whittaker, 1977). Esta relação também foi observada por Noce et al. (1987) para os serpentinitos do Greenstone Belt Barbacena, próximos à cidade de Dorcas do Campo, que foram caracterizados por estes autores, como possuindo afinidade com o grupo das rochas komatiíticas.

- Textura de substituição, que se desenvolve entre a magnetita e o par clorita-tremolita e entre a serpentina e a olivina. Observa-se, claramente, que a magnetita substitui a



FOTOMICROGRAFIA 3 - Textura das rochas metaultramáficas do CORPO A, onde se observa os minerais opacos (principalmente magnetita) contornando formas semi-circulares de serpentina, pseudomórfica de olivina. Essa textura pode ser também denominada de cumulática, por corresponder a uma concentração de cristais de olivina pseudomorfisados em serpentina. Localmente, pode-se observar a presença de magnetita com a forma de estrela do mar (ponto U) sendo substituída por tremolita e/ou clorita. Ponto CT-109. Aumento de 50.0 X. Nicóis cruzados.

tremolita e a clorita, permanecendo somente franjas ou pequenas porções destes minerais ao redor dos cristais de magnetita, enquanto a serpentina substitui e permanece com a forma dos antigos cristais de olivina (Foto 3).

Os minerais opacos apresentam-se, amplamente, distribuídos em todas as variedades petrográficas de rochas do corpo A, observando-se apenas, uma diminuição na proporção dos mesmos, nas amostras relativamente mais transformadas e com granulometria mais fina. Existem, pelo menos, três fases de formação de minerais opacos, correspondendo, a primeira, ao preenchimento dos espaços intersticiais presentes entre os cristais primários de olivina, possuindo estes a forma de estrelas do mar (Detalhe da Foto 3). A segunda, surge a partir da transformação da olivina em serpentina, circundando esta e formando finos cristais alongados. Esta geração acompanha as feições de deformação de rocha. A terceira fase não acompanha as estruturas de deformação da rocha, apresentando-se cortando as charneiras das dobras em alguns locais.

Os minerais opacos nas rochas do CORPO A são, predominantemente, magnetita e, subordinadamente, pirita, calcopirita e, mais raramente, hematita. A pirita apresenta forma completamente irregular, ocorrendo associada à rara calcopirita. Sua formação é posterior a da magnetita, pois foi observada preenchendo fraturas de cristais deste último mineral. Em alguns locais, os cristais de magnetita ocorrem envolvidos por carbonato ou intercrescidos com clorita e/ou tremolita. Não foi possível realizar o estudo dos minerais opacos do CORPO B.

As rochas do CORPO B não apresentam nenhuma textura primária preservada, observando-se, somente, a presença de uma massa muito fina, com cristais maiores de olivina e de tremolita, que variam, respectivamente, entre 5 e 12 mm e entre 0,1 e 5 mm. A tremolita pode ser encontrada sob diversas formas (cristais idioblásticos, fibrosos, xenoblásticos, prismas longos e, predominantemente, como um agregado de pequenos cristais), correspondendo, provavelmente, ao produto da transformação de clinopiroxênio cálcico, enquanto os cristais de olivina são alongados, tabulares e encontram-se

com microfraturas, onde se desenvolvem rara serpentina e magnetita.

III - COMPOSIÇÃO QUÍMICA E CARACTERÍSTICAS DAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS.

Foram analisadas, no laboratório da GEOSOL, duas amostras (CT-109 e CT-265A) de rochas metaultramáficas, correspondentes, respectivamente, aos CORPOS A e B (Mapa Anexo 2). A composição química destas amostras (Tabela 9), mostrou-se muito semelhante, apresentando, apenas, pequenas diferenças. A amostra do CORPO A é mais enriquecida em Fe_{TOT} ($FeO + 0,899 Fe_2O_3$), TiO_2 , MgO , MnO , Cr_2O_3 , NiO e V , enquanto a amostra do CORPO B é mais enriquecida em SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Co , Zr e elementos voláteis. As diferenças observadas, nos teores de SiO_2 , Fe_{TOT} , MgO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 e NiO , apesar de serem pequenas, já eram esperadas, pois o CORPO A apresenta, mineralogicamente, mais serpentina e minerais opacos, responsáveis pelo enriquecimento em Fe_{TOT} , MgO , Cr_2O_3 e NiO , enquanto o CORPO B possui maiores proporções de clorita, fase mineralógica responsável pelo enriquecimento em SiO_2 , Al_2O_3 e H_2O .

IV - PROCESSO DE EVOLUÇÃO DAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS.

Nas reações (Tabelas 10 e 11) que envolvem a formação de serpentina (reações A, B, C, D, E, J e L), vários minerais podem ser utilizados como reagentes (olivina, enstatita, talco), porém, nas rochas da região, destaca-se, somente, a olivina. De acordo com a composição da fase fluida (rica em H_2O , SiO_2 ou CO_2) diversos produtos (serpentina, talco, magnetita, magnesita) podem se formar a partir da transformação da olivina. Porém, grande parte destes minerais (produtos e reagentes) não foram observados e por esta razão, estas reações não foram citadas. A ausência de plagioclásio e epidoto constitui-se em um importante fator, na caracterização destas rochas, como de filiação ultramáfica e na indicação da

TABELA 9 - ANÁLISES QUÍMICAS (% EM PESO) E MODAS CIPW DAS IOCHAS METALOTERMÁFICAS DOS CORPOS A e B DA ÁREA ESTUDADA.

	CORPO A	CORPO B
AMOSTRA (h) *	CT - 109	CT - 265
SiO ₂	42.50	43.70
TiO ₂	0.51	0.25
Al ₂ O ₃	3.48	4.41
Fe ₂ O ₃ Tot	10.83	10.47
MgO	27.5	22.68
MnO	0.15	0.22
CaO	5.60	5.26
Na ₂ O	0.12	0.43
K ₂ O	0.03	0.06
P ₂ O ₅	< 0.05	0.07
Cr ₂ O ₃	0.35	0.17
H ₂ O	0.18	0.09
F.F	0.00	12.13
TOTAL	99.26	99.94
QUARTZO	---	---
ORTOCLASIO	0.19	0.36
ALBITA	1.02	3.64
ANORTITA	0.65	9.27
DIOPSÍDIO	13.99	12.23
ENSTATITA	38.05	49.10
FONSTEBITA	16.78	1.20
ILMENITA	0.38	0.48
MAGNETITA	---	0.01
HEMATITA	11.50	11.10
CROMITA	0.51	0.25
APATITA	---	0.17

* Fe₂O₃ Tot; FeO=4,80 e Fe₂O₃=6,70

TABELA 9 - CONTINUAÇÃO - ANÁLISES QUÍMICAS (ELEMENTOS TRACOS, em ppm)
 NAS ROCHAS METAVULCÂNICAS DOS CORPOS A E B NA ÁREA ESTUDADA.

	CORPO A	CORPO B
AMOSTRA (h.) *	CT - 109	CT - 265
Co	74	92
Cu	NA	51
Li	NA	113
Nb	ND	ND
Mo	NA	< 5
Pb	NA	62
Sc	5	ND
V	92	63
W	< 15	< 15
Y	< 10	< 10
Zn	NA	73
Zr	< 10	45
La	1.015	NA
Ce	4.850	NA
Nd	2.980	NA
Sm	0.995	NA
Eu	0.221	NA
Gd	0.985	NA
Dy	0.940	NA
Ho	0.230	NA
Er	0.520	NA
Yb	0.481	NA
Lu	0.089	NA

OBS:

h: CT-109 --> TREMOLITA SERPENTINITO

CT-265 --> TREMOLITA CLORITA XISTO

* - Laboratório - GEOSOL - Belo Horizonte.

NA-Não Analisado ; ND-Não detectado

TABELA 10 - PROVÁVEIS TRANSFORMAÇÕES SIMPLIFICADAS ENOL-
VIBAS DURANTE A EVOLUÇÃO DAS ROCHAS METALULTRA-
MÁFICAS DA ÁREA ESTUDADA.

PROVÁVEL MINERALOGIA PRIMÁRIA	ORTOPIDOXÊNIO (ENSTATITA) CLINOPIDOXÊNIO (BIOPSÍDIO) OLIVINA MINERAIS OPACOS
TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICAS	$OLIV\ 1 + H_2O + O_2 \rightarrow SERP + MAG$ $OLIV\ 1 + H_2O + CO_2 \rightarrow SERP + CABD$ $OLIV\ 1 + ENST + H_2O + O_2 \rightarrow SERP + MAG$ $OLIV\ 1 + H_2O + SiO_2 \rightarrow SERP$ $OLIV\ 1 + BIOP + H_2O + SiO_2 \rightarrow TBEM$ $ENST + BIOP + H_2O + SiO_2 \rightarrow TBEM$
MINERAIS FORMADOS	SERPENTINA TBEMOLITA MAGNETITA CARBONATO CALCOPIBITA PIDITA
METAMORFISMO DE CONTATO	$SERP + MAG \rightarrow OLIV\ 2$ $SERP + AL\ (INTROB.) \rightarrow CLOB$ $SERP + MAG + H_2O + SPNL \rightarrow CLOB$
MINERAIS FORMADOS	OLIVINA 2 CLOBITA
MINERALOGIA FINAL	SERPENTINA TBEMOLITA OLIVINA 2 CLOBITA MAGNETITA CARBONATO MINERAIS OPACOS

OBS: REAÇÕES QUÍMICAS - VIDE TABELA 11

OLIV 1 - OLIVINA ÍGNEA

OLIV 2 - OLIVINA DE METAMORFISMO DE CONTATO

OLIV - OLIVINA; ENST - ENSTATITA; MAG - MAGNETITA

BIOP - BIOPSÍDIO; SERP - SERPENTINA; CLOB - CLOBITA

TBEM - TBEMOLITA; SPNL - ESPINÉLIO; CABD - CARBONATO

INTROB. - INTROBUZIDO

TABELA 11 - PROVAVEIS REAÇÕES QUÍMICA-MINERALÓGICAS ENVOLVIDAS DURANTE OS PROCESSOS DE TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICAS DAS ROCHAS META-ULTRAMÁFICAS DA ÁREA ESTUDADA.

A	$3 \text{ Fo} + 6 \text{ H}_2\text{O} + \text{O}_2 \text{ ---} \rightarrow 3 \text{ S} + \text{Mag}$ (Hess, 1933)
B	$54 \text{ Fo} + 90 \text{ H}_2\text{O} + 6 \text{ FoFa} + 27 \text{ Ens} + 5 \text{ O}_2 \text{ ---} \rightarrow 45 \text{ S} + 5 \text{ Mag}$ (Thompson, 1968)
C	$\text{Fo} + \text{Ens} + 2 \text{ H}_2\text{O} \text{ ---} \rightarrow 1 \text{ S}$ (Hess, 1933)
D	$3 \text{ Fo} + 4 \text{ H}_2\text{O} + \text{SiO}_2 \text{ ---} \rightarrow 2 \text{ S}$ (Turner & Verhoogen, 1960)
E	$2 \text{ Fo} + 2 \text{ H}_2\text{O} + 1 \text{ CO}_2 \text{ ---} \rightarrow 1 \text{ S} + 1 \text{ Magnesita}$ (Johannes, 1969)
F	$5 \text{ Ens} + 2 \text{ Biop} + \text{H}_2\text{O} \text{ ---} \rightarrow 1 \text{ Trem} + \text{Fo}$ (Winkler, 1977)
G	$3 \text{ Fo} + 4 \text{ Biop} + \text{H}_2\text{O} + 5 \text{ SiO}_2 \text{ ---} \rightarrow 2 \text{ Trem}$ (Winkler, 1977)
H	$3 \text{ Ens} + 2 \text{ Biop} + \text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2 \text{ ---} \rightarrow 1 \text{ Trem}$ (Mason, 1982)
I	$2 \text{ Biop} + \text{Mag} + 4 \text{ SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \text{ ---} \rightarrow 1 \text{ Trem}$ (Mason, 1982)
J	$6 \text{ Fo} + 9 \text{ H}_2\text{O} + 1 \text{ Tc} \text{ ---} \rightarrow 5 \text{ S}$ (Johannes, 1969)
L	$\text{Fo} + \text{Tc} + \text{H}_2\text{O} \text{ ---} \rightarrow 1 \text{ S}$ (Winkler, 1977)
M	$2 \text{ Fo} + 11 \text{ Biop} + 5 \text{ CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \text{ ---} \rightarrow 3 \text{ Trem} + 5 \text{ Carb}$ (Chernosky & Berban, 1988)
N	$3 \text{ S} + 2 \text{ Spnl} + \text{Mag} + 2 \text{ H}_2\text{O} \text{ ---} \rightarrow 2 \text{ Clor} + \text{Spnl}$ (Springer, 1974)
O	$10 \text{ S} \text{ ---} \rightarrow 12 \text{ Fo} + 3 \text{ Tc} + 5 \text{ Clor} + 18 \text{ H}_2\text{O}$ (Chernosky et al., 1988)
P	$\text{S} + \text{Fo} + \text{Al}$ (introduzido) $\text{ ---} \rightarrow \text{Clor} + \text{Spnl}$ (Springer, 1974)

OBS: S-Serpentina Mag-Magnetita Fo-Forsterita Ens-Enstatita
 Biop-Diopsídio Trem-Tremolita Tc-Talco Carb-Carbonato
 Spnl-Espinélio Clor-Clorita

presença de uma fase mineralógica, distinta destes dois minerais (plagioclásio e epidoto), rica em cálcio, provavelmente, clinopiroxênio cálcico (diopsídio).

Os processos de transformação da mineralogia desta faixa metaultramáfica, podem ser observados na Tabela 10, a partir da qual, presume-se que a rocha original se constituiria de cristais de olivina 1, piroxênio (diopsídio e/ou enstatita) e minerais opacos. Os minerais opacos formados nesta fase preencheram os espaços intergranulares existentes, principalmente, nas bandas ricas em serpentina, possuindo a forma de estrelas do mar. A olivina ígnea (olivina 1) se transformou em serpentina + magnetita (reações A e B) e/ou somente em serpentina (reações C e D), enquanto o piroxênio (diopsídio e/ou enstatita), deu origem à tremolita (reações F, G, H, I e M). Estas transformações mineralógicas (Tabela 11) teriam ocorrido, a partir da entrada de uma fase fluida muito rica em H_2O e pobre em CO_2 no sistema (Winkler, 1977).

A formação de serpentina + magnetita, a partir da transformação do mineral primário semi circular, provavelmente olivina, é claramente observada, pois os cristais de magnetita rodeiam os de serpentina em pequenas ripas, delimitando pequenas formas semi circulares (Foto 3). Em um estágio mais avançado de transformação, ocorreu a substituição do piroxênio cálcico (provavelmente diopsídio) por tremolita. Todo este conjunto (serpentina + tremolita + minerais opacos) foi deformado, observando-se relictos de microdobras e uma mistura de materiais das diferentes bandas (de serpentina e de tremolita). Após a deformação, uma nova geração de minerais opacos (magnetita, pirita e calcopirita) se formaram, pois estes encontram-se orientados e cortando o flanco das pequenas dobras observadas. Minerais opacos, desta geração, ocorrem intercrescidos e substituindo tremolita, formando uma textura de substituição. Novas reações mineralógicas se processaram, onde, grande parte da serpentina, reagiu com olivina, magnetita e espinélio (reações N, O e P) para formar clorita magnésiana. Nas rochas do CORPO A, observou-se que o carbonato ocorre ao redor dos minerais opacos, enquanto o talco é um mineral muito raro nas rochas do CORPO B, onde aparece associado à massa fina rica em tremolita. A formação destes

minerais envolve a presença de uma fase fluida, levemente, enriquecida em CO_2 e SiO_2 , porém sempre em menores proporções que H_2O .

Da mesma forma que a serpentina, as reações para formar tremolita (reações F, G, H e I), envolvem reagentes distintos (diopsídio, enstatita, olivina, magnetita), destacando-se, sempre, a presença de clinopiroxênio cálcico (diopsídio) e, mais raramente, a entrada de sílica no sistema.

A Tabela 12 mostra a provável evolução da composição petrográfica das rochas da faixa metaultramáfica, sendo que as de números 1 e 2 não foram observadas, porém, formuladas para justificar a mineralogia encontrada, e as possíveis reações metamórficas propostas. A ordem dos minerais na tabela indica a sua abundância em relação aos outros minerais acompanhantes. A presença de serpentina, e, praticamente, ausência de talco nas rochas dos dois corpos, caracteriza conforme mencionado acima, que a fase fluida, que atuou durante o metamorfismo desta faixa, era mais rica em H_2O do que em CO_2 (Winkler, 1977). A olivina 1 se caracteriza por ter se formado a partir da cristalização de um magma ultramáfico (olivina ígnea), enquanto a olivina 2 se formou a partir de um processo de metamorfismo de contato, pois seus cristais chegam a atingir 12 mm de comprimento e estão orientados, em claro contraste com a olivina 1, que apresenta, normalmente, apenas 1 mm de comprimento e não se encontra orientada.

TABELA 12 - ASSOCIAÇÕES SUPOSTAS E OBSERVADAS NAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS (CORPOS A e B).

- 1 - Oliv 1 + enst + diop + opaco 1.
- 2 - Oliv 1 + enst + diop + opaco 1 + serp + trem + opaco 2.
- 3 - Serp + trem + opaco 2 + opaco 1.
- 4 - Trem + clor + oliv 2 + opaco 2 + serp.

V - DISCUSSÕES REFERENTES ÀS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS.

O metamorfismo e a deformação, impostos as rochas da faixa metaultramáfica (CORPOS A e B), implicaram no

mascamamento de grande parte das suas estruturas primárias, porém, como relatado anteriormente, vestígios de texturas pseudomórficas encontram-se preservados. O metamorfismo impôs, em síntese, várias mudanças na mineralogia das rochas desta faixa, tais como: Transformação da olivina 1 (forsterita ??) em serpentina e magnetita; do piroxênio (diopsídio e/ou enstatita) em tremolita; substituição da tremolita por minerais opacos; e cloritização da serpentina.

Admitindo-se que os CORPOS A e B constituam uma faixa contínua, observou-se que no CORPO A, predomina a associação serpentina + tremolita + opacos + clorita, enquanto no CORPO B predomina tremolita + clorita + olivina 2 + opacos + serpentina. As mudanças que ocorrem entre as duas associações mineralógicas, no sentido das rochas do CORPO A para as do CORPO B são: diminuição das proporções de serpentina e minerais opacos; aumento das proporções de tremolita + clorita; presença de olivina 2 e talco em B e carbonatos em A e quase ausências deste último mineral em B.

As principais diferenças mineralógicas verificadas nas rochas dos dois corpos, referem-se a presença de olivina 2, tremolita e clorita, em grande quantidade, e a ausência de serpentina, nas rochas do CORPO B, em claro contraste, com as rochas do CORPO A, onde existem grandes quantidades de serpentina, tremolita e minerais opacos. Estas diferenças mineralógicas, acarretam em uma temperatura de metamorfismo distinta para os dois corpos, onde no CORPO A coexistem serpentina + tremolita, enquanto no corpo B, olivina 2 + tremolita. A presença de serpentina no CORPO B encontra-se, somente, associada as fraturas de dois cristais de olivina 2, estando, provavelmente, relacionada a meteorização posterior destes cristais.

Winkler (1977) propõe que a serpentina se torne instável e desapareça por volta de 520° C, formando forsterita e talco ($5 \text{ serp} = 6 \text{ oliv} + \text{talc} + 9 \text{ H}_2\text{O}$). Como o CORPO B apresenta olivina em grandes quantidades e serpentina e talco em proporções ínfimas (como traços), infere-se uma temperatura mínima acima da temperatura limite da reação (520° C) proposta por Winkler (1977), enquanto a associação mineralógica do CORPO A, por não possuir olivina, que se desestabiliza por

volta de 380°C ($2 \text{ oliv} + 3 \frac{\text{H}_2\text{O}}{2} = 3 \text{ serp}$), formando serpentina, teria ocorrido no intervalo entre 380°C e no máximo 520°C .

A presença de clorita em rochas metamórficas, originalmente ultramáficas, é frequente na literatura (Thompson, 1968; Trommsdorff e Evans, 1972; Evans e Trommsdorff, 1974) não significando, que a rocha original tenha sido rica em alumínio, pois, normalmente, a clorita presente nessas rochas, é uma variedade muito pobre neste elemento, podendo este ser liberado, a partir das reações provenientes da transformação de minerais do grupo dos espinélios (Frost, 1975; Springer, 1974; Chernosky e Berman, 1988; Chernosky et al., 1988) ou introduzido por um evento metassomático de contato (Springer, op. cit.). Winkler (1977) admite que a clorita magnésiana é estável em condições de metamorfismo de grau médio e forte, estando esta de acordo com as temperaturas sugeridas.

A temperatura de metamorfismo, aparentemente mais elevada do CORPO B, poderia ser devida a influência da intrusão posterior de um corpo ígneo, provavelmente, o METATRONDHJEMITO CAXAMBU (corpo T1), pois este se encontra em contato, somente, com as rochas do CORPO B. As principais evidências para esta hipótese são: presença de olivina gerada por metamorfismo de contato nas rochas do CORPO B e ausência desta nas rochas do CORPO A; presença de serpentina nas rochas do CORPO A e quase ausência desta nas rochas do CORPO B; diferença da temperatura de estabilidade proposta na literatura (Winkler, 1977) para as associações do CORPO A (serpentina + tremolita + minerais opacos - 380°C) e do CORPO B (olivina + tremolita - de 380°C a 520°C); o grande tamanho dos porfiroblastos de olivina (cerca de 12 mm) nas rochas do CORPO B; presença de clorita em elevadas proporções na associação mineralógica do CORPO B, correspondendo, provavelmente, ao produto do metamorfismo de contato entre a faixa metamórfica e o corpo intrusivo metatrondhjemítico; teores mais elevados de Na_2O (4x), K_2O (2x), e Zr nas rochas do CORPO B, quando comparados as rochas do CORPO A.

VII.2.2 - UNIDADE DAS ROCHAS ANFIBOLITICAS E DOS XISTOS.

I - FEIÇÕES DE CAMPO.

Esta unidade abrange diversos tipos litológicos, tais como anfibolitos, biotita anfibolito, anfibólio gnaisses, granada - quartzo anfibolito, epidoto anfibolito, clorita xisto, talco xisto, quartzo xisto, quartzitos, sericita xistos, quartzo - sericita filito, sericita filitos e formação manganésifera. Encontra-se aflorando na área sob a forma de 3 faixas (F1, F2 e F3) com direção NNE-SSW ou em pequenos "roof pendants", preservados no interior dos corpos graníticos-granodioríticos (Mapa Anexo 1).

Estas três faixas apresentam características que as separam entre si, onde a faixa F3 se constitui, basicamente, de anfibolitos, a faixa F1 de sericita xistos e filitos, com metaultramáficas associadas e a faixa F2 de grande variedade de tipos litológicos.

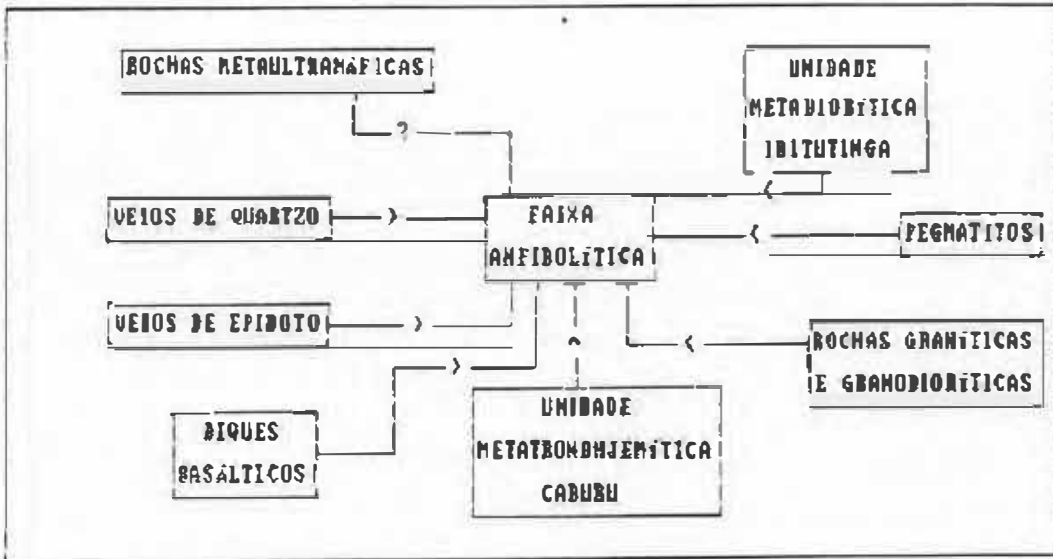
A faixa situada abaixo do sinclinal do Lenheiro (F1) possui largura de, aproximadamente, 1 Km e abrange grande variedade de diferentes tipos litológicos, tais como clorita xistos, quartzo xistos, quartzo - sericita filitos e até rochas metaultramáficas, que não foram separadas desta unidade, devido à escassez de afloramentos (Mapa Anexo 1). Esses tipos litológicos são cortados por abundantes veios de quartzo e originam um solo, cuja coloração varia desde bege esbranquiçado, até vermelho prateado, devido, em parte, à presença de grande quantidade de sericita e quartzo. A faixa próxima a borda da Serra do Lenheiro (F2) possui, em média, 750 m de largura e se constitui de talco xistos, sericita xistos, quartzo xistos, quartzitos e sericita filitos (Mapa Anexo 1). Esta faixa (F2) é cortada por grande quantidade de veios de quartzo, possui solo com coloração bege clara e faz contato tectônico com a Serra do Lenheiro, caracterizado pela presença de uma falha inversa, com rejeito normal (Valeriano, 1985). Os afloramentos nessas duas faixas são raros, estando completamente alterados, o que prejudica uma melhor

caracterização dos seus tipos litológicos.

A terceira faixa (F3) possui em média, largura de 2 Km e estende-se na área estudada, desde o vilarejo de Caxambú, até o Rio Santo Antônio, ramificando-se em duas partes, próximo a Ferrovia do Aço, devido a intrusão do Metatrondhjemito Caxambu (corpo T1). Esta faixa apresenta excelentes exposições nos cortes da Ferrovia do Aço, facilitando o seu estudo e a observação das suas relações com as outras unidades (Figura 5). Se constitui, predominantemente, de anfibolitos e mais raramente de anfibólio gnaisses, epidoto anfibolitos e quartzo - granada anfibolito, apresentando delgados níveis de filito grafitoso (30 cm) e de camadas de formação manganésifera, com espessuras variadas (Mapa Anexo 2). Predominam os anfibolitos maciços, com granulometria variando de média a grossa e coloração escura. Frequentemente, as rochas anfibolíticas apresentam óxido de manganês preenchendo suas fraturas, fissuras, ou os planos de foliação. Mais raramente, se observa uma rocha composta de bandas claras (plagioclásio e quartzo) e bandas escuras (anfibólio e biotita).

A faixa F3 apresenta orientação NNE-SSW e mergulhos muito fortes (70° a 85°), estando o pacote na maioria dos afloramentos verticalizado. O solo formado pela alteração das suas rochas possui coloração variando, desde bege escuro, até marrom avermelhado bem forte. O quartzo é muito raro, sendo somente observado, sob a forma de bolsões ou em veios, predominando o quartzo transparente, ocorrendo, mais raramente, o quartzo escuro e muito fraturado. Nas rochas desta faixa se destacam o anfibólio e o plagioclásio, com a biotita, o epidoto, o quartzo e os sulfetos em menor quantidade. Em certos locais (ponto CT-284), os sulfetos chegam a formar pequenos níveis, onde são observadas cavidades (box-works) deixadas pela remoção destes. Em grande parte dos seus afloramentos, as rochas anfibolíticas apresentam zonas difusas e irregulares, devido à penetração de veios de quartzo e, em outros, formam feições típicas de migmatitos de injeção (Foto 4), devido à introdução de vários diques granodioríticos e graníticos e posterior deformação do conjunto, por cisalhamento, onde podem ser observadas feições relacionadas

FIGURA 5 - RELAÇÃO DE CRUZAMENTO ENTRE AS ROCHAS DA FAIXA ANFIBOLÍTICA E AS DIVERSAS LITOLÓGIAS DA ÁREA ESTUDADA.





FOTOGRAFIA 4 - Feição migmatítica das rochas anfibolíticas (bandas escuras) do Greenstone Belt Barbacena, devido a intrusão de vários diques granodioríticos - graníticos (bandas claras), pertencentes a Unidade Granodiorítica - Granítica. Sinais de deformação (cisalhamento) e carbonatização podem ser observados nos afloramentos, embora não sejam visíveis na fotografia. Ponto CT-294.

aos processos de sericitização e carbonatização, tanto das rochas anfibolíticas, quanto das rochas graníticas.

Esta faixa (F3) é cortada por uma grande quantidade de veios de quartzo, diques de granodiorito, granito e pegmatitos, e, mais raramente, por diques de metatrandhjemito e metadiorito. Os diques de granito, granodiorito e metatrandhjemito apresentam bordas retilíneas, enquanto, os diques pegmatíticos apresentam bordas irregulares, que envolvem porções da faixa anfibolítica. Na região de contato entre a rocha anfibolítica e os diques graníticos, nota-se a formação de uma borda mais clara no dique intrusivo.

Foram observados, quatro restos preservados ("roof pendants") desta unidade, associados as rochas da Unidade Granodiorítica - Granítica. Estes "roof pendants" apresentam dimensões e formas variadas, estando suas rochas muito alteradas, formando um solo de coloração marrom clara, o que dificulta a identificação e melhor caracterização do tipo litológico.

Fato interessante, em relação às rochas desta unidade, refere-se à aparente ausência de corpos intrusivos (diques metadioríticos, metatrandhjemíticos granodioríticos, graníticos e pegmatíticos) cortando a faixa abaixo do sinclinal do Lenheiro (F1) e a faixa próxima à borda da Serra do Lenheiro (F2), em claro contraste com a faixa F3, que se apresenta, em vários pontos, transecionada por diques metadioríticos, graníticos, metatrandhjemíticos, granodioríticos e pegmatíticos. Estas duas faixas (F1 e F2) apresentam-se cortadas por uma grande quantidade de veios de quartzo, contrastando com a faixa F3, que é cortada por uma menor quantidade de veios de quartzo. Estas diferenças podem indicar idades distintas para estas faixas, onde as faixas F1 e F2 seriam mais recentes, que a faixa F3 e os corpos intrusivos plutônicos associados.

II - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.

O estudo petrográfico detalhado da Unidade das Rochas Anfibolíticas e dos Xistos, não fez parte do escopo deste

trabalho e, desta forma, estas rochas são descritas de maneira sucinta. O interesse nestas rochas, abrangeu à caracterização dos efeitos relacionados aos eventos metamórfico e metassomático potássico, além da indicação ou não deles atuarem em conjunto.

Dentre as três faixas mapeadas, somente a terceira (F3), que ocorre desde o vilarejo de Caxambú até o Rio Santo Antônio, foi descrita petrograficamente. Esta se constitui, predominantemente, de anfibólitos e, subordinadamente, de anfibólito gnaisses, epidoto anfibólitos, quartzo - granada anfibólito, que apresentam como constituintes maiores, anfibólito (TR - 96%) e plagioclásio (2 - 60%) e como minerais acessórios, titanita (< 5%), allanita (< TR), zircão (< TR), minerais opacos (< 5%), apatita (< 1%), granada (< 7%), muscovita (< 5%), rutilo (< TR), clorita (< 3%). Minerais como o quartzo (< 39%), biotita (< 25%) e epidoto (< 40%) variam muito e podem ser minerais essenciais ou estarem ausentes. Não foi observado nas rochas anfibolíticas, nenhum tipo de textura primária, que permitisse caracterizar origem vulcânica para esta unidade, porém, a partir de sua correlação com rochas regionais semelhantes, admite-se, que estas tenham se formado durante um evento vulcânico de idade arqueana (Ebert, 1956a; Pires, 1977; Teixeira, 1982 e 1985; Quemeneur e Baraud, 1983; Pires et al., 1990).

A granulometria dessas rochas varia muito, desde fina até grossa, devido, principalmente, ao tamanho dos cristais de anfibólito. Quando o anfibólito se encontra deformado e cisalhado, nota-se a recristalização do anfibólito, conjuntamente com plagioclásio, formando uma rocha de grã fina e muito orientada, composta de anfibólito, biotita, plagioclásio, epidoto, sericita e quartzo.

Mineralogicamente, são observados, na grande maioria das amostras estudadas, dois tipos de anfibólitos (hornblenda e actinolita). A hornblenda se apresenta em cristais grandes hipidioblásticos, com pleocroísmo em diferentes tons de verde e marrom, com muitas inclusões de minerais opacos e titanita, nas suas clivagens e de pequenos zircões, que geram halos pleocróicos. Suas bordas apresentam grande variação quanto à forma, sendo ora retilíneas, ora irregulares, podendo

apresentar sinais de transformação para biotita. A actinolita ocorre substituindo, parcialmente ou totalmente, a hornblenda (Foto 5), formando cristais com pleocroísmo em tons variados de verde e com bordas irregulares. O plagioclásio (andesina An_{18} a An_{27}) apresenta-se, predominantemente, xenoblástico, ocupando os espaços deixados pelo anfibólio, estando muito epidotizado e, raramente, zonado. Em algumas seções, foi observado que os cristais de actinolita ocorrem sem forma definida, envolvendo os cristais de plagioclásio, assemelhando-se muito a uma textura poiquiloblástica.

A biotita associa-se à hornblenda, surgindo, preferencialmente, da transformação desta e, mais raramente, da actinolita (Foto 6), incluindo cristais de zircão que geram na biotita halos pleocróicos. O processo de transformação do anfibólio para biotita (biotitização) parece ocorrer em locais restritos do anfibolito, pois foram observadas amostras com biotita e anfibólio, amostras onde a biotita era muito rara e o anfibólio abundante e amostras onde a biotita não foi observada. O epidoto associa-se, principalmente, ao plagioclásio e, mais raramente, ao anfibólio, oriundo de reações que envolvam estes minerais, estando, subordinadamente, associado a allanita, formando massas ao redor desta. A granada é muito rara, apresenta-se xenomórfica e associada ao anfibólio e minerais opacos. A titanita se forma ao redor dos minerais opacos ou a partir de reações que envolvam o anfibólio. O quartzo é muito raro, e, quando presente, se caracteriza por estar deformado e com extinção ondulante, devendo ser, praticamente, todo metamórfico.

Os processos de epidotização e biotitização ocorrem, separadamente, na grande maioria das amostras, pois em algumas rochas onde o plagioclásio apresenta-se epidotizado, raramente se observa a biotitização do anfibólio e onde a rocha está biotitizada, a epidotização do plagioclásio é também rara, indicando que os dois processos podem ser distintos. Porém em algumas amostras, os processos de biotitização e epidotização foram observados atuando em conjunto.

Aparentemente, as transformações metamórficas, que as rochas anfibolíticas sofreram, levaram à liberação de sílica, que não foi reida nestas rochas sob a forma de quartzo.



FOTOMICROGRAFIA 5 - Substituição parcial de hornblenda (marrom) por actinolita (verde clara) nas rochas anfíbolíticas do Greenstone Belt Barbacena. A hornblenda encontra-se cheia de inclusões de titanita e minerais opacos, representados pelas ripas mais escuras. Ponto CT-132. Aumento de 100,0 X. Nicóis paralelos.



FOTOMICROGRAFIA 6 - Início do processo de substituição da hornblenda (marrom) e actinolita (verde claro) por biotita (biotitização) nas rochas anfíbolíticas do Greenstone Belt Barbacena. Observa-se que a biotita se desenvolve substituindo tanto a hornblenda, quanto a actinolita. Ponto CT-278. Aumento de 100,0 X. Nicóis paralelos.

sugerindo-se a mobilização de fluidos ricos em sílica, principalmente, nas regiões mais deformadas, formando, localmente, veios de quartzo.

Grande parte das rochas da Unidade Anfibolítica e dos Xistos, não se assemelham às rochas metadioríticas e metatonalíticas observadas na região, porém, uma pequena parte desta faixa, posicionada entre os corpos metadioríticos D1 (Metadiorito Brumado) e D2 (Meta Quartzo Monzodiorito Glória), possui, feições macroscópicas muito semelhantes a metagabros e metadioritos, sendo descritas por vários autores (Quemeneur e Baraud, 1982; Pires e Porto Junior, 1986; Porto Junior, 1988), como tais, porém, petrograficamente, estas rochas se distinguem das rochas metadioríticas por apresentarem texturas distintas, bandamento milimétrico entre níveis de anfibólio e plagioclásio, xistosidade proeminente, ausência de minerais opacos e quantidades muito elevadas de anfibólio (90 a 95%).

III - DISCUSSÕES REFERENTES A UNIDADE DAS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS E DOS XISTOS.

Esta unidade foi sub-dividida em três faixas (F1, F2 e F3), litologicamente distintas. Predominam na faixa F1 sericita xistos e sericita filitos, na faixa F3 diversos tipos de anfibolitos e na faixa F2 ampla variedade de tipos litológicos. A faixa F3 foi correlacionada a Unidade Intermediária do Greenstone Belt. Barbacena (Pires et al., 1990), sendo a única, onde se observou a presença de diques de rochas intrusivas e pegmatitos cortando-a. As outras faixas (F1 e F2) poderiam ser correlatas a Unidade Superior do Greenstone Barbacena, ou até mesmo, pertencerem a um pacote mais novo que a Unidade Superior do Greenstone Belt. Barbacena e suas rochas intrusivas associadas (Unidade Metadiorítica Ibitutinga, Unidade Metatrondhjemítica Caburu, Unidade Granodiorítica - Granítica e corpos pegmatíticos), pois estas duas faixas não foram observadas sendo cortadas por estes tipos litológicos. Dados mais concretos, a respeito do posicionamento estratigráfico das faixas F1 e F2, devem ser adquiridos com um estudo mais detalhado destas.

As rochas da faixa F3 apresentam marcantes evidências do efeitos de um evento metamórfico, que ocasionou a formação de actinolita, em substituição da hornblenda e epidotização do plagioclásio, e mais localmente, o efeito de um evento metassomático potássico, onde a biotita se forma a partir da transformação, inicialmente, da hornblenda, e posteriormente, da actinolita (Foto 8). Durante a biotitização, formaram-se cristais de zircão que geram halo pleocróico nas biotitas.

A faixa F3 apresenta-se, localmente, cisalhada, onde se desenvolveu uma atividade hidrotermal intensa, com a formação de minerais opacos e sericita. Este evento cisalhante afetou, conjuntamente, as rochas anfibolíticas e as rochas da Unidade Metatromdhjemítica Caburu. Nas rochas anfibolíticas, ocasionou a transformação destas em uma rocha fina, bandada (composta de níveis claros e escuros), além de uma forte orientação (semelhante a das rochas da Unidade Metatromdhjemítica Caburu) e de mergulhos muito verticalizados (85°). Uma amostra deste local (CT-284D), analisada no laboratório da MIBRA, apresentou os seguintes valores: Au (1.8 ppm), Cu (460 ppm), Pb (100 ppm), Zn (20 ppm) e As (20 ppm), correspondendo desta forma, a uma área potencialmente favorável para a prospecção de metais bases, pois o prolongamento desta zona de cisalhamento, próximo ao ponto CT-276 (Mapa Anexo 2), já foi lavrado para ouro, encontrando-se, atualmente, várias cavas abandonadas, contendo veios de quartzo, que cortam as rochas metadioríticas. Um destes veios apresentou os seguintes valores de Au (0.8 ppm), Cu (870 ppm), Pb (80 ppm), Zn (50 ppm) e As (20 ppm).

VII.3 - ROCHAS INTRUSIVAS.

Diversos tipos de rochas intrusivas ocorrem na região, podendo se destacar, desde pequenos corpos (diques) de diabásio e gabro não metamorfisados, até outros de muito maior expressão areal, representando uma ampla variedade de tipos petrográficos, reunidos em três unidades (UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA, UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU e UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTICA), além de um pequeno corpo gabroide (GABRO PENEDO) e de um conjunto de rochas basálticas não metamorfisadas, que compreende pequenos diques de basalto, diabásio e gabro.

A UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA abrange rochas dioríticas, quartzo dioríticas, tonalíticas e quartzo monzodioríticas; a UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU é composta de tonalitos-trondhjemitos e de tonalitos, fortemente deformados e cisalhados, que se transformaram em rochas, petrograficamente classificadas como granitos; a UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTICA, compreende rochas granodioríticas, quartzo monzodioríticas e graníticas; o GABRO PENEDO abrange rochas dioríticas proevinentes da transformação de rochas gabroides por metamorfismo; e o conjunto de rochas basálticas não metamorfisadas reúne basaltos, diabásios e gabros.

Nas Unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhjemítica Caburu co-existem minerais interpretados como de origem ígnea, com minerais de origem metamórfica e metassomática, justificando-se desta maneira, a utilização do prefixo META para estes tipos litológicos.

VII.3.1 - UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

I - INTRODUÇÃO.

O conjunto litológico denominado neste trabalho de Unidade Metadiorítica Ibitutinga, abrange quatro corpos individualizados (Mapa Anexo 1), que, petrograficamente, se constituem de rochas, metadioríticas, meta quartzo dioríticas,

meta quartzo monzodioríticas e metatonalíticas. A escolha desta denominação se baseou no fato da mineralogia da unidade ser, em grande parte, metamórfica e nas seguintes características: presença de relictos de clinopiroxênio em, somente, uma amostra de rocha, localizada fora da área mapeada; predomínio petrográfico do tipo diorítico nas rochas menos transformadas; e classificação química de quase a totalidade do conjunto como rochas dioríticas. Este mesmo conjunto de rochas, recebeu por parte de diversos autores, distintas denominações, baseadas, principalmente, na sua caracterização petrográfica, tais como, Quartzo Diorito Ibitutinga (Erichsen, 1929; Guimarães e Guedes, 1944), adamelitos (Francesconi, 1972), diorito/gabro (Quemeneur e Baraud, 1982), Tonalito Ibitutinga (Pires e Porto Junior, 1986; Silva et al., 1986) e metagabro (Valeriano, 1985 e 1986; Porto Junior, 1988a e 1988b).

O conjunto litológico que compõe esta unidade foi separado em quatro corpos, petrograficamente distintos (D1, D2, D3 e D4), onde todos afloram sob a forma de faixas, com larguras variadas e com direção NNE-SSW (Mapa Anexo 1). O corpo D1 (Metadiorito Brumado) ocorre desde a proximidade do vilarejo de Retiro, até a margem direita do Rio das Mortes, estendendo-se, a partir do leito da Ferrovia do Aço, até a mina do Paiol, com largura variando entre 500 metros e 1,5 Kms. O corpo D2 (Meta Quartzo Monzodiorito Glória) possui largura de 1 Km, e inicia-se próximo a margem direita do Rio Santo António, aflorando segundo Porto Jr. (1988a), até próximo a cidade de Coronel Xavier Chaves, enquanto os corpos D3 (Metatonalito do Espriado) e D4 (Metatonalito do Barreiro), com direções quase que paralelas ao corpo D1 e largura de, aproximadamente, 300 metros, localizam-se, respectivamente, entre o Rio da Mortes, o Vilarejo de Mestre Ventura e a fazenda do Espriado e ao norte do Rio das Mortes, próximo ao córrego do Barreiro.

II - FEIÇÕES DE CAMPO.

As melhores exposições desta unidade ocorrem em grandes

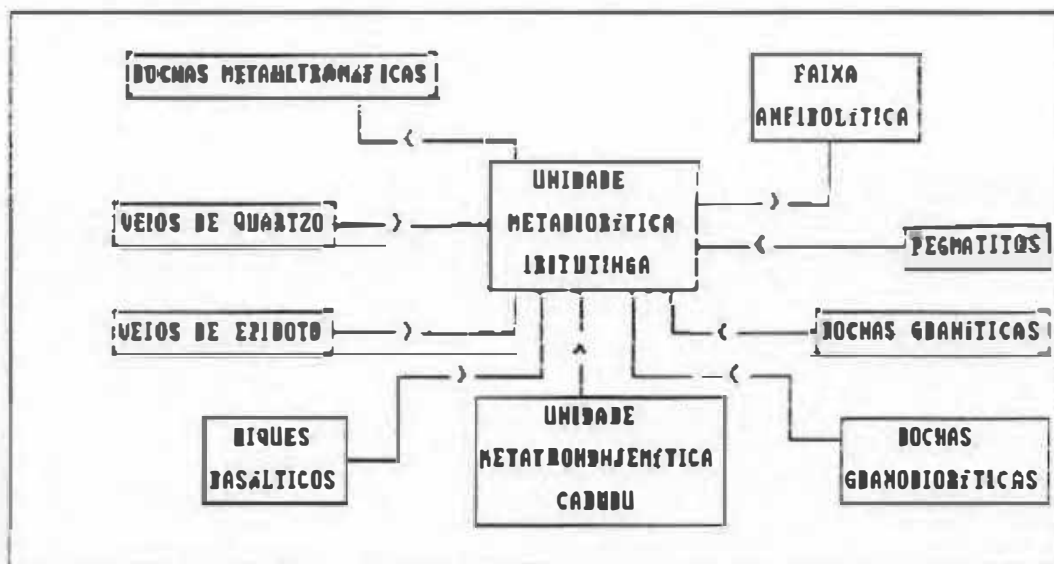
lajedões ou no leito da Ferrovia do Aço, onde pode-se observar, que esta é cortada por uma grande quantidade de diques de composição granítica (granitos e granodioritos) e corpos pegmatíticos e por um raro dique metatonalítico. O intemperismo atuou fortemente na região, transformando grande parte desses afloramentos em solos de tonalidade marrom ocre, muito semelhantes ao solo formado a partir da alteração das rochas anfibolíticas. Durante esta alteração, as rochas desta unidade realçam os cristais de biotita, diferentemente do corpo granítico, onde se destaca a caulnização do feldspato.

Observa-se, na Unidade Metadiorítica Ibitutinga, três padrões granulométricos distintos (fácies fina, média e grossa), onde a fácies fina é muito restrita e localiza-se no ponto CT-234, próximo do contato entre o corpo metadiorítico e a faixa anfibolítica (Mapa Anexo 2). A fácies média é muito homogênea, destacando-se nesta, as texturas hipidiomórfica granular e inequigranular seriada, enquanto a fácies grossa apresenta minerais bastante desenvolvidos e sem orientação (anfíbólio e plagioclásio), formando em alguns pontos a textura sub-ofítica. Em locais restritos do Metadiorito Brumado, encontra-se uma fácies microporfirítica, composta de uma massa fina (QTZO + PLAG + ANF + BIOT + EP), com alguns cristais maiores e microporfiríticos de plagioclásio e anfíbólio. Xenólitos de diversas formas (angulosas, alongadas, sub arredondadas), tipos (anfíbolitos e tremolitos) e tamanhos (desde 5 cm até 50 cm) podem ser observados tanto na fácies fina, quanto na fácies média do corpo D1.

As relações estratigráficas desta unidade, com os demais tipos litológicos da região são claras (Figura 6), pois esta é cortada por veios de quartzo e de epidoto, diques de rochas metatondhjemíticas, granodioríticas, graníticas e corpos pegmatíticos, ao passo que corta as rochas do Greenstone Belt Barbacena, possuindo xenólitos, de diversos tamanhos, de rochas anfibolíticas e metaultramáficas (tremolíticos).

O dique metatondhjemítico supracitado, que corta esta unidade, apresenta espessura de cerca de 2,0 m, sendo possível se observar, no contato entre este e o Metadiorito Brumado (corpo D1), uma pequena concentração de biotita e

FIGURA 6 - RELAÇÃO DE COUZAMENTO ENTRE AS ROCHAS DA UNIDADE METABIORÍTICA IBITUTINGA E AS DIVERSAS LITOLOGIAS DA ÁREA ESTUDADA.



anfíbólio. Os diques graníticos, que invadem as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, podem ser sub-divididos em, pelo menos, duas gerações, pois são observados corpos equigranulares e corpos de granulometria bastante fina.

O contato da Unidade Metadiorítica Ibitutinga com as rochas anfibolíticas é fortemente regular, apresentando-se, preferencialmente, a partir de uma linha de direção NNE-SSW (Mapa Anexo 1), enquanto que, o contato com as rochas graníticas e granodioríticas é extremamente irregular, ocorrendo, predominantemente, sob a forma de pequenas intrusões ou diques, que afloram no seu interior, com inclinações variando de 45° até 90° , ou mais raramente, sob a forma de grandes intrusões. Na região próxima do contato com os diques graníticos, observa-se nas rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, um processo de transformação muito intensa do anfíbólio em biotita (biotitização), com predomínio deste último mineral, na borda, e do anfíbólio, mais para o centro do corpo, enquanto que, no dique granítico, nota-se uma diminuição da granulometria na região de contato.

Os quatro corpos, que constituem esta unidade apresentam em mapa a mesma direção (NNE-SSW), que as faixas de rochas anfibolíticas e os corpos metatrondhjemíticos, podendo estarem todos os quatro corpos condicionados pela mesma deformação, que gerou a orientação destas rochas. Raramente, esta unidade apresenta foliação perceptível, porém, em alguns locais encontra-se deformada, com uma forte orientação dos seus minerais, onde bandas de granulometria média ou grossa passam, rapidamente, para uma massa fortemente orientada e muito fina, caracterizando a presença de bandas de deformação. Esta foliação, quando presente, é definida por uma forte orientação dos minerais máficos, principalmente, biotita e, mais raramente, do quartzo.

III - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.

O conjunto litológico, denominado de Unidade Metadiorítica Ibitutinga, se caracteriza por apresentar predomínio da coloração esverdeada e marcantes variações na

sua mineralogia, textura e granulometria. Neste conjunto se destacam plagioclásio (21 - 63%), anfibólio (1 - 54%) e biotita (5 - 28%). Alguns minerais, como quartzo, epidoto, microclina e minerais opacos podem estar presentes, desde minerais essenciais, até acessórios ou então estarem ausentes. Os minerais acessórios mais comuns são titanita, apatita, zircão, allanita e, mais restritamente, carbonato, sericita e clorita. Em relação a sua textura, foram observados seis tipos diferentes: Sub-óptica, hipidiomórfica granular, de fluxo, inequigranular xenomórfica, microporfirítica e orientada, destacando-se em todo o conjunto a textura hipidiomórfica granular. Quanto à granulometria, esta unidade mostra uma marcante variação, apresentando-se predominantemente, como média (1.0 mm a 4.0 mm) e, mais localmente, como grossa (4,5 mm a 9.0 mm) e, muito restritamente, como fina (< 1.0 mm).

Como citado anteriormente, esta unidade foi sub-dividida em quatro corpos (D1 - Metadiorito Brumado, D2 - Meta Quartzo Monzodiorito Glória, D3 - Metatonalito do Espreado e D4 - Metatonalito do Barreiro), onde as principais características de cada corpo, podem ser observadas na tabela 13 e a classificação petrográfica de suas amostras na tabela 14. Para melhor caracterização, quanto à presença de feldspatos potássicos (microclina e/ou ortoclásio), todas as amostras dos quatro corpos foram submetidas ao teste clorimétrico com cobalto nitrato de sódio (Penalva e Hennies, 1971).

III.1 - METADIORITO BRUMADO (CORPO D1).

O Metadiorito Brumado é composto de plagioclásio (27 - 63%), anfibólio (1,2 - 54,2%), biotita (7,0 - 28%) e quartzo (< 30%), com epidoto, apatita, minerais opacos, titanita, zircão, allanita e carbonatos, como minerais acessórios (Tabelas 15 e 16). As rochas deste corpo possuem coloração verde escura e são cortadas por um grande número de finos diques graníticos, retilíneos e esbranquiçados, onde as bordas desses diques apresentam coloração mais clara do que o centro,

TABELA 13 - PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DAS ROCHAS DOS CORPOS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA NA ÁREA ESTUDADA.

UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA			
CARACTER.	CORPO #1	CORPO #2	CORPOS #3 E #4
DESIGNAÇÃO	METADIORITO BOMADO	METAQUARTZO MONZODIORITO GLÓDIA	METATOMALITO ESPALHADO E METATOMALITO BARRADO
MINERALOGIA ESSENCIAL	AMF, PLAG, BDT, QTZO	PLAG, AMF, BDT, MICR, QTZO	PLAG, QTZO, BDT
MINERALOGIA ACESSÓRIA	EP, TIT, MN, OP, AP, ALLAN, MICR, CABD	EP, TIT, AP, ZIR, MN, OP, ALLAN, SEDIC	EP, ZIR, ALLAN, TIT, AP, MICR, AMF
VARIAÇÃO PETROGR.	DIORITO - TOMALITO QUARTZO MONZODIORITO	QTZO MONZODIORITO - TOMALITO	TOMALITO
TIPOS DE TEXTURA	SUB-OFÍTICA, HIPIDIOMÓRFICA GRANULAR, ORIENTADA E DE FLUXO.	HIPIDIOMÓRFICA GRANULAR, INEQUIGRANULAR XENOMÓRFICA E ORIENTADA	INEQUIGRANULAR XENOMÓRFICA E ORIENTADA
PRINCIPAL TEXTURA	HIPIDIOMÓRFICA GRANULAR	INEQUIGRANULAR XENOMÓRFICA	ORIENTADA
FÁCIES GRA- MULOMÉTRICA	FINA - MÉDIA - GROSSA	MÉDIA - GROSSA	FINA - MÉDIA
EFEITOS DE DEFORMAÇÃO	ORIENTAÇÃO DOS MINERAIS		
MICROCLINA	RARA - SOMENTE OBSERVADA EM 3 LÂMINAS	VARIÁVEL - DESDE AUSENTE ATÉ 15% DA ROCHA	RARA - SOMENTE OBSERVADA EM 1 LÂMINA
XENÓLITOS	AMFIBOLITO E TROMOLITO	NÃO OBSERVADOS	NÃO OBSERVADOS

TABELA 14 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS DOCHAS DOS CORPOS PERTENCENTES A UNIDADE METADIORÍTICA IDUTUINGA (D1 - METADIORITO DRUMADO; D2 - META-QUARTZO MONZODIORITO GLÁBRIA; D3 - METATOMALITO DO ESPALHADO; D4 - METATOMALITO DO DABEIDO e 1 DIQUE METATOMALÍTICO INTRUSIVO NAS DOCHAS AMFIBOLÍTICAS).

CORPO	AMOSTRA	TIPO PETROGRÁFICO				CORPO	AMOSTRA	TIPO PETROGRÁFICO
	CT-A	QUARTZO DIORITO					CT-310 A	TOMALITO
	CT-126	DIORITO					CT-310 B	TOMALITO
	CT-126 A	DIORITO					CT-319 B	QUARTZO MONZODIORITO
	CT-130	DIORITO					CT-383	TOMALITO
	CT-130 A	DIORITO					CT-384	TOMALITO
	CT-132 F	DIORITO				D1	CT-388	QUARTZO DIORITO
	CT-132 F1	DIORITO					CT-390	TOMALITO
	CT-234 A	QUARTZO DIORITO					BB-1	DIORITO
	CT-234 H	TOMALITO					BB-2	DIORITO
	CT-B	TOMALITO					BB-3	DIORITO
	CT-59	QUARTZO DIORITO					BB-4	QUARTZO DIORITO
	CT-59 A	TOMALITO					CT-291	TOMALITO
	CT-59 B	TOMALITO					CT-300	TOMALITO
D1	CT-61	QUARTZO DIORITO					CT-301	QUARTZO MONZODIORITO
	CT-62 A1	TOMALITO					CB-301 B	QUARTZO MONZODIORITO
	CT-125	TOMALITO				D2	CT-301 C	QUARTZO MONZODIORITO
	CT-159 A	QUARTZO DIORITO					CT-333	QUARTZO MONZODIORITO
	CT-231	TOMALITO					CT-334 A	QUARTZO MONZODIORITO
	CT-232	TOMALITO					CT-335 B	QUARTZO MONZODIORITO
	CT-239	TOMALITO					CT-357	QUARTZO MONZODIORITO
	CT-269	TOMALITO					CT-289 B	TOMALITO
	CT-276	TOMALITO				BI-QUE	CT-289 C	TOMALITO
	CT-276 A	TOMALITO					CT-365 C	TOMALITO
	CT-305	TOMALITO				D3	CT-396	TOMALITO
	BB-5	QUARTZO DIORITO					CT-249	TOMALITO
	BB-6	TOMALITO				D4	CT-259	TOMALITO
	BB-7	TOMALITO					BB-8	DIORITO

OBS: BB - LÂMINAS - FOTOG. JIHOBE (1988A)

BB-1 = CT-130; BB-2 = CT-130; BB-3 = CT-132F

BB-4 = CT-130A; BB-5 = CT-130A; BB-6 = CT-59A;

BB-7 = CT-148; BB-8 → FODA DA ÁREA ESTUDADA

TABELA 15 - ANÁLISES MODAIS (a) DAS ROCHAS DAS FÁCIES GROSSA E FINA DO METABIODITO BRUMADO, PERTENCENTE A UNIDADE METABOLÍTICA (BITUITINGA).

FÁCIES	AMOSTRA (b)	PLAG	ANF	BIOT	QIZO	MICB	EP	APAT	TITA	ZINC	OP	ALLA
GROSSA	CT - A	47,2	29,6	15,6	5,1	--	1,4	0,5	0,3	TR	0,3	TR
	CT - 126	32,1	34,2	24,8	0,2	--	2,7	1,4	3,0	TR	1,6	TR
	CT - 126 A	39,8	37,8	17,2	0,4	--	1,9	1,2	1,6	0,2	1,6	TR
	CT - 130 A	62,2	22,4	10,6	1,8	--	1,4	1,0	0,2	0,4	TR	TR
	CT - 130 *	59,4	30,6	7,2	--	--	2,6	TR	TR	TR	TR	TR
	CT - 132 F	27,1	43,4	21,8	1,0	--	1,9	1,4	2,0	TR	1,4	TR
	CT - 132 F1	35,3	41,6	16,0	0,1	--	2,6	0,3	2,8	TR	1,3	TR
	BB - 1 *	37,2	47,2	11,7	--	--	3,9	TR	TR	TR	TR	TR
	BB - 2 *	34,2	49,7	5,0	1,6	--	2,3	1,4	3,8	TR	1,6	TR
	BB - 3 *	21,2	54,2	10,8	0,6	--	1,6	0,4	2,2	TR	1,0	TR
BB - 4 *	53,6	21,9	14,1	7,5	--	1,3	0,4	0,6	0,2	TR	TR	
BB - 5 *	42,4	31,1	13,3	8,6	--	1,9	0,7	1,4	TR	TR	TR	
FINA	CT - 234 A	53,3	11,0	19,4	11,2	--	3,5	0,2	1,4	TR	--	TR
	CT - 234 H	50,6	10,8	19,4	13,8	--	3,0	0,2	2,0	0,2	TR	TR

OBS:

a --> MÉDIA DE 700 PONTOS b --> VIDE TABELA 14

TR - TRACOS

* CT-130 - XENÓLITO NO GRANODIÓDITO

* BB - LÂMINAS - PÓDIO JUNIOR (1988A).

TABELA 16 - ANÁLISES MORAIS (a) DAS DOCHAS DAS FÁCIES MÉDIA E MICROPOFIBRÍFICA DO METABÓRITO BUKADO, PERTENCENTE A UNIDADE METABÓRÍTICA INITUTINGA.

FÁCIES	AMOSTRA (b)	PLAG	ANF	BIOT	QTZ	MICR	EP	APAT	ITA	ZIRC	OP	ALLA
MICRO- POFIBRÍ- FÍTICA	CT - 231	47,4	13,0	10,0	17,2	TR	2,4	TR	2,0	TR	--	TR
	CT - 239	47,6	20,6	13,4	12,2	--	3,6	--	2,4	0,2	--	TR
MÉDIA	CT - B	46,6	10,4	22,4	15,2	--	3,0	0,4	2,2	TR	TR	TR
	CT - 59	49,6	16,4	19,0	11,0	--	2,5	0,2	0,0	TR	TR	TR
	CT - 59 A	47,2	12,6	21,0	14,4	--	4,2	TR	0,6	TR	--	TR
	CT - 59 B	42,0	19,6	22,0	13,6	--	2,6	TR	0,2	TR	TR	TR
	CT - 61	57,4	22,5	11,9	4,2	--	2,3	0,6	1,1	TR	TR	TR
	CT - 62 A1	47,7	12,2	17,2	10,6	--	1,9	TR	2,4	TR	--	TR
	CT - 125	40,6	9,6	20,6	15,2	--	4,0	TR	1,8	0,2	TR	TR
	CT - 159 A	56,0	10,4	12,0	9,0	--	3,0	0,4	0,4	TR	TR	--
	CT - 232	40,6	5,4	21,0	21,4	TR	1,0	--	1,6	0,2	--	TR
	CT - 269	50,3	22,9	11,3	12,7	--	1,5	0,3	0,7	TR	--	0,3
	CT - 276	34,0	6,4	25,1	27,7	--	3,7	0,2	1,3	0,2	--	0,6
	CT - 276 A	42,5	2,1	20,0	10,5	--	7,4	0,3	1,2	--	--	TR
	CT - 305	46,4	5,0	23,4	10,6	--	2,0	0,2	2,4	0,2	TR	0,2
	CT - 310 A	44,6	9,5	20,7	21,7	--	2,0	0,1	0,5	0,1	TR	TR
	CT - 310 B	43,7	6,0	16,5	20,2	--	4,9	TR	0,7	TR	--	TR
	CT - 319 B	34,6	16,4	23,5	9,6	10,3	2,0	0,3	2,5	TR	TR	TR
	CT - 303	44,0	20,1	16,3	15,4	--	2,0	0,2	0,4	TR	TR	TR
	CT - 304	30,1	16,0	26,9	11,7	--	6,7	TR	0,6	TR	--	TR
	CT - 300	51,0	17,0	24,4	4,0	--	2,0	TR	--	TR	--	--
	CT - 390	42,7	1,2	25,6	22,6	--	5,0	0,0	1,9	TR	--	0,2
RB - 6	40,3	25,0	10,9	13,7	--	1,6	TR	0,3	--	--	--	
RB - 7	44,4	14,0	7,9	30,0	--	1,0	TR	TR	--	--	--	

OBS:

a --> MÉDIA DE 700 PONTOS

b --> VIRE TABELA 14

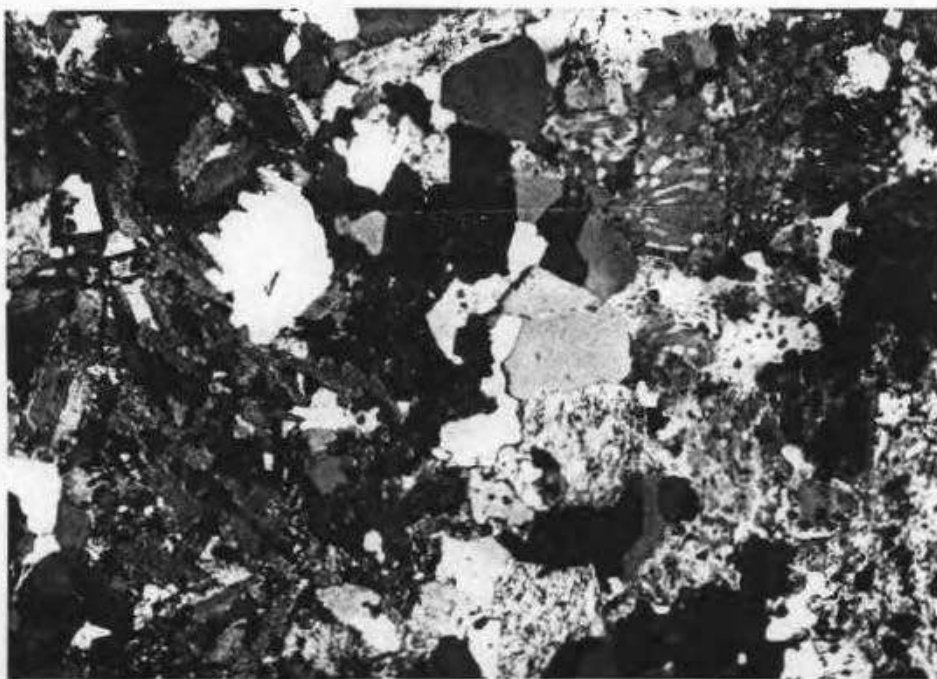
RB - LÂMINAS - PORTO JUNIOR (1980A)

TR - TRAÇOS

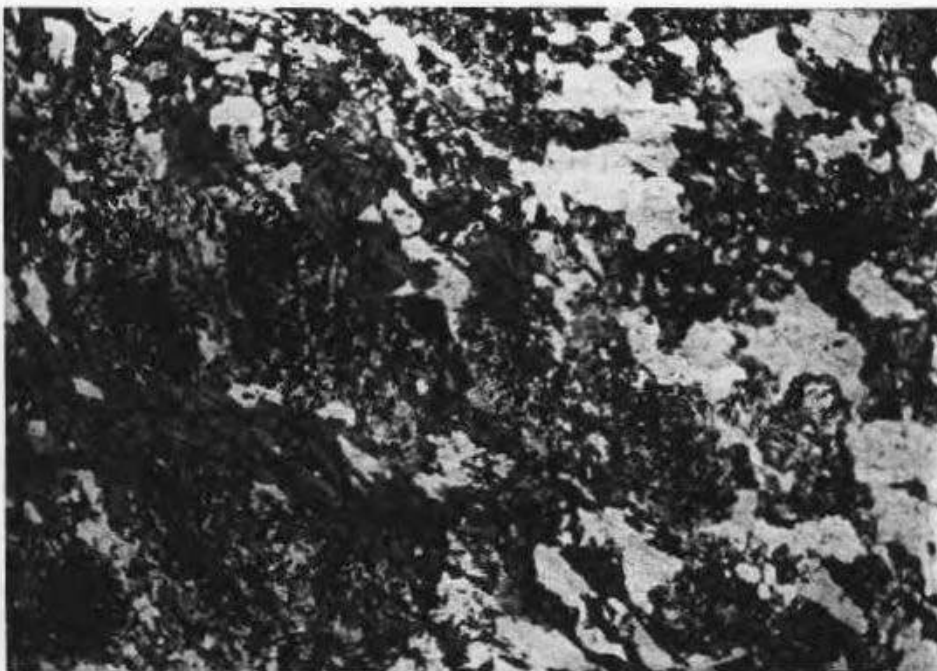
destacando-se a formação de pertita nestes, enquanto no diorito, próximo ao contato com o dique, observa-se o predomínio da biotita em relação ao anfibólio (Fotos 7 e 8), podendo este mineral estar até ausente. O Metadiorito Brumado apresenta predomínio das texturas sub-óptica na fácies grossa, hipidiomórfica granular, na fácies média e orientada, na fácies fina (Figura 7) e, petrograficamente, abrange ampla faixa de variação, desde o campo das rochas dioríticas, até as rochas tonalíticas (Figura 8).

Na textura sub-óptica (Figura 7A) observa-se o predomínio dos minerais máficos (anfíbólio + biotita + minerais opacos), em relação ao plagioclásio, estando o quartzo ausente ou como acessório. O anfíbólio presente é, principalmente, a hornblenda, que se encontra formando um agregado de pequenos cristais ou em cristais maiores, que variam entre 4,0 e 11,0 mm de diâmetro, e mais raramente, a actinolita. Os cristais de hornblenda apresentam-se, predominantemente, hipidiomórficos, e devido às reações nas quais se envolveram, perdem parte da forma original, mostrando suas faces irregulares ou até mesmo xenomórficas. Predominam em relação a biotita, incluem cristais grandes de apatita e ilmenita e transformam-se para biotita e epidoto. O plagioclásio apresenta-se em cristais grandes (de 3 a 8 mm de diâmetro), euédricos, com contato reto com os outros minerais e, fortemente, transformado para epidoto, cristalizando-se nos espaços deixados pelo anfíbólio e variando desde andosina até labradorita (An_{99} a An_{54}). A biotita ocorre intercrescida com o anfíbólio, surgindo da transformação deste, onde seus cristais variam desde tabulares até xenoblásticos e apresentam inclusões de apatita e zircão, que geram, nela, halos pleocróicos. Os minerais opacos são xenomórficos e transformam-se para titanita, enquanto o quartzo, quando presente, é xenomórfico, ocupa o espaço entre o anfíbólio e o plagioclásio e encontra-se, levemente, deformado. Em apenas um local mais restrito, foi observada a presença de textura de fluxo (Figura 7B), onde os cristais de plagioclásio e anfíbólio encontram-se alinhados e com a mesma direção.

A textura hipidiomórfica granular (Figura 7C) se destaca na fácies média, onde o plagioclásio (An_{96} a An_{46})



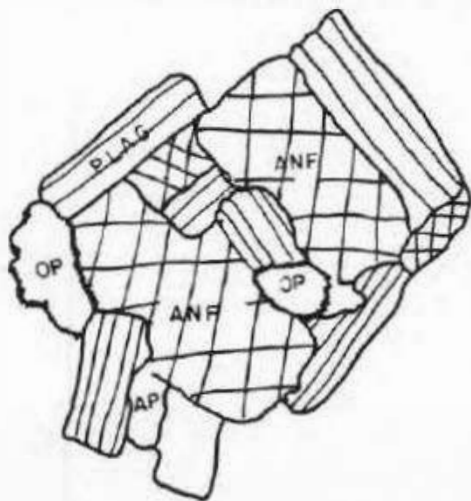
FOTOMICROGRAFIA 7 - Feição da região de contato entre o Metadiorito Brumado e um dique de composição granítica, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica. Observa-se no dique granítico a formação de cristais micropertíticos. Ponto CT-234E. Aumento de 12,5 X. Nicóis cruzados.



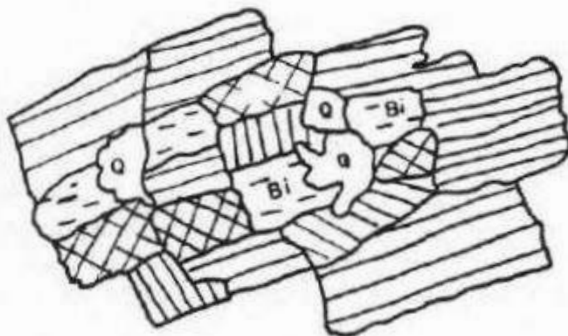
FOTOMICROGRAFIA 8 - Feição da região de contato entre o Metadiorito Brumado e um dique de composição granítica, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica. Observa-se a presença de biotita e ausência de anfibólio no Metadiorito Brumado, além dos cristais de plagioclásio estarem, fortemente, epidotizados. No dique granítico nota-se a completa ausência de minerais máficos. Ponto CT-234. Aumento de 12,5 X. Nicóis paralelos.

Figura 7 — ILUSTRAÇÃO DOS PRINCIPAIS TIPOS DE TEXTURAS OBSERVADAS NAS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

**ANF — AMFIBÓLIO; PLAG — PLAGIOCLÁSIO; AP — APATITA; Q — QUARTZO
OP — MINERAIS OPACOS; BI — BIOTITA; EPI — EPIDOTO**



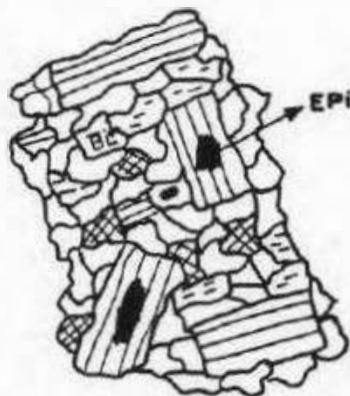
Tc — TEXTURA SUB-OPÍTICA



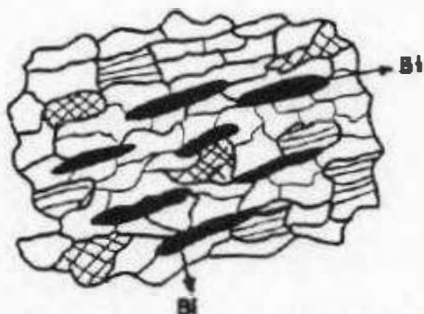
Tb — TEXTURA DE FLUXO MAGNÉTICO



Tc — TEXTURA HIPIDIOMÓRFICA GRANULAR



Td — TEXTURA MICROPORFIRÍTICA

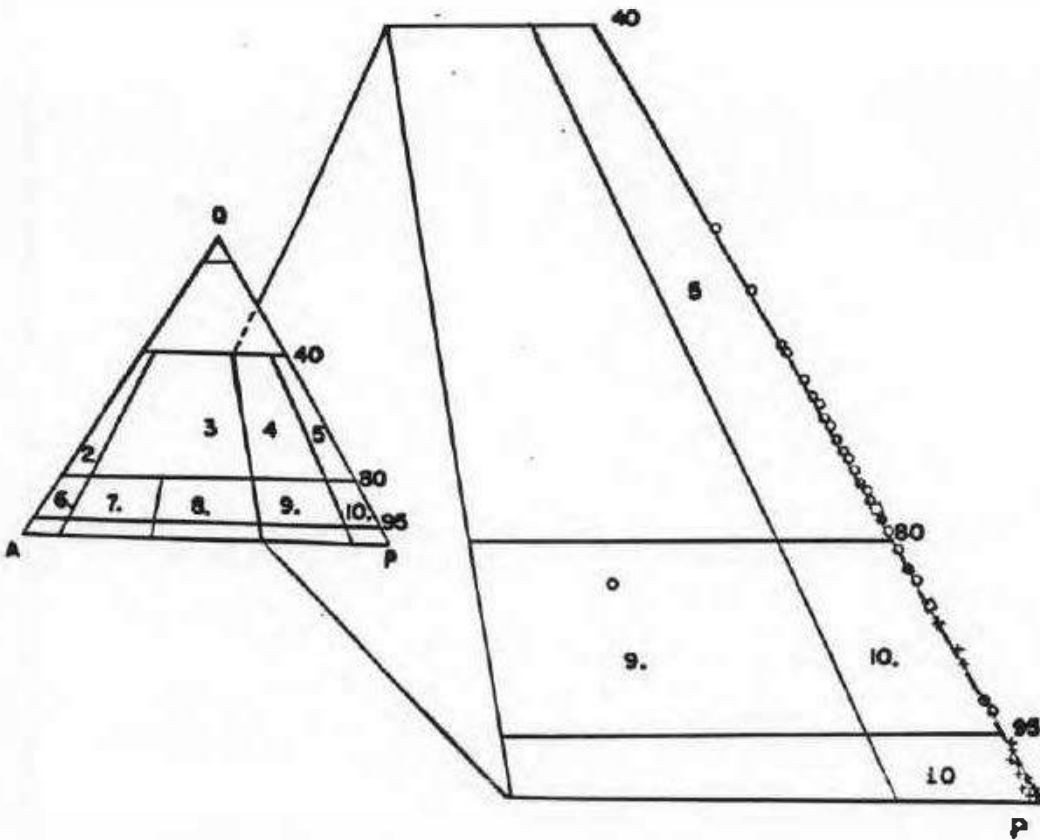


Te — TEXTURA ORIENTADA RESULTANTE DE DEFORMAÇÃO

Figura 8 - DIAGRAMA QAP (STRECKEISEN, 1976) PARA AS ROCHAS DO METADIORITO BRUMADO (D₁), PERTENCENTE A UNIDADE METADIORÍTICA ISITUTINGA.

**+ FÁCIES GROSSA, ○ FÁCIES MÉDIA, ● FÁCIES FINA
□ FÁCIES MICROPORFIRÍTICA**

**CAMPOS: 5-TONALITO; 9- QUARTZO MONZODIORITO;
10.- QUARTZO DIORITO ; 10 - DIORITO/GABRO.**



encontra-se desde idiomórfico até hipidiomórfico, apresentando, predominantemente, contato reto com os outros minerais e, mais raramente, faces lobadas. Seus cristais podem estar límpidos ou, totalmente, transformados para epidoto, deformados (quebrados), zonados e penetrados pelo quartzo e biotita. Os cristais, límpidos ou epidotizados, apresentam suas bordas "nubladas" ou mascaradas (sem geminação polissintética), onde se observa uma grande quantidade de cristais de biotita e epidoto, indicando um possível segundo período de crescimento de plagioclásio. O anfibólio apresenta-se geminado, predominantemente, em agregados de pequenos cristais e, mais raramente, em cristais maiores, com faces irregulares, e com sinais de deformação (extinção ondulante e cristais quebrados). São envolvidos em reações para formar epidoto, biotita e titanita, ocorrendo pequenas segregações de quartzo no seu interior, provavelmente, devido a resíduos de sílica não utilizados nas transformações que sofreu (Kerr, 1979). A biotita apresenta uma variação muito grande quanto a forma e granulometria, sendo seus cristais, predominantemente, xenoblásticos e pequenos e, mais raramente, palhetas grandes e bem formadas. Esta surge da transformação do anfibólio, apresenta-se deformada (com extinção ondulante), inclui zircão e apatita, que geram, nela, halos pleocróicos e transforma-se para titanita e clorita. Pode ser que existam duas gerações de biotita, onde uma se encontra em cristais tabulares, com faces levemente irregulares, enquanto a outra, apresenta-se xenoblástica e com forte extinção ondulante e halos pleocróicos, formados pela apatita e pelo zircão. O quartzo apresenta-se xenomórfico, deformado (com extinção ondulante), recristalizado e ocorre preenchendo espaços entre o anfibólio e o plagioclásio ou formando inclusões nas bordas dos cristais de anfibólio.

A textura hipidiomórfica granular parece gradar para uma textura microporfirítica (Figura 7D), que em campo se assemelha muito as rochas da fácies fina, formando uma fácies microporfirítica, onde se observa uma variação muito grande, no tamanho e na forma, dos grãos de plagioclásio (desde 1 mm a 4 mm), e mais raramente, nos de anfibólio (actinolita - até 2 mm). Estes podem ocorrer em cristais maiores e bem formados.

envolto por uma massa menor (< 1,0 mm), contendo biotita, plagioclásio e quartzo. Os cristais microporfiríticos de plagioclásio (oligoclásio/andesina - An_{29} a An_{41}) apresentam um "apagamento" da geminação polissintética nas bordas e podem se transformar para epidoto no centro. O anfibólio, a biotita e o quartzo observados na massa fina, apresentam-se xenomórficos e fortemente orientados. Quando esta textura não apresenta feições de deformação muito intensa, os cristais de plagioclásio mostram formas muito semelhantes a dos cristais idiomórficos e hipidiomórficos da textura hipidiomórfica granular.

A textura orientada (Figura 7E) mostra granulometria fina, orientação marcante das pequenas palhetas de biotita e dos cristais de quartzo e predominio, em parte, da biotita em relação ao anfibólio.

Em relação à granulometria, no Metadiorito Brumado foram observadas a presença das fácies fina, média e grossa (Tabela 17), porém, não foi possível mapeá-las, separadamente, pois seus afloramentos, na região, não são contínuos, o que muito dificultou o trabalho. Nas proximidades do contato do Metadiorito Brumado com as rochas anfibolíticas, surge em uma região muito restrita (de 25 a 50 m) a fácies fina, que apresenta granulometria menor que 1,0 mm, orientação marcante dos seus minerais máficos (anfibólio e biotita), do quartzo e dos seus xenólitos. Estes xenólitos ocorrem em grande quantidade, possuem tamanhos reduzidos, são alongados e orientados, predominando os de tremolito sobre os de anfibolito. Esta fácies é cortada por muitos diques de rochas graníticas, que apresentam bordas muito claras, indicando reação com o corpo metadiorítico. A orientação dos seus xenólitos (N40E), assemelha-se muito à direção das faixas de rochas anfibolíticas e a direção dos corpos metatrondhjemiticos. No campo, as rochas da fácies fina são muito semelhantes às rochas microporfiríticas, porém, diferem destas sob o microscópio, pela ausência dos micropórfiros de plagioclásio, fortemente, epidotizados.

A fácies média predomina por quase todo o corpo e apresenta uma leve orientação dos seus minerais máficos e plagioclásio, indicando os efeitos sofridos durante a

TABELA 17 - PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DAS DOCHAS DE CADA UMA DAS FÁCIES GRANULOMÉTICAS DO METADIORITO BRUMADO, PERTENCENTE A UNIDADE METADIORÍTICA IBITUINGA.

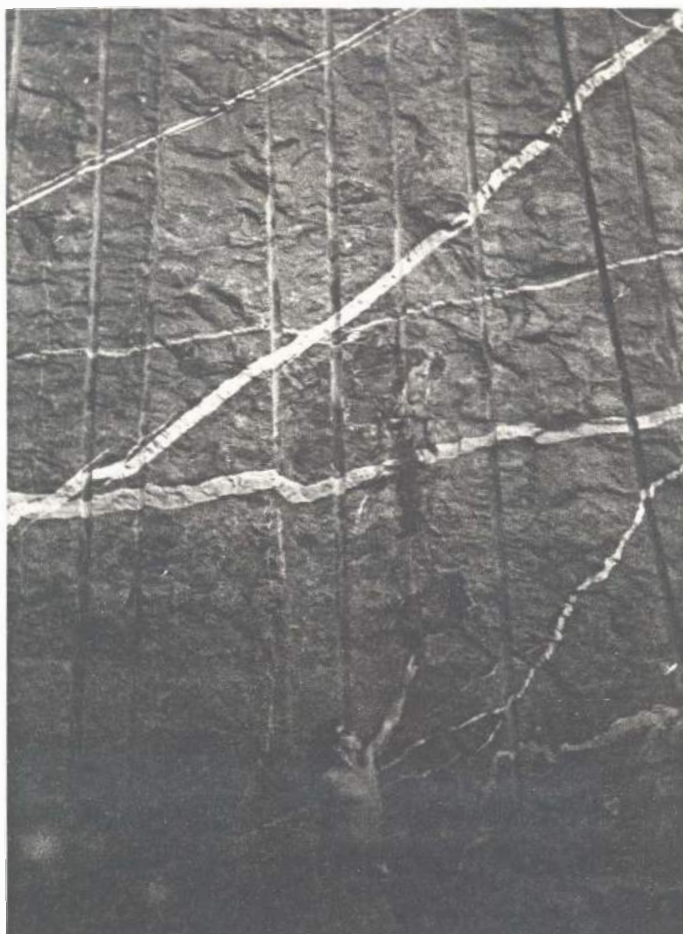
CORPO		METADIORITO BRUMADO		
		FINA/MICROPODFIRÍTICA	MÉDIA	GROSSA
MINERALOGIA ESSENCIAL		PLAG, QTZO, BIOT, AMF	PLAG, BIOT, AMF, QTZO	AMF, PLAG, BIOT
MINERALOGIA ACESSÓRIA		EP, TIT, ZIR, AP, ALLAN	EP, TIT, AP, ZIR, KIM.OP, ALLAN	EP, TIT, AP, KIM.OP, ZIR, ALLAN, CAB
TEXTURA PRINCIPAL		ORIENTADA	HIPIDIOMÓRFICA GRANULAR	HIPIDIOMÓRFICA GRANULAR e SUB-OFÍTICA
VARIACÃO PETROGRÁFICA		QTZO DIORITO-TONALITO	QUARTZO MONZODIORITO, QTZO DIORITO-TONALITO	DIORITO-QTZO DIORITO
GRANULOMETRIA		< 1,0 mm	de 1,0 mm à 5 mm	de 5,0 mm à 11,6 mm
ORIENTAÇÃO DOS MINERAIS		PRESENTE - FORTE	PRESENTE - FRACA	PRESENTE - MUITO FRACA
EFEITOS DA DEFORMAÇÃO		PRESENTES	PRESENTES	PRESENTES
XENOLS.	TIPO	AMFIBOLITO e TDEMOL.	AMFIB. e TDEMOLITO	AUSENTES
	TAMANHO	< 10 cm	DESDE 5 cm ATÉ 50 cm	-----
	FORMA	ARREDONDADOS	ANGULOSOS	-----
	ORIENTAÇÃO	PRESENTE	AUSENTE	-----
EPIDOTIZAÇÃO DO PLAGIOCLÁSIO		QUASE QUE COMPLETA	MÉDIA à FORTE	MUITO FORTE
TRANSFORMAÇÃO AMF --> BIOT		QUASE QUE COMPLETA	PARCIAL	MUITO POUCA
RELAÇÃO AMF/BIOT		BIOT >> AMF	BIOT > AMF	AMF > BIOT
REL. PLAG/AMF+BIOT		PLAG >> AMF + BIOT	PLAG > AMF + BIOT	AMF + BIOT > PLAG
TIPO DE PLAG.		OLIGOCLÁSIO/ANDESINA	ANDESINA	ANDESINA/LABRADORITA
MINER. GRANULOSOS	TAMANHO	-----	< 5,0 mm	NORMALMENTE > 3,0 mm
	TIPO	-----	ILMENITA E PYD.	ILM, PYD. e CALCOPYD
	FREQUENCIA	AUSENTES	DADOS	FREQUENTES
QUARTZO		FREQUENTE	DE FREQUENTE A RARO	RARO A AUSENTE
APATITA		RARA OU AUSENTE	RARA e PEQUENA	FREQUENTE e GRANDE
ZIRCÃO e ALLANITA		MUITO FREQUENTES	FREQUENTES	DADOS OU AUSENTES
TITANITA		MUITO FREQUENTE	FREQUENTE	FREQUENTE

ONS: ILM - ILMENITA; PYD - PIRITA; CALCOPYD - CALCOPIDITA

deformação, sendo ainda, cortada por veios de epidoto e quartzo. diques metatrondjemíticos, granodioríticos, graníticos e pegmatíticos. Os xenólitos nesta fácies são bastante angulosos e grandes, com até 50 cm de comprimento (Fotos 9 e 10). A fácies grossa, mais restrita, apresenta-se menos transformada e deformada que a fácies média, estando desprovida de uma orientação mais forte de seus minerais, devendo corresponder, a porção melhor preservada do conjunto "original". Possui textura sub-ofítica, com anfibólio e plagioclásio bastante desenvolvidos, na sua grande maioria, maiores que 4 mm e raramente é cortada por corpos pegmatíticos ou diques graníticos, não sendo observada a presença de xenólitos.

Os xenólitos de tremolitito observados, principalmente, na fácies média do Metadiorito Brumado (D1) possuem granulometria, predominantemente, fina (< 0,5 mm), com alguns nódulos ou concentrações dentro destes de biotita e epidoto variando de 6 mm a 10 mm de tamanho. Apresentam coloração esverdeada, são compostos de tremolita (90%), biotita (6%) e epidoto (4%) e podem ser encontrados em vários tamanhos, estando alongados e orientados, próximos ao contato do Metadiorito Brumado com as rochas anfibolíticas ou grandes e angulosos, quando mais afastados desta região (Foto 9). Os xenólitos de anfibolito (Foto 10) são, normalmente, grandes, angulosos, de coloração cinza escura e constituídos por hornblenda (70%), plagioclásio (25%), biotita (5%), titanita, epidoto, minerais opacos e allanita. Os xenólitos de tremolitito apresentam bordas difusas e semi arredondadas, indicando uma provável reação destes com o magma que formou o corpo metadiorítico - metatonalítico, enquanto os xenólitos de anfibolito, apresentam bordas retas e angulosas, não caracterizando este processo. Estes últimos se assemelham, tanto macroscopicamente, quanto microscopicamente, às rochas anfibolíticas encaixantes de grande parte do corpo metadiorítico, enquanto rochas semelhantes aos tremolititos foram observadas e mapeadas com as rochas metaultramáficas, pertencentes a parte basal do Greenstone Belt Barbacena.

Algumas outras mudanças observadas no Metadiorito Brumado, a partir de sua variação de fácies e textura (fácies



FOTOGRAFIA 9 - Feição geral mostrando a grande quantidade de xenólitos angulosos e semi-arredondados de rochas metaultramáficas (tremolititos) e de diques intrusivos de rochas graníticas nas rochas tonalíticas do Metadiorito Brumado, corpo pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-234.



FOTOGRAFIA 10 - Xenólito anguloso de rocha anfibolítica, pertencente a faixa anfibolítica do Greenstone Belt Barbacena, em rocha tonalítica da fácies média do Metadiorito Brumado, corpo pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Observa-se, com maior detalhe no afloramento, que a borda do dique intrusivo granítico, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica, é mais clara do que o centro, caracterizando um processo de reação do mesmo com o Metadiorito Brumado. Ponto CT-234

grosseira - textura sub-ofítica, fácies média - textura hipidiomórfica granular, fácies microporfirítica - textura microporfirítica e fácies fina - textura orientada) são: diminuição da relação anfibólio/biotita, do teor de anortita no plagioclásio, da quantidade de minerais opacos, do tamanho e quantidade de apatita e anfibólio; e aumento da quantidade de quartzo modal, zircão e titanita. Essas variações podem ter sido ocasionadas durante o processo de diferenciação ígnea do conjunto, como também pela atuação sobreposta do metamorfismo regional e pelo metassomatismo potássico, ocasionado pela intrusão dos diques granodioríticos e graníticos.

Estudando-se com detalhe, uma das seções, onde as rochas do Metadiorito Brumado são cortadas por diques graníticos (Figura 9 e Fotos 7 e 8), observou-se, que próximo ao contato, entre o Metadiorito Brumado e um dique granítico de, aproximadamente, 30 metros, ocorre uma mudança mineralógica muito grande em ambos. No dique granítico forma-se plagioclásio micropertítico e são preservados xenólitos angulosos da rocha metadiorítica - metatonalítica, enquanto no metadiorito, próximo a região de contato, ocorre a transformação quase que completa, do anfibólio para biotita e ao se afastar desta região, o metadiorito vai se enriquecendo em anfibólio, até o local onde este mineral passa a predominar. É muito provável que o plagioclásio também tenha sofrido sensíveis mudanças, tornando-se mais sódico próximo ao dique granítico e mais cálcico, quanto mais afastado do dique ele estiver, enquanto o quartzo aumentou sua proporção, à medida que o processo de biotitização do anfibólio evoluiu.

III.2 - META QUARTZO MONZODIORITO GLÓRIA (CORPO D2).

O Meta Quartzo Monzodiorito Glória é composto de plagioclásio (28,7 - 46,6%), anfibólio (14,3 - 31,1%), biotita (9,4 - 20,6%), quartzo (4,2 - 21,1%), microclina (< 15,4%), epidoto (0,9 - 5,8%), com apatita, titanita, zircão, minerais opacos, sericita e allanita, como acessórios (Tabela 18). Suas melhores exposições são encontradas, sob a forma de grandes lajedos circulares, que possuem coloração esverdeada e que,

FIGURA 9 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA DO CORPO DIORÍTICO, MOSTRANDO SUAS VARIACIONES PETROGRÁFICAS

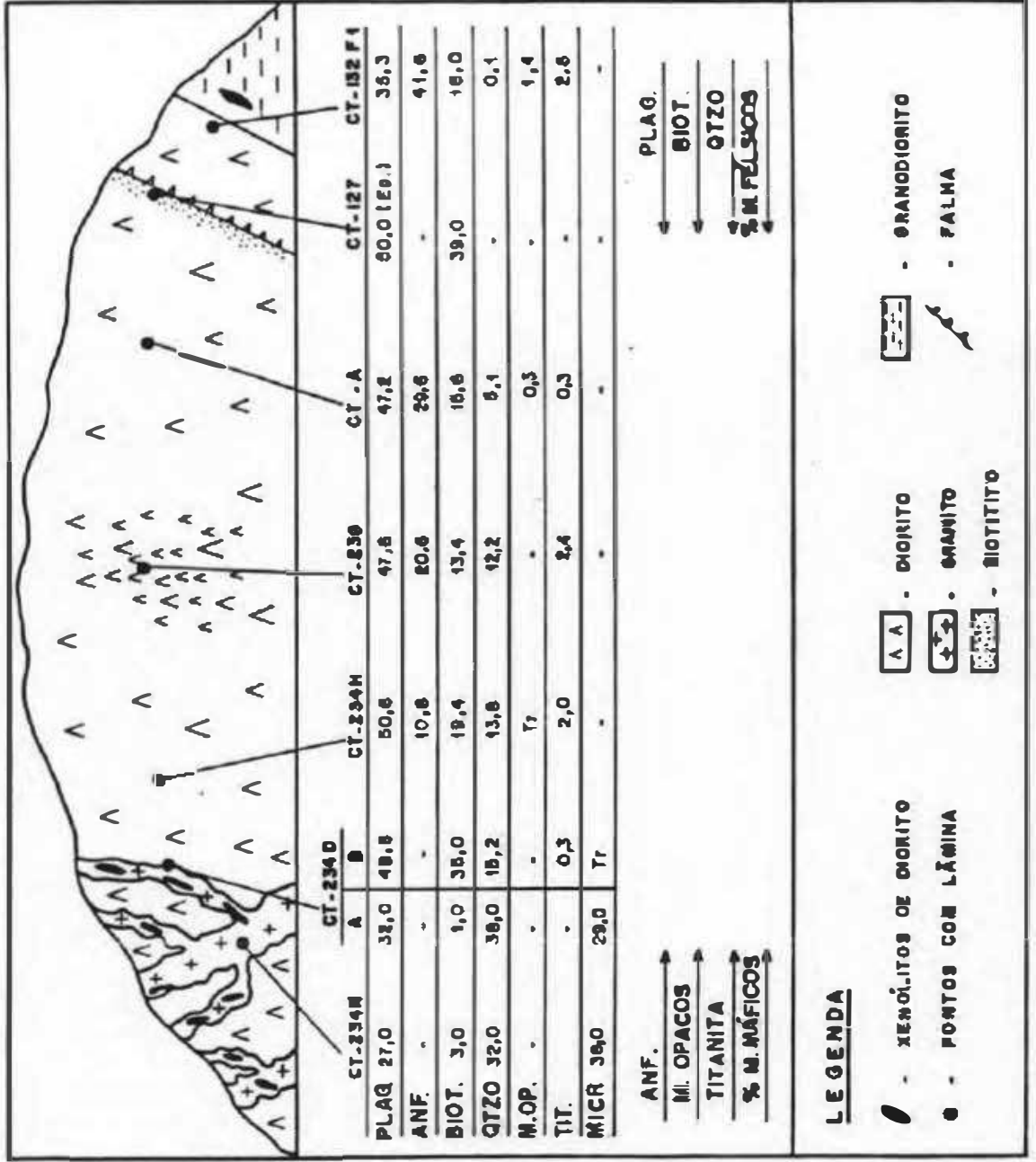


TABELA 18 - ANÁLISES MODAIS (a) DAS ROCHAS NOS CORPOS PERTENCENTES A UNIDADE METABÓLITICA IBITUTINGA (D2 - META-QUARTZO MONZONITÓLITO GLÓBIA; D3 - METATONALITO DO ESPRAIADO; D4 - METATONALITO DO BARDEIDO e DE 1 DIQUE INTRUSIVO NAS ROCHAS DA FAIXA AMFIBOLÍTICA).

CORPO	AMOSTRA (b)	PLAG	AMF	BIOT	QTZO	MICR	EP	APAT	TITA	ZIRC	OP	ALIA	SEDI
D2	CT - 291	45,7	14,3	13,6	21,1	--	3,2	0,4	0,6	TD	--	1,1	TR
	CT - 300	46,5	24,0	9,4	12,2	--	4,1	TR	3,0	TD	0,8	TR	TD
	CT - 301	34,8	24,7	13,9	8,0	11,5	3,1	1,3	2,4	TD	TR	0,3	TD
	CT - 301 I	20,7	22,1	20,6	8,3	9,9	5,6	0,9	3,8	TR	TR	0,1	TR
	CT - 301 C	36,6	31,1	15,2	4,2	0,5	2,5	0,3	1,2	TD	0,1	0,3	TR
	CT - 333	44,6	15,9	17,9	7,9	10,5	0,9	0,2	1,9	0,2	--	TD	TD
	CT - 334 A	39,6	14,8	15,7	11,2	15,4	0,9	0,9	0,9	0,3	TR	0,4	TR
	CT - 335	33,6	21,6	16,6	7,6	12,6	5,2	0,2	2,2	--	--	0,4	TR
	CT - 357	36,2	24,2	16,2	9,2	6,2	5,0	0,7	1,0	0,5	TD	TD	TR
D1- DIQUE	CT - 289 B	32,5	17,7	19,4	20,8	--	6,4	0,5	2,2	TR	0,5	TR	TD
	CT - 289 C	39,2	13,9	15,6	20,0	--	2,5	0,4	0,2	TD	TD	0,2	TD
	CT - 365 C	34,2	32,2	15,0	15,0	--	2,4	0,6	0,6	TR	TR	--	TD
D3	CT - 396	35,0	TR	15,0	37,0	7,0	5,0	--	TD	TD	--	1,0	TD
D4	CT - 249	62,0	--	0,0	25,0	--	4,0	TR	1,0	TD	--	TR	TD
	CT - 259	59,0	--	5,0	33,0	--	3,0	TR	2,0	TR	--	TR	TD

OBS: a --> MÉDIA DE 600 PONTOS b --> VIDE TABELA 14

TR - TRACÇOS

localmente, podem estar, extremamente, deformados. Predomina em todo o corpo a fácies média, e em poucos pontos, podem ser encontrados afloramentos com granulometria grossa (CT-300), porém, da mesma forma que no Metadiorito Brumado, não foi possível de se separar e mapear uma fácies grossa. Petrograficamente, suas amostras variam entre quartzo monzodioritos e tonalitos (Figura 10), pois foi observado na grande maioria do corpo, a presença de microclina em grandes quantidades.

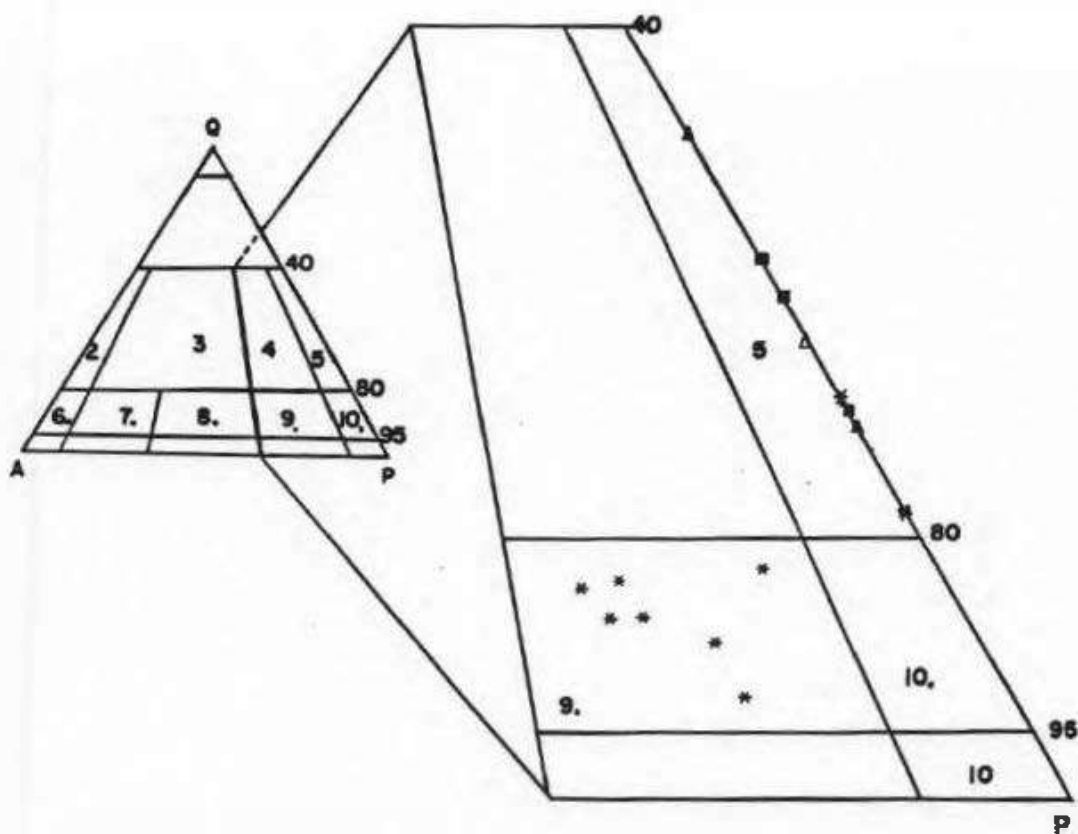
Este corpo apresenta uma grande variedade de texturas (hipidiomórfica granular, inequigranular xenomórfica e orientada), decorrentes do elevado estágio de deformação e transformações metassomáticas, a que sua mineralogia foi submetida, onde biotita, quartzo e anfibólio encontram-se, fortemente, deformados e orientados. As amostras de rochas que sofreram menor influência da deformação, possuem granulometria grossa e textura hipidiomórfica granular (CT-300), enquanto, a grande maioria do corpo, apresenta-se com granulometria média e possui textura inequigranular xenomórfica.

As rochas com textura hipidiomórfica granular apresentam os cristais de plagioclásio, bastante desenvolvidos, zonados e tabulares. Estes, correspondem a andesina (An_{95}) e transformam-se no centro para epidoto e sericita. A hornblenda é xenomórfica, ocorre intercrescida com a biotita e apresenta-se cheia de inclusões (apatita, ilmenita, plagioclásio, quartzo, titanita e zircão), enquanto que a actinolita é xenoblástica e encontra-se repleta de inclusões de quartzo. Não foi observada a presença de feldspato potássico (microclina ou ortoclásio) associados à esta textura.

Nas rochas com textura inequigranular xenomórfica, o plagioclásio apresenta-se, predominantemente, com faces irregulares e, mais raramente, com faces que se assemelham com a de cristais tabulares, indicando que estes poderiam possuir, inicialmente, faces retilíneas, que foram transformadas. Encontra-se zonado, deformado, varia de An_{99} a An_{97} (andesina) e transforma-se para epidoto e sericita, no centro dos grãos, e para microclina nas bordas. A hornblenda é xenomórfica, formada apenas por cristais grandes, que reagem,

Figura 10— DIAGRAMA QAP (STRECKEISEN, 1976) PARA AS ROCHAS DO META QUARTZO MONZODIORITO GLÓRIA (D₂), METATONALITO DO ESPRAIAADO (D₃), METATONALITO DO BARREIRO (D₄) E UM DIQUE INTRUSIVO NAS ROCHAS ANFIBOLITICAS; CORPOS PERTENCENTES A UNIDADE METADIORÍTICA IBITUBINA.

* - CORPO D₂ ; ▲ - CORPO D₃ ; △ - CORPO D₄ ; ■ - DIQUE INTRUSIVO NAS ROCHAS ANFIBOLITICAS ; 5 - TONALITO ; 9. - QUARTZO MONZODIORITO ; 10.- QUARTZO DIORITO ; 10 - DIORITO/GABRO.



transformando-se para biotita, estando ainda, deformada (com extinção ondulante). A actinolita se encontra xenoblástica e cheia de inclusões (poiquiloblástica) de quartzo, indicando a possibilidade desta ter se formado por recristalização metassomática (Key, 1987). A microclina exhibe, predominantemente, cristais pequenos, xenoblásticos, substituindo o plagioclásio e com inclusões de anfibólio, quartzo, biotita e plagioclásio epidotizado. Da mesma forma que no Metadiorito Brumado, parecem existir dois tipos de biotita, um dos quais apresenta-se xenoblástico, com pleocroísmo marrom bem forte, extinção ondulante e cheio de inclusões de apatita e zircão; enquanto o outro encontra-se em cristais tabulares, com pleocroísmo variando de marrom a bege, extinção ondulante e fortemente orientado. A textura orientada deste corpo se assemelha muito a observada no corpo D1.

Observa-se uma certa gradação, da textura hipidiomórfica granular, para a textura inequigranular xenomórfica, evidenciando-se na primeira, leves efeitos da deformação e a ausência de microclina. Quando esta começa a refletir efeitos mais evidentes da deformação (orientação do anfibólio, biotita e quartzo) e participação de fluidos metassomáticos (forte biotitização), os minerais começam a mostrar sinais de reação e mudança na forma e faces, passando de hipidiomórficos para xenomórficos. Nesta fase, forma-se microclina, que se apresenta xenoblástica, pouco deformada e inclui quartzo, plagioclásio epidotizado e biotita.

III.3 - METATONALITO DO ESPRAIADO (CORPO D3).

O Metatonalito do Espraiado constitui-se de plagioclásio (35%), quartzo (40%), microclina (7,0%), biotita (15%), epidoto (5%), com anfibólio, zircão, allanita e sericita, como minerais acessórios (Tabela 18). Seus principais afloramentos são encontrados próximos ao Rio das Mortes, onde suas amostras possuem coloração cinza escura. Petrograficamente, se constitui de rochas tonalíticas (Figura 10), com granulometria variando entre média e fina e apresentando predomínio da textura orientada. A grande maioria dos seus afloramentos é constituída por blocos, que apresentam a biotita, fortemente,

orientada.

III.4 - METATONALITO DO BARREIRO (CORPO D4).

O Metatonalito do Barreiro, da mesma forma que o Metatonalito do Espreado (Corpo D3), possui coloração cinza escura, granulometria média e textura orientada, sendo encontrado, somente, em blocos. Se constitui de plagioclásio (58 - 62%), quartzo (25 - 33%), biotita (5 - 8%), epidoto (3 - 4%), titanita (1%), com zircão, allanita e apatita como minerais acessórios (Tabela 18), se constituindo de rochas tonalíticas (Figura 10).

IV - PROCESSO DE EVOLUÇÃO DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

Com base na natureza do protólito original, duas possibilidades de evolução, para este conjunto litológico (Tabela 19), podem ser sugeridas. Na primeira, o protólito original corresponderia à rochas gabróides, constituídas de clinopiroxênio, plagioclásio cálcico, apatita, ilmenita e raro ortopiroxênio; e na segunda à rochas dioríticas, compostas por hornblenda, plagioclásio cálcico, apatita, ilmenita e raro clinopiroxênio.

No Metadiorito Brumado e no Meta Quartzo Monzodiorito Glória foram observadas a presença de, pelo menos, dois tipos diferentes de anfibólio. O primeiro anfibólio (I), mais antigo e pertencente à família da hornblenda (Foto 11), apresenta-se com pleocroísmo de verde escuro a castanho, com hábito tabular prismático e com clivagens repletas, de pequenas palhetas, de ilmenita e titanita, onde a exsolução de titanita dos anfibólios é típica para as hornblendas e pargasitas (Mongkoltip e Ashworth, 1986). O segundo anfibólio (Anfibólio II), mais novo e pertencente à série da tremolita-actinolita, mostra pleocroísmo verde claro (Foto 11), é zonado e se desenvolve em um agregado de pequenos cristais ou em cristais maiores individuais.

TABELA 19 - PROVÁVEIS TRANSFORMAÇÕES SIMPLIFICADAS ENVOLVIDAS DURANTE A EVOLUÇÃO DAS ROCHAS DA UNIDADE METABÓLITICA IBITUTINGA NA ÁREA ESTUDADA.

PROTÓLITO	GABRO		DIORITO	
MINERALOGIA ORIGINAL	CLINOPIROXENIO PLAGIOCLÁSIO (Ca) ORTOPIROXENIO (?)	ILMENITA APATITA	HORNBLENDA PLAGIOCLÁSIO (Ca) CLINOPIROXENIO (?)	APATITA ILMENITA
TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICAS	$ORTOPX + PLAG \rightarrow HORN$ $CLINOPX + PLAG \rightarrow HORN + QTZO$ $CLINOPX \rightarrow ACT + QTZO$ $HORN + QTZO \rightarrow ACT + PLAG (Na)$ $ILM + Ca + SiO_2 \rightarrow TIT$ $AP + Fe + Al \rightarrow EP$ $PLAG (Ca) \rightarrow PLAG (Na) + EP$ $OP + HORN \rightarrow CLOB$ HORN EXOLVE ILM E TIT		$HORN + QTZO \rightarrow ACT + PLAG (Na)$ $CLINOPX + PLAG \rightarrow HORN + QTZO$ $PLAG (Ca) \rightarrow PLAG (Na) + EP$ $CLINOPX \rightarrow ACT + QTZO$ $AP + Fe + Al \rightarrow EP$ $ILM + Ca + SiO_2 \rightarrow TIT$ HORN EXOLVE ILM E TIT $OP + HORN \rightarrow CLOB$	
MINEAIS FORMADOS	ACTINOLITA CLOBITA	ILMENITA EPIDOTO	QUARTZO TITANITA	PLAGIOCLÁSIO (Na) HORNBLENDA (?)
NOVA MINERALOGIA	ACTINOLITA HORNBLENDA TITANITA	QUARTZO EPIDOTO APATITA	ILMENITA CLOBITA PLAGIOCLÁSIO (Ca)	PLAGIOCLÁSIO (Ca)
GRANITIZAÇÃO (K + SiO ₂ + H ₂ O)		$HORN + K \rightarrow BIOT + QTZO + ZIR$ $ACT + K \rightarrow BIOT + QTZO + ZIR$ $PLAG (Ca) + K \rightarrow EP + MICR + PLAG (Na) + ALLA$ $BIOT + Ca + SiO_2 \rightarrow TIT$		
MINEAIS FORMADOS	BIOTITA TITANITA	ZIRCÃO QUARTZO	ALLANITA EPIDOTO	PLAGIOCLÁSIO (Na) MICROCLINA
MINERALOGIA PÓS GRANITIZAÇÃO	BIOTITA EPIDOTO ZIRCÃO	QUARTZO ALLANITA TITANITA	PLAGIOCLÁSIO (Na) MICROCLINA	
MINERALOGIA FINAL	ACTINOLITA HORNBLENDA EPIDOTO ILMENITA	BIOTITA MICROCLINA ZIRCÃO ALLANITA	QUARTZO TITANITA APATITA	PLAGIOCLÁSIO (Ca) PLAGIOCLÁSIO (Na) CLOBITA

ODS: TRANSFORMAÇÕES COMPLETAS VIDE TABELA 20

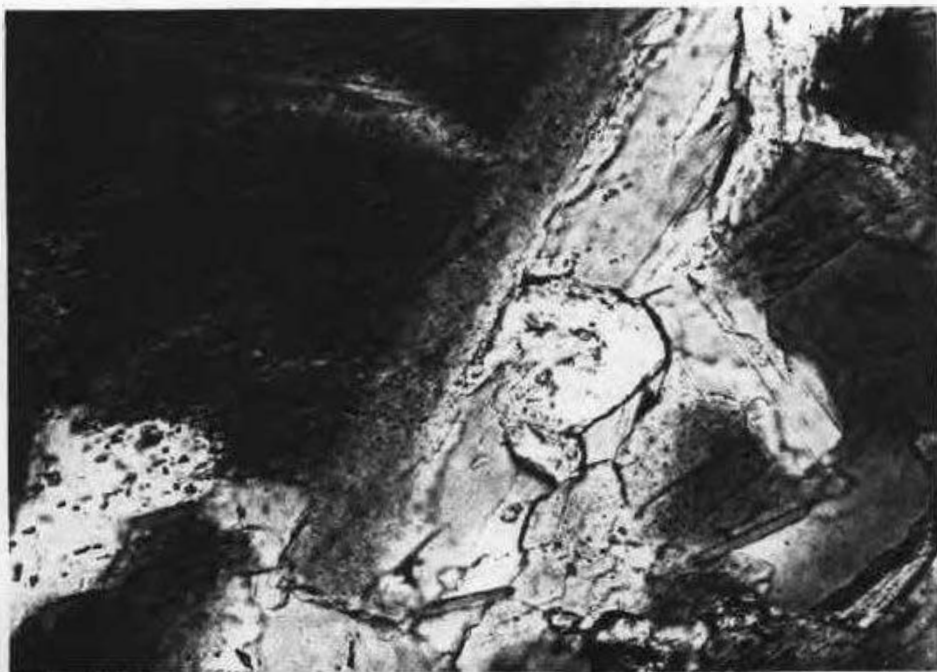


FOTOMICROGRAFIA 11 - Transformação de um cristal de hornblenda (marrom) com inclusões de titanita e ilmenita nas clivagens, para um cristal de actinolita (verde clara) e ausente das referidas inclusões, em rocha metadiorítica pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Pode-se observar o início do processo de biotitização da hornblenda (Ponto U). Na actinolita desenvolvem-se pequenos cristais de epidoto (Ponto V) Ponto CT-A. Aumento de 200,0 X. Nicóis paralelos.

No estudo mais detalhado das lâminas, notou-se que o anfibólio II (actinolita), se desenvolve substituindo o anfibólio I (hornblenda), apresentando restos preservados destes no seu interior, ou formando-se, inicialmente, nas suas bordas (Foto 12), até substituí-lo por completo. Esse processo ocorre da seguinte forma: o anfibólio I existia em cristais hipidiomórficos, que foram sendo substituídos, paulatinamente, pelo anfibólio II. Estes, inicialmente, mantiveram a forma dos cristais I, porém se constituindo, por um agregado de pequenos cristais euédricos e sem inclusões. Com a sequência das reações metamórficas, o anfibólio II começa a se transformar, e a ficar com as bordas irregulares, segregando quartzo no seu interior, perdendo seus cristais a forma euédrica. Nestas transformações, segundo vários autores (Mongkoltip e Ashworth, 1986; Robinson et al., 1982), a hornblenda liberaria Na, K, Al, Ca, Fe, Mg, Ti e Si e a actinolita formada fixaria Fe, Mg, Ca e Si, permanecendo nas soluções Na, K, Al e Ti.

A transformação do plagioclásio, para minerais do grupo do epidoto (epidotização), utilizaria o Al liberado desta transformação, enquanto que, para a formação da actinolita, o Si substituiria parte do Al da estrutura das hornblendas e o Fe e o Mg o conjunto Na + K. O titânio presente na hornblenda, tende a não entrar na estrutura da actinolita, formando pequenos cristais de titanita e finas palhetas de ilmenita, como observado por Key (1987) para os dioritos de Channel Islands. Os contatos bruscos, entre actinolita e hornblenda, observados nas amostras estudadas (Foto 12), são citados na literatura, como inerentes aos contatos das fases mineralógicas pré-existentes, caracterizando, segundo Brady (1974), um estágio de equilíbrio ou segundo Mongkoltip e Ashworth (1986), a evolução de um perfil de transformações destes por difusão cinética. A segregação de quartzo, completamente irregular e disforme no interior dos cristais de actinolita, é caracterizado como devido à dificuldade de difusão do Si em relação ao Al (Mongkoltip e Ashworth, op.cit.).

A feição da hornblenda sem inclusões poiquiliticas e em arranjo com os cristais de plagioclásio, formando a textura sub-ofítica, são típicas de proveniência a partir de

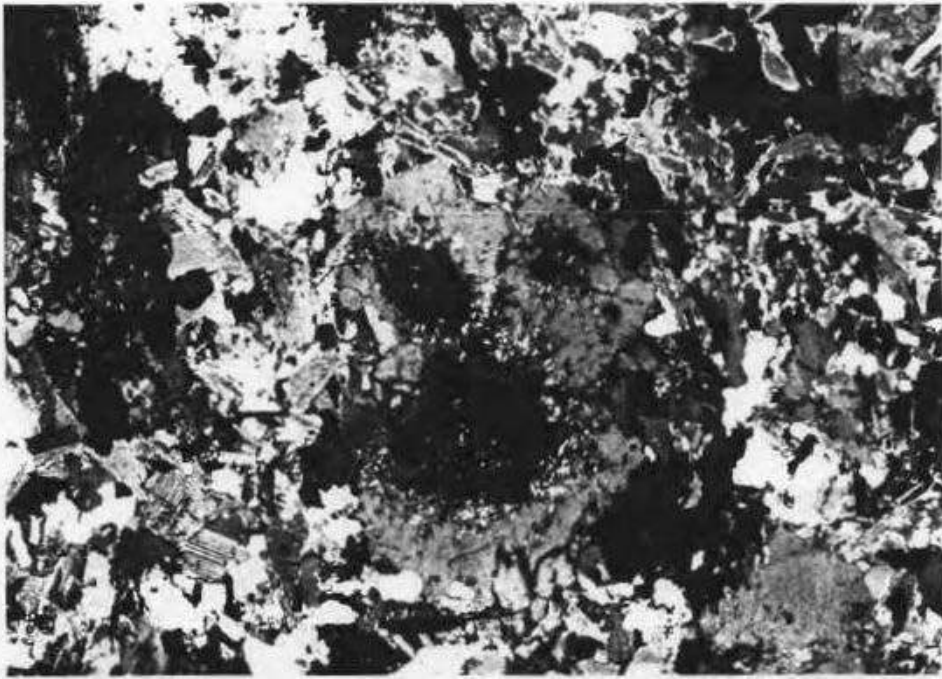


FOTOMICROGRAFIA 12 - Transformação da hornblenda (marrom) a partir das bordas para actinolita (verde clara). A biotita se forma, posteriormente, a partir da hornblenda ou acompanhando a borda de transformação do cristal de actinolita. Rocha diorítica pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-A. Aumento 200,0 X. Nicóis paralelos.

cristalização de um magma, enquanto a feição poiquilitica observada na actinolita, se caracteriza por ser gerada, a partir da recristalização metamórfica e/ou metassomática de minerais pré-existentes (Bishop e Key, 1983 e 1984; Key, 1987). O zonamento observado nos cristais de actinolita no corpo D2 (Meta Quartzo Diorito Glória) caracteriza um desequilíbrio no processo de formação destes, devido à dificuldade de difusão do Al e do Si (Mongkoltip e Asworth, op.cit.).

O plagioclásio nas amostras mais grossas e menos transformadas, se apresenta em cristais euédricos, límpidos em sua grande maioria, preferencialmente, andesina/labradorita (An_{48} a An_{54}), tendo como raras inclusões anfibólio e apatita. Com a evolução das transformações mineralógicas, o plagioclásio passa a andesina (An_{39} a An_{45}) e começa a apresentar cristais hipidiomórficos, com as faces menos regulares, penetradas pela actinolita, biotita e quartzo e a ter uma grande quantidade de pequenas inclusões de epidoto no centro e de biotita nas suas bordas. As partes mais externas, dos cristais, passam a ficar mais turvas e sem geminação polissintética, enquanto o centro apresenta-se, fortemente, transformado, para minerais do grupo do epidoto, onde esta feição é típica de um processo de recristalização metamórfica e/ou metassomática (Foto 13).

Uma nova frente de transformações, desta vez metassomáticas, atingiu esta rocha, onde os dois tipos de anfibólios (hornblenda e actinolita), foram envolvidos em reações para formarem biotita. Inicialmente, a biotita surge nas bordas dos cristais do anfibólio I (hornblenda), formando pequenas palhetas (Fotos 11 e 14), provavelmente, por esta possuir K em sua estrutura, o que facilitou a transformação. Com o desenrolar do processo, a biotita começa a substituir os dois tipos de anfibólios, truncando restos preservados, da transformação da hornblenda para actinolita (Foto 12), evoluindo por substituir a actinolita quase por completa (Foto 15), permanecendo, em alguns locais, com a forma tabular destes, porém, com muitas inclusões de minerais opacos, titanita e zircão (Foto 16). Provavelmente, a biotita associada à transformação da hornblenda, possui teores mais



FOTOMICROGRAFIA 13 - Feição de epidotização dos cristais de plagioclásio, onde os centros destes encontram-se, fortemente, transformados para epidoto e as bordas límpidas e sem geminação polissintética, caracterizando um zonamento químico, com os centros dos cristais mais cálcicos e as bordas mais sódicas; rocha quartzo diorítica pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-59. Aumento 100,0 X Nicóis cruzados.



FOTOMICROGRAFIA 14 - Substituição somente das bordas dos cristais de hornblenda por biotita (biotitização). Observa-se ainda a formação de pequenos cristais de titanita na hornblenda; rocha diorítica pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-132. Aumento 50,0 X. Nicóis paralelos.



FOTOMICROGRAFIA 15 - Substituição quase que completa da actinolita (verde clara) por biotita, onde só restam algumas lamelas do primeiro mineral. Nesta substituição não se formam cristais de titanita e ilmenita, como observado na foto 14; rocha diorítica do Metadiorito Brumado, pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-132F. Aumento de 50,0 X. Nicóis paralelos.



FOTOMICROGRAFIA 16 - Exsolução de cristais xenoblásticos de titanita na biotita, formando uma textura poiquiloblástica; rocha quartzo monzodiorítica do Meta Quartzo Monzodiorito Glória, pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-335A. Aumento de 100,0 X. Nicóis paralelos.

elevados de titânio, do que a formada pela transformação da actinolita, pois segundo Flood e Shaw (1979), a composição química do mineral original é muito importante no controle da química do novo mineral formado.

O quartzo, da mesma forma que a biotita, não foi formado em grande parte durante o processo de cristalização da rocha original, sendo na maioria das rochas um produto das reações metamórficas e metassomáticas potássicas, que atingiram o conjunto, pois se encontra ausente nas amostras mais preservadas dos dois processos acima citados. A existência da paragênese Horn + act + ep + plag sem a presença de biotita em uma amostra próxima da área estudada, fornece uma grande indicação de que este mineral não teria se formado durante o processo metamórfico, estando desta forma, relacionado a um outro evento diferente do metamorfismo regional, provavelmente o metassomatismo potássico, provocado pela intrusão dos corpos graníticos e granodioríticos posteriores.

A microclina é observada somente nas porções mais deformadas do Meta Quartzo Monzodiorito Glória ou próxima ao contato do Metadiorito Brumado com alguns diques intrusivos graníticos. Esta apresenta-se xenoblástica, substituindo e envolvendo plagioclásio epidotizado, biotita e quartzo, com caráter, claramente, tardio (Foto 17).

O processo de cristalização e transformação mineralógica desses três corpos, pode ser individualizado, da seguinte forma (Figura 11 e Tabelas 19 e 20): Inicialmente, se formaram a apatita e os minerais opacos, que são representados, principalmente, por grandes cristais de ilmenita. Estes foram seguidos pelo anfibólio I (hornblenda) e/ou clinopiroxênio (?), conjuntamente, com o plagioclásio (labradorita). Esta rocha, composta de apatita, minerais opacos, clinopiroxênio e/ou anfibólio I e plagioclásio, sofreu metamorfismo, em um sistema fechado, com a entrada de fluidos hidrotermais ricos, somente, em água, onde o plagioclásio sofreu descalcificação (reações E, I e M) e o ortopiroxênio e o clinopiroxênio, quando presentes, se transformaram, formando hornblenda (Reações A, B, C, D, E e I) + quartzo (reações B e D) ou actinolita (reações F, G e H) e em um processo contínuo.



FOTOMICROGRAFIA 17 - Cristal xenoblástico tardio de microclina, formado a partir da substituição do plagioclásio, preservando relictos de plagioclásio epidotizado no seu interior (Ponto T). A microclina diferencia-se do plagioclásio por estar limpa e não apresentar cristais de epidoto no seu interior; rocha quartzo monzodiorítica do Meta Quartzo Monzodiorito Glória, pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-335A. Aumento de 200.0 X. Nicóis cruzados.

FIGURA 11 - ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO ÍGNEA E TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICAS E METASSOMÁTICAS DOS MINERAIS DAS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA				
TIPOS (b) PETROGRÁFICOS	BIOBITOS, QUARTZO BIOBITOS, TOMALITOS, QUARTZO MONZONIOBITOS			
PROCESSOS	CRISTALIZAÇÃO ÍGNEA	METAMORFISMO REGIONAL	METASSOMATISMO POTÁSSICO	CISLHAMENTO
APATITA	—			
ILMENITA	—			
CLINOPIROXÊNIO	?? — ??			
ORTOPIROXÊNIO	?? — ??			
HORNBLENDA	?? — ??	?? — ??		
ACTINOLITA		—		
PLAGIOCLÁSIO	—		—	
QUARTZO			—	—
BIOBITA		?? — ??	—	
ZINCO	?? — ??		?? — ??	
TITANITA		—	—	
EPIDOTO		—	—	—
ALLANITA		—		
ISENICITA			—	—
MICROCLINA			—	
CARBONATO				—
CLOBITA		—		
MINERAIS OPACOS				—

Obs: b - VIDE TABELA 14

??----?? - DÚVIDA QUANTO A EXISTÊNCIA.

??----?? - DÚVIDA QUANTO A ORIGEM.

TABELA 28 - PROVÁVEIS REAÇÕES QUÍMICA-MINERALÓGICAS ENVOLVIDAS DURANTE OS PROCESSOS DE TRANSFORMAÇÃO METAMÓRFICA-METASSOMÁTICA NAS ROCHAS DA UNIDADE METABÓRÍTICA IBITUTINGA.

A	9 ONTOPX + 2 PLAG + 6 Ca + 18 H ₂ O ----> 4 HORN + 12 H (Beach, 1980)
B	ONTOPX + CLINOPX + PLAG + H ₂ O ----> HORN + QTZO (Ashwal et al., 1980)
C	9 CLINOPX + PLAG + 12 H ----> 2 HORN + 6 Ca + 9 SiO ₂ + 4 H ₂ O (Beach, 1980)
D	CLINOPX + PLAG + H ₂ O ----> HORN + EP + QTZO (Ashwal et al., 1980)
E	CLINOPX + ANF ₁ + PLAG ₁ + ILM + H ₂ O ----> ANF ₂ + PLAG ₂ + TIT (Spear, 1981)
F	21 CLINOPX + 36 FeCa + 2 SiO ₂ + 24 H ₂ O ----> 24 ACT (Mongkoltip e Ashworth, 1986)
G	CLINOPX + (Mg,Fe)O + H ₂ O ----> ACT + 2 CaO (Mongkoltip e Ashworth, 1986)
H	5 CLINOPX + 6 H ----> ACT + 3 Ca + 2 SiO ₂ + H ₂ O (Beach, 1980)
I	ANF ₁ + PLAG ₁ + ILM + H ₂ O + O ₂ ----> ANF ₂ + PLAG ₂ + TIT (Spear, 1981)
J	100 HORN + 17 QTZO + 15 CaO + 7(Na,K) ₂ O ----> 91 ACT + 25 PLAG + 22(Mg,Fe)O + 9 O ₂ + 9 H ₂ O PERDA DE 3% NO VOLUME (Mongkoltip e Ashworth, 1986)
L	100 HORN + 7 (Na,K) ₂ O ----> 66 ACT + 25 PLAG + 151 (Mg,Fe)O + 37 CaO + 9 O ₂ + 37H ₂ O GANHO DE 7% NO VOLUME (Mongkoltip e Ashworth, 1986)
M	PLAG (Ca) + 3 Na + 6 QTZO ----> 3 PLAG (Na) + 2 Ca + OH (Marzouki et al., 1979)
N	HORN + QTZO ----> ACT + TSCHERMAKITA + ALB (Spear, 1981)
O	2 HORN + 2K + 16 H ----> BIOT + QTZO + 4,5 (Mg,Fe) + 4 Ca + Na + 8 H ₂ O (Beach, 1980)
P	2 HORN + 0,5 X + 17,5 H ----> BIOT + 8 QTZO + 4,5(Mg,Fe) + 4 Ca + Na + 6,5 H ₂ O (Beach, 1980)
Q	6 HORN + PLAG + 3(Mg,Fe) + 24 H + 6 H ₂ O ----> 3 CLOM + 4 Na + 13 Ca + 29 QTZO (Beach, 1980)
R	2 HORN + 44 H ₂ O ----> HORN + 14 CLOM + 2 EP + 28 QTZO (Robinson et al., 1982)
S	12 HORN + 25 Al ₂ Mg ₃ Si ₃ + 22 H ₂ O ----> 7 CLOM + 12 EP + 14 QTZO (Robinson et al., 1982)
T	25 HORN + 6 EP + 7 QTZO + 14 H ₂ O ----> 6 HORN + 50 PLAG + 9 CLOM (Robinson et al., 1982)
U	PLAG + K ----> PLAG (Na) + MICR + QTZO + Ca + Al (Hoyson e Banseyer, 1990)
V	AP ₁ + Al + Fe + Si ----> AP ₂ + EP
X	ANF + X + H ----> BIOT + QTZO + TIT + Na + H ₂ O
Z	3 HORN + 3 QTZO + 2 O ₂ ----> 3 PLAG + 4 MAG + 3 TIT + 3 H ₂ O (Czamanske e Wones, 1973)

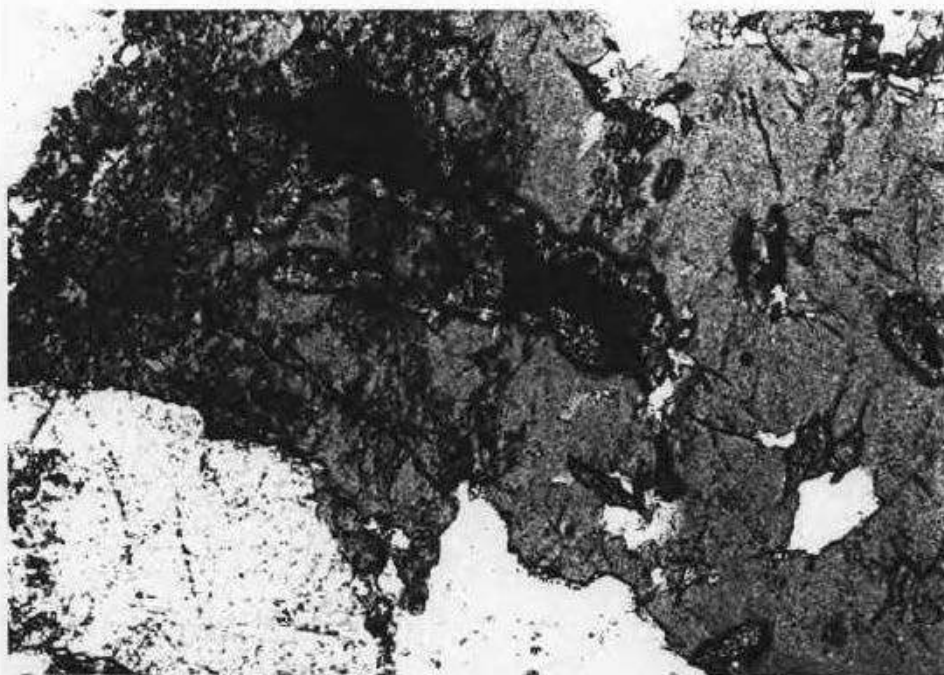
ONS: ONTOPX - ONTIPIROXÊNIO; CLINOPX - CLINOPIROXÊNIO; HORN - HORNBLENDA
 PLAG - PLAGIOLÁSIO; QTZO - QUARTZO; EP - EPIDOTO; ILM - ILMENITA
 TIT - TITÂNITA; ACT - ACTINOLITA; ALB - ALBITA; BIOT - BIOTITA
 CLOM - CLOMITA; MICR - MICROCLINA; AP - APATITA; MAG - MAGNETITA

o anfibólio I (hornblenda) reagiria e se transformaria, proporcionando o crescimento da actinolita (reações J, L e N). Os minerais acessórios também participariam destas reações, com a apatita (reação V) liberando cálcio e elementos radioativos para formar auréolas de epidoto ao seu redor e a ilmenita, o ferro e o titânio, para formar a titanita (Foto 18). Posteriormente, um outro evento, desta vez metassomático potássico, afetou este pacote, onde ocorreu, principalmente, a entrada de potássio. Nesse sistema agora aberto, onde as reações ocorreriam, praticamente, juntas, os anfibólios I e II reagiriam para se transformarem em biotita (reações O, P e X), formando ainda epidoto e titanita, enquanto o plagioclásio continuaria a se descalcificar, formando plagioclásio sódico e epidoto. Com o avanço das reações mineralógicas, o anfibólio transforma-se, quase que completamente, em biotita, liberando sílica, enquanto a biotita começa a reagir, liberando titânio, formando, cada vez mais, respectivamente, quartzo e titanita, no final das reações. Nos locais onde o aporte de potássio foi muito grande e a rocha foi deformada, o plagioclásio participaria das reações, transformando-se em microclina (reação U). Nas amostras com textura sub-ofítica, a hornblenda se transforma para actinolita e/ou clorita (reações Q, R, S e T).

Posteriormente ao metamorfismo e ao metassomatismo potássico, as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, sofreram os efeitos de um evento deformacional (cisalhamento), com atuação muito restrita, que localmente, impôs uma forte orientação aos cristais de biotita e quartzo. Durante este evento, ocorreu a formação de quartzo, carbonato e magnetita, e a substituição do plagioclásio por epidoto e sericita (reação Z).

V - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

Foram analisadas, quimicamente, treze amostras de rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga (Tabela 21), onde dez abrangeram o Metadiorito Brumado (CT-A, CT-59, CT-125A,



FOTOMICROGRAFIA 18 - Transformação de um cristal de ilmenita para titanita, que se desenvolve ao redor desta, ocasionando, com a evolução deste processo, a substituição completa da ilmenita (Ponto R). A biotita se desenvolve ao redor destes minerais, a partir da substituição do anfibólio; rocha diorítica do Metadiorito Brumado, pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Ponto CT-132F. Aumento de 25,0 X. Nicóis paralelos.

TABELA 21 - ANÁLISES QUÍMICAS (% EM PESO) E NORMAS CIPM DAS ROCHAS
DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUITINGA NA ÁREA ESTUDADA.

CORPO	METADIORITO BRUMADO							
	AMOSTRA (1)	CT - A	CT- 59	CT-125A	CT- 132F	CT- 159B	CT- 231	CT- 239
SiO ₂	56,30	60,00	50,60	45,30	63,40	64,90	58,20	
TiO ₂	0,73	0,73	0,81	2,50	0,70	0,57	0,78	
Al ₂ O ₃	15,10	14,60	15,70	15,40	14,90	14,20	14,60	
Fe ₂ O ₃	2,10	2,10	2,70	5,00	3,20	1,40	2,20	
FeO	6,50	5,40	4,50	10,10	2,90	3,00	5,10	
MnO	0,13	0,11	0,18	0,19	0,09	0,06	0,11	
MgO	5,70	4,40	4,70	5,20	3,10	3,40	5,20	
CaO	7,20	6,00	4,80	8,80	4,90	4,50	6,50	
Na ₂ O	2,70	3,20	2,90	2,40	3,30	3,80	3,50	
K ₂ O	1,60	1,70	3,30	1,60	2,20	1,70	1,80	
P ₂ O ₅	0,30	0,28	0,20	0,19	0,15	0,24	0,24	
P. F.	0,90	1,00	1,20	2,03	0,91	0,73	1,20	
Total	99,26	99,52	99,59	99,51	99,75	99,30	99,43	
NORMA CIPM								
QUARTZO	9,12	14,54	10,63	----	21,22	20,80	9,50	
ORTOCLÁSIO	9,63	10,22	19,00	9,69	13,12	10,22	10,81	
ALBITA	23,27	27,50	24,00	20,02	28,26	32,66	30,12	
ANORTITA	24,77	20,76	20,49	27,21	19,61	16,90	19,20	
BIOPSÍDIO	5,12	4,15	1,66	0,12	2,89	2,40	7,00	
HEBENDEBITA	2,09	2,35	0,62	5,46	0,55	1,23	3,04	
ENSTATITA	12,00	9,22	11,11	5,05	6,46	7,40	9,94	
FERROSSALITA	7,82	6,00	4,70	3,09	1,42	4,39	4,95	
FOSFENITA	---	---	---	3,13	---	---	---	
FAIALITA	---	---	---	2,66	---	---	---	
ILMENITA	1,41	1,41	1,56	4,86	1,35	1,10	1,50	
MAGNETITA	3,10	3,09	3,97	0,62	4,60	2,06	3,25	
ZINCO	0,03	0,04	0,03	0,01	0,09	0,06	0,01	
APATITA	0,72	0,65	0,47	0,47	0,35	0,56	0,56	
CRONITA	0,06	0,06	ND	ND	0,06	0,04	0,04	

TABELA 21 - CONTINUAÇÃO - ANÁLISES QUÍMICAS (% EM PESO) E
NORMAS CIPW DAS ROCHAS DA UNIBABE METABÓLIFICA
IBITINGA NA ÁREA ESTUDADA.

CORPO (a)	B1			B2		RIQUE
AMOSTRA (b)	CT-319	CT-384	CT- 398	CT - 388	CT- 335A	CT-365C
SiO ₂	61,50	58,60	60,30	59,20	57,20	56,40
TiO ₂	0,83	0,73	0,83	1,10	0,83	0,99
Al ₂ O ₃	14,20	15,10	16,10	14,60	14,20	12,30
Fe ₂ O ₃	1,70	2,70	2,50	2,30	2,30	3,30
FeO	5,30	5,50	4,10	5,50	4,50	6,10
MnO	0,10	0,15	0,10	0,10	0,10	0,11
MgO	3,60	5,10	3,40	5,00	6,40	7,50
CaO	6,20	5,60	5,80	5,90	6,00	7,60
Na ₂ O	3,20	3,00	3,50	3,20	3,50	2,70
K ₂ O	1,80	2,70	2,40	1,80	2,70	1,10
P ₂ O ₅	0,20	0,23	0,20	0,36	0,47	0,20
P. F.	0,00	0,50	0,00	1,50	1,00	1,10
Total	99,43	99,91	100,83	99,56	99,20	99,40
NORMA CIPW						
QUARTZO	16,00	10,00	13,04	12,01	5,23	10,33
ORTOCLÁSIO	10,81	16,07	14,30	10,87	16,25	6,62
ALBITA	27,42	25,55	29,87	27,58	31,00	23,27
ANORTITA	19,39	19,89	21,36	20,63	15,23	18,50
BIOPSÍDIO	5,28	3,72	3,81	4,06	7,94	11,34
HEFENBERGITA	3,65	1,76	1,67	1,86	1,95	3,73
ENSTATITA	6,65	11,86	6,78	10,83	13,93	13,73
FERROSSALITA	5,29	6,82	3,40	5,69	3,41	5,18
FORSTERITA	---	---	---	---	---	---
FAIALITA	---	---	---	---	---	---
ILMENITA	1,60	1,39	1,60	2,13	1,10	1,92
MAGNETITA	2,49	3,94	3,65	3,41	2,43	4,87
ZIRCON	0,04	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03
APATITA	0,47	0,54	0,47	0,87	1,00	0,47
CRONITA	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06

TABELA 21 - CONTINUAÇÃO - ANÁLISES QUÍMICAS (ELEMENTOS TRACOS, em ppm)
 DAS BOCHAS DA UNIDADE METABIOTICA IJITHTINGA NA ÁREA ESTUDADA.

CORPO	METADIORITO BRUNADO						
	CT - A	CT- 59	CT-125A	CT- 132F	CT- 159B	CT- 231	CT- 239
Ba	640	680	1150	690	910	720	680
Rb	43	91	210	59	150	90	102
Sr	307	331	400	300	340	270	307
Zr	123	214	120	77	370	270	99
Y	26	36	10	20	16	10	25
Nb	< 10	< 10	11	7	11	< 10	< 10
Cu	45	30	NA	NA	NA	10	5
Pb	20	20	NA	NA	NA	30	30
Zn	85	75	NA	NA	NA	65	80
Mn	20	30	ND	80	ND	45	50
Cr	250	250	ND	ND	ND	225	225
Mo	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
La	20,270	---	23,230	18,970	20,210	26,780	---
Ce	49,510	---	49,950	40,250	43,320	50,510	---
Nd	20,340	---	24,220	21,390	19,140	20,430	---
Sm	3,982	---	4,740	4,260	3,710	3,634	---
Eu	1,000	---	1,010	0,980	0,620	0,835	---
Gd	3,192	---	3,570	3,130	2,990	2,666	---
Dy	3,196	---	2,910	2,280	2,280	2,363	---
Ho	0,672	---	0,635	0,483	0,510	0,497	---
Er	1,981	---	1,960	1,430	1,640	1,460	---
Yb	1,824	---	1,630	1,020	1,340	1,240	---
Lu	0,246	---	0,221	0,135	0,244	0,182	---
(La/Yb) _N	7,320	---	9,380	12,240	9,940	14,140	---
(Eu/Er) _N	0,844	---	0,727	0,792	0,563	0,791	---
E _{ETR}	103,025	---	114,076	94,320	96,012	110,605	---
E _{ETAL}	95,110	---	103,150	85,850	87,000	110,189	---
E _{ETRP}	7,915	---	10,926	8,470	9,004	8,416	---

TABELA 21 - CONTINUAÇÃO - ANÁLISES QUÍMICAS (ELEMENTOS TRAÇOS, em ppm)
 DAS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA NA ÁREA ESTUDADA.

CORPOS (a)	D1			D2		DIQUE
AMOSTRA (b)	CT-319B	CT-384	CT-390	CT-300	CT-335A	CT-365C
Ba	780	460	920	1040	1360	460
Kb	100	332	202	55	79	31
Sr	324	269	386	518	813	272
Zr	203	108	128	180	189	153
Y	16	25	16	19	23	16
Nb	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	60	25	15	40	45	50
Pb	40	20	20	40	40	20
Zn	75	125	80	90	90	90
Ni	20	45	10	65	115	130
Cr	150	225	175	225	300	350
Mn	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
La	---	---	---	92,900	84,900	---
Ce	---	---	---	121,900	179,900	---
Nd	---	---	---	65,160	87,930	---
Sm	---	---	---	9,455	14,430	---
Eu	---	---	---	1,967	2,992	---
Gd	---	---	---	5,579	8,134	---
Dy	---	---	---	4,100	5,797	---
Ho	---	---	---	0,812	1,095	---
Er	---	---	---	2,148	2,630	---
Yb	---	---	---	1,646	1,931	---
Lu	---	---	---	0,223	0,236	---
(La/Yb) _N	---	---	---	37,181	20,943	---
(Eu/Er) _N	---	---	---	0,769	0,777	---
E _{ETR}	---	---	---	385,890	389,975	---
E _{ETFL}	---	---	---	296,961	370,206	---
E _{ETRP}	---	---	---	8,929	11,689	---

OBS: a: D1- METADIORITO BRANCO; D2- META-QUARTZO MONZONIÓRITO GLAUCO.
 DIQUE - DIQUE METASOMÁTICO INTRUSIVO NAS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS.

b: VIDE TABELA 14 ND- NÃO DETECTADO NA- NÃO ANALISADO

AMOSTRAS: CT-A, CT-59, CT-231, CT-239, CT-300, CT-319B, CT-335A,

CT-365C, CT-384, CT-390: LABORATÓRIO - LAMIN - CPRM (RIO DE JANEIRO).

AMOSTRAS: CT-125A, CT-132F, CT-159B e ETR: LABORATÓRIO - GEOSOL (BELO HORIZONTE).

CT-132F, CT-159B, CT-231, CT-239, CT-319B, CT-384 e CT-390), duas o Meta Quartzo Monzodiorito Glória (CT-300 e CT-335A) e uma um dique metatonalítico (CT-365C), que corta as rochas da faixa anfibolítica. Estas análises no global, apresentaram as seguintes variações dos seus constituintes (em % de peso e ppm): SiO_2 (45,3% - 64,9%), TiO_2 (0,5% - 2,5%), Al_2O_3 (12,3% - 18,1%), Fe_2O_3 (1,4% - 5,8%), FeO (2,9% - 10,1%), MnO (0,06% - 0,19%), MgO (3,1% - 7,5%), CaO (4,5% - 8,8%), Na_2O (2,4% - 3,8%), K_2O (1,1% - 3,3%), P_2O_5 (0,15% - 0,47%), Ba (460 - 1360 ppm), Rb (43 - 332 ppm), Sr (269 - 813 ppm), Zr (77 - 370 ppm) e Y (10 - 36 ppm). Alguns elementos, tais como Cu, Pb, Zn, Cr, Ni, Nb e Mo foram analisados, somente, em algumas rochas.

Com exceção da amostra CT-384, as rochas desta unidade apresentam forte correlação química entre si (Figura 12), impossibilitando a separação destas em agrupamentos, propiciando o tratamento das análises em conjunto, utilizando-se, somente, as diferenças petrográficas. Estas rochas apresentam caráter metaluminoso (Figura 13) e podem ser classificadas química-mineralogicamente (Figura 14), utilizando-se do diagrama de La Roche et al. (1980), como olivina gabro (CT-132F), dioritos (CT-A, CT-59, CT-125A, CT-239, CT-300, CT-319B, CT-335A, CT-365C, CT-384 e CT-390) e tonalitos (CT-159B, CT-231).

Observa-se para as rochas da área estudada, uma diferença entre as denominações utilizadas a partir da classificação petrográfica (Streckeisen, 1976) e química (La Roche et al., 1980), devido principalmente a classificação petrográfica utilizar somente os minerais félsicos (quartzo, plagioclásio e feldspato potássico), enquanto a classificação química envolve a composição global da rocha, abrangendo tanto os minerais máficos (anfíbólio, biotita, titanita), quanto os minerais félsicos.

As rochas estudadas, quimicamente, apresentam normas CIPW muito semelhantes, e conteúdo de sílica compatíveis com o de rochas intermedlárias, exceto para a amostra CT-132F, que se situa no intervalo referente às rochas básicas.

Relacionando-se, conjuntamente, os dados químicos com os dados de campo e as características petrográficas, pode-se observar na Tabela 22:

FIGURA 12 - MATRIZ DE CORRELAÇÃO QUÍMICA ENTRE AS BOCHAS DOS VÁRIOS
CORPOS (a) PERTENCENTES A UNIDADE METABÓTICA IBITINGA.

MATRIZ DE CORRELAÇÃO - AMOSTRA X AMOSTRA (b).

	CT-A	CT-59	CT-125A	CT-132F	CT-159B	CT-231	CT-239	CT-300	CT-319B	CT-335A	CT-365C	CT-384	CT-390
CT-A	1.000	.991	.917	.929	.899	.973	.992	.986	.977	.977	.943	.864	.969
CT-59	-	1.000	.922	.929	.933	.991	.987	.981	.985	.971	.953	.884	.971
CT-125A	-	-	1.000	.991	.961	.929	.945	.958	.967	.946	.937	.828	.980
CT-132F	-	-	-	1.000	.958	.928	.947	.972	.969	.966	.958	.794	.973
CT-159B	-	-	-	-	1.000	.956	.913	.937	.967	.918	.955	.801	.946
CT-231	-	-	-	-	-	1.000	.972	.970	.986	.950	.946	.860	.964
CT-239	-	-	-	-	-	-	1.000	.988	.981	.981	.939	.895	.987
CT-300	-	-	-	-	-	-	-	1.000	.989	.995	.971	.842	.982
CT-319B	-	-	-	-	-	-	-	-	1.000	.975	.975	.862	.987
CT-335A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.000	.965	.841	.973
CT-365C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.000	.809	.950
CT-384	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.000	.901
CT-390	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.000

OBS: a - METABÓTICO DRUMADO (CT-A, CT-59, CT-125A, CT-132F,
CT-159B, CT-231, CT-239, CT-319B, CT-384, CT-390).
META-QUARTZO MONZONÍDIO GLÓRIA (CT-300, CT-335A).
DIQUE INTRUSIVO NAS BOCHAS AMFIBOLÍTICAS (CT-365C).

b - VIDE TABELA 14

Figura 13 — DIAGRAMA $SiO_2 \times \frac{A}{CNK}$ (ABDEL-RAHMAN, 1990) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA NA ÁREA ESTUDADA.

A - Al_2O_3 ; C - CaO ; N - Na_2O ; K - K_2O

A, C, N, K - VALORES MOLARES

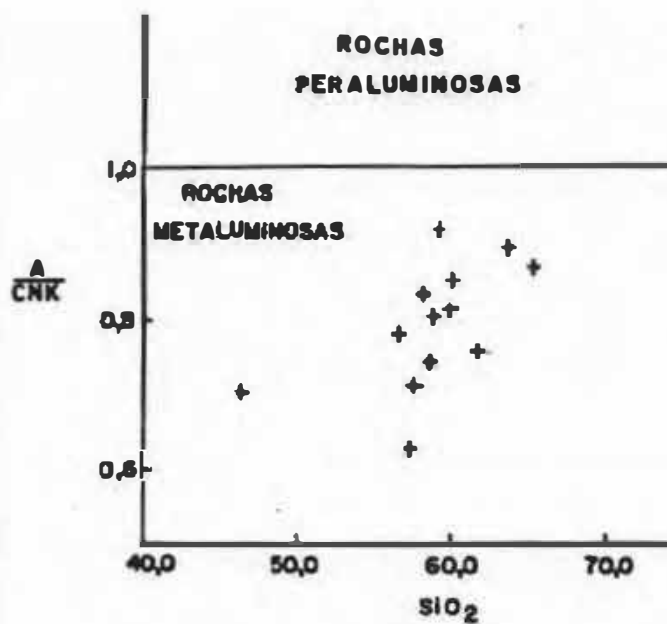


Figura 14 — CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA-MINERALÓGICA SEGUNDO LA ROCHE ET AL. (1980)
PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA NO
DIAGRAMA R_1 = R_2 .

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

1-OLIVINA GABRO; 2-GABRO; 3-MONZODIORITO; 4-DIORITO
5-TONALITO; 6-GRANODIORITO.

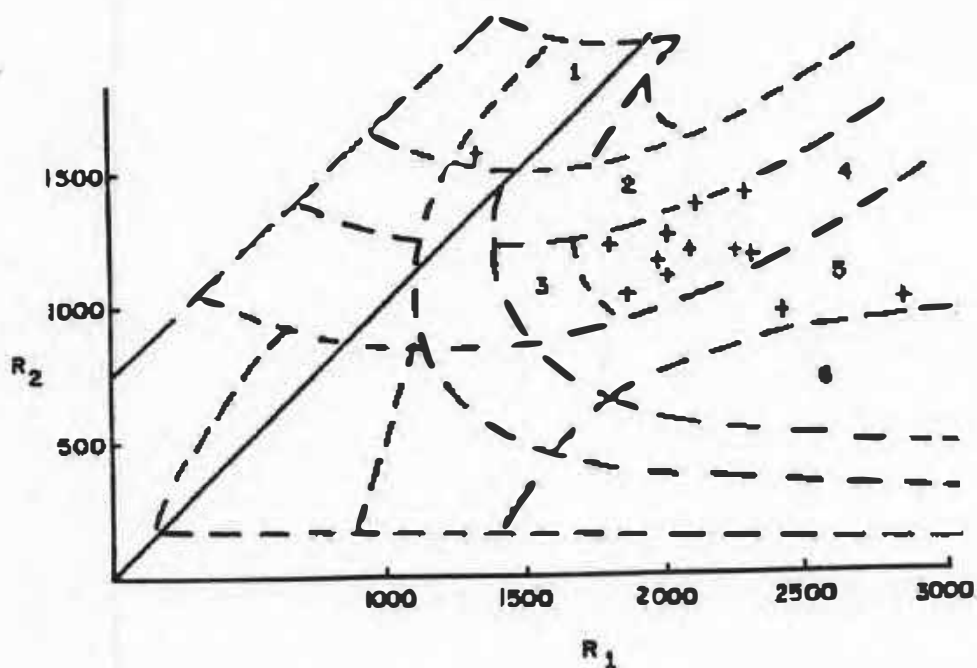


TABELA 22 - INTERVALOS DE ABANGENCIA QUÍMICA (ÓXIDOS % EM PESO E ELEMENTOS TRAÇOS, EM ppm) DAS ROCHAS DOS CORPOS DA UNIDADE METABÓTICA IBITUTINGA.

CORPO	D1			D2
	METABÓTITO SUMADO			META-QUARTZO MONZÓTITO GLÓBIA
FÁCIES	BOSSA	MÉDIA	MICROPODFIBÍTICA	MÇO DIFERENCIADA
AMOSTRAS (1)	CT-A	CT-59; CT-1590 CT-390; CT-319B	CT-231; CT-239	CT-300; CT-335A
SiO ₂	56,30	60,00 a 63,40	58,20 a 64,90	57,20 a 58,20
TiO ₂	0,73	0,70 a 0,83	0,50 a 0,78	0,83 a 1,10
Al ₂ O ₃	15,10	14,20 a 16,10	14,20 a 14,60	14,20 a 14,60
Fe ₂ O ₃	2,10	1,70 a 3,20	1,40 a 2,20	2,30
FeO	6,50	2,90 a 5,40	3,80 a 5,10	4,50 a 5,50
MgO	5,70	3,10 a 4,40	3,40 a 5,20	5,00 a 6,40
MnO	0,13	0,09 a 0,11	0,08 a 0,11	0,10
CaO	7,20	4,90 a 6,20	4,50 a 6,50	5,90 a 6,80
MgO	2,70	3,20 a 3,50	3,50 a 3,80	3,20 a 3,50
K ₂ O	1,60	1,70 a 2,40	1,70 a 1,80	1,80 a 2,70
P ₂ O ₅	0,30	0,15 a 0,20	0,20 a 0,24	0,36 a 0,47
Ba	460	600 a 920	600 a 720	1040 a 1360
Pb	43	91 a 202	90 a 102	55 a 79
Sr	269	324 a 386	270 a 307	510 a 813
Zr	100	120 a 370	99 a 270	100 a 109
Y	25	16 a 36	10 a 25	19 a 25
Ce	45	15 a 60	5 a 10	40 a 45
Pb	20	20 a 40	30	40
Zn	85	75 a 80	65 a 80	90
Cr	250	150 a 250	225	225 a 300
Ni	20	10 a 30	45 a 50	65 a 115

OBS: 1 - VIDE TABELA 14.

- Que as rochas do corpo D2 (CT-300 e CT-335A) apresentam valores mais elevados de TiO_2 , MgO , K_2O , P_2O_5 , Ba, Sr, Pb, Zn, Cr e Ni do que as rochas do corpo D1 (CT-A, CT-59, CT-125A, CT-159B, CT-231, CT-239, CT-319B, CT-384 e CT-390) e mais baixos de Al_2O_3 , FeO, MnO e CaO que as rochas da fácies grossa do Metadiorito Brumado.

- As rochas da fácies grossa do corpo D1 apresentam-se mais empobrecidas em SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Pb e enriquecida em FeO, MgO , MnO, CaO, P_2O_5 , Zn e Cr do que as rochas das outras fácies (média e microporfirítica).

- As rochas da fácies média do corpo D1 mostram-se, somente, mais enriquecidas em K_2O , Ba, Rb, Sr, Cu e empobrecidas em Na_2O e Ni que aquelas da fácies microporfirítica.

- As rochas da fácies microporfirítica do corpo D1 apresentam-se empobrecidas em Al_2O_3 , FeO, MnO, MgO , CaO, P_2O_5 , Cu, Zn, Cr e enriquecidas em SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Sr, Pb e Ni em relação as da fácies grossa deste mesmo corpo.

Todos esses dados em conjunto caracterizam, a grosso modo, que no corpo D1, ocorreu um processo de diferenciação magmática, onde transcorreu um aumento de SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Pb, e decréscimo de FeO, MnO, MgO , CaO, P_2O_5 , Zn e Cr das rochas da fácies grossa para aquelas da fácies microporfirítica (Figura 15).

Marzouki et al. (1979) observaram que durante o processo de epidotização (formação de veios de epidoto e transformação do plagioclásio cálcico em plagioclásio sódico e epidoto) dos dioritos de Al Hadad, na Arábia Saudita, ocorreu um acréscimo de Fe_2O_3 , CaO, Sr e decréscimo de MgO , Na_2O , K_2O , Ba, Rb e Cr. Cann (1970) mostrou que durante o metamorfismo e/ou hidrotermalismo de rochas básicas do fundo dos oceanos, K_2O , Rb e Sr são depletados.

Para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, apesar de se observar a formação de veios de epidoto e epidotização do plagioclásio, as mudanças químicas

FIGURA 15 - VARIAÇÃO NOS ELEMENTOS QUÍMICOS ENTRE OS CORPOS D1 (METADIORITO BRUMADO) E D2 (META QUANTZO MONZONIORITO GLÓRIA) E ENTRE AS DIFERENTES FÁCIES DO METADIORITO BRUMADO.

UNIDADE	METADIORÍTICA IBITUTINGA			
CORPO	D2	D1		
NOME	META QUANTZO MONZONIORITO GLÓRIA	METADIORITO BRUMADO		
FÁCIES	NÃO DISCRIMINADA	GROSSA	MEDIA	MICROPORFIRÍTICA
AMOSTRAS (%)	CT-300; CT-335A	CT-A	CT-59; CT-159B CT-390; CT-319D	CT-231; CT-239
SiO ₂		>	
TiO ₂	<---			
Al ₂ O ₃				
Fe ₂ O ₃				
FeO	----->	<----->	
MgO	<---		<-----	
MnO	----->	<----->	
CaO	----->	<----->	
Na ₂ O		>	
K ₂ O	<---	>	
F ₂ O ₅	<---		<-----	
Ba	<---	>	
Rb		>	
Sr	<---			
Zr				
Y				
Ca				
Pb	<---	>	
Zn	<---		<-----	
Cr	<---		<-----	
Ni	<---			

ONS: D1 - METADIORITO BRUMADO D2 - META QUANTZO MONZONIORITO GLÓRIA

↳ ---> VIDE TABELA 14

-----> SENTIDO DE VARIAÇÃO ENTRE OS CORPOS D1 E D2.

.....> SENTIDO DE VARIAÇÃO ENTRE AS DIFERENTES FÁCIES DO CORPO D1

transcorridas tiveram sentido inverso às descritas por (Marzouki et al. 1979), onde observa-se pequenas variações (aumento de SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb e decréscimo de FeO , MgO , MnO , CaO , P_2O_5 , Zn, Cr), corroborando a idéia de que o processo que atuou nestas rochas, inicialmente, foi metamórfico e não hidrotermal. Posteriormente, estas rochas foram afetadas por um evento metassomático potássico, que as enriqueceu em K_2O , Rb e Ba.

A baixa relação $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ da grande maioria das rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga indica, que durante os processos metamórfico e metassomático, provavelmente, não transcorreu a oxidação das rochas desta unidade, semelhantemente ao observado por Key (1987) para as rochas dioríticas de Channel Islands.

Todas as rochas desta unidade apresentam teores elevados de Cr (150 - 350 ppm) e Na_2O (2,4 - 3,5%) e elevada razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (Tabela 21), enquanto algumas amostras possuem teores elevados de Ni (80 - 130 ppm), caracterizando como provável a filiação das mesmas a um magma basáltico muito enriquecido em sódio. As rochas que apresentam valores da relação $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ mais baixos, se caracterizam por terem sido, fortemente, contaminadas por potássio, ocasionando o deslocamento das composições, para o campo dos granodioritos e aquelas nas quais os teores de potássio ultrapassam a 3%, para o campo dos adamelitos, como é observado no caso da rocha petrograficamente descrita como tonalítica do ponto CT-125A (Figura 16).

Agrupando-se todas as amostras nos diagramas de variação X-Y, observa-se nos gráficos ID X Óxidos (Larsen, 1938; Thornton e Tuttle, 1960), que alguns elementos apresentam tendências bem definidas (SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , Y), enquanto outros (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , Ba, Rb, Sr, Zr) mostram uma leve dispersão (Figuras 17 e 18). Com a elevação dos valores de ID (Thornton & Tuttle ou Larsen) ocorre o aumento de SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Zr e diminuição de TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Y enquanto alguns elementos como o Al_2O_3 e o Sr apresentam valores muito dispersos, dificultando uma melhor caracterização da sua tendência. Em alguns poucos gráficos (TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO), a amostra

Figura 16 — DIAGRAMA $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ (MIDDLEMOST, 1975) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

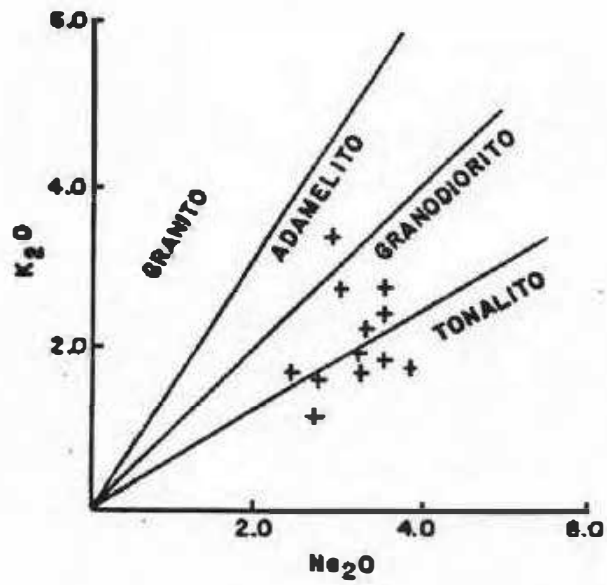


Figura 17 — DIAGRAMA X-Y (ID-THORNTON E TUTTLE, 1936) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

ID = QTZO + Ab + Or + Ne + Lc + Ks (MINERAIS NORMATIVOS)

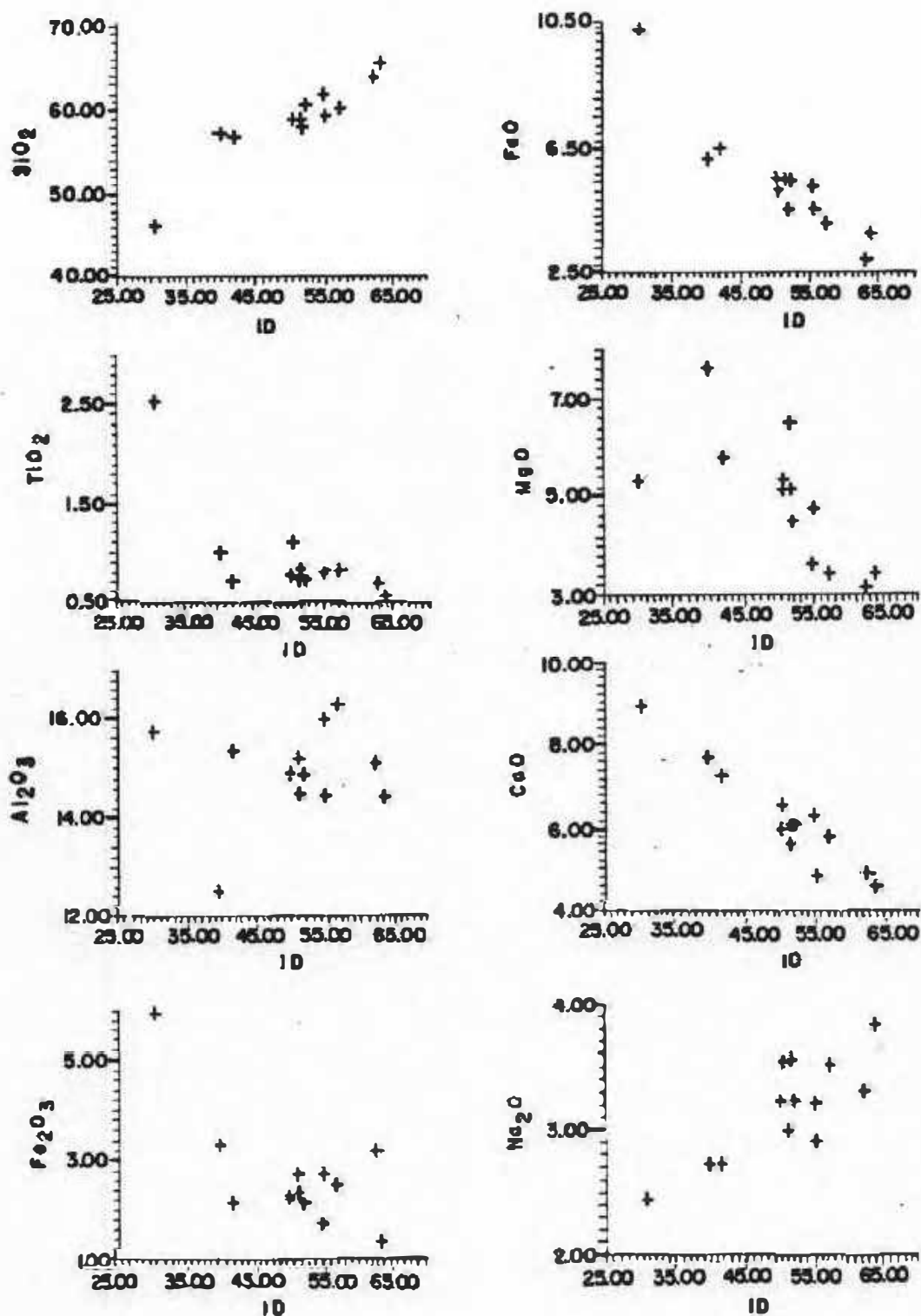


Figura 17 - CONTINUAÇÃO - DIAGRAMA X-Y (ID- THORNTON E TUTTLE, 1938)
PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

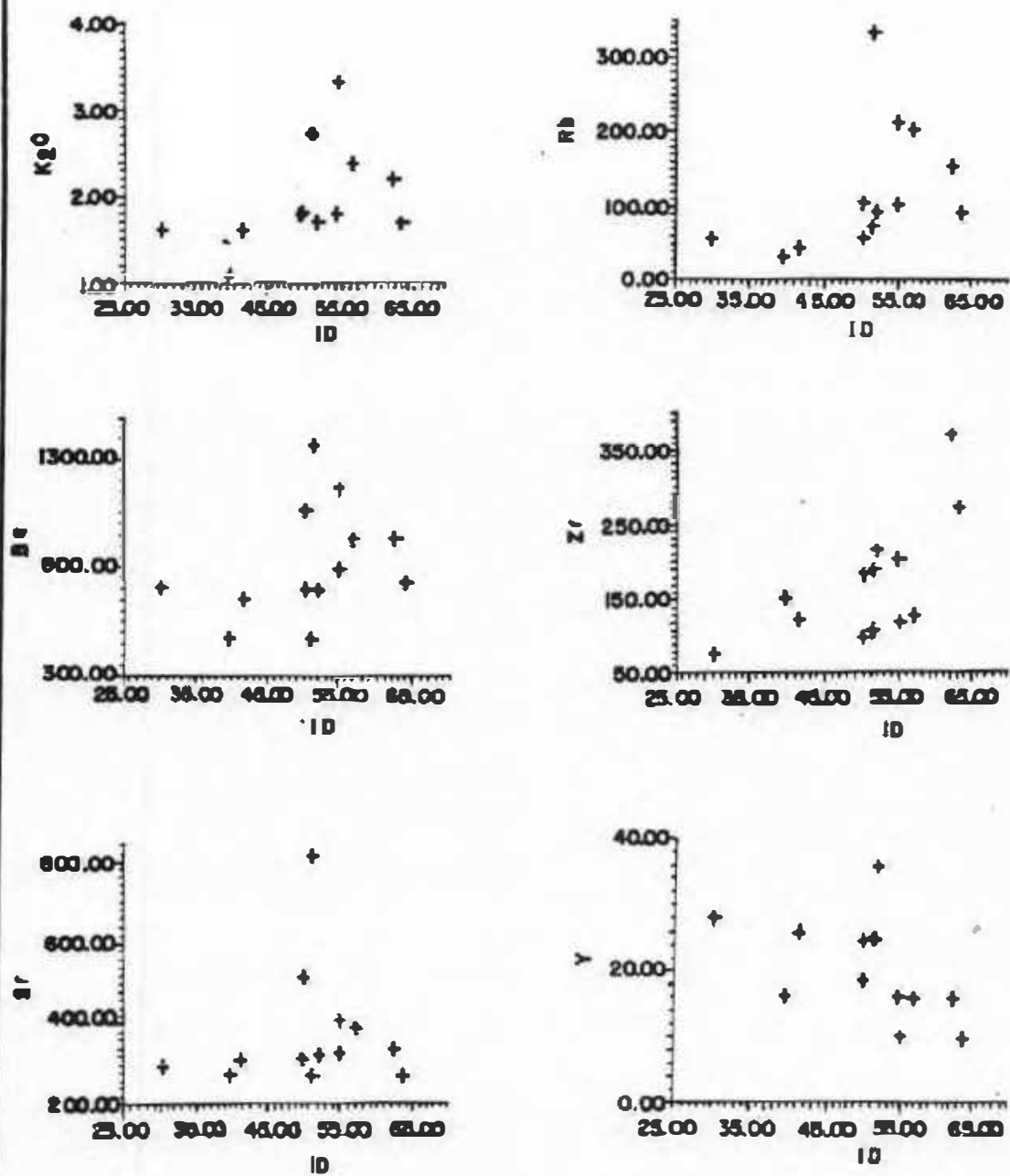


FIGURA 18 - DIAGRAMA X-Y (ID - LARSEN, 1936) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITINGA.

$$ID = \frac{1}{3} Si + K - Ca - Mg$$

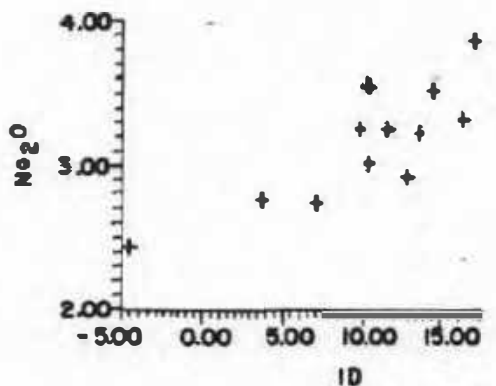
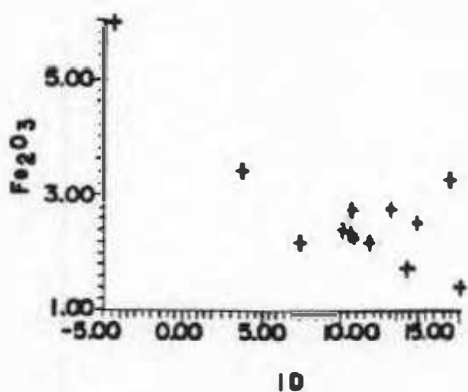
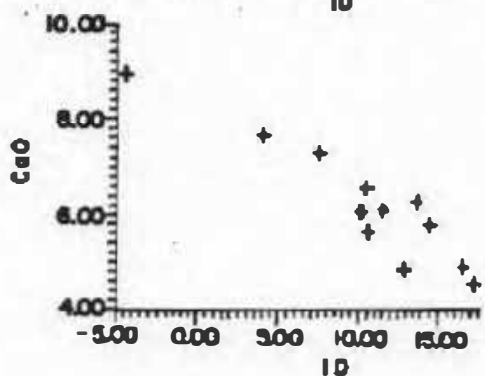
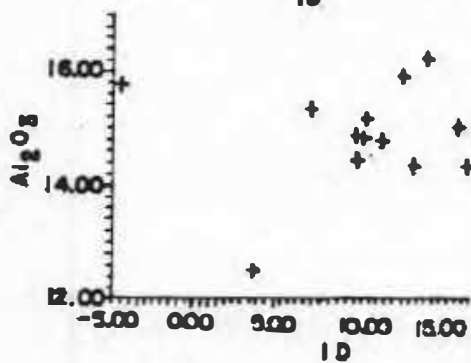
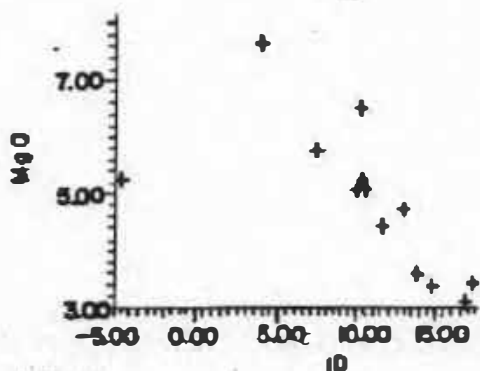
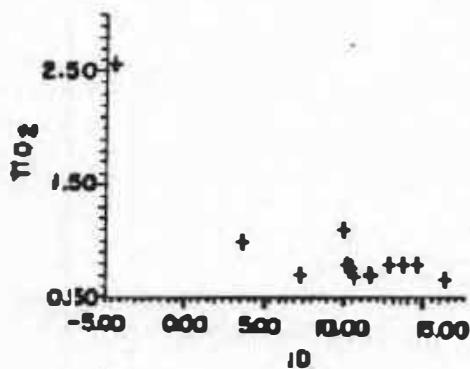
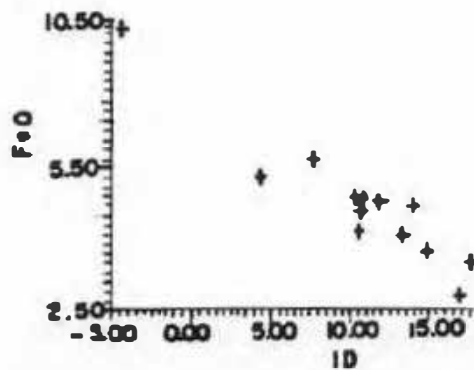
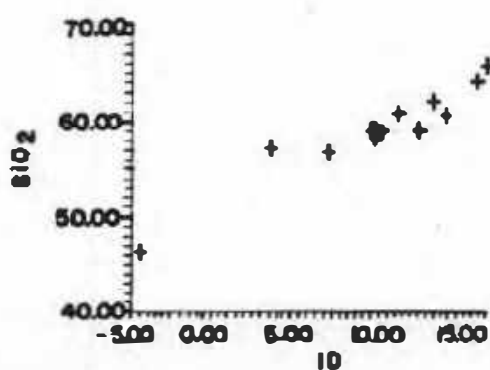
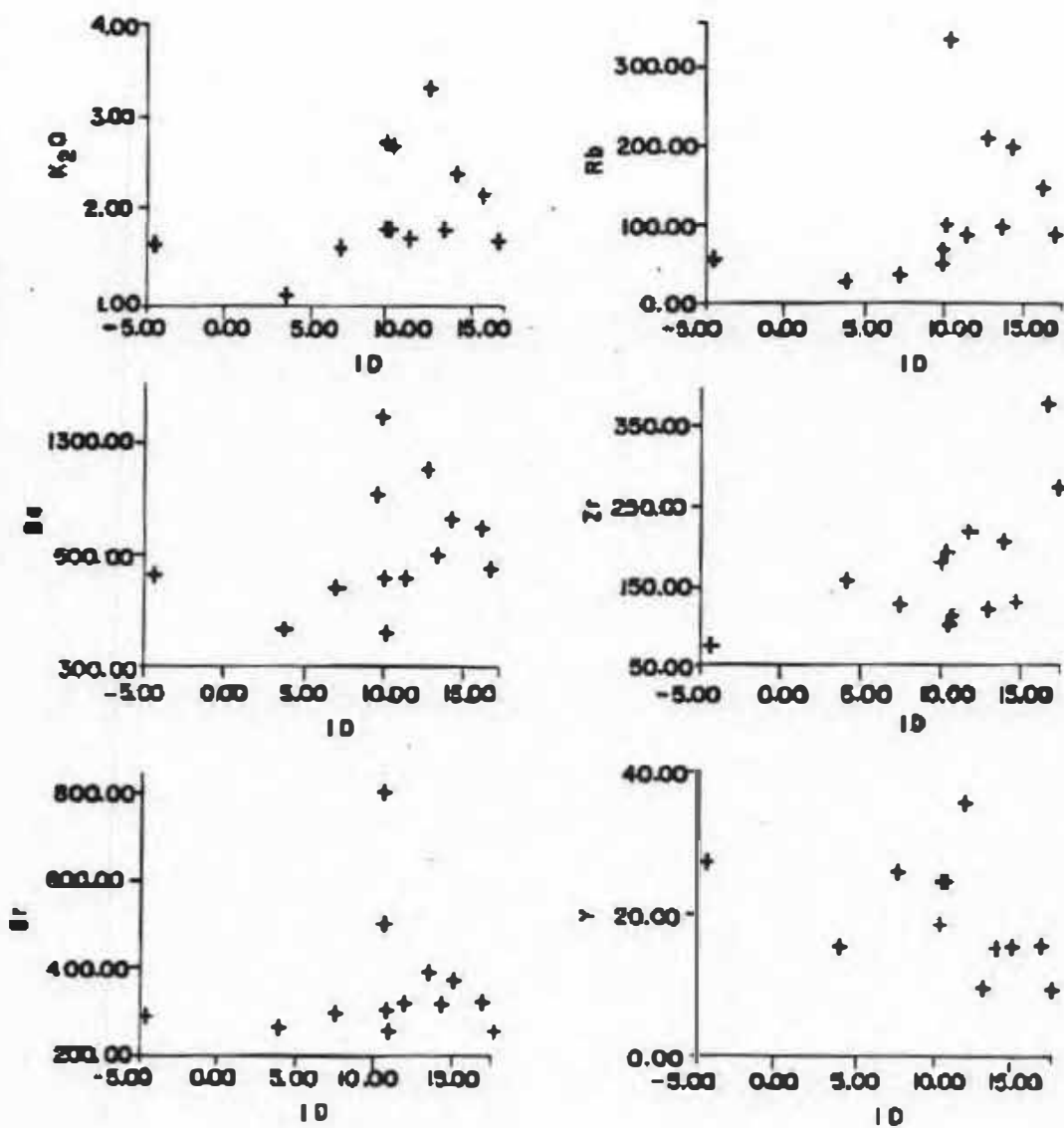


Figura 18 - CONTINUAÇÃO - DIAGRAMA X-Y (ID-LARSEN, 1938) PARA AS ROCHA DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.



CT-132F posiciona-se deslocada em relação ao trend formado pelo agrupamento da maioria das amostras, enquanto que na maioria dos gráficos (SiO_2 , CaO , Na_2O , Ba , Rb , Zr , Y) esta amostra se posiciona no trend geral das rochas metadioríticas, porém com um amplo intervalo para os valores das outras rochas. Em relação às outras amostras, a rocha do ponto CT-132F encontra-se enriquecida em TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , Y e empobrecida em SiO_2 , Na_2O , K_2O , Rb e Zr .

Pelo menos três hipóteses podem ser levantadas para explicar o significado desta rocha: ela seria uma rocha cumulática; ou um xenólito; ou a porção menos diferenciada e mais enriquecida nos minerais máficos (anfíbólio e minerais opacos) do corpo original.

Por possuir textura sub-ofítica e minerais, que variam desde idiomórficos até hipidiomórficos (plagioclásio e anfíbólio), a primeira hipótese foi excluída. A segunda hipótese foi descartada, pois o afloramento onde esta rocha foi observada, apresenta dimensões muito grandes (+ de 100 metros de extensão), contato retilíneo com as rochas granodioríticas - graníticas intrusivas e aparente continuidade com o corpo metadiorítico. A terceira possibilidade pode ser considerada como a mais viável, pois esta amostra se situa, em campo, na borda do corpo diorítico, estando separada deste, somente, por uma falha, onde se desenvolveram rochas muito ricas em biotita e epidoto, provavelmente, devido à transformação metassomática de, respectivamente, anfíbólio e plagioclásio, formando um biotita epidosito.

Na amostra CT-132F, mineralogicamente, se observa uma maior proporção de minerais máficos (anfíbólio, biotita, ilmenita e magnetita) do que nas outras rochas. Dentre os minerais máficos, predomina o anfíbólio sobre a biotita, estando o primeiro representado pela hornblenda, muito rica em titânio, evidenciado pela presença de pequenos cristais de titanita em suas clivagens, enquanto entre os minerais félsicos, predomina o plagioclásio (An_{48}), que se apresenta fortemente epidotizado, chegando a formar grandes cristais de epidoto. A ilmenita ocorre em cristais grandes (+ 2 mm), com titanita associada. Estas diferenças mineralógicas justificam

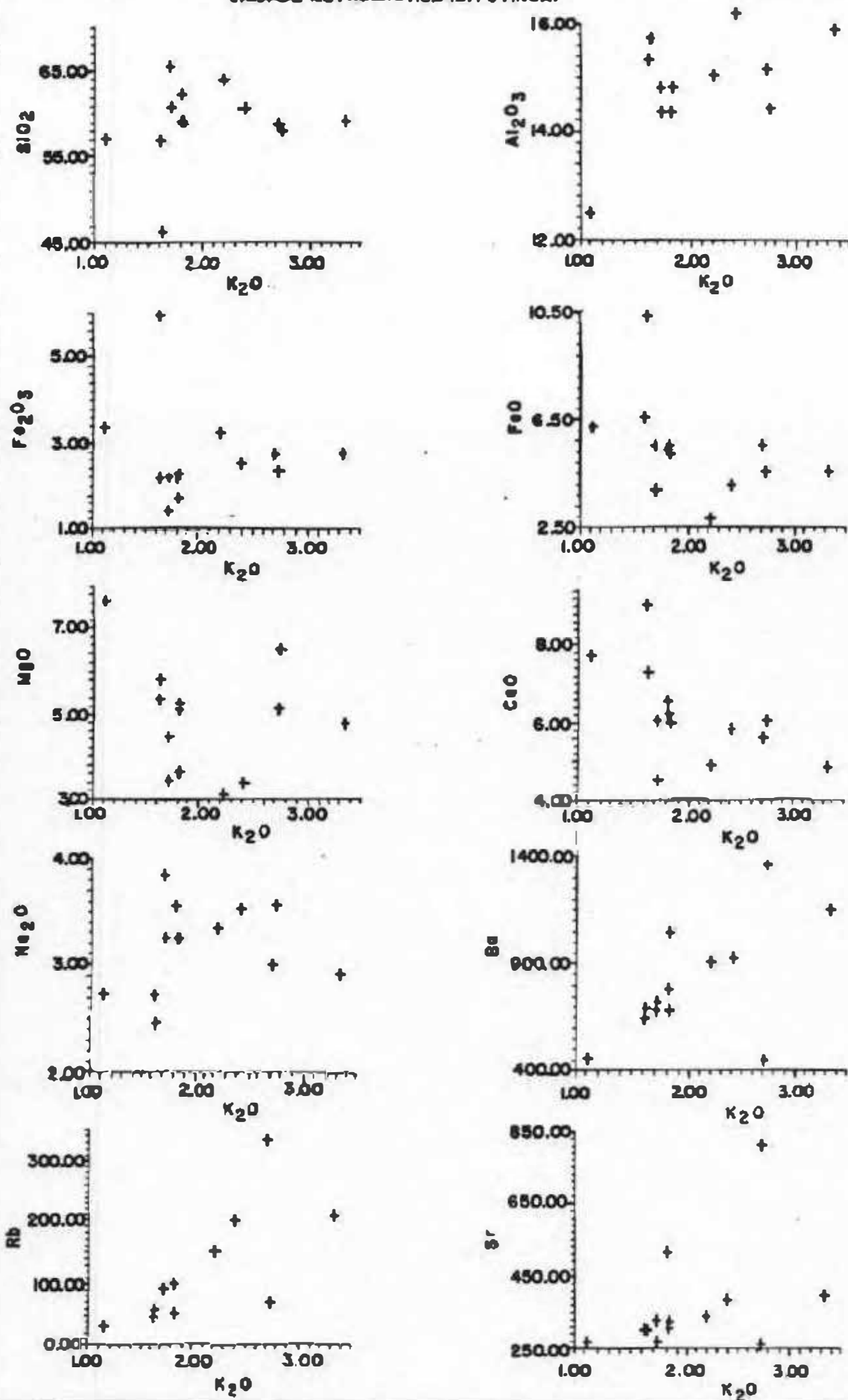
o enriquecimento de TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO e CaO nesta rocha, enquanto a ausência de quartzo seria responsável pelos baixos teores de SiO_2 , ocasionando grandes variações na sua norma CIPW, onde esta amostra se caracteriza, em relação às outras rochas, por apresentar olivina e grande quantidade de magnetita e ilmenita, e não possuir quartzo.

Flood e Shaw (1979) interpretaram a parte diorítica do Batólito de New England como correspondendo, na realidade, a uma porção menos diferenciada do corpo, com grande concentração de minerais máficos na base, posicionada através de uma falha, ao lado de rochas mais diferenciadas. Da mesma forma, a amostra CT-132F deve corresponder a uma porção, onde se cristalizaram piroxênio (se existente) e/ou anfibólio rico em titânio (hornblenda), conjuntamente com plagioclásio, formando porções mais enriquecidas nestes minerais, principalmente os máficos, na base do corpo, semelhante ao proposto por Flood & Shaw (op. cit.).

Nos gráficos de variação K_2O X Óxidos, observa-se uma grande dispersão da maioria dos elementos, estando somente o Rb, Ba e Sr formando prováveis trends com o K_2O (Figura 19), caracterizando uma possível participação conjunta destes elementos durante o evento metassomático potássico, que seria ocasionado, a partir da intrusão dos diques e corpos graníticos e granodioríticos.

Nos diagramas das Figuras 17 e 18 observa-se que alguns elementos ocorrem dispersos, principalmente o Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb e Sr, enquanto outros, tais como SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO e CaO formam trends bem definidos, onde a dispersão do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , e, parcialmente, do Na_2O pode ser explicada a partir da remobilização destes, principalmente durante o evento metassomático potássico. Os trend bem definidos de SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO e CaO , caracterizam a importância de um processo de diferenciação ígnea para a variação destes, com o aumento da sílica. Estes trend também indicam que, durante o metamorfismo regional, somente pequenas variações ou dispersões transcorreram, caracterizando, provavelmente, um sistema fechado ou isoquímico para o metamorfismo regional destas rochas. A dispersão do K_2O , Rb, Ba e Sr pode ser explicada pela introdução e retirada destes elementos, a

Figura 19 — DIAGRAMA X-Y (K_2O = ÓXIDOS e ELEMENTOS TRAÇOS) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.



partir do metassomatismo potássico, onde se observa na Figura 19 uma possível tendência de formação de trend entre estes elementos e o K_2O , caracterizando um sistema aberto, fortemente contrastante com o processo metamórfico.

As rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga posicionam-se no diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), no intervalo de abrangência das rochas cálcio-alcálicas (Figura 20), com exceção da amostra CT-132F, que se situa no campo das rochas toleíticas, por ser mais enriquecida em Fe_{TOT} que as demais rochas. Este enriquecimento pode ser devido à presença de grande quantidade de minerais máficos (hornblenda, biotita, ilmenita e magnetita) em relação às outras amostras. Na Figura 21, observa-se que a grande maioria das rochas se situam próximas do limite entre os campos das rochas tonalíticas e granodioríticas, e algumas se posicionam no campo das rochas granodioríticas (CT-125A, CT-159B, CT-335A, CT-384, CT-390), devido, principalmente, ao efeito de contaminação destas por potássio.

Na Figura 22, as composições das rochas plotam, principalmente, nos campos referentes aos quartzos dioríticos e granodioríticos, e, mais raramente, no campo dos granitos anômalos (CT-125A, CT-159B, CT-231, CT-390), pois grande parte destas amostras são muito enriquecidas em bário, que segundo El Bouseily & El Sokyary (1975), acompanha o potássio, substituindo-o na estrutura dos feldspatos potássicos e biotitas. A amostra CT-384 encontra-se deslocada para fora dos limites dos campos delimitados no gráfico por se apresentar, anormalmente, enriquecida em Rb, evidenciando uma contaminação desta por uma fonte rica neste elemento. O enriquecimento anômalo em estrôncio nas amostras CT-300 e CT-335A, pode estar, em parte, associado a entrada deste elemento em substituição ao cálcio da estrutura dos plagioclásios ou a substituição do cálcio na estrutura dos anfibólios (actinolitas e hornblendas).

El Bouseily & El Sokyary (op. cit.) atribuem uma origem metassomática para as rochas que se posicionam no campo dos granitos anômalos, corroborando a hipótese de atuação de um evento metassomático potássico nas rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, que se posicionam neste campo

Figura 20 — DIAGRAMA AFM (IRVINE e BARANGAR, 1971) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = $\text{FeO} + 0,899 \text{Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO

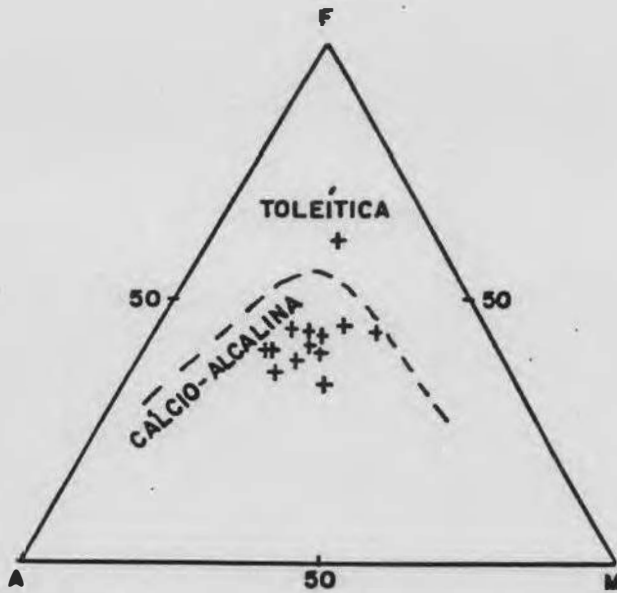


Figura 21 — DIAGRAMA An - Ab - Or (NORMATIVOS) DE O'CONNOR (1965)
PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

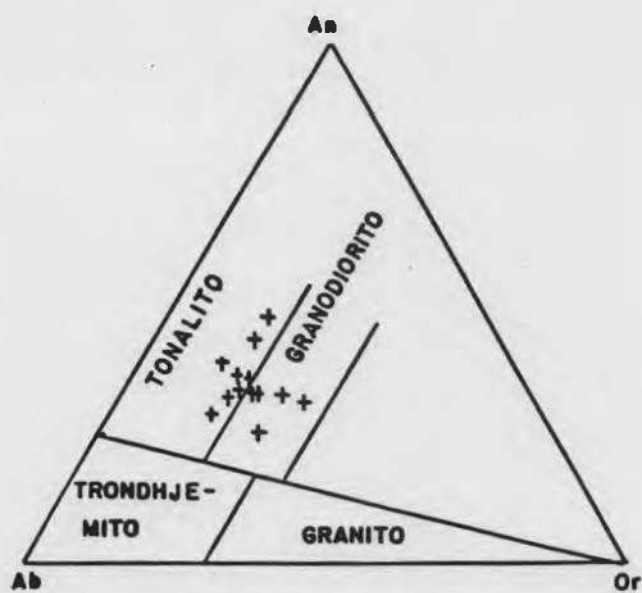
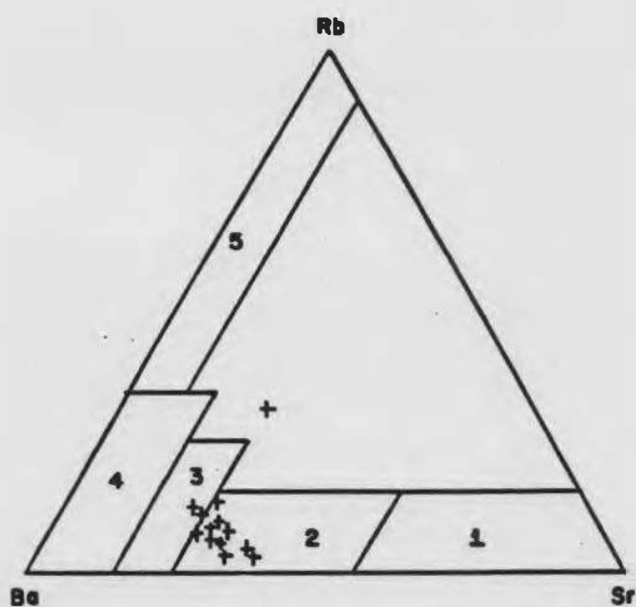


Figura 22 — DIAGRAMA Rb-Ba-Sr (EI BOUSEILY, EL SOKKARY, 1975) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

- 1 - DIORITOS ; 2 - QUARTZO DIORITOS e GRANODIORITOS ; 3 - GRANITOS ANÔMALOS
4 - GRANITOS NORMAIS ; 5 - GRANITOS FORTEMENTE DIFERENCIADOS.



(CT-125A, CT-1598, CT-231 e CT-390).

Comparando-se os valores dos elementos das rochas pertencentes à Unidade Metadiorítica Ibitutinga com diversos corpos dioríticos de outras localidades (Tabela 23), observa-se que, de modo geral, as rochas desta unidade são enriquecidas em SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Zr, Cr, Ni e empobrecidas em Al_2O_3 , FeO, MnO, CaO, Sr e Zn. Admitindo-se que os corpos de Channel Islands, na Inglaterra (Brown et al., 1980; Bishop & Key, 1983; Key, 1987) e os de Traversella na Itália (Lummen & Auwera, 1990) sofreram, durante sua evolução, processos de contaminação por fontes graníticas, e desta maneira encontram-se enriquecidos em elementos graníticos (Key, 1987; Lummen & Auwera, 1990), observa-se que os valores de Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Zr das rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga se aproximam muito ou ultrapassam os dos referidos corpos, apontando como muito provável a contaminação destas rochas por uma fonte granítica.

Os valores anômalos, em potássio, bário e rubídio das rochas estudadas, podem ser explicados através da contaminação destas por um evento metassomático potássico, ocasionado a partir da intrusão de pequenos diques ou corpos maiores com composição granítica e granodiorítica, justificando-se, a partir destes dados, o segundo fato exposto acima, referente à tendência do K_2O formar trends e alinhamento de pontos com o Ba e Rb (Figura 19). Porém, a entrada de potássio neste sistema não se processou em elevadas quantidades, pois ainda co-existem nas rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga minerais como o anfibólio (hornblenda e actinolita) e a biotita, e com raras exceções (corpo T2) se formou microclina, conjuntamente com anfibólio e biotita.

VI - DISCUSSÕES REFERENTES À UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

Todo o conjunto litológico denominado, neste trabalho, de Unidade Metadiorítica Ibitutinga, abrange uma grande variedade de tipos petrográficos (dioritos, quartzo dioritos, quartzo monzodioritos e tonalitos), que no entanto, se

TABELA 23 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS ELEMENTOS MAIORES (% em peso) E DOS ELEMENTOS TRAÇOS (em ppm) DAS ROCHAS DA UNIDADE METABIOTICA IBITUTINGA E DE ROCHAS BIOTÍPICAS DE OUTRAS LOCALIDADES.

LOCALIDADE	AUSTRÁLIA (a)	CHANNEL ISLAND INGLATERRA (b)	ITÁLIA (c)	EGITO (d)	FINLÂNDIA (e)	CHANNEL ISLAND INGLATERRA (f)	MIMAS GERAIS BRASIL (g)
X	6	9	4	6	6	9	13 [✳]
SiO ₂	53,74	47,97	57,32	56,75	56,68	54,36	58,37
TiO ₂	1,19	1,10	0,09	0,72	0,97	0,99	0,92
Al ₂ O ₃	14,36	16,72	16,75	17,10	16,65	18,24	14,70
Fe ₂ O ₃	1,39	2,35	---	1,00	1,36	2,06	2,64
FeO	6,94	8,21	---	4,00	6,31	6,13	5,33
MnO	0,18	0,14	0,15	0,14	0,11	0,18	0,11
MgO	8,06	6,70	3,92	4,00	4,42	4,99	4,82
CaO	7,49	10,58	6,79	7,67	6,26	8,38	6,14
Na ₂ O	2,37	2,58	1,61	3,06	3,31	2,94	3,15
K ₂ O	2,51	0,92	2,89	1,60	1,99	1,68	2,11
P ₂ O ₅	0,37	0,08	0,43	0,20	0,40	0,16	0,25
Ba	---	---	1455	438	456	445	807
Bb	---	---	128	25	86	56	119
Sr	---	---	717	517	821	441	372
Zr	---	---	162	105	---	113	172
Y	---	---	30	13	---	19	21
Cr	---	---	87	---	127	51	237
Zn	---	---	52	---	---	73	52
Mn	---	---	8	---	46	22	85

OBS: a - Flood & Shaw (1979) b - Bishop & Key (1983).

c - Lunen & Auvera (1990) d - Abdel-Rahman (1990).

e - Arth et al. (1970) f - Brown et al. (1980).

g - No presente trabalho

X - Número de amostras

✳ - Analisadas por IAMIN-CPAM (Rio de Janeiro) e GEOSOL (Belo Horizonte).

desenvolveram a partir da mesma área fonte, onde suas atuais diferenças, petrográficas e químicas, são devidas a processos de cristalização magmática e aos efeitos metamórficos, deformacionais e metassomáticos, que cada parte distinta do conjunto sofreu, depois de formada. Inicialmente, o corpo gabróide ou diorítico se cristalizou com granulometria grossa e textura sub-ofítica, sofrendo, a seguir, o efeito de um evento metamórfico, que modificou fortemente sua mineralogia ígnea, e, posteriormente, a ação de um evento metassomático potássico, que condicionou a formação de novas paragêneses minerais e a mineralogia encontrada, atualmente.

As variações texturais e granulométricas do Metadiorito Brumado (corpo D1) da referida unidade, são interpretadas como relacionadas aos diferentes estágios de cristalização deste corpo, onde, inicialmente, se formaram rochas com granulometria grossa e ricas em minerais máficos (textura sub-ofítica), rochas equigranulares (textura hipidiomórfica granular) e rochas inequigranulares (textura microporfirítica). Posteriormente, estas rochas experimentaram transformações metamórficas, metassomáticas e deformacionais, que acarretaram mudanças marcantes na mineralogia original. As rochas com evidências da ação de um processo metassomático - deformacional intenso, apresentam grandes modificações, onde as texturas sub-ofítica e hipidiomórfica granular parecem gradar para uma textura, na qual os cristais de plagioclásio e anfibólio variam de tamanho e apresentam contornos muito irregulares. Onde tal ação ocorreu com intensidade um pouco maior, a textura hipidiomórfica granular gradou para uma textura orientada, na qual os cristais de plagioclásio e anfibólio são menores, fortemente orientados e, quase que completamente transformados para epidoto e biotita.

O principal problema petrográfico, que envolve a caracterização da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, quanto à sua origem, a partir do metamorfismo de uma rocha, originalmente, gabróica, refere-se à ausência de ortopiroxênio e de clinopiroxênio em todas as amostras estudadas da área mapeada. Silva et al. (1976) descreveram a presença de clinopiroxênio (augita), em rochas semelhantes as estudadas, nas proximidades de São Sebastião da Vitória (Metagabro de São

Sebastião da Vitória), não indicando se este mineral seria essencial ou somente acessório neste corpo, denominando a rocha de metagabro. Estudos mais detalhados das amostras coletadas por Valeriano (1985), referentes a um corpo ígneo próximo a área estudada (Metagabro de São Sebastião da Vitória), apontaram a presença de raros relictos de clinopiroxênio, completamente envolvidos por hornblenda, que por sua vez se transforma em actinolita (Foto 19). O grande problema em relação as rochas onde foram encontrados relictos de clinopiroxênio (Metagabro de São Sebastião da Vitória), refere-se a sua correlação ou não com as rochas estudadas, pertencentes a Unidade Metadiorítica Ibitutinga.

As considerações referentes à rocha como composição mineralógica, mais próxima de uma rocha gabróide, são baseadas no estudo de uma lâmina (V-3), de fora da área mapeada, proveniente da região de São Sebastião da Vitória (Valeriano, 1985), onde o corpo ígneo (Metagabro de São Sebastião da Vitória) mostra uma granulometria grossa (entre 6 mm e 12 mm), textura sub-ofítica, constituindo-se de anfibólio (hornblenda e actinolita), plagioclásio (labradorita - andesina), clorita, apatita, minerais opacos e raros relictos de clinopiroxênio. A pequena quantidade de clinopiroxênio preservado, impediu a caracterização desta rocha, como proveniente da transformação de um corpo, originalmente, gabróide. Porém, a presença de relictos de clinopiroxênio, envolvidos por hornblenda, e esta se transformando para actinolita, pode ser um indicativo utilizado para se propor uma origem a partir da hidratação e metamorfismo de rochas gabróides, pós-cristalização magmática (Key, 1987).

A presença de textura sub-ofítica nas rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, não é indicadora de origem a partir de rochas gabróides, como sugerido por vários autores (Valeriano, 1985; Porto Junior, 1988), pois este tipo de textura pode se formar em corpos dioríticos, provenientes da cristalização de um magma hidratado (Brown et al., 1980; Topley e Brown, 1984). Dado claro na evolução desta unidade, refere-se à presença de actinolita como uma fase posterior à hornblenda, surgindo da transformação desta, conjuntamente, com o processo de descalcificação do plagioclásio e liberação



FOTOMICROGRAFIA 19 - Relictos preservados de clinopiroxênio do corpo metagabroide de São Sebastião da Vitória, que ocorre próximo da área estudada. Pode-se observar a transformação deste mineral nas suas bordas para um anfibólio marrom, provavelmente hornblenda, que por sua vez, se transforma para actinolita; lâmina SJ-3 (V-3) de Valeriano (1985). Aumento de 50,0 X. Nicóis paralelos.

do cálcio para a formação de plagioclásio sódico e epidoto.

A partir de um estudo petrográfico detalhado das rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, sugere-se que estas foram afetadas por dois eventos distintos, onde o primeiro, metamórfico, propiciou a formação de actinolita e descalcificação do plagioclásio, enquanto o segundo, metassomático potássico, correlaciona-se a biotitização da hornblenda e da actinolita e, localmente, a microclinização do plagioclásio. Grandes incertezas ainda restam quanto à origem da hornblenda, podendo, esta, ser ígnea ou metamórfica.

No processo metamórfico ocorreram as transformações da hornblenda $[Ca_2 Na (Mg,Fe)_4 (Al,Fe,Ti) Al Si_6 O_{22} (O,OH)_2]$ e da labradorita $[Ca Al (Si,Al) Si_2 O_9]$ em, respectivamente, actinolita $[Ca_2 (Mg,Fe)_5 Si_6 O_{22} (OH)_2]$, andesina $[Na_2 Al (Si,Al) Si_2 O_8]$ e epidoto $[Ca_2 (Al,Fe)_3 Si_3 O_{12} (OH)]$, acarretando na perda de CaO, FeO e MgO e no aumento de SiO_2 , Na_2O e Zr, característico para transformações metamórficas de rochas dioríticas (Bishop e Key, 1983; Key, 1987).

Sobrepondo-se às modificações metamórficas, transcorreu um evento metassomático potássico muito amplo, onde se formaram biotita, a partir da transformação do anfibólio, e microclina, a partir do plagioclásio, proporcionando um aumento de K_2O , Na_2O , Rb e Ba. Estes dois eventos propiciaram uma mudança química muito grande nestas rochas, onde o SiO_2 , Na_2O , K_2O , Rb, Ba e Zr aumentaram e o MgO, Fe_2O_3 , FeO e CaO diminuíram com o transcorrer das mudanças mineralógicas, provavelmente retirados por soluções metamórficas ou metassomáticas. A perda de MgO, Fe_2O_3 , FeO e CaO da rocha diorítica, pode ter sido compensada a partir da utilização de parte destes elementos, para a formação dos veios de epidoto, encontrados com alguma frequência na área. Em um sentido mais amplo, o metamorfismo da área foi responsável pela formação de veios de epidoto, surgimento da actinolita a partir da hornblenda e pela transformação das porções mais cálcicas do plagioclásio em uma nuvem de pequenos cristais de epidoto, enquanto o metassomatismo potássico originou a biotita e, localmente, toda a microclina.

Nenhuma das amostras da área do presente estudo apresentaram qualquer vestígio da presença de relictos de

piroxênio. Neste caso, fica difícil de se estabelecer e precisar, tanto petrograficamente, quanto quimicamente, em que proporções o clinopiroxênio, se presente, ocorreria nestas rochas (mineral acessório ou essencial), e se a hornblenda presente, atualmente, na rocha, seria proveniente da transformação do clinopiroxênio por retrometamorfismo (Kerr, 1979) ou formada diretamente pela cristalização de um magma hidratado (Brown et al., 1980).

A ausência, ou não identificação do anfibólio cummingtonita, fase intermediária típica para caracterizar a passagem do clinopiroxênio para hornblenda (Kerr, 1979; Mongkoltip e Ashworth, 1986), pode ser considerada como um fator contrário, a possibilidade destas rochas, serem provenientes de transformações metamórficas de rochas gabróides, conjuntamente, com outras características, tais como, predomínio de anfibólio (hornblenda e actinolita) na mineralogia atual deste conjunto, ausência de ortopiroxênio, presença, somente, de raros relictos de clinopiroxênio, existência de cristais hipidiomórficos de hornblenda, presença de textura sub-ofítica entre hornblenda e plagioclásio e substituição da hornblenda por actinolita. Estes seriam alguns fatores indicativos para a origem dessas rochas a partir da cristalização de um magma basáltico hidratado, onde o clinopiroxênio formado durante a cristalização magmática se transformaria em hornblenda ao reagir com o próprio magma hidratado (Cawthorn, 1976; Cawthorn e O'Hara, 1976) e não somente por transformação metamórfica de rochas gabróides.

VII. 3. 2 - UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CARIÍRU.

I - INTRODUÇÃO.

Na região que abrange de Barbacena até Lavras, rochas variando em composição, desde trondhjemiticas até granodioríticas, foram observadas e descritas por vários autores, recebendo destes diferentes denominações, tais como granodiorito (Erichsen, 1929; Ebert, 1956a; Pires, 1977; Pires et al., 1990), gnaiss granodiorítico (Guimarães e Guedes, 1944), trondhjemito (Ebert, 1958), gnaiss (Quemeneur e Baraud, 1982; Quemeneur e Vidal, 1989), granodiorito - gnaiss (Valeriano, 1985 e 1986; Pires e Porto Junior, 1986; Noce et al., 1987; Porto Junior, 1988a e 1988b) e ortognaiss granodiorítico (Trouw et al., 1986). A grande variedade de denominações utilizada para este conjunto litológico, pelos autores acima citados, encontra-se, intimamente, relacionada ao fato destas rochas possuírem em campo, semelhanças com rochas granodioríticas e por terem sido deformadas, mascarando grande parte de suas feições originais, imprimindo-lhe uma textura gnaissica.

A preferência neste trabalho pela utilização da denominação trondhjemito para estas rochas, deu-se de acordo com as sugestões de Williams et al. (1970), Streckeisen (1976) e Barker (1979). Segundo estes autores, as principais características petrográficas das rochas trondhjemiticas são: índice de cor < 16% (rochas leucocráticas), feldspato potássico raro (< 10%) e biotita como mineral máfico predominante. A utilização do prefixo META para as rochas desta unidade, se prende às evidências de mudanças mineralógicas observadas nas mesmas, devido ao metamorfismo. Contudo, fortes efeitos deformacionais, tipificados por uma textura gnaissica, foram, localmente, observados, e por esta razão, não se utilizou para todo o conjunto a denominação "gnaisses trondhjemiticos". Quando estas rochas apresentam-se fortemente metassomatizadas, com desenvolvimento de abundante microclina, além da presença de uma textura orientada.

utiliza-se a denominação "gnaisse trondhjemitico granitizado".

Neste trabalho, é proposta a separação dos corpos metatrandhjemiticos dos outros tipos litológicos da área, por estes apresentarem xenólitos das rochas encaixantes (anfíbolitos e rochas metadioríticas), representação espacial em mapa (Mapa Anexo 1) e mostrarem características distintas dos outros corpos intrusivos da região.

O conjunto litológico denominado, neste trabalho, de Unidade Metatrandhjemitica Caburu, abrange 4 corpos, com direção NE-SW e que ocorrem intercalados com as rochas da Faixa Anfíbolítica e dos Xistos. Quando as rochas da referendada unidade se apresentam, levemente, deformadas, elas correspondem a trondhjemitos "SENSU STRICTU" (Barker, 1979). Nestas, foi possível se observar a presença de uma textura ígnea (hipidiomórfica granular) preservada. Nos locais onde se desenvolveu uma forte deformação, ocasionalmente foram formadas rochas "protomiloníticas" com caráter granítico, assemelhando-se muito a rochas gnáissicas, o que levou alguns autores (Quemeneur e Baraud, 1982; Fortes e Laranjeiras, 1987; Quemeneur e Vidal, 1989) a agrupá-las com outros tipos de gnaisses da região.

II - FEIÇÕES DE CAMPO.

As rochas dos corpos que constituem a Unidade Metatrandhjemitica Caburu (T1-Metatrandhjemitico Caxambú, T2-Gnaisse Trondhjemitico Granitizado Fé, T3-Gnaisse Trondhjemitico Granitizado Serrinha e T4-Gnaisse Trondhjemitico Granitizado Brumado de Baixo) são leucocráticas, possuem, predominantemente, granulometria média e, mais raramente, grossa ou fina, coloração cinza e aspecto maciço, quase isotrópico, onde se desenvolve uma foliação muito acentuada, a partir da orientação de palhetas de biotita. São compostas de quartzo, feldspato, biotita e, localmente, muscovita e microclina. Tendem a formar áreas de topografia mais elevada, que as das rochas ao redor (anfíbolitos e metadioritos), aflorando como cristas de serras ou grandes lagados, que a partir da atuação do intemperismo,

geram zonas muito ricas em blocos, onde o solo é muito arenoso, rico em grãos de quartzo e com coloração branca alaranjada.

As relações entre as rochas da Unidade Metatrondhjêmica Caburu e os demais tipos litológicos da área (Figura 23), podem ser observadas em vários afloramentos, onde esta corta as rochas anfibolíticas e metadioríticas, possuindo xenólitos de ambas e é seccionada por vários veios de quartzo e de epidoto, corpos pegmatíticos, diques basálticos não metamorfisados e diques de rochas máficas metamorfisadas.

A granulometria e a forma das faces dos minerais das rochas desta unidade, apresentam-se, intimamente, relacionadas com a intensidade de atuação da deformação; deste modo, nos locais onde as rochas encontram-se menos deformadas, seus minerais são grandes e com faces bem formadas ou com leves reentrâncias, enquanto onde a deformação atuou mais intensamente, os cristais são menores e xenoblásticos. Em locais mais restritos, são desenvolvidas feições típicas de cisalhamento, onde se observa a redução no tamanho dos grãos dos minerais (diminuição), a formação de uma lineação mineral, que fornece um aspecto, fortemente, gnaissico à rocha e a substituição de biotita por muscovita. Próximo à Serra do Lenheiro, a sudoeste da área (Mapa Anexo 1), as rochas desta unidade adquirem uma forte orientação e apresentam marcante diminuição da granulometria, formando, muito localmente, rochas "protomiloníticas" (Higgings, 1971), enquanto que, ao se afastar da citada serra, os grãos menores vão ficando cada vez mais raros e os grãos médios passam a predominar, até que em locais entre os vilarejos de Caburu e Caxambu a rocha é francamente grossa, com textura equigranular, porém, com sinais de deformação (Figura 24).

Na Unidade Metatrondhjêmica Caburu foram separados, no presente trabalho, dois grandes corpos, denominados de Metatrondhjêmico Caxambú (T1) e Gnaiss Trondhjêmico Granitizado Fé (T2), enquanto os outros dois corpos, ou por serem faixas estreitas com larguras de, respectivamente, 450 m (corpos T3 - Gnaiss Trondhjêmico Granitizado Serrinha) e 250 m (T4 - Gnaiss Trondhjêmico Granitizado Brumado de

FIGURA 23 - RELAÇÃO DE CORTAMENTO ENTRE AS ROCHAS DA UNIDADE METABOMBIJEMÉTICA CABUÚ E AS DIVERSAS LITOLOGIAS DA ÁREA ESTUDADA.

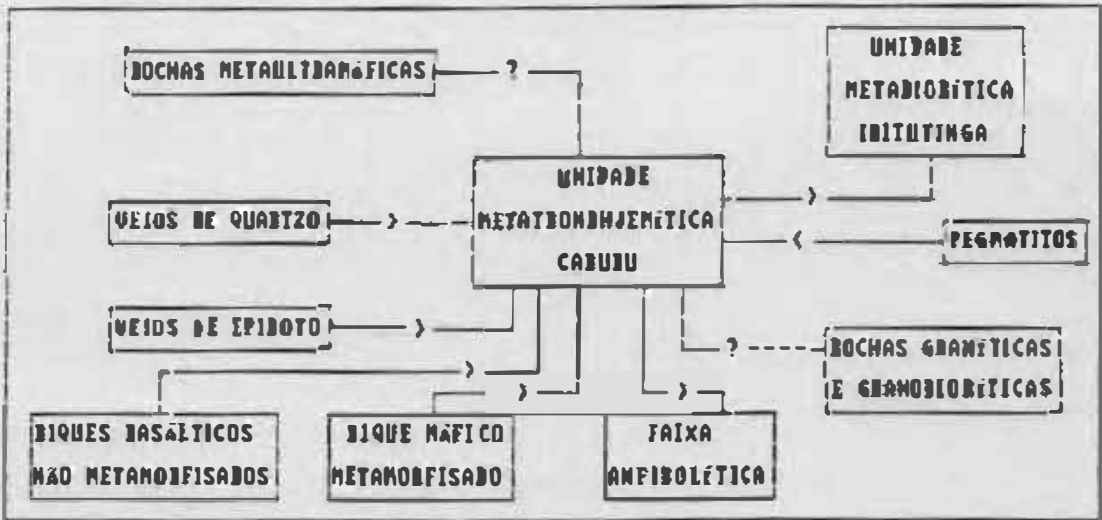
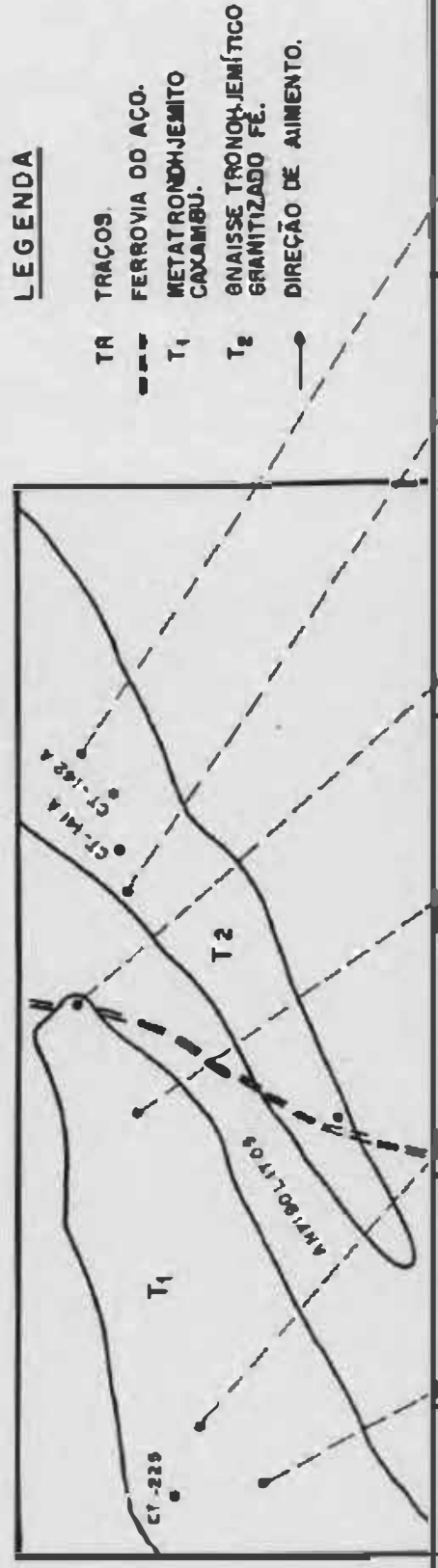


FIGURA 24 - DESENHO ESQUEMÁTICO MOSTRANDO AS VARIÇÕES PETROGRÁFICAS, MINERALÓGICAS E TEXTURAS ENTRE O METATRONOHJEMITO CAXAMBU (T₁) E O GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO FE. ZA00 FÉ (T₂).



LEGENDA

- TR TRAÇOS.
- FERROVIA DO AÇO.
- T₁ METATRONOHJEMITO CAXAMBU.
- T₂ GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO FE.
- DIREÇÃO DE AUMENTO.

AMOSTRA	CT - 224	CT - 223	CT - 219	CT - 218A	CT - 140A	CT - 143C
TIPO PETROGRÁFICO	TONALITO	TONALITO	TONALITO	TONALITO	GRANITO	GRANITO
TEXTURA	HÍPIO GRANULAR	HÍPIO GRANULAR	XENOBLÁSTICA INEQUIGRANULAR	XENOBLÁSTICA INEQUIGRANULAR ORIENTADA	ORIENTADA	ORIENTADA
GRANULOMETRIA	> 4,0 mm	2,0 à 4,0 mm	1,0 à 2,0 mm	< 1,0 mm	< 1,0 mm	< 1,0 mm
PLAGIOCLÁSIO (%)	64,10	55,20	58,70	48,10	20,90	21,60
MICROCLINA (%)	TR	---	---	5,80	37,70	44,10
MUSCOVITA (%)	TR	TR	1,30	1,20	2,10	2,90
BIOTITA (%)	5,10	12,90	12,70	5,00	4,50	5,00
CARBONATO	---	---	---	---	TR	TR
MINERAIS OPACOS	---	---	---	---	0,60	TR

← GRANULOMETRIA; PLAGIOCLÁSIO; BIOTITA.
 → MICROCLINA; MUSCOVITA; CARBONATO; MINERAIS OPACOS

Baixo), ou por aflorarem, restritamente, na área (Mapa Anexo 1), não foram estudados em maior detalhe.

O Metat. rondhjemito Caxambê (T1) estende-se, desde a Ferrovia do Aço, até depois do Vilarejo de Boa Vista, ao longo de uma faixa com direção NE-SW e largura de, aproximadamente, 2,5 Km, onde suas principais exposições são observadas através de um alinhamento de pequenas cristas, entre os vilarejos de Caburu e Caxambê. Este corpo possui rochas de coloração branca acinzentada, granulometria variando de grossa à média e se constitui de feldspato, quartzo e biotita, com esta última fornecendo a feição de orientação à rocha. É cortado por grande quantidade de corpos pegmatíticos, muito ricos em muscovita, e por um veio aplítico, mineralizado em molibdenita. Seu contato com as rochas da faixa anfibolítica é brusco, de caráter, nitidamente, intrusivo e muito transformado metassomaticamente, com a formação de sericita em ambos os tipos litológicos em questão.

O Gnaisse Trondhjemítico Granitizado Fé (T2) estende-se como uma faixa a partir do córrego Brumado (Mapa Anexo 1), onde se constitui de uma rocha muito fina e pulverulenta, até depois da cidade de Coronel Xavier Chaves (Silva et al., 1988), onde apresenta-se com largura de, aproximadamente, 4 Km. Possui como principais exposições três grandes pedreiras, que se situam nos arredores do Vilarejo do Fé, enquanto a grande maioria dos seus outros afloramentos encontram-se sob a forma de blocos muito alterados, onde o feldspato se cauliniza, ficando esbranquiçado e o quartzo e a biotita sobressaem no conjunto. Este corpo encontra-se muito fraturado, fortemente deformado e, localmente, cisalhado, formando cristas e grandes lagados com orientação NE-SW e mergulhos entre 45° e 85° para sudoeste, estando, localmente, sericitizado, silicificado e carbonatizado. É cortado por vários corpos pegmatíticos com granada e muscovita, veios de quartzo e diques de rocha máfica metamorfisada. Estes diques apresentam espessura de, aproximadamente, 10 metros e direção NE-SW (entre 150/50 e 160/60 graus).

Mineralogicamente, o Gnaisse Trondhjemítico Granitizado Fé (T2) se constitui de quartzo, plagioclásio, microclina, muscovita e biotita, onde os grãos de quartzo e feldspatos

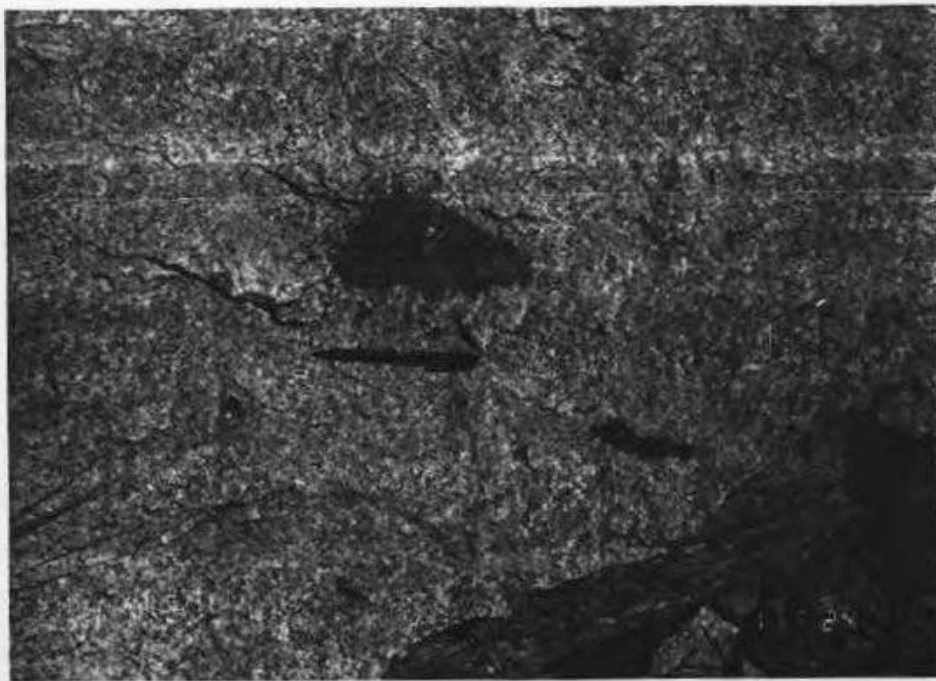
estão estirados e as palhetas de muscovita e biotita, fortemente, orientadas. Os xenólitos de rochas anfibolíticas (Foto 20) e metadioríticas (Foto 21) observados na pedreira do Fé, encontram-se alongados e com bordas mais claras, indicando reação destes com o material ígneo durante seu "emplacement.". Pequenas faixas de cisalhamento foram observadas em vários locais do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé, porém, por estas possuírem larguras reduzidas, não puderam ser representadas em mapa.

Tanto o Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Serrinha (T3), quanto o Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Brumado de Baixo (T4) afloram após o sinclinal do Lenheiro, ao longo de faixas, onde suas rochas estão, fortemente, deformadas e alteradas hidrotermalmente, observando-se a presença de carbonato e de finas palhetas de muscovita - sericita, possuindo estes corpos larguras de, respectivamente, 450 m e 250 m (Mapa Anexo 1).

Os poucos diques de rochas metatrandhjemiticas observados na área, não foram identificados em campo, pois é muito difícil separar estas rochas das rochas granodioríticas e graníticas. Porém, suspeitas foram levantadas devido a grande variação de granulometria dos diversos corpos intrusivos (pontos CT-241 e CT-234) e confirmadas em laboratório, a partir do teste colorimétrico com cobalto nitrito de sódio (Penalva e Hennies, 1971).

III - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.

Como descrito anteriormente, a Unidade Metatrandhjemitica Caburu foi sub-dividida em 4 corpos, dentre os quais, somente, dois foram detalhados petrograficamente (Metatrandhjemitico Caxambu - T1 e Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé - T2). As principais características destes dois corpos podem ser observadas na Tabela 24. Todas as rochas desta unidade foram submetidas, em laboratório, ao teste colorimétrico, com cobalto nitrito de sódio (Penalva e Hennies, op. cit.), permitindo, assim, uma melhor identificação e estimativa das porcentagens de feldspato



FOTOGRAFIA 20 - Xenólitos estirados de rocha diorítica - tonalítica, pertencente a Unidade Metadiorítica Ibitutinga, no Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé, corpo pertencente a Unidade Metatrondhjemitica Caburu. Observa-se a borda difusa do xenólito maior, caracterizando um processo de assimilação ou reação deste com o magma trondhjemitico. Ponto CT-144.



FOTOGRAFIA 21 - Xenólito estirado de rocha anfibolítica, pertencente a Unidade Anfibolítica do Greenstone Belt Barbacena, no Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé, corpo pertencente a Unidade Metatrondhjemitica Caburu. Ponto CT-144.

TABELA 24 - PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS DOIS MAIORES CORPOS
DA UNIDADE METATROMBEMÍTICA CADURU.

CARACTER.	METATROMBEMITO CAXAMBU	GNAISSE TROMBEMÍTICO GRANITIZADO FE
CORPO	T1	T2
MINERALOGIA ESSENCIAL	PLAG, QTZO, BIOT, EP	QTZO, MICR, PLAG, MUSC, BIOT, EP
MINERALOGIA ACESSÓRIA	AP, TIT, MICE, CLOR, ALLAN, ZIR, ANF, MUSC	TIT, PIN, OF., ALLAN, CARR, CLOB, ZIR
UNIDADE PETROGRÁFICA	TONALITO - TROMBEMITO	GRANITO
TIPOS DE TEXTURAS	MIPIDIOMÓRFICA GRANULAR, XENO- BLÁSTICA INEQUIGRANULAR E ORI- ENTADA.	XENOBLÁSTICA INEQUIGRANULAR, ORIENTA- DA E "PROTOMILOMÁTICA"
PRINCIPAL TEXTURA	MIPIDIOMÓRFICA GRANULAR	ORIENTADA
FÁCIES GRA- NULOMÉTRICAS	GROSSA A MÉDIA	FINA
GRANULOMETRIA	ENTRE 1,0 mm e 5,0 mm	(1,0 mm e DADOS CRISTAIS) 1,5 mm
EFEITOS DE DEFORMAÇÃO	ORIENTAÇÃO DOS MINERAIS (BIOT, QTZO), FRATURAS NOS CRISTAIS DE PLAG. E EXINÇÃO ONDULANTE	CRISTAIS QUEBRADOS, EXINÇÃO ONDULAN- TE, REDUÇÃO DO TAMANHO DOS GRÃOS E FORTE XISTOSIDADE.
EFEITOS DO METAMORFISMO	DESCALCIFICAÇÃO E EPIBOTIZAÇÃO DO PLAGIOCLÁSIO	DESCALCIFICAÇÃO E EPIBOTIZAÇÃO DO PLAGIOCLÁSIO
EFEITOS DO RE- TASSONATISMO	MICROCLINIZAÇÃO DO PLAGIOCLÁ- SIO; MUSCOVITIZAÇÃO DA BIOTITA	MICROCLINIZAÇÃO E SERICITIZAÇÃO DO PLAGIOCLÁSIO; MUSCOVITIZAÇÃO DA BIOT.
EFEITOS DO MI- NOROTERMALISMO	AUSENTES	CARBONATIZAÇÃO E TORNAÇÃO DE MINERAIS OPACOS
MICROCLINA	MUITO RARA NA MAIORIA	MUITO ABUNDANTE
CARBONATO	AUSENTE	PRESENTE EM TRACOS
APATITA	PRESENTE - RARA	AUSENTE
MUSCOVITA	PRESENTE - RARA	ABUNDANTE
GRANADA	AUSENTE	PRESENTE - RARA
MIN. OPACOS	AUSENTES	PRESENTES NA MAIORIA
XENÓLITOS	AUSENTES	ANFIDOLITOS E ROCAS METATONALÍTICAS

potássico presente.

As rochas dos corpos pertencentes à esta unidade caracterizam-se por marcantes variações na granulometria, composição mineralógica, moda e textura, onde destacam-se plagioclásio (8,5 - 69,0%), quartzo (18,4 - 51,3%), biotita (TR - 14,4%), predominando como minerais acessórios, allanita, titanita, minerais opacos, carbonato, zircão, apatita, anfibólio, clorita e granada, enquanto alguns minerais, como epidoto (TR - 4,6%), muscovita (TR - 31,6%) e microclina (TR - 51,5 %) podem variar, desde minerais essenciais até estarem, praticamente, ausentes (Figura 24 e Tabelas 25 e 26). Predominam nas rochas desta unidade as texturas hipidiomórfica granular e orientada, que são correlacionadas a uma mudança na granulometria dos corpos, de tal modo que, onde a granulometria é mais grossa (entre 2,0 e 6,0 mm), predomina a textura hipidiomórfica granular, enquanto que, nos locais onde a granulometria varia de média a fina (1,0 a 2,5 mm), se desenvolve a textura xenoblástica inequigranular, e nos locais onde a granulometria é menor que 1,0 mm, observa-se a presença de uma textura orientada, imposta por deformação

III.1 - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (CORPO T1).

As rochas do Metatrondhjemitó Caxambú (corpo T1) são compostas por plagioclásio (40,0 - 69,0 %), quartzo (18,8 - 43,9%), biotita (5,1 - 14,4%), epidoto (0,5 - 4,6%), microclina (< 5,9%), com anfibólio, allanita, zircão, apatita, muscovita, clorita e titanita como minerais acessórios. As rochas deste corpo, petrograficamente, se situam no campo das rochas tonalíticas (Figura 25), possuem coloração esbranquiçada, são cortadas por uma grande quantidade de diques pegmatíticos e apresentam pequenas variações na textura, moda e granulometria, onde nas porções mais preservadas dos efeitos deformacionais, destaca-se a textura hipidiomórfica granular, enquanto que, nas porções afetadas pela deformação, se observa uma textura xenoblástica inequigranular, levemente orientada.

A textura hipidiomórfica granular se caracteriza por

TABELA 25 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DOS CORPOS PERTENCENTES A UNIDADE METABOMPHJEMÍTICA CARUBU (T1 - METABOMPHJEMITO CAKAMBU; T2 - GNAISSE TROMPHJEMÍTICO GRANITIZADO FE; T3 - GNAISSE TROMPHJEMÍTICO GRANITIZADO SERDIMHA; T4 - GNAISSE TROMPHJEMÍTICO GRANITIZADO BAUMADO DE BAIXO).

CORPO	AMOSTRA	TIPO PETROGRÁFICO			CORPO	AMOSTRA	TIPO PETROGRÁFICO
T1	CT-218 A	TOMALITO			T2	CT-128	GRANITO
	CT-219	TOMALITO				CT-140 A	GRANITO
	CT-223	TOMALITO				CT-140 B	GRANITO
	CT-223 A	TOMALITO				CT-141 A	GRANITO
	CT-224	TOMALITO				CT-142 A	GRANITO
	CT-225	TOMALITO				CT-143 C	GRANITO
	CT-225 A	TOMALITO				CT-144 A	GRANITO
T3	CT-218	GRANITO				CT-144	GRANITO
	V - 3	GRANITO				CT-203	GRANITO
T4	CT-208	GRANITO				U - 58	GRANITO
	CT-208 A	GRANITO				V - 1	GRANITO
	V - 9	GRANITO				V - 5	GRANITO
						V - 6	GRANITO
						V - 8	GRANITO
					V - 10	GRANITO	

OBS: B - LÂMINAS - FERREIRA & AVILA (1987).

V - LÂMINAS - VALEDIANO (1985).

V - 1 = SJ-2; V - 2 = SJ-3; V - 3 = SJ-13; V - 4 = SJ-93

V - 5 = SJ-204; V - 6 = SJ-213A; V - 7 = SJ-267

V - 8 = SJ-269; V - 9 = SJ-283; V - 10 = SJ-286

TABELA 26 - ANÁLISES MODAIS (a) DAS DOCHAS DOS CORPOS (T1 - METATRONHEMITO CAXANDU; T2 - GNAISSE TRONHEMÍTICO GRANITIZADO FE; T3 - GNAISSE TRONHEMÍTICO GRANITIZADO SEDIMENTAR; T4 - GNAISSE TRONHEMÍTICO GRANITIZADO DENUDADO DE BAIXO) PERTENCENTES A UNIDADE METATRONHEMÍTICA CAXANDU.

CORPO	AMOSTRA (b)	PLAG	QTZ	BIOT	MICR	MUSC	EP	APAT	TITA	ZIRC	OP	ALLA	CAN	ANF	CLO	IGBA	
T1	CT-218 A	49,1	31,3	9,0	5,0	1,2	4,6	TR	TR	TR	--	TR	--	--	--	--	
	CT-219	56,7	28,2	12,7	--	1,3	1,1	TR	TR	TR	--	TR	--	--	--	--	
	CT-223 A	54,4	30,0	14,2	--	TR	1,3	TR	0,1	TR	--	TR	--	--	--	--	
	CT-223	55,2	30,9	12,9	--	TR	0,5	0,1	0,4	TR	--	TR	--	--	--	--	
	CT-224	64,1	27,1	5,1	TR	TR	3,5	0,1	0,1	TR	--	TR	--	TR	TR	--	
	CT-225 A	40,3	43,9	14,4	TR	TR	1,4	TR	TR	TR	--	TR	--	TR	TR	--	
	CT-225	69,0	18,0	9,1	TR	TR	2,7	TR	0,3	0,1	--	--	--	TR	--	--	
T2	CT-120	21,9	30,5	4,5	37,7	2,1	3,0	--	0,3	--	TR	--	--	--	--	--	
	CT-140 A	20,9	35,4	1,6	39,0	--	2,4	--	0,1	TR	0,6	TR	TR	TR	TR	TR	
	CT-140 B	23,9	37,0	1,3	36,1	--	1,4	--	TR	TR	0,4	0,4	TR	--	TR	TR	
	CT-141 A	20,6	37,0	0,7	36,6	3,0	0,3	--	TR	TR	1,0	TR	--	--	TR	--	
	CT-142 A	16,6	36,6	1,5	41,7	2,0	1,0	--	TR	TR	0,6	TR	--	--	TR	TR	
	CT-143 C	21,6	24,0	5,0	44,1	2,9	1,6	--	TR	TR	--	TR	TR	--	TR	--	
	CT-144 A	22,2	31,1	1,9	30,0	2,2	4,6	--	TR	TR	TR	TR	TR	--	TR	--	
	CT-144	22,2	29,9	3,5	30,1	2,0	3,3	--	0,2	TR	TR	TR	TR	--	TR	--	
	CT-203	16,0	34,6	TR	43,3	3,1	TR	--	0,7	--	1,5	TR	--	--	TR	--	
	BB-50	21,5	22,6	1,6	51,5	1,1	1,4	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	U - 1	21,4	29,6	--	37,6	9,1	TR	--	TR	--	1,3	--	--	1,0	--	TR	--
	U - 5	20,6	30,4	TR	33,0	TR	TR	--	TR	--	--	--	--	--	--	TR	TR
	U - 6	27,0	40,2	1,0	19,5	--	1,3	--	1,1	--	1,1	TR	--	--	TR	TR	
	U - 8	24,7	51,3	TR	20,3	TR	1,2	--	1,4	--	1,1	TR	--	--	TR	--	
U - 10	19,1	21,9	11,4	15,0	13,6	TR	--	TR	--	--	--	--	--	--	--		
T3	CT-210	34,7	31,2	2,1	19,5	11,3	4,2	--	TR	--	--	--	--	--	TR	--	
	U - 3	26,3	41,2	TR	20,4	12,1	TR	--	TR	--	TR	--	--	--	--	--	
T4	CT-208	0,5	35,1	TR	40,2	0,2	TR	--	TR	--	1,1	--	--	--	TR	--	
	CT-208 A	17,3	29,4	--	44,5	7,3	TR	--	TR	--	1,5	--	--	--	--	--	
	U - 9	129,3	21,1	TR	40,4	TR	1,2	--	1,4	--	2,4	--	5,2	--	TR	--	

OBS: a ---> MÉDIA DE 750 PONTOS b ---> VERE TABELA 25

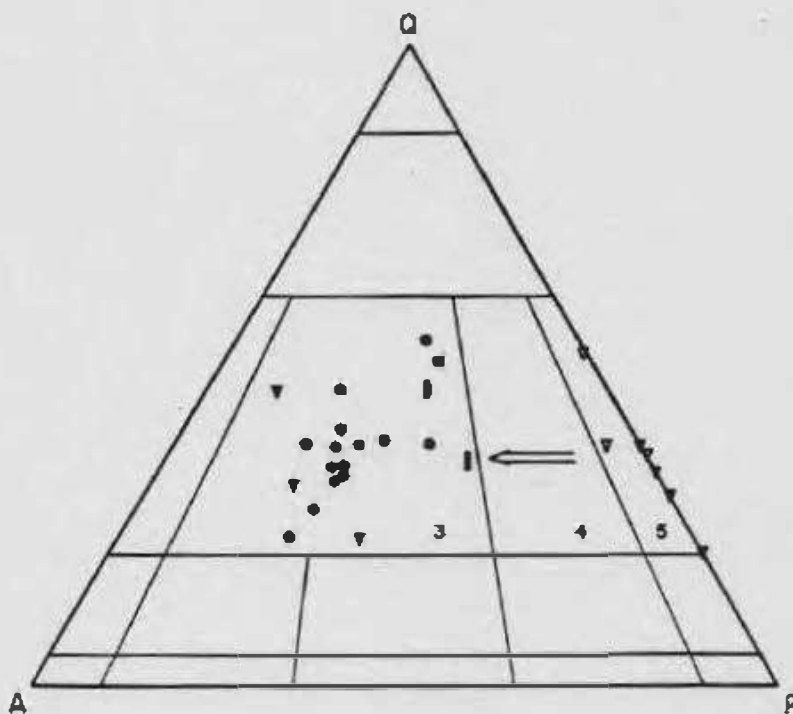
TR ---> TRACOS BB ---> LÂMINAS FERREIRA & ÁVILA (1987)

U ---> LÂMINAS VALERIANO (1985)

FIGURA 25 - DIAGRAMA QAP (STRECKEISEN, 1976) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU .

3 - GRANITO; 4 - GRANODIORITO; 5 - TONALITO-TRONDHJEMITO

- ≡ - TENDÊNCIA DE GRANITIZAÇÃO
- ▼ - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (T₁)
- - GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO FÉ (T₂)
- I - GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO SERRINHA (T₃)
- ▼ - GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO BRUMADO DE OE BAIXO (T₄)



apresentar o plagioclásio (andesina An_{35}), com faces bem formadas, e em cristais bastante desenvolvidos, transformados nos seus núcleos e, mais raramente, nas suas bordas em uma "núvem" de cristais de epidoto e sericita. Os cristais de plagioclásio estão muito fraturados, penetrados nas bordas das faces por quartzo e nas fraturas por biotita. O quartzo forma, preferencialmente, cristais grandes, xenomórficos e que se encontram fraturados e com extinção ondulante, gerando, localmente, sub-grãos, e mais raramente, penetrando nas faces de cristais de plagioclásio. A biotita é observada em cristais xenomórficos, com pleocroísmo variando de marrom à bege esverdeado. Ocorre intercrescida com o epidoto ou rodeando os cristais de plagioclásio e inclui apatita e zircão. O anfíbio, a clorita e a apatita são muito raros; o primeiro pode ser observado se transformando para biotita, enquanto o segundo, surge da transformação deste último mineral. A allanita ocorre em cristais de até 2 mm, quase sempre, envolvida por uma borda de reação ou corona de epidoto (Foto 22). O epidoto é observado, predominantemente, em pequenos cristais associados à transformação do plagioclásio ou ao redor dos cristais de allanita, e, mais raramente, em cristais maiores, intercrescidos com a biotita. A titanita e o zircão encontram-se associados à biotita, onde o zircão gera, nesta, pequenos halos preocrísticos.

Nas rochas mais afetadas pela deformação do corpo T1, em afloramentos próximos à Ferrovia do Aço, predomina uma textura (xenoblástica inequigranular), que se situa entre a hipidiomórfica granular e a orientada, pois observa-se cristais de plagioclásio com faces, que variam desde hipidiomórficas até lobadas. Brown et. al. (1980) caracterizaram que mudanças na forma das faces dos cristais de plagioclásio, semelhantemente ao observado para os cristais de plagioclásio do corpo T1, seriam devidas aos efeitos de processos deformacionais.

Nesta textura, o plagioclásio (oligoclásio An_{28}) ocorre em cristais grandes, com geminação polissintética, normalmente, mascarada e se transformando em sericita e epidoto. Nos locais onde os cristais de plagioclásio encontram-se com faces lobadas, o quartzo é xenomórfico.



FOTOMICROGRAFIA 22 - Cristal desenvolvido de allanita (laranja) com fina corona de epidoto (T) ao seu redor e biotita (castanha) espalhada por toda a amostra; rocha tonalítica do Metatrondhjemítico Caxambu, pertencente a Unidade Metatrondhjemítica Caburu. Ponto CT-224. Aumento de 25 X. Nicóis paralelos.

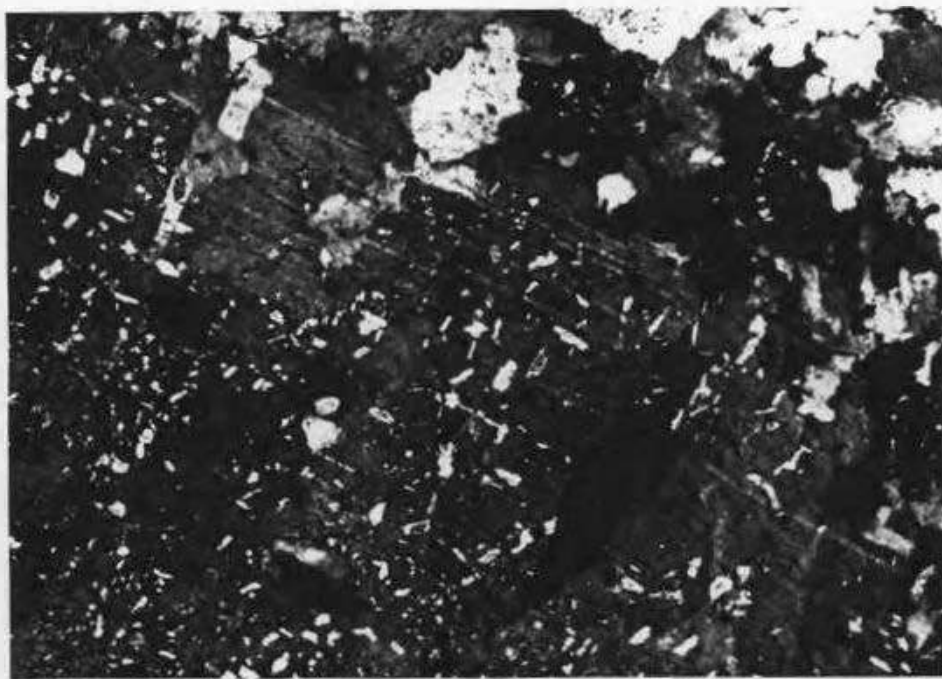
deformado e ocorre em sub-grãos com extinção ondulante, porém sem fraturas. A biotita é observada em cristais grandes com extinção ondulante, pleocroísmo variando de marrom claro à marrom escuro e com inclusões de apatita, epidoto e zircão. A microclina apresenta-se substituindo os cristais de plagioclásio nas suas bordas ou penetrando nas bordas destes (Foto 23), podendo também estar associada à massa, que surge a partir da recristalização da rocha, enquanto a muscovita apresenta-se dispersa na rocha, em cristais com aproximadamente 1,5 mm.

Na Figura 24 e na Tabela 27 podem ser observadas no Metatrondhjemito Caxambú (T1) as principais diferenças entre as rochas pertencentes às porções mais afetada pela deformação e aquelas melhor preservadas desta.

III.2 - GNAISSES TRONDHJEMÍTICOS GRANITIZADOS (CORPOS T2, T3 e T4).

Foram incluídos na Unidade Metatrondhjemítica Caburu os três corpos descritos neste trabalho como gnaisses trondhjemiticos granitizados, pois estes, mesmo apresentando composição mineralógica e modal tão distintas das demais rochas trondhjemiticas da área, se assemelham muito à estas no campo, diferindo, somente, por estarem mais deformados, carbonatizados e conterem microclina e muscovita em quantidades mais elevadas do que o corpo T1.

Nas rochas dos três corpos de gnaisses trondhjemiticos granitizados (T2, T3 e T4), observa-se a presença de faixas entre 5,0 e 10,0 mm de largura, onde a biotita e muscovita são os minerais mais abundantes, ocorrendo associados epidoto, titanita e zircão; e de faixas com menos de 5,0 mm de largura, onde se desenvolvem conjuntamente, minerais opacos, biotita, titanita, zircão e clorita. Ambas as faixas são provenientes dos efeitos hidrotermais desenvolvidos nestas rochas, pois estes minerais aparecem, principalmente, nestas faixas, diferindo, somente, na mineralogia, provavelmente, em razão da variação na composição das soluções hidrotermais. Destaca-se nas rochas do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Brumado de



FOTOMICROGRAFIA 23 - Cristal grande e hipidiomorfo de plagioclásio, fortemente sericitizado, sendo substituído por pequenos filonetes de microclina, que podem evoluir até a substituição completa do cristal; rocha tonalítica do Metatrondhemito Caxambu, pertencente a Unidade Metatrondhemítica Caburu. Ponto CT-218. Aumento de 100.0 X. Nicóis cruzados.

TABELA 27 - CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DISTINTIVAS DA ATUAÇÃO DA DEFORMAÇÃO NAS DIFERENTES PORÇÕES DO METATROMBEMJENTO CAXAMBÚ.

CARACTERÍSTICAS	REGIÃO ENTRE CAXAMBÚ - CABURU	REGIÃO PRÓXIMA DA FERROVIA DO AÇO
AMOSTRAS (b)	CT-223, CT-224 e CT-225	CT-218A E CT-219
AMPLITUDE DA DEFORMAÇÃO	MEIOS INTENSA	MAIS INTENSA
MICROCLIMA	PRESENTE COMO TRAÇO	PRESENTE (ATE 5,8 %)
MUSCOVITA	PRESENTE COMO TRAÇO	PRESENTE (> 1,0 %)
ANFIBÓLIO	PRESENTE COMO TRAÇO	AUSENTE
CLOVITA	PRESENTE COMO TRAÇO	AUSENTE
TEXTURAS PREDOMINANTES	HIPIDIOMÓRFICA GRANULADA	XENOLÁSTICA INEQUILIBRADA E ORIENTADA
GRANULOMETRIA	MÉDIA À GROSSA	MÉDIA À FINA
TIPO DE PLAGIOCLÁSIO	ANDESINA (An 35)	OLIGOCLÁSIO (An 28)
CONTORNOS DAS FACES DO PLAG.	HIPIDIOMÓRFICAS A XENOMÓRFICAS	XENOLÁSTICAS A LORABAS
FRAATURAS NO PLAGIOCLÁSIO	PRESENTES - FREQUENTES	AUSENTES OU RARAS
FRAATURAS NO QUARTZO	PRESENTES - RARAS	AUSENTES OU RARÍSSIMAS
CONTORNOS DAS FACES DO QUARTZO	XENOMÓRFICAS	SUB-GRANOS POLIGONAIS
EFEITOS DE RECISTALISAÇÃO	AUSENTES	BAIXOS CRISTAIS DIMINUTOS
EFEITOS DE DEFORMAÇÃO	PRESENTES	PRESENTES

OBS: 1 - VIDE TABELA 25

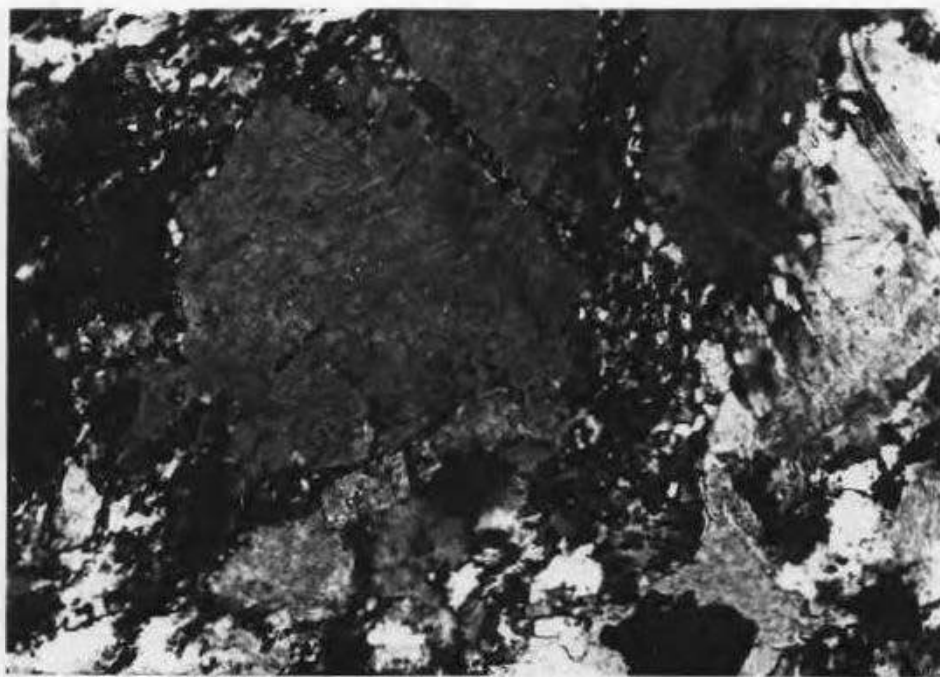
Baixo (T4) a presença de carbonato associado a minerais opacos.

III.2.1 - GNAISSE TRONDHJEMITICO GRANITIZADO FÉ (CORPO T2).

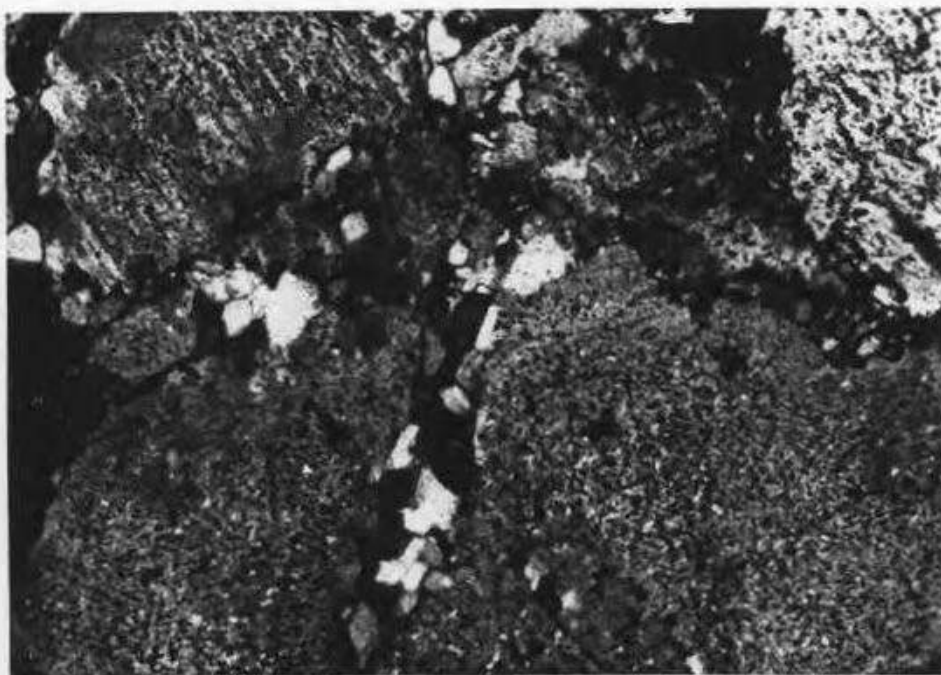
O Gnaisse Trondhjemítico Granitizado Fé (T2) se constitui de plagioclásio (16,6 - 28,6%), quartzo (21,9 - 51,3%), microclina (15,8 - 51,9%), biotita (< 11,4%), epidoto (TR - 4,6%), tendo como minerais acessórios allanita, zircão, clorita, carbonato, minerais opacos, anfíbolio, granada e titanita (Tabela 26). Este gnaisse possui coloração branca acinzentada, posiciona-se no campo das rochas graníticas (Figura 25) e é cortado por uma grande quantidade de diques pegmatíticos, veios de quartzo e corpos de rochas máficas metamorfisadas.

As rochas deste corpo se constituem, em parte, de cristais maiores de plagioclásio e porfiroblastos de microclina; e, em parte, por uma matriz fina (< 1,0 mm), composta de quartzo, microclina e plagioclásio intercrescidos, que, localmente, podem formar rochas "protomiloníticas" (Foto 24). Predomina em todo o corpo uma textura muito orientada, onde o plagioclásio (oligoclásio/andesina - An_{31}) pode ser encontrado tanto em cristais grandes, com geminação polissintética e faces lembrando a dos cristais hipidiomórficos, quanto em pequenos cristais na massa recristalizada. Segundo Vernon (1975), os cristais diminutos de plagioclásio em rochas deformadas e cisalhadas tendem a apresentar a mesma orientação do cristal original.

Nas rochas do Gnaisse Trondhjemítico Granitizado Fé (T2), os cristais maiores de plagioclásio apresentam-se quebrados, cheios de fraturas, com geminação polissintética curvada e com bordas, completamente, serrilhadas e irregulares. Seus contornos variam desde hipidiomórficos até lobados, desenvolvendo-se uma fina lâmina (aglomerado) de cristais menores ao redor dos maiores, e mais restritamente, pequenas porções recristalizadas (< 1,0 mm), formando uma massa muito fina (Foto 25), diferentemente do restante do



FOTOMICROGRAFIA 24 - Feição mais avançada de recristalização dos cristais de microclina, onde finas faixas de cristais menores, não identificados, rodeiam os cristais maiores ou ocorrem cortando-os. Localmente desenvolvem-se carbonato e minerais opacos; rocha granítica do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé, corpo pertencente a Unidade Metatrondhjemitica Caburu. Ponto (V-9). Aumento de 100,0 X. Nicóis cruzados.



FOTOMICROGRAFIA 25 - Cristais de plagioclásio, fortemente sericitizados (partes sujas), e, localmente, microclinizados (partes limpas associadas as sujas), onde ambos (plagioclásio - Pl e microclina - Mi) são cortados por finas faixas de grãos recristalizados; rocha granítica do Gnaíse Trondhjemítico Granitizado Serrinha, corpo pertencente a Unidade Metatrondhjemítica Caburu. Ponto V-6. Aumento de 100,0 X. Nicóis cruzados.

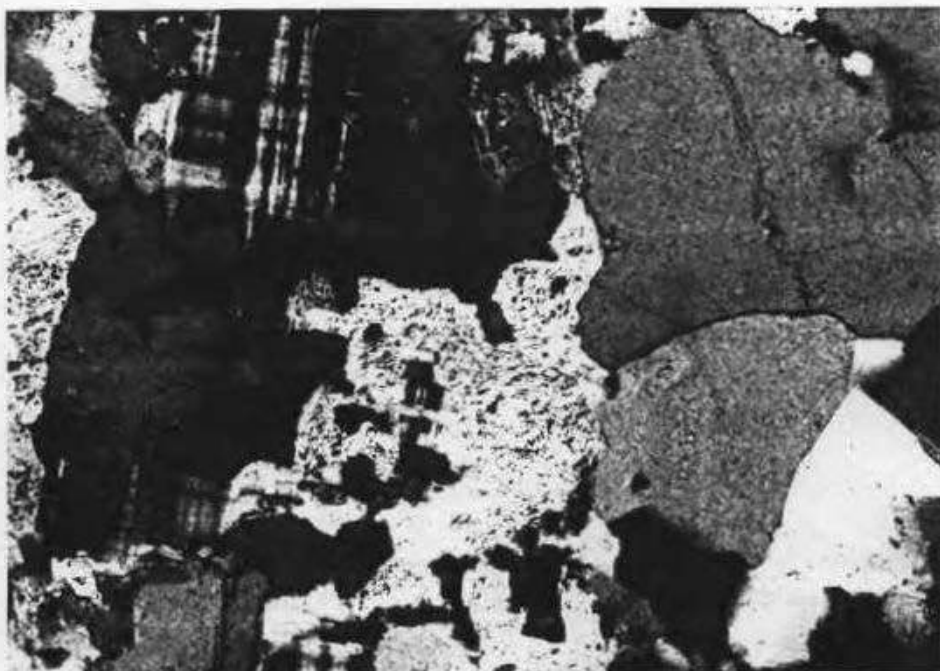
conjunto, que possui granulometria por volta de 1.0 mm, onde os cristais menores possuem, em alguns locais, face lobadas e serrilhadas, que parecem estar em desequilíbrio entre si.

No centro de alguns desses cristais maiores de plagioclásio, forma-se uma pequena nuvem com muitos cristais de epidoto e sericita, enquanto a borda encontra-se límpida e sem geminação polissintética, podendo apresentar muscovita ao redor dos seus contornos, formando bordas denteadas. A microclina apresenta-se xenoblástica, com faces irregulares e lobadas e ocorre em pequenos cristais límpidos e xenomórficos na massa recristalizada ou em grandes cristais porfiroblásticos, que incluem biotita, plagioclásio com geminação polissintética e límpido, plagioclásio epidotizado e quartzo com e sem extinção ondulante.

A microclina não se apresenta com cristais quebrados ou fraturados, como o plagioclásio, sendo observada penetrando nas faces deste e do quartzo, indicando um caráter tardio de formação, sendo posterior a epidotização, ou à formação do quartzo. Parece estar se formando às custas da transformação do plagioclásio, pois ocorre substituindo este último, diretamente, nas bordas e no centro de alguns cristais (Foto 26). O quartzo encontra-se em cristais grandes, xenoblásticos ou sub-dividido em grãos quase poligonais, porém, raramente está fraturado ou com extinção ondulante. Ocorre associado a pequenos veios ou concentrações, e penetra nas faces dos cristais de plagioclásio.

O anfibólio é muito raro, ocorrendo, somente, em rochas do ponto CT-140, onde seus cristais são pequenos e apresentam pleocroísmo verde amarronzado, muito semelhante aos da biotita, diferenciando-se desta por possuir clivagens com ângulo de 120° . A biotita é encontrada em cristais pequenos e irregulares, com pleocroísmo variando de bege esverdeado a marrom forte, incluindo zircão que gera, nesta, halo pleocróico. Surge da transformação do anfibólio e dos minerais opacos, estando associada ao epidoto, titanita e zircão e reage para se transformar em clorita.

A muscovita é observada em grande quantidade na maioria das amostras estudadas, enquanto os minerais opacos, a titanita, zircão, epidoto e alguma biotita ocorrem associados



FOTOMICROGRAFIA 26 - Cristal de plagioclásio sericitizado (Pl) sendo substituído por microclina xenoblástica, que se apresenta límpida e sem inclusões; rocha granítica do Gnaisse Trondhjemítico Granitizado Serrinha, corpo pertencente a Unidade Metatrondhjemítica Caburu. Ponto V-5. Aumento de 100,0 X. Nicóis cruzados.

entre si, variando entre minerais acessórios e traços.

Em claro contraste com o Meta-trondhjemitico Laduru (T1), foram observados carbonato e granada nas rochas do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé (T2), provavelmente, provenientes da transformação de minerais pré-existentes, não preservados nestas rochas, a partir da reação destes com as soluções hidrotermais advindas do metassomatismo potássico e contemporâneas com o cisalhamento, pois tanto o carbonato, quanto a granada são observadas, somente, em rochas, fortemente, deformadas.

III.2.2 - GNAISSE TRONDHJEMITICO GRANITIZADO SERRINHA (CORPO T3) e GNAISSE TRONDHJEMITICO GRANITIZADO BRUMADO DE BAIXO (CORPO T4).

Os Gnaisses Trondhjemiticos Granitizados Serrinha (T3) e Brumado de Baixo (T4) apresentam, praticamente, a mesma mineralogia do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé (T2), diferindo deste, principalmente, pelo conteúdo de plagioclásio e microclina (Tabela 26). As rochas do segundo corpo (T4) apresentam amplo desenvolvimento de microclina e, portanto, podem ser consideradas como mais granitizadas, enquanto as rochas do primeiro corpo (T3) por apresentarem menos microclina e composição modal mais próxima do campo das rochas granodioríticas são consideradas como menos granitizadas (Figura 25).

Nas rochas dos três corpos de gnaisses trondhjemiticos granitizados (T2, T3 e T4), observa-se a presença de faixas entre 5,0 e 10,0 mm de largura, onde a biotita e muscovita são os minerais mais abundantes, ocorrendo associados epidoto, titanita e zircão; e de faixas com menos de 5,0 mm de largura, onde se desenvolvem, conjuntamente, minerais opacos, biotita, titanita, zircão e clorita. Ambas as faixas são provenientes dos efeitos hidrotermais desenvolvidos nestas rochas, pois estes minerais aparecem, principalmente, nestas faixas, diferindo, somente, na mineralogia, provavelmente, em razão da variação na composição das soluções hidrotermais. Destaca-se nas rochas do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Brumado de

Baixo (T4) a presença de carbonato associado a minerais opacos.

IV - PROCESSO DE EVOLUÇÃO DA UNIDADE METATRONDHJEMITICA CABURU.

A partir, principalmente, do estudo petrográfico detalhado, observou-se nas rochas trondhjemiticas da região (corpos T1, T2, T3 e T4), evidências que apontam para um processo evolutivo complexo das mesmas, envolvendo transformações metamórficas, metassomáticas potássicas e deformacionais (Tabela 28). Nesta unidade, as rochas que se encontram, levemente, afetadas pela deformação (cisalhamento), apresentam textura hipidiomórfica granular ou xenomórfica inequigranular, enquanto as fortemente afetadas, mostram textura com marcante orientação dos seus minerais, principalmente os micáceos (muscovita e biotita) e a formação de uma massa muito fina de cristais menores ao redor de outros maiores, caracterizando o início do processo de diminuição da mineralogia ou recristalização da rocha (Fotos 24 e 25). Estas feições são típicas para rochas de regiões afetadas por cisalhamento (Beach, 1980; Brown et al., 1980; Owen, 1988).

As transformações resultantes dos processos metamórficos, metassomáticos e deformacionais atuantes sobre a mineralogia ígnea original das rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu, podem ser melhor individualizadas nas Tabelas 28 e 29 e na Figura 26. Esta mineralogia inicial reúne apatita, zircão, plagioclásio (andesina An_{35}) e anfibólio, seguidos de biotita e quartzo. Todo este conjunto de minerais foi submetido, posteriormente, a um evento metamórfico regional, que provocou grandes mudanças, formando novos minerais. Assim (Tabela 29), o anfibólio se transformou em biotita (reações A e B), que se desenvolveu, conjuntamente, com epidoto, allanita e titanita, podendo, mais raramente, ter se transformado também em clorita (reação C). O plagioclásio sofreu descalcificação, gerando plagioclásio sódico e epidoto (reação D) e a apatita e o zircão não sofreram nenhuma mudança significativa. Nestas transformações, o plagioclásio,

TABELA 28 - PRINCIPAIS TRANSFORMAÇÕES SIMPLIFICADAS ENVOLVIDAS DURANTE A EVOLUÇÃO DAS ROCAS DA UNIDADE METATROMBHÊMICA CABURU NA ÁREA ESTUDADA.

UNIDADE METATROMBHÊMICA CABURU					TIPO PETROGRÁFICO	
MINERALOGIA ORIGINAL	PLAGIOCLÁSIO ANFIBÓLIO	QUARTZO ZINCO	BIOTITA APATITA		TROMBHÊMITO	
TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICAS (Na + K + H ₂ O)	PLAG (Ca) + Na ANF + K BIOT + H ₂ O	---> PLAG (Na) + EP + ALLANITA ---> BIOT + QTZ ---> CLOD + TIT				
MINERAIS FORMADOS	PLAGIOCLÁSIO ALLANITA	QUARTZO CLOBITA	BIOTITA EPIDOTO	TITANITA		
NOVA MINERALOGIA	PLAGIOCLÁSIO ALLANITA ANFIBÓLIO	QUARTZO CLOBITA ZINCO	BIOTITA EPIDOTO	APATITA TITANITA	METATROMBHÊMITO OU GNAISSE TROMBHÊMICO	
TRANSFORMAÇÕES METASSOMÁTICAS POTÁSSICAS - DEFORMACIONAIS	GRANITIZAÇÃO (K ₂ O + H ₂ O)	PLAG + K + H PLAG (Na) + EP + K	---> MUSC + QTZ + Na ---> MICR + SERIC			
	MINERAIS FORMADOS	MICROCLINA	MUSCOVITA QUARTZO	SERICITA	GNAISSE TROMBHÊMICO GRANITIZADO	
	TRANSFORMAÇÕES DURANTE CISALHAMENTO (K ₂ O + H ₂ O)	MICR + H MICR + PLAG BIOT + PLAG BIOT + MICR + CO ₂ + K BIOT + O ₂	---> MUSC + QTZ + K ---> MUSC + QTZ ---> MICR + EP + ALLANITA + ZINCO ---> MUSC + CARB + TIT ---> GRAN + MAG + CLOD			
	MINERAIS FORMADOS	TITANITA MIN. OPACOS QUARTZO ZINCO	MUSCOVITA MICROCLINA CLOBITA EPIDOTO GRANADA CARBONATO	ALLANITA	GNAISSE TROMBHÊMICO GRANITIZADO CISALHADO	
	MINERALOGIA FINAL	PLAGIOCLÁSIO (Na) MICROCLINA MINERAIS OPACOS ALLANITA	QUARTZO TITANITA MUSCOVITA GRANADA ANFIBÓLIO	BIOTITA ZINCO SERICITA CLOBITA APATITA	EPIDOTO CARBONATO	

OBS: TRANSFORMAÇÕES COMPLETAS VIDE TABELA 29

TADELA 29 - PROVAVELS REAÇÕES QUÍMICA-MINERALÓGICAS ENVOLVIDAS DURANTE OS
 PROCESSO DE TRANSFORMAÇÃO METAMÓRFICA-METASSOMÁTICA-DEFORMACIONAL
 DAS ROCHAS DA UNIDADE METABOLHÉMICA CADURU.

A	$2 \text{HORN} + 2 \text{K} + 16 \text{H} \rightarrow \text{BIOT} + \text{QTZ} + (\text{Mg, Fe}) + \text{Ca} + \text{Na} + 8 \text{H}_2\text{O}$ (Beach, 1980)
B	$2 \text{HORN} + 0,5 \text{K} + 17,5 \text{H} \rightarrow \text{BIOT} + 0 \text{QTZ} + (\text{Mg, Fe}) + 4 \text{Ca} + \text{Na} + 6,5 \text{H}_2\text{O}$ (Beach, 1980)
C	$20 \text{BIOT} + 98 \text{H}_2\text{O} + \text{H} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Ca} \rightarrow 16,1 \text{CLD} + 5 \text{TIT} + 26,9 \text{K}$ (Ferry, 1979)
D	$\text{PLAG} (\text{Ca}) + \text{Na} + 6 \text{QTZ} \rightarrow \text{PLAG} (\text{Na}) + \text{Ca} + \text{OH}$ (Marzouki et al., 1979)
E	$\text{BIOT} + 3/2 \text{Al}_2\text{O}_3 + 1/2 \text{O}_2 \rightarrow \text{MUSC} + \text{MAG}$ (Wones e Eugster, 1965)
F	$\text{BIOT} + \text{PLAG} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{MUSC} + \text{CABD} + \text{CLOD} + \text{QTZ} + \text{ALBITA}$ (Ferry, 1976)
G	$10 \text{PLAG} + 7,2 \text{QTZ} + 11,7 \text{K} \rightarrow 11,8 \text{MICD} + 0,1 \text{Na} + 1,0 \text{Ca}$ (Hovson e Jansseyer, 1990)
H	$\text{PLAG} + \text{K} \rightarrow \text{MICD} + \text{PLAG} (\text{Na}) + \text{QTZ} + \text{Ca} + \text{Al}$ (Hovson e Jansseyer, 1990)
I	$\text{PLAG} (\text{Na}) + \text{K} + \text{H} \rightarrow \text{MUSC} + \text{QTZ} + \text{Na}$ (Wintsch, 1975)
J	$\text{PLAG} + \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{H}_2\text{O} + \text{K} + \text{Na} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Ti} + \text{Fe}^{+3} \rightarrow \text{EP} + \text{MUSC} + \text{H}$ (Ferry, 1979)
L	$\text{PLAG} + \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{H} + \text{K} + \text{Na} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Ti} \rightarrow \text{MUSC} + \text{H}_2\text{O} + \text{Ca}$ (Ferry, 1979)
M	$\text{PLAG} + \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{K} + \text{Na} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Ti} \rightarrow \text{MUSC} + \text{CABD} + \text{H}$ (Ferry, 1979)
N	$\text{MICD} + \text{H}_2\text{O} + \text{H} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Ti} \rightarrow \text{MUSC} + \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{K} + \text{Na}$ (Ferry, 1979)
O	$\text{MICD} + \text{H} \rightarrow \text{MUSC} + \text{QTZ} + 2 \text{K}$ (Wintsch, 1975)
P	$\text{MICD} + \text{PLAG} (\text{Na}) + \text{H} \rightarrow \text{MUSC} + \text{Na} + \text{QTZ}$ (Beach, 1980)
Q	$\text{BIOT} + 3/2 \text{QTZ} \rightarrow 3/2 \text{GBAN} + \text{SAHLBINA} + \text{H}_2\text{O}$ (Wones e Eugster, 1965)
R	$\text{CLOD} + \text{BIOT} + \text{QTZ} \rightarrow \text{GBAN} + \text{BIOT} + \text{H}_2\text{O}$ (Winkler, 1977)
S	$\text{CLOD} + \text{MUSC} + \text{EP} \rightarrow \text{GBAN} + \text{BIOT} + \text{H}_2\text{O}$ (Winkler, 1977)
T	$\text{BIOT} + \text{MICD} + \text{PLAG} + \text{QTZ} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{H} + \text{K} \rightarrow \text{CLOD} + \text{MUSC} + \text{TIT} + \text{EP} + \text{CABD}$ (Ferry, 1979)

OBS: HORN - HORNBLENDA; BIOT - BIOTITA; QTZ - QUARTZO; CLOD - CLOBITA
 TIT - TITANITA; PLAG - PLAGIOCLÁSIO; MUSC - MUSCOVITA; MAG - MAGNETITA
 CABD - CARBONATO; MICD - MICROCLINA; EP - EPIDOTO; GBAN - GRANADA,

FIGURA 26 - ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO ÍGNEA E TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICAS E METASSOMÁTICAS DOS MINERAIS DAS ROCHAS DA UNIDADE METATRONOMJEMÍTICA CABURU.

UNIDADE METATRONOMJEMÍTICA CABURU				
TIPUS (A)				
PETROGRÁFICOS				
TONALITOS E GRANITOS				
PROCESSOS	CRISTALIZAÇÃO ÍGNEA	METAMORFISMO REGIONAL	GRANITIZAÇÃO	CISALHAMENTO
APATITA	—			
ZIRCÃO	—			—
PLAGIOCLÁSIO	—	—		
AMFIBÓLIO	—			
BIOTITA	—	—		
QUARTZO	—	—	—	—
ALLANITA		—	?? — ??	—
CLORITA		—		—
EPIDOTO		—		—
TITANITA		—		—
MICROCLINA				?? — ??
MUSCOVITA			—	
CARBONATO				—
MINERAIS OPACOS				—
GRANADA				?? — ??

OBS: A - VIDE TABELA 25

?? — ?? - DÚVIDA QUANTO A ORIGEM

possivelmente, liberou Ca e Al (Vernon, 1975), enquanto o anfibólio Al, Na, K, Si e Fe (Owen, 1988), para serem utilizados na formação do plagioclásio sódico (Na, Al), epidoto (Ca, Si, Al, Fe) e biotita (K, Na, Fe). O excesso de sílica destas reações teria se precipitado sob a forma de quartzo (Beach, 1980; Owen, 1988) e durante o evento metamórfico, se recristalizado, formando sub-grãos quase poligonais (Brown et al., 1980). A nova mineralogia formada por estas transformações metamórficas, se constituiu de quartzo, plagioclásio (andesina/oligoclásio), biotita, epidoto, anfibólio, apatita, zircão, titanita, allanita e clorita.

Este evento metamórfico regional, acima aludido, provocou, igualmente, grandes mudanças na textura dessas rochas, onde minerais, originalmente, hipidiomórficos, tais como o plagioclásio, perderem sua forma original, passando a possuírem faces irregulares com várias reentrâncias, provocadas pela descalcificação e reação com o quartzo e a biotita. Como resultado deste processo, a textura hipidiomórfica granular transformou-se em um tipo intermediário, entre esta e uma textura xenoblástica inequigranular.

Posteriormente ao evento metamórfico regional, o conjunto, agora, metatrondhjemítico sofreu os efeitos de um novo evento, que ocasionou, inicialmente, mudanças metassomáticas potássicas intensas, acompanhadas de deformação muito forte, acarretando, novamente, em uma mudança, quase que completa da textura e mineralogia das rochas já previamente transformadas. Todo este evento (metassomatismo potássico e deformação) transcorreu com maior intensidade nas proximidades da Serra do Lenheiro (Mapa Anexo 1), desenvolvendo nas rochas dos corpos T2, T3 e T4 uma textura fortemente orientada e, restritamente, bandas de cisalhamento. Em direção à Ferrovia do Aço os efeitos deste mesmo evento foram se tornando mais atenuados, até as proximidades do Vilarejo de Caxambú, onde estes foram bem menos acentuados ou não se processaram.

Estes dois processos (metassomatismo potássico e deformação-cisalhamento) foram agrupados em, somente, 1 evento, devido a ausência de evidências para separá-los e por

se acreditar que os dois processos sejam contínuos, e associados a um único evento. Porém, observa-se a presença de cristais de microclina (formados durante o metassomatismo potássico) sendo cortados por finas faixas com cristais recristalizados (Foto 26) e por participarem desta massa fina recristalizada (formada durante o cisalhamento), possibilitando o posicionamento cronológico entre estes dois processos, onde o metassomatismo potássico se processou, anteriormente, ao cisalhamento.

Nas rochas próximas ao Vilarejo de Caxambu (Mapa Anexo 1), observa-se uma leve xistosidade imposta pela orientação dos cristais de biotita e pelo estiramento dos cristais de quartzo. Próximo à Ferrovia do Aço, os efeitos desta deformação foram maiores, onde, além das feições acima citadas, observou-se a presença de bandas de deformação no quartzo, desaparecimento de grande parte das faces hipidiomórficas dos cristais de plagioclásio, início do processo de substituição do plagioclásio por microclina e formação de cristais de muscovita com 1,5 mm. O ápice deste evento metassomático potássico - deformacional, transcorreu nos dois corpos abaixo do Sinclinal do Lenheiro (T3-Gnaisse Trondhjemitico Granitizado Serrinha e T4-Gnaisse Trondhjemitico Granitizado Brumado de Baixo) e no corpo paralelo à esta serra (T2-Gnaisse Trondhjemitico Granitizado F4). Nestes corpos, as principais transformações metassomáticas potássicas observadas (Tabela 29) correspondem à muscovitização da biotita (reações E e F), formação de carbonato (reação M), microclinização (reações G e H) e sericitização (reações I, J, L e M) do plagioclásio com a formação de porfiroblastos de microclina e de cristais de vários tamanhos tanto de microclina, quanto de muscovita; enquanto as principais transformações, relativas ao processo deformacional, correspondem a formação de uma lineação mineral, a partir dos cristais de muscovita e biotita e marcante diminuição do tamanho dos grãos dos minerais, com o desenvolvimento, em locais restritos, de pequenos aglomerados de cristais recristalizados, formando uma matriz muito fina (<1,0 mm) "protomilonítica". Durante o desenvolver do processo metassomático potássico - deformacional, a microclina passa a

reagir com as soluções associadas ao cisalhamento, transformando-se em muscovita e/ou sericita (reações N. O e P).

Existe grande incerteza quanto aos minerais reagentes envolvidos na formação da granada, porém utilizando-se de várias reações (Q, R e S) existentes na literatura, pode-se sugerir a participação de anfibólio ou biotita. Contudo, devido a granada se apresentar em pequenas quantidades nas amostras estudadas, nenhuma informação mais precisa pode ser formulada. Nestas rochas, o carbonato ocorre associado aos minerais opacos (Foto 24), formando-se a partir da entrada de CO_2 , através das soluções hidrotermais.

Ao final do evento global de transformações, formaram-se nas rochas em questão, finas bandas, caracterizadas pelo crescimento de muscovita e sericita, onde se desenvolveu uma segunda geração de alguns minerais, tais como, epidoto, zircão, titanita e rara biotita, co-existindo os minerais desta banda com os minerais opacos (reação T). Localmente, se observa a introdução de uma grande quantidade de veios de quartzo, que acarretam o aumento de quartzo modal do conjunto. Porém, prevalece para as rochas gnaissicas trondhjemiticas (corpos T2, T3 e T4) o processo de granitização, onde se desenvolve em maior proporção, a substituição do plagioclásio pela microclina, com o quartzo aumentando, levemente de volume, a partir da precipitação da sílica não utilizada nas reações químicas (Tabela 29).

Em síntese, a partir das rochas metatrondhjemiticas originais (metamorfisadas, porém não granitizadas) formaram-se rochas trondhjemiticas granitizadas, devido a atuação do evento metassomático potássico - deformacional, constituindo-se estas rochas de microclina, quartzo, plagioclásio, muscovita e, mais raramente, de minerais opacos, sericita, biotita, anfibólio, granada, allanita, titanita, carbonato, clorita e epidoto. Esta mineralogia abrange tanto minerais formados durante o metamorfismo regional, quanto minerais desenvolvidos no evento metassomático potássico - deformacional, enquanto as rochas metatrondhjemiticas, não afetadas pelo metassomatismo potássico apresentam, somente, plagioclásio (andesina An_{95}), quartzo, biotita, anfibólio,

epidoto, sericita, allanita, titanita, clorita, apatita e raríssima microclina..

V - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E DISCUSSÕES REFERENTES ÀS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU.

Dez amostras das rochas desta unidade foram analisadas (Tabela 30), cinco do corpo T1-Metatrondhjemítico Caxambú (CT-218A, CT-219, CT-223, CT-224, CT-225) e cinco do corpo T2-Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé (CT-140A, CT-141A, CT-142A, CT-143C, CT-203).

As rochas destes dois corpos foram afetadas por dois eventos; um, metamórfico regional, e outro, metassomático potássico - deformacional. Mudanças texturais e mineralógicas mais marcantes, devido a intensidades distintas, com que atuou o segundo evento, acham-se, principalmente, registradas nas rochas granitizadas anteriormente descritas (corpos T2, T3 e T4). As rochas do Metatrondhjemítico Caxambú (T1) nas proximidades dos vilarejos de Caburu e Caxambu, por seu turno, se apresentam muito pouco modificadas pelo evento metassomático potássico - deformacional.

Quimicamente, o Metatrondhjemítico Caxambú apresenta as seguintes variações dos seus elementos (em % de peso e em ppm): SiO_2 (68,8% - 71,9%), TiO_2 (0,26% - 0,32%), Al_2O_3 (13,7% - 16,1%), Fe_2O_3 (1,2% - 2,7%), FeO (0,80% - 2,8%), MgO (0,65% - 0,99%), CaO (2,0% - 3,1%), Na_2O (3,5% - 4,3%), K_2O (0,97% - 2,2%), P_2O_5 (0,09% - 0,18%), Ba (460 - 980), Rb (113 - 193), Sr (264 - 601), Zr (111 - 258), Cu (5 - 30), Pb (20 - 50), Zn (40 - 55) e Li (30 - 57); enquanto o Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé apresenta SiO_2 (74,9% - 77,3%), TiO_2 (<0,21%), Al_2O_3 (11,3% - 13,2%), Fe_2O_3 (0,43% - 1,3%), FeO (1,1% - 1,9%), MgO (< 0,22%), CaO (0,42% - 0,91%), Na_2O (3,5% - 4,9%), K_2O (2,7% - 4,7%), P_2O_5 (< 0,11%), Ba (200 - 920), Rb (133 - 451), Sr (36 - 87), Zr (135 - 546), Y (64 - 164), Cu (5 - 35), Pb (< 80), Zn (35 - 85) e Li (3 - 66). Observa-se, assim, que estes dois corpos diferem, amplamente, entre si, em relação aos intervalos de teores de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 , Ba, Rb, Sr, Zr e Y, assemelhando-se, somente,

TABELA 30 - ANÁLISES QUÍMICAS (% EM PESO) E NORMAS CIPW DAS DOCHAS DA UNIDADE METATRONOMÍJEMITICA CABUDU NA ÁREA ESTUDADA.

CORPO	METATRONOMÍJEMITO CAXAMBU						GNAISSE TROMOMÍJEMITICO GRANITIZADO FE					
	AMOSTRA (b) %	CT-218 A	CT-219	CT-223	CT-224	CT-225 MÉDIA	CT-140 A	CT-141 A	CT-142 A	CT-143 C	CT-203 MÉDIA	
SiO ₂	71,90	68,00	69,50	70,70	71,00	70,00	75,30	76,70	77,30	74,90	77,30	76,30
TiO ₂	0,26	0,32	0,31	0,31	0,31	0,31	0,21	0,21	0,19	0,05	0,21	0,14
Al ₂ O ₃	13,70	15,10	15,10	16,10	15,10	15,35	12,30	11,30	11,30	13,20	11,30	11,00
Fe ₂ O ₃	1,20	1,40	2,70	2,70	2,40	2,30	1,10	0,93	0,07	0,43	1,30	0,93
FeO	1,60	2,00	1,30	0,95	0,80	1,46	1,90	1,60	1,90	1,30	1,10	1,56
MnO	< 0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
MgO	0,66	0,99	0,03	0,99	0,03	0,91	0,17	0,22	< 0,05	0,12	< 0,05	0,10
CaO	2,70	3,10	2,20	2,00	2,00	2,53	0,91	0,07	0,56	0,63	0,42	0,60
Na ₂ O	4,00	3,50	3,00	4,30	4,10	3,92	4,90	4,20	3,50	3,00	4,30	4,14
K ₂ O	2,20	1,10	1,10	0,97	1,30	1,12	2,90	2,90	2,70	4,70	3,40	3,32
P ₂ O ₅	0,13	0,10	0,11	0,11	0,09	0,12	0,05	< 0,05	< 0,05	0,07	0,11	0,06
P. F.	1,00	3,30	3,60	0,00	1,40	2,10	0,20	0,60	1,10	0,70	0,90	0,70
Total	100,15	100,63	100,60	99,90	100,13	---	99,98	99,53	99,33	99,85	100,34	---
NORMAS CIPW												
QUANTZO	33,51	35,75	30,40	36,53	35,42	35,94	32,01	30,54	44,79	32,75	30,43	37,46
ORTOCLASIO	13,24	6,68	6,60	5,79	7,80	0,84	17,14	17,31	16,25	20,01	20,21	19,70
ALBITA	34,44	30,46	33,17	36,72	35,12	12,40	41,46	35,96	30,12	32,41	36,55	35,30
ANORTITA	12,91	14,00	10,01	9,66	13,01	12,39	3,00	3,47	3,00	2,00	1,52	2,77
COBINDOM	0,09	2,96	3,93	4,47	1,97	2,60	---	---	1,56	0,86	---	0,40
BIOPSIDIO	---	---	---	---	---	---	0,23	0,25	---	---	---	0,10
NEBENDEGITA	---	---	---	---	---	---	1,04	0,72	---	---	0,06	0,36
ENSTATITA	1,67	2,54	2,14	2,49	2,09	2,19	0,32	0,44	---	0,30	---	0,21
FERROSSILITA	1,56	3,65	---	---	---	1,04	1,69	1,47	2,64	2,05	0,50	1,69
ILMENITA	---	0,63	0,61	0,59	0,59	0,40	0,40	0,40	0,19	---	0,40	0,28
MAGNETITA	1,77	2,09	3,56	2,36	1,71	2,30	1,74	1,36	1,29	0,62	1,90	1,30
HEPATITA	---	---	0,32	1,09	1,25	0,53	---	---	---	---	---	---
APATITA	0,30	0,44	0,26	0,26	0,21	0,29	0,10	---	---	0,16	0,20	0,11
ZIRCO	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,10	0,07	0,05	0,03	0,07	0,06

TABELA 30 - CONTINUAÇÃO - ANÁLISES QUÍMICAS (ELEMENTOS TRACOS, em PPM) DAS
BOÇAS DA UNIDADE METATROMBOLÍTICA CABUIU NA ÁREA ESTUDADA.

CORPO	METATROMBOLÍTICO CAÇANGÉ						GRANITO TROMBOLÍTICO GRANITIZADO F2					
	AMOSTRA (b) **	CT-218 A	CT-219	CT-223	CT-224	CT-225	MÉDIA	CT-140 A	CT-141 A	CT-142 A	CT-143 C	CT-203
Ba	980	460	500	540	600	525	920	700	840	200	800	692
Rb	130	131	193	113	156	148	160	226	304	451	133	255
Sr	295	264	359	601	477	425	87	45	41	51	36	52
Zr	137	258	202	146	111	179	546	384	405	135	390	372
Y	12	13	< 10	< 10	< 10	---	107	154	75	64	102	100
Nb	ND	ND	ND	ND	ND	---	ND	ND	ND	ND	ND	---
Cu	5	25	15	30	25	24	5	30	35	5	5	16
Pb	50	30	20	20	20	23	< 20	20	20	80	30	30
Zn	40	55	55	45	50	51	85	35	60	40	35	51
Li	53	57	47	30	51	46	28	23	66	52	3	34
Mo	ND	ND	ND	ND	ND	---	ND	ND	ND	ND	ND	---
La #	NA	16,400	15,960	13,960	19,410	16,430	NA	NA	NA	NA	NA	---
Ce #	NA	90,190	83,200	30,300	35,140	59,710	NA	NA	NA	NA	NA	---
Nd #	NA	13,120	11,370	9,876	14,270	12,180	NA	NA	NA	NA	NA	---
Sm #	NA	2,461	2,281	2,114	2,247	2,280	NA	NA	NA	NA	NA	---
Eu #	NA	0,657	0,613	0,538	0,547	0,590	NA	NA	NA	NA	NA	---
Gd #	NA	2,247	1,997	1,675	1,544	1,870	NA	NA	NA	NA	NA	---
Dy #	NA	2,234	1,969	1,782	1,230	1,800	NA	NA	NA	NA	NA	---
Ho #	NA	0,478	0,398	0,367	0,255	0,370	NA	NA	NA	NA	NA	---
Er #	NA	1,440	1,097	1,050	0,735	1,080	NA	NA	NA	NA	NA	---
Yb #	NA	1,085	1,056	1,100	0,665	0,980	NA	NA	NA	NA	NA	---
La #	NA	0,209	0,149	0,154	0,128	0,160	NA	NA	NA	NA	NA	---
(La/Yb) _N	NA	9,950	9,960	8,290	19,970	12,040	NA	NA	NA	NA	NA	---
(Er/Em) _N	NA	0,846	0,865	0,739	0,857	0,827	NA	NA	NA	NA	NA	---
E ΣTR	NA	130,521	120,890	62,924	76,171	97,427	NA	NA	NA	NA	NA	---

ONS: I ---> VIDE TABELA 25 NA - NÃO ANALISADO ND - NÃO DETECTADO

** - ANALISADOS POR LAMIN - CPRM (RIO DE JANEIRO).

- ANALISADOS POR GEOSOL (BELO HORIZONTE).

E ΣTR ---> SOMATÓRIA DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS.

quanto aqueles de Na_2O , FeO e Li (Tabela 30).

As rochas do Metatrondhjemito Caxambú (T1) apresentam caráter peraluminoso, enquanto as do Gnaiss Trondhjemítico Granitizado Fé (T2) mostram, predominantemente, caráter peraluminoso (Figura 27), e mais raramente, metaluminoso. As rochas do corpo T1 são classificadas, segundo La Roche et al. (1980), como granodioritos, enquanto as do corpo T2, como sienogranitos e alcali granitos (Figura 28). As rochas do corpo T1 possuem valores de sílica, compatíveis com aqueles de rochas ácidas (> 62%) e NORMA CIPW com valores muito próximos entre si, onde se destacam o baixo conteúdo de ortoclásio e a presença de córindom. As rochas do corpo T2 se caracterizam por apresentarem, normativamente, ora córindom, ora diopsídio ou hedenbergita e valores de quartzo e ortoclásio muito mais elevados e menores de anortita, quando comparados as rochas do corpo T1, em clara associação com as diferenças de SiO_2 , K_2O e CaO nas análises químicas. Cawthorn et al. (1976) mostraram que as rochas pertencentes a suites cálcio-alcalinas devem apresentar diopsídio e/ou córindom em suas normas CIPW, ocorrendo a mudança de uma fase para outra (diopsídio para córindom), em rochas com valores de SiO_2 em torno de 65%. Rochas trondhjemíticas da Filândia (Arth et al., 1978) e do Egito (Abdel-Rahman, 1990) também apresentam córindom normativo.

Transformações metamórficas e metassomáticas propiciadas pela atuação de efeitos deformacionais e assistidas pela entrada de soluções hidrotermais, principalmente, as associadas a processos de cisalhamento e milonitização, foram descritas por Wintsch (1975), Beach (1980), Bonnemaison & Marcoux (1987) e Owen (1988) para rochas de vários locais do mundo. As regiões afetadas por estes processos, segundo tais autores, variam amplamente em espessura, configuração, direção e amplitude de atuação das soluções hidrotermais, onde o comportamento químico dos diversos elementos, durante o desenvolver das zonas de cisalhamento e milonitização, pode variar, de acordo com alguns parâmetros, tais como, temperatura, pressão confinante, pressão de água, pressão de oxigênio, composição da fase fluida, composição da rocha encaixante e composição da rocha

FIGURA 27 - DIAGRAMA SiO_2 x A/CNK (ABDEL-RAHMAN, 1990)
PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA
CABURU.

$A = \text{Al}_2\text{O}_3$; $C = \text{CaO}$; $N = \text{Na}_2\text{O}$; $K = \text{K}_2\text{O}$
 A, C, N, K - VALORES MOLARES

- ▽ - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (T_1).
- - GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO FÉ (T_2).

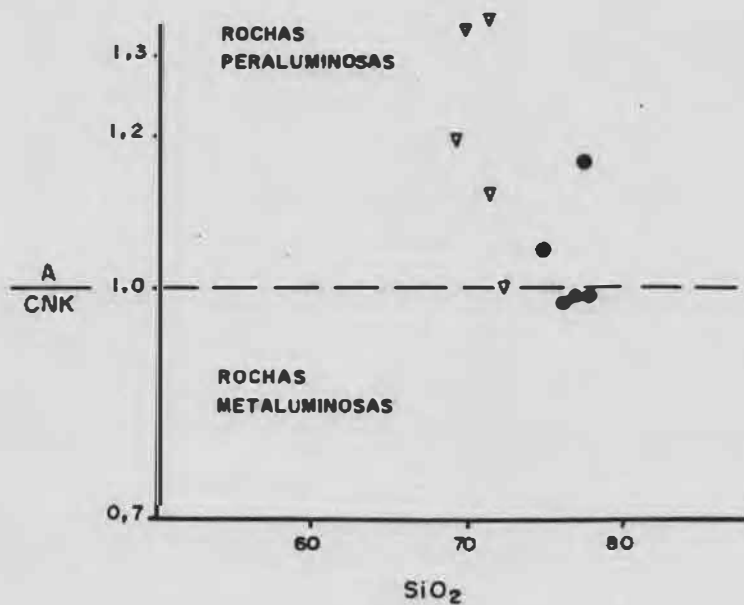


FIGURA 28 - CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA-MINERALÓGICA SEGUNDO LA ROCHE ET AL. (1980) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU NO DIAGRAMA $R_1 \times R_2$.

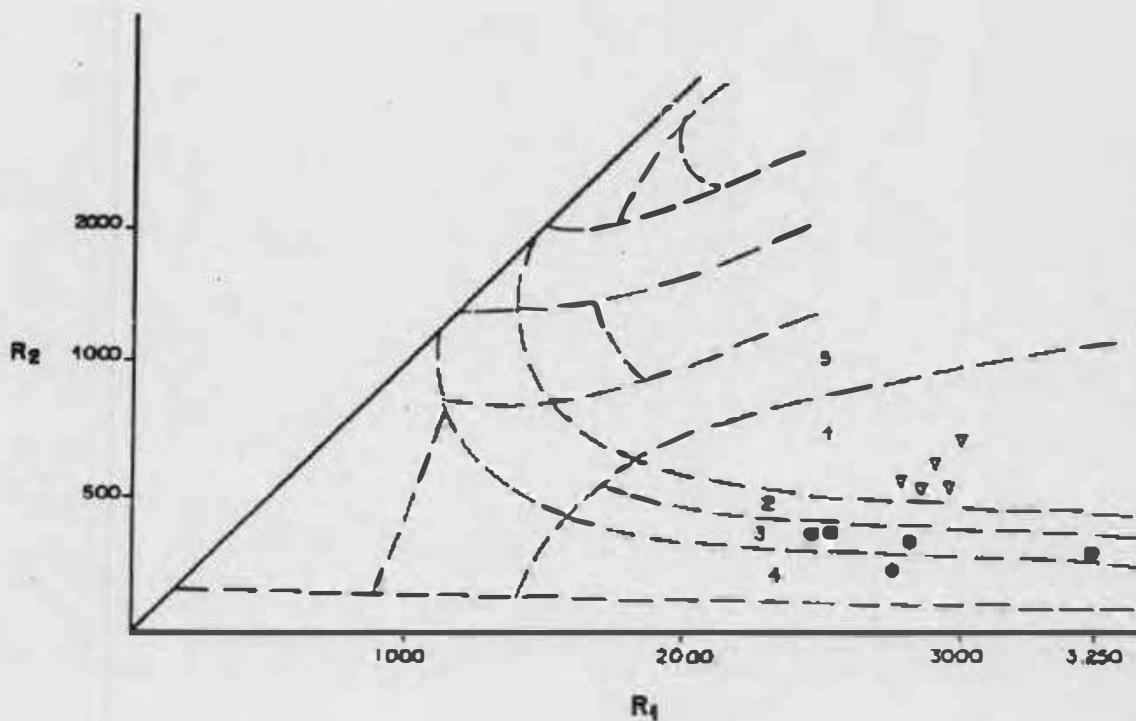
1 - GRANODIORITO; 2 - MONZOGRANITO; 3 - SIENOGRANITO; 4 - ALCALI GRANITO; 5 - TONALITO.

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

▽ - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (T₁).

● - GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO FÉ (T₂).



O Gnaiss Trondhjemítico Granitizado Fé (T2) apresenta-se, fortemente, modificado na sua mineralogia e composição química, pela atuação do evento metassomático potássico - deformacional, graças ao qual o plagioclásio se transformou em microclina e muscovita e a biotita em muscovita, ocorrendo, ainda, o surgimento de granada, epidoto, titanita, zircão, allanita, minerais opacos, carbonato e quartzo. Essas transformações, identicamente ao que foi sugerido por Beach (1980) para as rochas gnáissicas e granulíticas do Complexo Lewisian na Inglaterra e por Owen (1988) para as rochas miloníticas e seus protólitos do "Grenville Front Zone" no Canadá, surgiram em decorrência da entrada de uma fase fluida rica em água e potássio, que promoveu a realização de várias reações de hidrólise, consumindo parte do hidrogênio e lixiviando, parcialmente, os metais bases. A estabilidade dos minerais formados não seria função, somente, da pressão e temperatura, mas, também, da atividade iônica e composição da fase fluida envolvida.

Beach (1980) caracterizou a entrada de grandes volumes de água e proporções menores de potássio, como fatores essenciais para a formação de biotita e feldspato potássico, e lixiviação de Ca, Fe, Mg e Na, durante o metamorfismo provocado pelo cisalhamento, onde o Ca pode ser, parcialmente, fixado no epidoto, o Fe neste e na biotita, o Mg, somente, na biotita e o sódio, quase que por completo, no plagioclásio. Owen (1988) observou que a recristalização e formação de milonitos no "Grenville Front Zone", processaram-se com a entrada de fluidos, que acarretaram no enriquecimento de Fe_{TOT} , MnO, K_2O , Zr, Y e empobrecimento de MgO e CaO, ocasionando marcantes mudanças mineralógicas nas rochas.

As transformações mineralógicas e químicas propostas por estes dois autores (Beach, op. cit.; Owen, op. cit.) podem ser, parcialmente, extrapoladas para as rochas do Gnaiss Trondhjemítico Granitizado Fé (T2), onde as modificações mineralógicas, acima citadas, acarretaram no enriquecimento de FeO, K_2O , Ba, Rb, Zr, Y e no marcante empobrecimento em TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, P_2O_5 e Sr.

Em relação às rochas do Metatrondhjemito Caxambú (T1),

aquelas abrangidas pelo Gnaisse Trondhjemitico Granitizado Fé (T2) encontram-se enriquecidas em SiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O , Ba , Rb , Zr , Y , Pb e empobrecidas em TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , P_2O_5 , Sr , Cu , Zn e Li . Em rochas do corpo granitizado (T2), alguns elementos, tais como o Al , Rb , Ba , Zr e Y , apresentam comportamento anômalo, em termos de forte variação de seus teores, sugerindo a atuação de um processo não homogêneo, durante a remobilização destes, enquanto os valores elevados de K_2O , Rb , Zr , Y e muito baixos de TiO_2 , CaO , MgO e Sr , em relação aqueles das rochas do corpo T1, caracterizam, respectivamente, a entrada e a saída destes elementos, durante as modificações promovidas pelas soluções hidrotermais.

Com base nos dados petrográficos (capítulo 7.3.2-III), observa-se que todas as rochas do Metatrondhjemitico Caxambú (T1) foram afetadas por um evento metamórfico regional, diferindo entre si, somente, em termos dos diferentes estágios de transformação em que foram envolvidas. A rocha metatrondhjemitica correspondente à amostra CT-224 apresenta textura primária e raros minerais ígneos preservados, tendo sofrido, por esta razão, menor influência deste evento, enquanto as rochas relativas às amostras CT-223 e CT-225, mostram ligeiros sinais de mudança na textura e no tipo de contorno dos grãos de seus minerais, caracterizando mudanças a partir do metamorfismo, sem grande influência do agente dinâmico (deformação e/ou cisalhamento).

O evento metassomático potássico - deformacional, por seu turno, teve uma influência muito maior em outros pontos do Metatrondhjemitico Caxambú, como na amostra CT-218A, encontrada próxima à Ferrovia do Aço, na qual se destacam uma forte mudança na textura e a formação de microclina e muscovita. Um outro estágio de mudança pode ser também observado em amostra CT-219 do Metatrondhjemitico Caxambú, a qual se encontra, levemente, afetada pelo evento metassomático potássico - deformacional. Este fato é evidenciado por uma pequena mudança na sua textura, acompanhada pela formação de cristais de muscovita, com aproximadamente 1,5 mm.

Barker (1979) definiu alguns limites, em termo de variação de elementos químicos, para rochas trondhjemiticas, utilizando-se da composição e variações petrográficas das

mesmas. As principais características químicas enfatizadas foram:

- 1 - $\text{SiO}_2 > 68\%$ e $< 75\%$.
- 2 - $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ nas rochas com SiO_2 por volta de 70% e $\text{Al}_2\text{O}_3 < 14\%$ nas rochas com SiO_2 em torno de 75%.
- 3 - $(\text{FeO}^* + \text{MgO}) < 3,4\%$.
- 4 - FeO^*/MgO entre 2,0% e 3,0%.
- 5 - CaO entre 1,5% e 3,0%.
- 6 - Na_2O entre 4,0% e 5,5%.
- 7 - $\text{K}_2\text{O} < 2,5\%$.

Nestas rochas, os teores de K_2O são controlados pela biotita e pelo feldspato potássico, participando, muito restritamente, o anfibólio e o plagioclásio; enquanto o FeO^* se encontra relacionado à biotita, ao anfibólio e, em menores proporções, ao epidoto e minerais opacos (magnetita e ilmenita).

Em termos da classificação proposta por Barker (1979), as rochas do Metatrondhjemito Caxambú se adaptam aos itens 1, 2, 5 e 7, não obstante ao fato de exibirem valores de FeO^* e FeO^*/MgO mais elevados e de sódio mais baixos, que os respectivos valores da referida classificação (Tabela 30). Os valores de FeO^* podem estar relacionados a possível presença de uma biotita muito rica em FeO e pobre em MgO , ou à grande quantidade de epidoto metamórfico, que ocorre associado ao plagioclásio presente nesta rocha, pois, os minerais opacos, que corresponderiam a fase mineralógica rica em ferro, não foram observados. Os teores mais baixos de Na_2O podem ter origem no enriquecimento em CaO , que estas rochas mostram, devido ao metamorfismo regional, em virtude da ampla possibilidade de substituição entre esses dois elementos.

As rochas do corpo T1 posicionam-se nos diagramas AFM (Figura 29) e $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Figura 30) muito próximas ao trend das rochas trondhjemíticas, estando, somente, uma das amostras (CT-218A), levemente deslocada para cima deste trend, no último diagrama, o que é propiciado pelo enriquecimento relativo desta em K_2O . Na Figura 31 observa-se ainda, que com excessão de duas rochas, que se classificam, respectivamente,

FIGURA 29 - DIAGRAMA AFM (IRVINE E BARAGAR, 1971) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU.

A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = $\text{FeO} + 0,899 \text{Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO

- - TREND TRONDHJEMÍTICO (BARKER E ARTH, 1976).
 ▽ - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (T₁).
 ● - GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO FÉ (T₂).

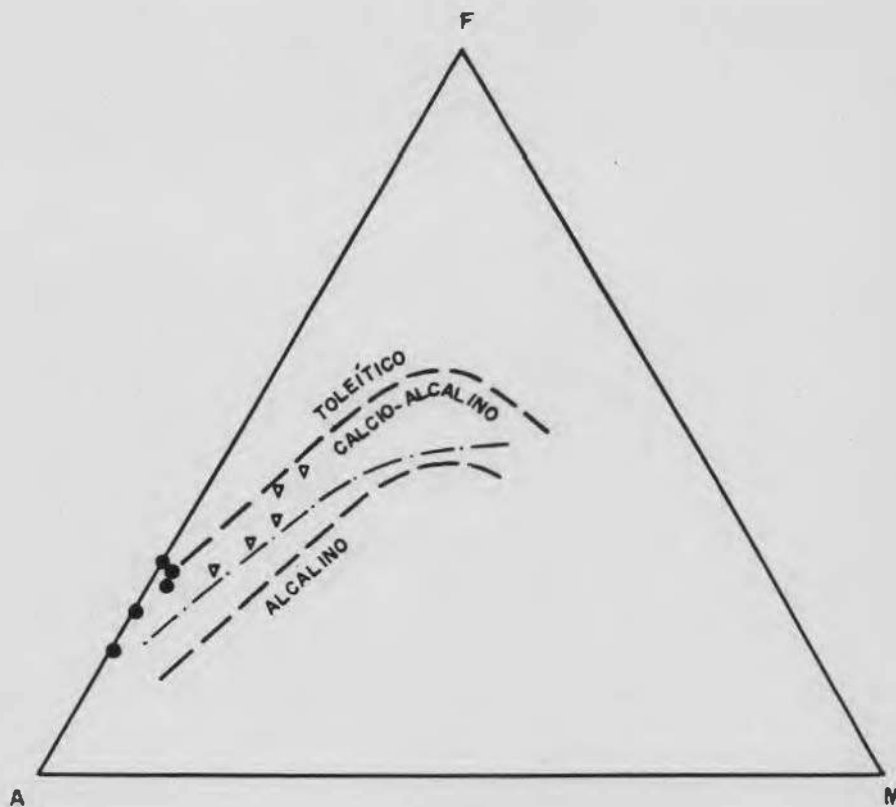


FIGURA 30 - DIAGRAMA $K_2O - Na_2O - CaO$ (BARKER E ARTH, 1978)
PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CA
BURU.

————— TREND CALCIO - ALCALINO → NOLCKOLDS E ALLENS (1953)

- - - - - TREND TRONDHJEMÍTICO → BARKER E ARTH (1976)

▽ - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (T₁).

● - GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO FÉ (T₂).

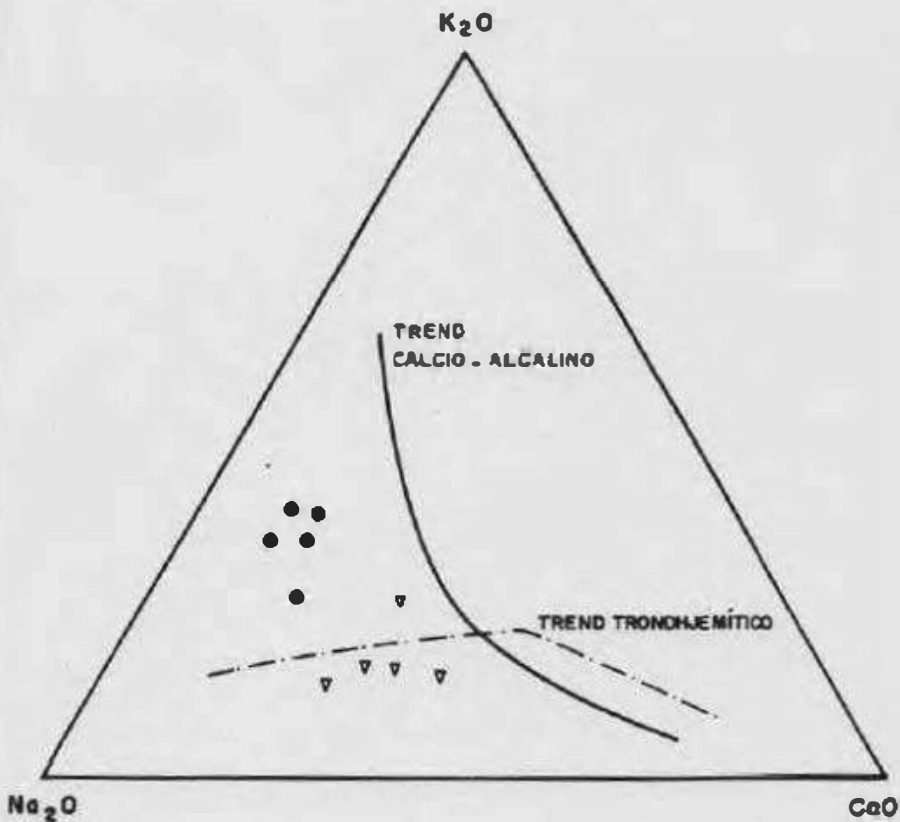
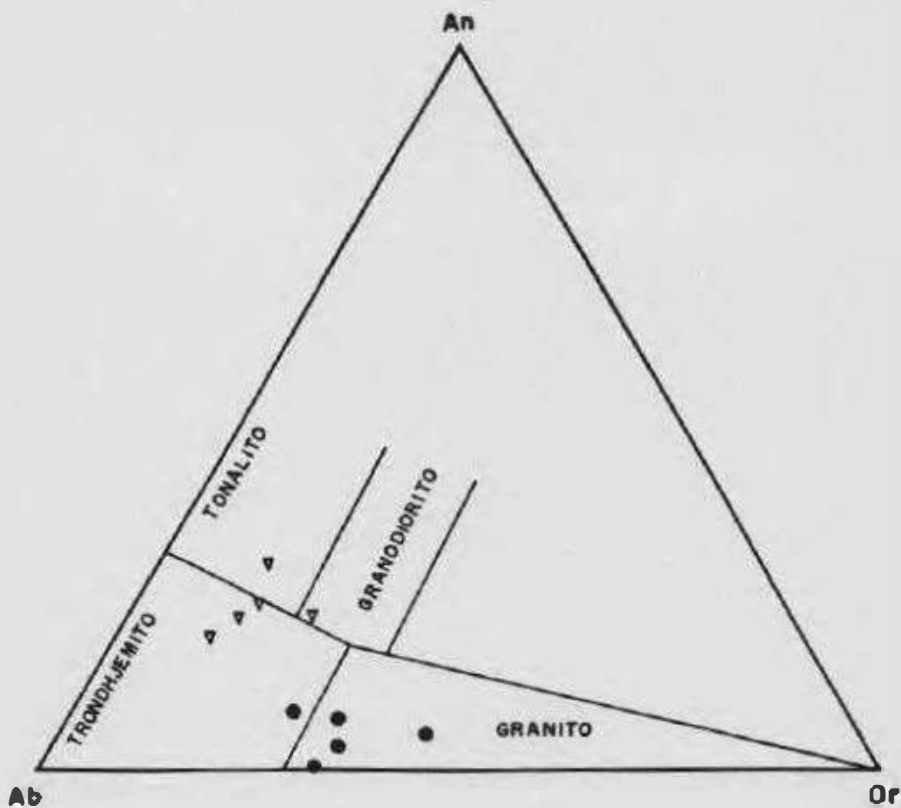


FIGURA 31 - DIAGRAMA An - Ab - Or (NORMATIVOS) DE O' CONNOR (1965) MODIFICADO POR BARKER (1979) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU .

An - ANORTITA Ab - ALBITA Or - ORTOCLÁSIO

∇ - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (T₁).

● - GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO FÉ (T₂).



como tonalito (amostra CT-219) e granodiorito (amostra CT-218A), as demais situam-se no campo das rochas trondhjemiticas. O tonalito e granodiorito acima citados, acham-se, respectivamente, mais enriquecidos em CaO e K_2O , que as rochas associadas ao campo dos trondhjemitos. Na Figura 32, este mesmo granodiorito (CT-218A), por ser, relativamente, mais enriquecido em Ba, posiciona-se no campo dos granitos anómalos, enquanto a rocha CT-223, por ser enriquecida em Rb, em relação as outras amostras, situa-se fora dos campos limitados no referido diagrama.

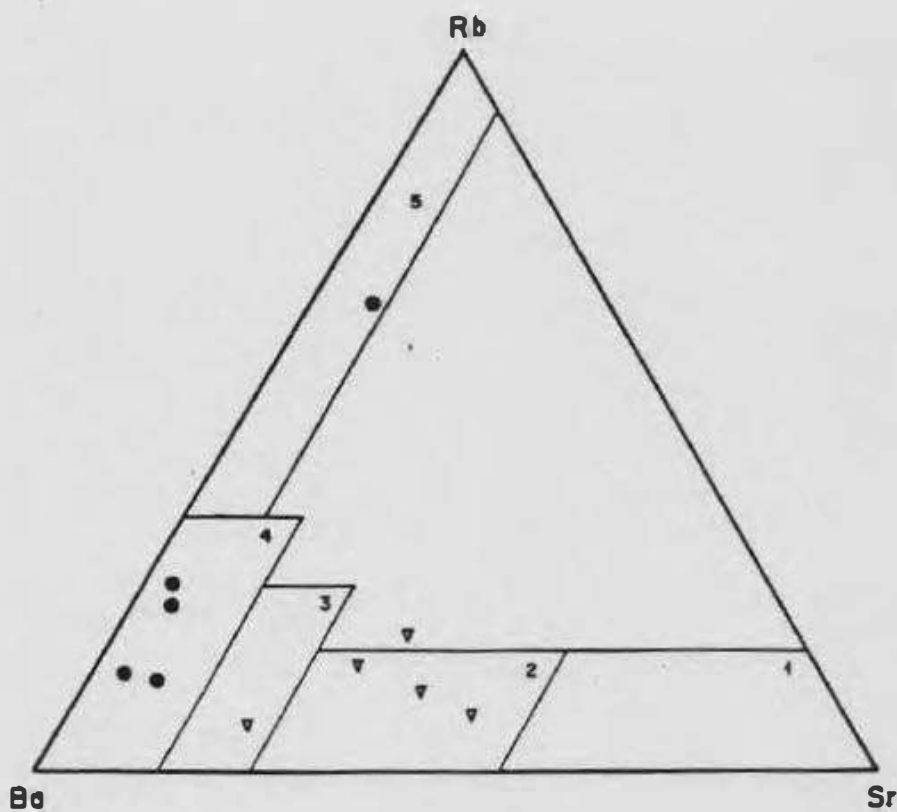
As rochas do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado F₂ (T2) apresentam-se, nas Figuras 29 e 30, deslocadas do trend trondhjemitico, pois foram, amplamente, modificadas na sua composição química pelo evento metassomático potássico - deformacional. Na Figura 29, grande parte das suas rochas posicionam-se na face do diagrama que corresponde a praticamente zero (0%) de magnésio, enquanto na Figura 30, estas rochas situam-se acima da linha correspondente ao trend trondhjemitico. Na Figura 31, quase todas as rochas posicionam-se no campo dos granitos com excessão da rocha CT-140A, que cai no campo dos trondhjemitos, confirmando os dados de campo, onde ambos os corpos foram correlacionados à mesma unidade, somente diferenciados pela atuação do evento metassomático potássico - deformacional. Na Figura 32, as amostras deste corpo (T2) situam-se no campo dos granitos normais, com excessão da amostra CT-143C, que posiciona-se no campo dos granitos fortemente diferenciados, devido ao seu elevado valor de Rb, quando comparado ao valores do Ba e Sr. Este elevado valor caracteriza a entrada deste elemento, durante o metassomatismo potássico, provavelmente na estrutura das muscovitas e microclinas.

O enriquecimento de potássio e bário da rocha CT-218A, classificada, quimicamente, como granodiorito (Figura 28) e pertencente ao Metatrondhjemitico Caxambú (T1), pode ser explicado com base nos seus dados petrográficos, visto que esta rocha apresenta textura e mineralogia modificadas, em virtude da atuação do metassomatismo potássico, o qual propiciou a formação de microclina (5,8%) e muscovita (1,2%). O potássio entraria na estrutura destes dois minerais,

FIGURA 32 - DIAGRAMA Rb - Ba - Sr (EL BOUSEILY • EL SOKKARY, 1975) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJE MÍTICA CABURU.

1 - DIORITO; 2 - QUANTZO DIORITO E GRANODIORITO; 3 - GRANITO ANÔMALO;
4 - GRANITO NORMAL; 5 - GRANITO FORTEMENTE DIFERENCIADO.

▼ - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (T₁).
● - GNAISSE TRONDHJEMÍTICO GRANITIZADO FÉ (T₂).



enquanto o Bário, por possuir forte correlação com este elemento (El Bouseily & El Sokkary, 1978), e substituí-lo na estrutura dos feldspatos potássicos. Pode-se inferir, porém, que a entrada de potássio no sistema, não tenha se processado em grandes quantidades, pois se o excesso deste elemento houvesse ocorrido neste corpo, as transformações não conduziriam à co-existência na mineralogia do mesmo, de anfibólio e biotita. Em termos de Sr, os valores mais elevados para as rochas menos afetadas pelo metassomatismo potássico, caracterizam sua presença na estrutura dos plagioclásios, onde substitui o cálcio, e, provavelmente, sua ausência na estrutura dos feldspatos potássicos, onde poderia substituir o potássio (El Bouseily e El Sokkary, op.cit.). A brusca diminuição dos valores de Sr (Tabela 30), para as rochas do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fe (T2), em relação ao Metatrondhjemitico Caxambu (T1), pode ser explicada, a partir da substituição do plagioclásio pela microclina no corpo T2, onde o cálcio do plagioclásio seria removido do sistema pelas soluções metassomáticas e o Sr, por ter maior afinidade com este elemento, do que com o potássio, também seria retirado do sistema, não entrando na estrutura da microclina ou biotita.

Segundo El Bouseily & El Sokkary (op. cit.) as rochas que se posicionam no campo dos granitos anômalos, possuem origem metassomática, corroborando a hipótese do metassomatismo potássico, para a rocha do ponto CT-218A. Os valores mais elevados de Y e Ba, que esta rocha apresenta em relação as outras rochas do corpo T1, são indicativos da atuação do evento metassomático potássico - deformacional, pois valores compatíveis aos desta rocha, podem ser observados, somente, nas rochas metassomatizadas, deformadas e cisalhadas do corpo T2 (Tabela 30).

Inferese para a rocha CT-224 do corpo T1, a composição química mais próxima do "protólito do magma trondhjemitico", pois esta é a única rocha a apresentar textura e minerais ígneos preservados, tanto do metamorfismo, quanto do metassomatismo potássico. Comparando-se quimicamente esta rocha, com outras do Metatrondhjemitico Caxambu (Tabela 31), observa-se o enriquecimento relativo de cálcio nas rochas, que tiveram sua mineralogia inicial, modificada pelo metamorfismo

(CT-223 e CT-225). Esta observação pode indicar, que o cálcio fez parte das soluções hidrotermais durante o metamorfismo regional, enriquecendo as referidas rochas (CT-223 e CT-225) neste elemento, provavelmente, a partir da formação de grandes cristais de epidoto associado à biotita. O cálcio necessário para estas modificações, poderia ser proveniente de soluções retiradas das rochas encaixantes anfibolíticas e metadioríticas, que são, fortemente, enriquecidas neste elemento e sofreram o efeito de uma descalcificação durante o metamorfismo regional, com a formação de tremolita substituindo a hornblenda e epidoto ao plagioclásio.

As transformações petrográficas e mineralógicas, decorrentes do evento metamórfico, admitindo-se a acuracidade das amostras, acarretaram em uma variação na composição química das rochas do corpo T1, onde é possível de se caracterizar a diminuição dos valores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , P_2O_5 , Sr e aumento de FeO , CaO , K_2O e Rb (Tabela 31). Durante o evento metassomático potássico - deformacional, observa-se o aumento de FeO , CaO , K_2O , P_2O_5 , Rb, Y, Li e diminuição de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , Na_2O , Sr, Cu (Tabela 31). Alguns elementos, tais como o SiO_2 , TiO_2 , Ba, Zr, Zn e Pb apresentam intervalos de variação, maiores e menores dos valores da rocha considerada como menos transformada (CT-224), tanto pelo metamorfismo, quanto pelo metassomatismo potássico, apresentando dúvidas, quanto ao comportamento destes elementos, durante os dois eventos acima citados (metamorfismo e metassomatismo potássico), enquanto o FeO , CaO , K_2O e Rb por aumentarem tanto no metamorfismo, quanto no metassomatismo potássico, podem estar associados aos dois eventos ou, somente, a um deles.

Nas rochas do corpo T1 observa-se a baixa relação Fe^{+2}/Fe^{+3} , enquanto nas rochas do corpo T2, esta relação é maior, caracterizando, que durante o evento metamórfico, o processo de oxidação foi muito restrito, devido, provavelmente, à pressão de água ter sido muito maior que a pressão do oxigênio, neutralizando o efeito desta (Beach, 1980), enquanto durante o metassomatismo potássico, a pressão de oxigênio se fez presente, chegando inclusive a formar fases mineralógicas (minerais opacos).

TABELA 31 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS ELEMENTOS MAIORES (% EM PESO) E TRAÇOS (em ppm) DAS ROCHAS DO METATRONDHJEMITO CAXAMBU (TI) AFETADAS POR METAMORFISMO E METASSOMATISMO POTÁSSICO.

METATRONDHJEMITO CAXAMBU			
ROCHAS DO CORPO	ROCHA COM COMPOSIÇÃO QUÍMICA MENOS MODIFICADA	ROCHAS COM COMPOSIÇÃO QUÍMICA MODIFICADA PELO METAMORFISMO	ROCHAS COM COMPOSIÇÃO QUÍMICA MODIFICADA PELO METASSOMATISMO POTÁSSICO
AMOSTRAS (1)	CT - 224	CT - 223 e CT - 225	CT - 219 e CT - 218A
SiO ₂	70,70	69,50 a 71,00	68,00 a 71,90
TiO ₂	0,31	0,31	0,26 a 0,32
Al ₂ O ₃	16,10	15,10	13,70 a 15,10
Fe ₂ O ₃	2,70	2,40 a 2,70	1,20 a 1,40
FeO	0,95	0,80 a 1,30	1,60 a 2,00
MgO	0,99	0,83	0,66 a 0,99
MnO	0,05	0,05	< 0,05
CaO	2,00	2,20 a 2,80	2,70 a 3,10
Na ₂ O	4,30	3,80 a 4,10	3,50 a 4,00
K ₂ O	0,97	1,10 a 1,30	1,10 a 2,20
P ₂ O ₅	0,11	0,09 a 0,11	0,13 a 0,18
Na	540	500 a 600	460 a 900
K	113	156 a 193	130 a 131
Sr	601	359 a 477	264 a 295
Zr	146	111 a 202	137 a 250
Y	< 10	< 10	12 a 13
Ce	30	15 a 25	5 a 25
Pb	20	20	30 a 50
Zn	45	50 a 55	40 a 55
Li	30	47 a 51	53 a 57

OBS: 1 - VIDE TABELA 25

Grande parte dos autores (Gresens, 1967; Carmichael, 1969; Grant, 1986; Beach, 1980), que estudaram processos metamórficos, hidrotermais e metassomáticos, postulam, que o alumínio possui baixa mobilidade, durante as reações que se desenvolvem nesses processos. No trabalho desenvolvido nas rochas metatrondhjemíticas, admitindo-se a acuracidade dos resultados analíticos referentes as rochas metatrondhjemíticas (Tabela 30), observou-se uma grande variação (entre 11,3% e 13,2%) dos teores de Al_2O_3 nas rochas do corpo T2, que encontram-se, fortemente, afetado por um evento metassomático potássico - deformacional, enquanto as rochas do corpo T1, apresentam padrão de variação quase constante, e com respectivos valores próximos, somente, se modificando o conteúdo deste elemento na rocha afetada tanto pelo metamorfismo, quanto pelo metassomatismo potássico (CT-218A). Desta maneira, o uso de alguns diagramas de variação, que utilizam o alumínio como elemento normalizador das transformações metassomáticas (Gresens, 1967; Beswick & Soucie, 1978; Grant, 1986; Owen, 1988) pode acarretar em graves erros na interpretação dos dados, sugerindo-se o estudo geoquímico mais detalhado deste elemento, para as rochas cujas composições forem utilizadas nestes gráficos.

Comparando-se, relativamente, os teores dos elementos das amostras do Metatrondhjemito Caxambú com valores médios de outros corpos com composição trondhjemitica (Tabela 32), observa-se em relação aos gnaisses trondhjemiticos arqueanos (2,6 a 2,8 B.a.) do leste da Finlândia (Martin, 1987) um pequeno enriquecimento em SiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_3^*$, MnO , P_2O_5 , Sr, Zr e empobrecimento em TiO_2 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . Em relação aos trondhjemitos precambrianos (1,9 B.a.) do sudoeste da Finlândia (Arth et al., 1978) ocorre um enriquecimento de TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , P_2O_5 , Rb, Sr e empobrecimento de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Ba. Em relação aos trondhjemitos precambrianos (1,7 a 1,8 B.a.) de Rios Bravos, Novo México (Barker et al., 1976) observa-se um enriquecimento de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , P_2O_5 , Rb, Sr e empobrecimento de SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, enquanto em relação aos trondhjemitos precambrianos (516 M.a.) do Egito (Abdel-Rahman, 1990) ocorre um enriquecimento em Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO .

TABELA 32 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS ELEMENTOS MAIORES (% EM PESO) E DOS ELEMENTOS TRAÇOS (em ppm) DAS ROCHAS DO METATROMBHJEMITO CAXAMBU E DE ROCHAS TROMBHJEMÍTICAS DE OUTRAS LOCALIDADES.

ROCHA	METATROMBHJEMITO	GNAISSE TROMBHJ.	TROMBHJEMITO	TROMBHJEMITO	TROMBHJEMITO
LOCALIDADE	MINAS GERAIS BRASIL	LESTE DA FINLÂNDIA	DIOS BRAVOS U.S.A.	SUDOESTE DA FINLÂNDIA	EGITO
X	5	48	6	5	16
AUTOR	NESTE TRABALHO X	Martin (1987)	Barker et al. (1976)	Arch et al. (1978)	Abdel-Habman (1998)
SiO ₂	70,00	69,61	75,40	71,56	71,84
TiO ₂	0,31	0,30	0,15	0,25	0,10
Al ₂ O ₃	15,35	15,16	13,70	15,88	15,21
Fe ₂ O ₃	2,30	----	0,85	0,25	0,40
FeO	1,46	----	1,28	1,39	1,26
Fe ₂ O ₃ #	3,61	2,79	1,96	1,61	1,62
MgO	0,91	1,17	0,33	0,61	0,39
MnO	0,05	0,04	0,04	0,02	0,05
CaO	2,53	2,63	1,50	2,24	2,37
Na ₂ O	3,92	4,45	4,30	5,23	4,54
K ₂ O	1,12	2,23	1,50	1,98	2,43
P ₂ O ₅	0,12	0,10	0,04	0,05	0,10
Ba	525	----	617	371	804
B	148	03	20	54	40
Sr	425	351	101	668	411
Zr	179	152	----	----	63
Y	< 10	9	----	----	5

OBS: X - ANÁLISES REALIZADAS POR LAMM - CPQ (RIO DE JANEIRO).

- FERRO TOTAL - FeO + 0,8998 Fe₂O₃

MgO, CaO, P_2O_5 , Rb, Zr, Y e empobrecimento de SiO_2 , Na_2O , K_2O e Ba. Observa-se a grosso modo, que as rochas metatrandhjemiticas da região estudada (corpo T1) são enriquecidas em TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, P_2O_5 , Rb, Zr e empobrecidas em SiO_2 , Na_2O , K_2O e Ba, quando comparadas com rochas de outras regiões, enquanto alguns elementos, tais como Al_2O_3 , MnO e Sr situam-se com valores ora maiores e ora menores, que os de alguns corpos. Estes dados caracterizam que a contaminação pelo metassomatismo potássico das rochas do Metatrandhjemito Caxambu (T1), não foi muito forte, com exceção do Rb, que se comporta anormalmente em todas as rochas.

VI - DISCUSSÕES REFERENTES À UNIDADE METATRANDHJEMÍTICA CABURU (CORPO T1 - METATRANDHJEMITO CAXAMBU e CORPO T2 - GNAISSE TRANDHJEMÍTICO GRANITIZADO FÉ).

Nesta unidade foram mapeados e descritos, separadamente, quatro corpos (Mapa Anexo 1), onde o Metatrandhjemito Caxambu (T1) apresenta marcantes diferenças petrográficas, mineralógicas e texturais em relação aos Gnaisses Trondhjemiticos Granitizado Fé (T2), Serrinha (T3) e Brunado de Baixo (T4) e geoquímicas em relação ao Gnaisse Trondhjemitico Granitizado Fé (T2). Estes três últimos corpos (T2, T3 e T4) se assemelham muito entre si, diferenciando-se, somente, pela variação do grau de granitização, quando comparados ao corpo T1. Os corpos T2 e T4 apresentam-se mais fortemente granitizados que o corpo T3 (Figura 25).

Foram descritas, petrograficamente, feições de transformações mineralógicas e texturais, ocasionadas por pelo menos dois eventos (metamórfico e metassomático potássico deformacional) atuantes nas rochas desta unidade. O evento metamórfico afetou, provavelmente, todos os quatro corpos (T1, T2, T3 e T4), enquanto o evento metassomático potássico - deformacional, se desenvolveu, predominantemente, nos corpos T2, T3 e T4 (localizados nas proximidades da Serra do Lenheiro), e, mais restritamente, no corpo T1. Neste último corpo, o metassomatismo potássico se processou, mais

acentuadamente, nas imediações da Ferrovia do Aço, enquanto que nas porções mais afastadas, próximas ao vilarejo de Caxambú, seus efeitos, a julgar pelos dados obtidos, foram muito menores ou inexistentes.

A cristalização do conjunto trondhjemitico (corpos T1, T2, T3 e T4) e a posterior atuação do metamorfismo, impuseram a este a seguinte mineralogia: plagioclásio, anfibólio, apatita, zircão, biotita, quartzo, epidoto, titanita, allanita e clorita. Posteriormente, o evento metassomático potássico - deformacional modificou a mineralogia do conjunto metamorfisado, transformando-a em plagioclásio, microclina, quartzo, biotita, muscovita, epidoto, titanita, zircão, allanita, clorita, minerais opacos, anfibólio, granada, sericita e carbonato (Tabela 26).

As transformações metamórficas propiciaram uma pequena variação na composição química das rochas do corpo T1, caracterizando a diminuição dos teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, Na_2O , P_2O_5 e Sr (Tabela 31), que pode ser justificada a partir da transformação do plagioclásio (andesina) e do anfibólio, respectivamente, em oligoclásio, epidoto e biotita. O metassomatismo potássico, por sua vez, impôs aumento de K_2O , Ba, Rb, Y, Pb (Tabela 31), a partir, principalmente, da formação de muscovita, allanita e microclina. Durante este metassomatismo, reações de hidrólise participaram desde cedo, das transformações mineralógicas processadas (Owen, 1988), consumindo K_2O e H^+ , o que favoreceu a lixiviação do Ca, Fe, Mg e metais base (Zn, Cu) e impediu a precipitação do quartzo na rocha, propiciando a formação de veios de quartzo nestas e nas rochas adjacentes.

Nas rochas do corpo T1, a deformação teve atuação restrita, impondo uma moderada xistosidade nas rochas próximas ao leito da Ferrovia do Aço, formando, muito localmente, rochas "protomiloníticas" e pequenas zonas de cisalhamento. Nas proximidades do vilarejo de Caxambú, o Metatrondhjemito Caxambú adquire, somente, uma leve orientação nos seus minerais (quartzo, biotita e plagioclásio), não sendo possível se afirmar, com certeza, se esta orientação é devida a este evento.

Nas rochas dos corpos T2, T3 e T4 observa-se a atuação

de esforços deformacionais muito fortes, que propiciaram a formação de uma proeminente xistosidade, imposta pela forte orientação dos seus minerais micáceos, ocasionando a formação de uma textura gnáissica. Localmente, se desenvolveram bandas de cisalhamento, impondo à rocha original uma granulometria menor, onde se destaca a formação de um aglomerado de pequenos cristais xenoblásticos ao redor ou nas fraturas dos cristais maiores de plagioclásio e microclina (Fotos 24 e 25). Nestas bandas ocorreu crescimento abundante de minerais micáceos, tais como a muscovita e sericita e geração de extinção ondulante no quartzo e no plagioclásio. Nos locais onde não se processou, efetivamente, o cisalhamento, as rochas apresentam um enriquecimento de feldspato potássico e quartzo, este último, principalmente, sob a forma de veios. Esta deformação ocasionou grandes diferenças químicas e mineralógicas, prejudicando a correlação entre as rochas dos corpos T1 e T2, impedindo uma comparação mais detalhada entre estes.

Provavelmente, este cisalhamento propiciou a abertura de dutos e caminhos, para a circulação de soluções hidrotermais (Beach, 1980; Bonnemaïson & Marcoux, 1987; Owen, 1988), ricas em potássio, que reagiram com a rocha original metatrandhjemítica, modificando, fortemente, a sua composição mineralógica e química, impondo a estas rochas, processos de microclinação, sericitação e carbonatização.

A partir do acesso, circulação e reação destas soluções hidrotermais - metassomásticas, com a rocha metatrandhjemítica, formaram-se novos minerais, tais como carbonato, minerais opacos, epidoto, titanita e muscovita. Nestas reações, o plagioclásio e a biotita se desestabilizaram, reagindo e formando, respectivamente, microclina, muscovita, sericita, epidoto, carbonato e muscovita, magnetita e granada (Tabela 29).

Em relação às rochas do corpo T1, as rochas do corpo T2 apresentam-se enriquecidas em SiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Zr, Y e Pb, caracterizando a presença, de parte deste elementos, nas soluções hidrotermais da frente metassomática potássica ou do cisalhamento (Tabela 30). Os valores muito elevados de Zr e Y nas rochas do corpo T2 indicam a formação de minerais, que fixem estes elementos durante o metassomatismo

potássico (zircão e allanita), enquanto os valores mais elevados de K_2O , Ba e Rb encontram-se associados à presença de microclina e muscovita, minerais que apresentam potássio na sua estrutura, podendo este ser substituído tanto pelo Ba, quanto pelo Rb. Os baixos teores de Sr nas rochas do corpo T2 caracterizam uma pequena afinidade entre este elemento e o potássio, apontando para a presença, deste, na estrutura dos plagioclásios substituindo os ions Ca (El Bouseily & El Sokkary, 1975), que por se apresentarem em quantidades reduzidas nessas rochas, reteriam pouco Sr, que seria incorporado às soluções hidrotermais.

As rochas do corpo T1 foram caracterizadas tanto petrograficamente, quanto geoquimicamente, como pertencentes à série das rochas trondhjemiticas (Figura 29 e 30). Nestas podem ser observadas diferenças químicas, ocasionadas pela influência do metassomatismo potássico, pois a rocha CT-223 apresenta, somente, sinais de mudanças metamórficas, enquanto a rocha CT-218A, além destes sinais, mostra vestígios da influência do metassomatismo potássico. Essa influência ocasionou o enriquecimento de K_2O , Ba, Rb, Y, Pb e empobrecimento em Al_2O_3 , MgO, Sr nesta amostra (CT-218A).

O enriquecimento em cálcio nas rochas do corpo T1, é, provavelmente, proveniente do metamorfismo regional, que ocasionou um processo de descalcificação nas rochas anfibolíticas e metadioríticas, evidenciado através da substituição da hornblenda pela actinolita e do plagioclásio cálcico por plagioclásio sódico e epidoto. A variação dos valores de Al_2O_3 nas rochas do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé, nas rochas do Metatrondhjemitico Caxambu e entre as rochas de ambos os corpos leva-nos a concluir, que este elemento não foi imóvel durante os processos metassomáticos, como relatado por outros autores (Gresens, 1967; Carmichael, 1969; Grant, 1986; Owen, 1988), não sendo possível de utilizá-lo como parâmetro normalizador de dados.

As rochas do corpo Metatrondhjemitico Caxambu apresentam-se enriquecidas em vários elementos, como TiO_2 , Fe_{TOT} , MgO, CaO, P_2O_5 , Rb, Sr e Zr e empobrecidas em outros, como SiO_2 , Na_2O , K_2O e Ba, quando comparados às rochas trondhjemiticas de outras regiões. O baixo valor de Na_2O e

elevado de Ca e Sr nas rochas estudadas, podem ser atribuídos ao metamorfismo regional, que ocasionou a entrada de cálcio, incorporado ao plagioclásio e ao epidoto, acarretando, em conjunto, a entrada de Sr nestes minerais e a partir da retirada do Na do plagioclásio.

Acredita-se que o corpo granítico, observado em vários locais da área estudada, atuando em conjunto com a deformação e o cisalhamento nas rochas próximas à Serra do Lenheiro, poderia ser a fonte das soluções hidrotermais ricas em K_2O , Y, Rb, Zr e H^+ , que propiciaram o metassomatismo potássico nos corpos T2, T3 e T4.

VII.3.2 - UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTICA.

I - INTRODUÇÃO.

Rochas graníticas foram, inicialmente, observadas na região próxima à cidade de Ritópolis, por Erichsen (1929), Guimarães e Guedes (1944), Guimarães (1956a) e Ebert (1956a e 1956b). Guimarães e Guedes (op. cit.) descreveram a petrografia de dois corpos dessas rochas, que denominaram, respectivamente, de Granito João Pinheiro e Granito Santa Rita. Posteriormente, Quemeneur e Baraud (1982 e 1983) delimitaram três corpos graníticos, denominando-os, respectivamente, de maciços de Ritópolis, Tabuões e Cassiterita, que agrupados formariam o Batólito de São Tiago. Pires e Porto Junior (1986), Porto Junior (1988a e 1988b) e Pires et al. (1990) retomaram a antiga denominação de Granito Santa Rita (Guimarães e Guedes, 1944), para as rochas que afloram nas proximidades da antiga cidade de Santa Rita, hoje denominada de Ritópolis.

Apesar da grande quantidade de citações referentes ao Batólito de São Tiago ou Granito Santa Rita, poucos foram os trabalhos que abrangeram a caracterização petrográfica deste tipo litológico, razão pela qual a ausência de dados petrográficos ocasionou uma classificação de campo, parcialmente incorreta para estas rochas, levando-as a serem descritas, somente, como rochas graníticas. Desta maneira, parte dos autores que trabalharam na região de Ritópolis, mapearam rochas, composicionalmente granodioríticas, como graníticas, abrangendo-as, respectivamente, no Maciço Granítico de Ritópolis (Quemeneur e Baraud, 1982 e 1983; Quemeneur e Vidal, 1989) e no Granito Santa Rita (Pires e Porto Junior, 1986; Porto Junior, 1988a; Pires et al., 1990), sem, no entanto, mencionarem a presença de rochas granodioríticas, como fazendo parte do supracitado corpo granítico.

No presente trabalho, foi observado, que o Granito Santa Rita (Guimarães e Guedes, 1944; Pires e Porto Junior,

1986; Porto Junior, 1988a; Pires et. al., 1990) ou o Maciço Granítico de Ritópolis (Quemeneur e Baraud, 1982 e 1983; Quemeneur e Vidal, 1989) abrange rochas, petrograficamente, distintas, aqui classificadas como granodioritos e granitos. Estes dois tipos litológicos são muito semelhantes no campo, o que dificulta a sua separação em conjuntos distintos.

O estudo petrográfico e geoquímico detalhado das rochas da Unidade Granodiorítica - Granítica, denominada, assim, neste trabalho, não faz parte do escopo deste, porém, devido à problemática acima mencionada, uma rápida caracterização petrográfica foi realizada, principalmente, no intuito de evidenciar a presença, tanto de rochas graníticas, descritas por vários autores, como a existência de porções granodioríticas, anteriormente mapeadas por esses mesmos autores, como rochas graníticas, fazendo parte do corpo granítico.

Estas rochas graníticas e granodioríticas foram agrupadas no mapa do presente trabalho, em, somente, uma unidade (Mapa Anexo 1), denominada de Unidade Granodiorítica - Granítica, devido à grande dificuldade, de se separar estes dois tipos litológicos no campo.

A distinção entre as rochas da Unidade Granodiorítica - Granítica e as rochas das unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhjemítica Caburu, baseou-se na diferença do índice de minerais máficos, mais elevado para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga; na quantificação modal do feldspato potássico (microclina) e na presença de foliação nas rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu e a ausência desta mesma foliação nas rochas da Unidade Granodiorítica - Granítica.

II - FEIÇÕES DE CAMPO.

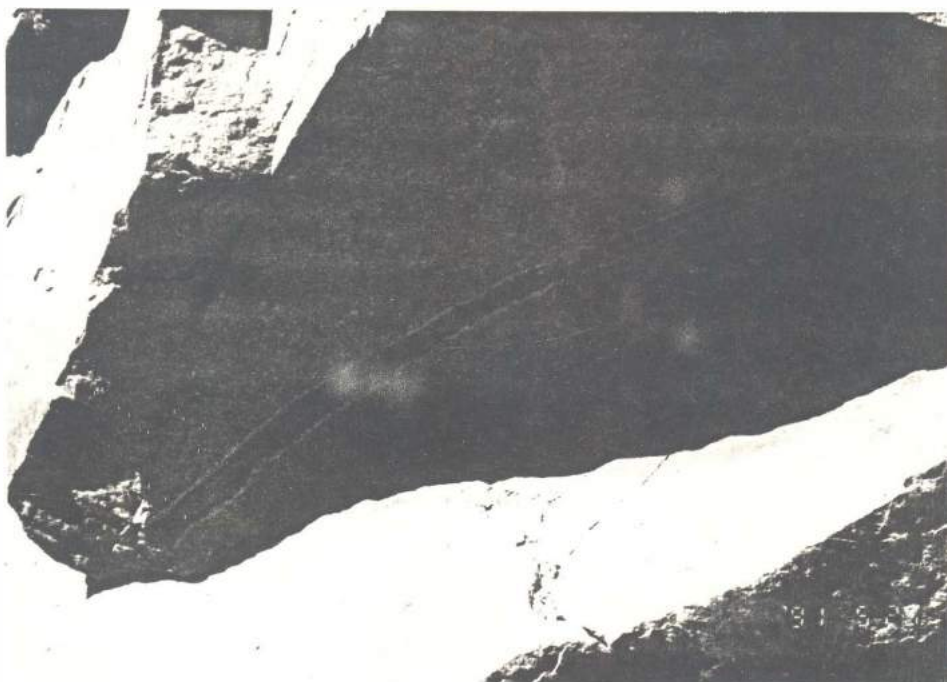
O conjunto de rochas denominado de Unidade Granodiorítica - Granítica aflora sob a forma de três corpos (Mapa Anexo 1). O maior deles possui grande extensão, situando-se entre o Rio das Mortes e a cidade de Ritópolis, enquanto os outros dois são bem menores e afloram no leito da

Ferrovia do Aço e ao norte da área, nas proximidades do Rio Santo Antônio.

Estes três corpos são observados nos afloramentos, principalmente, sob a forma de um agrupamento de pequenos blocos, e, mais raramente, em grandes lajedos ou nos cortes da Ferrovia do Aço. Tendem a formar morros com topografia mais elevada que os outros tipos litológicos ou então cristas de serras. As rochas que constituem este corpos são leucocráticas, possuem coloração esbranquiçada, encontram-se muito alteradas, formando um solo arenoso, de coloração branca rosada, muito rico em quartzo. Durante a alteração das rochas granodioríticas e graníticas, observa-se uma intensa caulinição do feldspato, realçando os cristais de quartzo. Predominam rochas com granulometria média, porém, são observadas rochas, desde muito finas até grossas, se constituindo de quartzo, plagioclásio, microclina e biotita.

As relações de cruzamento entre as rochas graníticas e as granodioríticas, foram observadas em, somente, dois afloramentos (CT-132 e CT-262 - Mapa Anexo 2), permitindo-se a partir do estudo destes afloramentos, se estabelecer uma cronologia relativa entre estes dois tipos petrográficos, onde as rochas de composição granítica, mais novas, cortam as rochas de composição granodiorítica, possuindo xenólitos das mesmas (Foto 27). Em um desses afloramentos, observou-se a presença de uma pequena margem mais clara, na região de contato entre o dique granítico intrusivo e as rochas granodioríticas, caracterizando um processo de reação entre ambas as rochas (Foto 27). As relações entre as rochas granodioríticas (Figura 33) e as graníticas (Figura 34) com os demais tipos litológicos da área, foram estabelecidas com maior facilidade, pois estes dois litótipos afloram cortando rochas metaultramáficas, metadioríticas e anfibolíticas em vários pontos da área mapeada.

As rochas granodioríticas cortam as rochas metadioríticas e anfibolíticas sob a forma de pequenos diques, que variam, desde 20 cm, até cerca de 20 m de largura, podendo se observar nestes diques, a presença de bordas bem retilíneas. Os diques de rochas graníticas são maiores, podendo chegar até a 40 m de largura, possuem bordas,



FOTOGRAFIA 27 - Afloramento mostrando fino dique granítico (Gr) cortando rocha granodiorítica (Gnd), onde se desenvolve, no contato entre estes, uma pequena borda de reação esbranquiçada. Pode ser observada a presença de um xenólito (Xen) de rocha granodiorítica no dique granítico; rochas pertencentes a Unidade Granodiorítica - Granítica. Ponto CT-132.

FIGURA 33 - RELAÇÃO DE CRUZAMENTO ENTRE AS ROCHAS GRANODIORÍTICAS PERTENCENTES A UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTICA E AS DIVERSAS LITOLOGIAS NA ÁREA ESTUDADA.

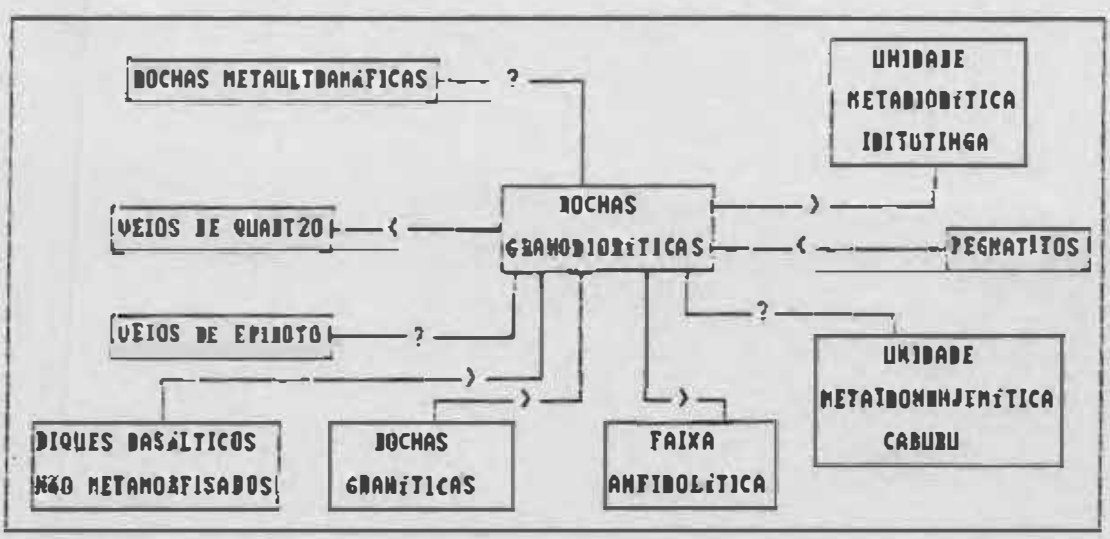
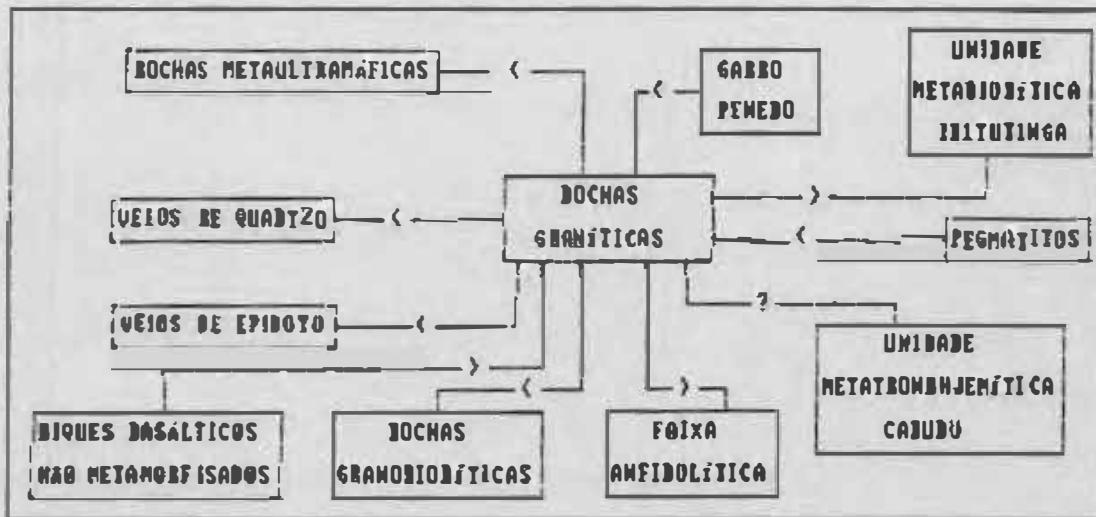


FIGURA 34 - RELAÇÃO DE CRUZAMENTO ENTRE AS ROCHAS GRANÍTIICAS PERTENCENTES A UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTIICA E AS DIVERSAS LITOLOGIAS DA ÁREA ESTUDADA.



completamente, irregulares e sinuosas e cortam as rochas anfibolíticas, metadioríticas e granodioríticas. Ambos os tipos litológicos apresentam xenólitos das rochas metadioríticas (Fotos 28 e 29), anfibolíticas e metaultramáficas (Foto 30), onde os de rochas metadioríticas, podem variar em tamanho, desde 2 cm, até cerca de 1,5 m, e em composição, desde dioritos até tonalitos; enquanto os xenólitos das rochas anfibolíticas, podem chegar até 7 m de comprimento. No corte da Ferrovia do Aço (ponto CT-134 - Mapa Anexo 2), observa-se uma grande concentração de xenólitos de rochas anfibolíticas e metaultramáficas, denominado em mapa, de "Zona dos Xenólitos" (Mapa Anexo 1). Neste afloramento, alguns destes xenólitos possuem bordas, levemente arredondadas, indicando reação com o magma intrusivo, enquanto outros, são bastante angulosos (Foto 30). Provavelmente, esta região corresponde à cúpula do corpo granodiorítico, pois em perfil, observa-se a passagem desta zona para uma região de afloramentos de rochas anfibolíticas, muito semelhantes, e em certos casos, idênticas as dos xenólitos neste corpo. Os xenólitos de rochas metadioríticas, observados nos diques de composição granítica, encontram-se com bordas bem angulosas, parecendo estarem muito próximos da área fonte e de terem reagido muito pouco com o magma intrusivo.

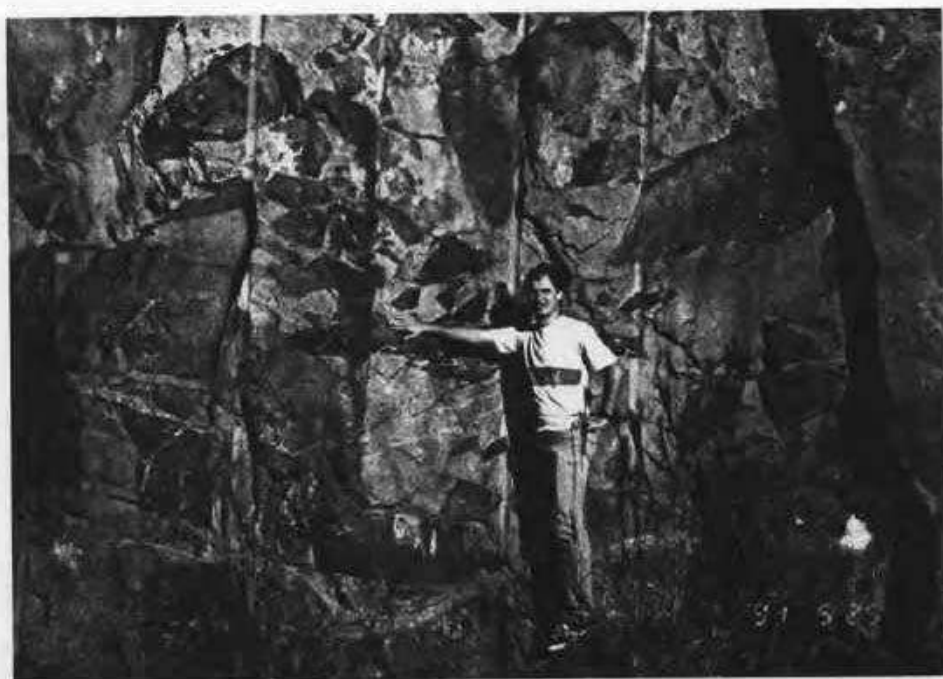
Muito restritamente, e, somente, em dois afloramentos, as rochas graníticas encontram-se, fortemente, deformadas, com a conseqüente formação de pequenas regiões cisalhadas. Neste locais, observa-se a diminuição dos cristais, com a formação de pequenas bandas diminutas, compostas de muscovita, epidoto, biotita e quartzo; e a desconfiguração dos veios retilíneos de quartzo, que cortam estas rochas. Estes veios passam a formar um feixe de pequenos novos veios, com orientação diferente da anterior, onde o quartzo apresenta-se associado ao carbonato. Foram observados vários pequenos diques de diabásio não metamorfisados cortando as rochas graníticas e um corpo maior, de composição gabróide, onde nota-se que a região de contato entre este e as rochas graníticas apresenta-se muito transformada, hidrotermalmente.



FOTOGRAFIA 28 - Afloramento mostrando um pequeno dique aplítico, extremamente irregular, de composição granítica, cortando rochas metadioríticas da Unidade Metadiorítica Ibitutunga, encerrando inclusive, uma grande quantidade de xenólitos pontiagudos das mesmas. Este aplito é correlacionado ao corpo granítico que intrude as rochas locais; Rocha pertencente a Unidade Graodiorítica - Granítica. Ponto CT-132.



FOTOGRAFIA 29 - Xenólito de rocha metadiorítica grossa, da Unidade Metadiorítica Ibitutunga, em rocha granodiorítica, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica. Este xenólito pode corresponder a porção menos diferenciada da Unidade Metadiorítica Ibitutunga. Ponto CT-134.



FOTOGRAFIA 30 - Região com grande quantidade de xenólitos de rochas anfibolíticas e metaultramáficas do Greenstone Belt Barbacena, em um corpo granodiorítico, pertencente a Unidade Granodiorítica - Granítica. Este afloramento corresponde, provavelmente, a zona de cúpula deste corpo. Observa-se que parte dos xenólitos apresentam contornos arredondados, indicando reação com o magma granodiorítico. Ponto CT-134.

III - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS.

No presente trabalho, o conjunto de rochas denominado de Unidade Granodiorítica - Granítica abrange três diferentes tipos petrográficos (Tabela 33), a saber: granitos, granodioritos e quartzo monzonitos (Figura 35). No campo contudo, não foi possível separá-los, pois as amostras referentes aos mesmos são muito semelhante e encontram-se muito alteradas. Porém, tingindo-se as amostras em laboratório, com cobalto nitrito de sódio, observa-se uma significativa variação na porcentagem de feldspato potássico (Tabela 34).

As rochas granodioríticas se constituem de plagioclásio (33,4% - 52,9%), quartzo (20,5% - 38,6%), biotita (3,8% - 14,2%), microclina (7,2% - 21,3%), epidoto (0,8% - 6,9%), muscovita (TR - 6,4%), titanita (< 0,8%), zircão (< TR), minerais opacos (< 0,6%), allanita (< 0,7%), apatita (< TR) e clorita (< 0,1%); enquanto as rochas graníticas apresentam plagioclásio (27,7% - 41,2%), quartzo (19,8% - 37,2%), biotita (3,2% - 11,6%), microclina (18,5% - 35,6%), epidoto (0,2% - 4,2%), muscovita (0,2% - 3,7%), titanita (< 1,2%), zircão (< TR), minerais opacos (< 0,2%), allanita (< 0,8%), apatita (< TR) e clorita (< TR). Uma única amostra se posicionou no campo das rochas quartzo monzoníticas (CT-372), possuindo plagioclásio (44,7%), quartzo (15,8%), biotita (7,5%), microclina (27,3%), epidoto (2,4%), muscovita (1,0%) e allanita (1,0%).

Em todos os tipos petrográficos, observa-se a mudança da mineralogia original destas rochas, provavelmente, devido à atuação dos vários processos de transformação, a que estas foram submetidas (microclinização, albitização, muscovitização e cloritização). A microclinização consiste na substituição do plagioclásio por microclina; a albitização envolve a descalcificação das bordas dos cristais de plagioclásio, formando-se nesta região, cristais limpos ou com pequenas inclusões de sericita, enquanto o núcleo pode ou não permanecer transformado para epidoto (Foto 31); e a muscovitização e a cloritização relacionam-se à substituição

TABELA 33 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS DOCHAS DA UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTICA DA ÁREA ESTUDADA

AMOSTRA	TIPO PETROGRÁFICO	AMOSTRA	TIPO PETROGRÁFICO
CT - 26 C	GRANODIORITO	CT - 259	GRANODIORITO
CT - 60	GRANITO	CT - 262 A	GRANODIORITO
CT - 61	GRANITO	CT - 275	GRANITO
CT - 63	GRANODIORITO	CT - 276 A ₁	GRANITO
CT - 126 A	GRANODIORITO	CT - 284 C	GRANODIORITO
CT - 129	GRANITO	CT - 284 H	GRANITO
CT - 132 C	GRANITO	CT - 286	GRANITO
CT - 132 E	GRANODIORITO	CT - 295	GRANODIORITO
CT - 132 H	GRANODIORITO	CT - 315	GRANODIORITO
CT - 132 V	GRANODIORITO	CT - 318	GRANODIORITO
CT - 134 A	GRANODIORITO	CT - 350	GRANODIORITO
CT - 135	GRANODIORITO	CT - 372	QUARTZO MONZODIORITO
CT - 159 C	GRANITO	CT - 382	GRANITO
CT - 167	GRANITO	CT - 394	GRANODIORITO
CT - 168	GRANODIORITO		

FIGURA 35 - DIAGRAMA QAP (STRECKEISEN, 1976) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTICA.

2 - ALCALIGRANITO; 3 - GRANITO; 4 - GRANODIORITO;
 5 - TONALITO; 6 - QUARTZO MONZOGRANITO; 9 - QUARTZO DIORITO;
 10 - DIORITO.

▲ - ROCHAS GRANODIORÍTICAS
 □ - ROCHAS GRANÍTICAS

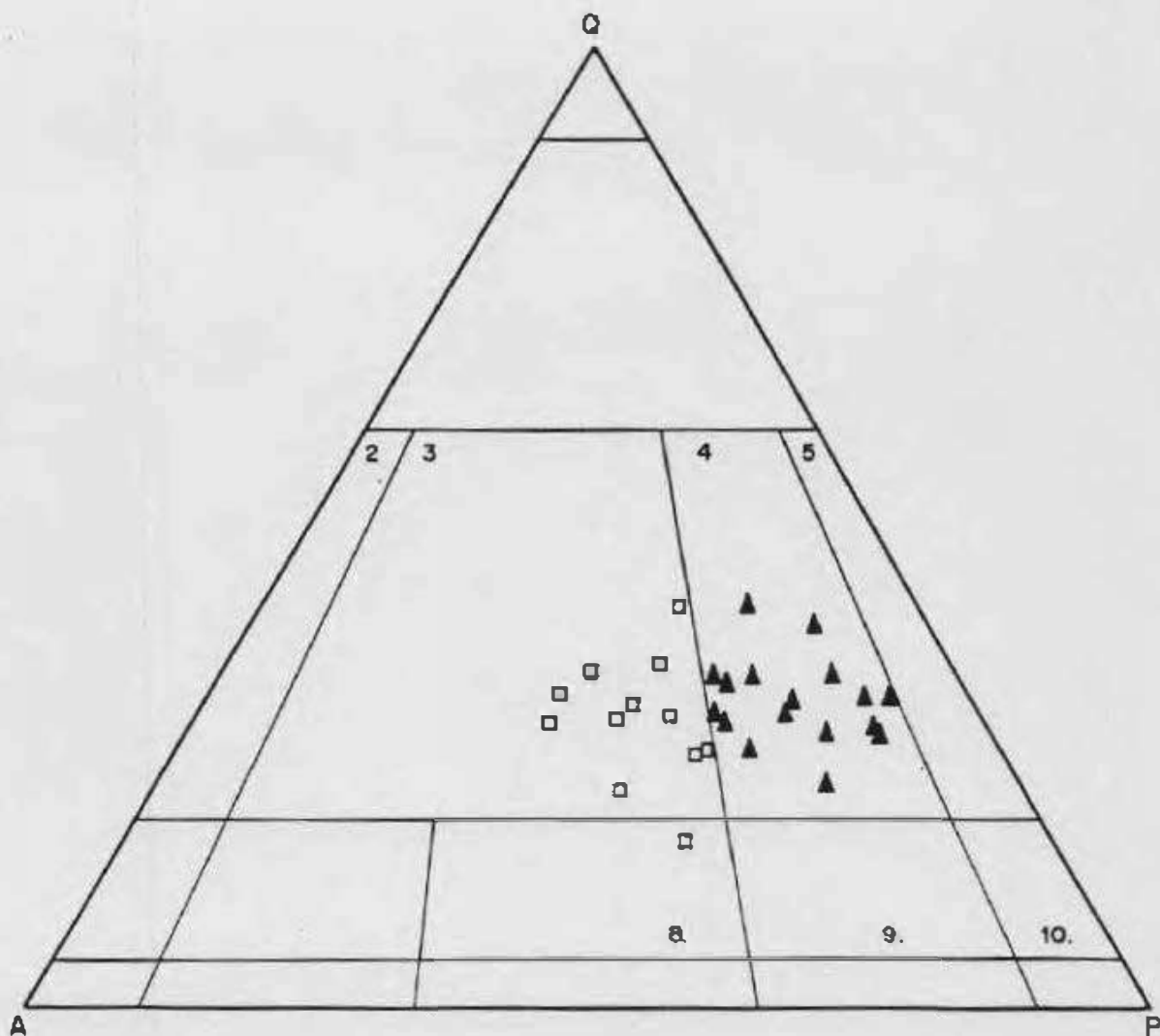
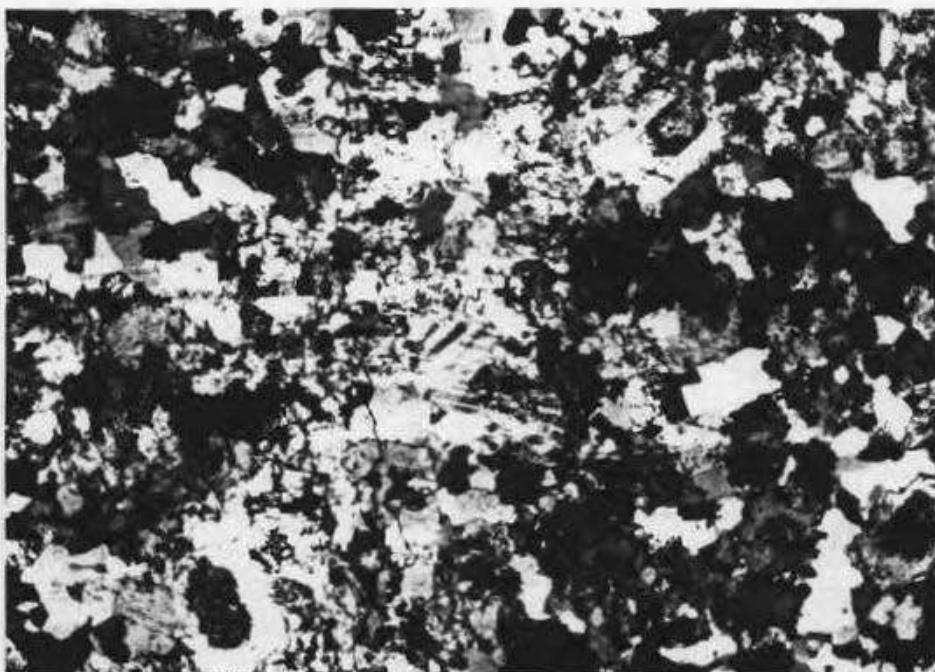


TABELA 34 - ANÁLISES MODAIS (a) DAS ROCHAS GRANODIORÍTICAS E GRANÍTICAS
PERTENCENTES À UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTICA.

TIPO LITOLÓGICO	AMOSTRA (b)	PLAG	QTZD	BIOT	MICh	MUSC	EP	APAT	TIT	ZIRC	OP	ALLA	CLOB
ROCHAS GRANODIORÍTICAS	G CT - 26 C	43,3	26,7	7,7	13,7	4,4	3,6	TD	0,2	TD	TD	TD	TD
	R CT - 63	42,0	26,5	6,0	21,3	2,0	2,0	--	TD	TD	TR	TD	TD
	A CT - 126 A	39,0	29,5	9,0	15,5	2,0	3,1	--	0,1	TD	TD	TR	TD
	M CT - 132 E	44,2	35,1	4,7	9,7	3,0	2,3	--	TD	TR	TD	TD	TR
	O CT - 132 H	39,4	31,0	5,3	20,3	1,0	1,0	TD	TR	TR	--	TD	TD
	D CT - 132 U	46,8	29,8	6,5	9,2	3,7	2,6	--	0,3	TD	TD	0,7	TD
	I CT - 134 A	52,4	26,0	6,2	7,2	6,4	1,2	--	0,2	TD	TD	0,2	TD
	S CT - 135	30,6	26,1	10,4	20,4	1,3	2,9	--	TD	TD	--	TR	TR
	R CT - 160	46,3	27,4	3,0	15,1	5,3	1,6	TD	TD	TD	0,1	TD	--
	I CT - 259	39,5	30,6	5,2	14,7	0,0	0,0	TD	TD	TD	TD	TD	TR
	T CT - 262 A	40,5	23,3	14,2	0,6	1,3	2,2	TD	0,0	TD	0,6	TD	--
	I CT - 204 C	50,1	29,2	4,1	0,3	2,9	5,2	--	TR	TR	TR	TR	TR
	C CT - 295	52,9	25,0	10,0	0,7	0,4	3,0	TD	TD	TD	TR	TD	--
	A CT - 315	42,7	23,6	9,2	10,9	3,1	1,5	--	0,6	TD	TD	TR	TD
	S CT - 310	40,9	25,5	0,2	12,0	2,0	2,2	TD	TD	TR	TD	0,1	--
	S CT - 350	33,4	26,9	10,2	16,5	5,5	6,9	TD	0,1	TD	TR	TR	0,1
	S CT - 394	50,5	20,5	10,7	14,0	1,3	1,6	--	0,3	TR	TD	TD	TR
ROCHAS GRANÍTICAS	G CT - 60	30,1	21,5	11,3	21,9	1,2	4,2	--	1,2	TD	TD	TD	TD
	R CT - 61	41,2	22,7	7,6	23,4	2,4	1,9	TD	0,1	TD	TD	0,3	TD
	A CT - 129	29,0	31,7	4,6	20,1	3,3	1,1	--	0,2	TR	TD	0,8	TD
	O CT - 132 C	34,7	29,3	3,2	30,4	1,9	0,2	--	TR	TR	TD	TD	TD
	M CT - 159 C	36,9	27,9	4,0	24,5	2,3	3,1	TD	0,2	TD	TD	TD	TD
	C CT - 167	20,9	20,9	5,0	35,6	1,2	0,2	TD	TR	TD	TD	TD	TD
	H CT - 275	32,6	28,1	6,5	26,7	3,7	1,5	--	0,3	TD	0,1	TR	TD
	A CT - 276 A	27,7	30,5	7,2	31,8	0,2	2,0	TD	0,2	TD	--	TD	TD
	S CT - 204 H	32,3	31,1	11,6	21,7	0,0	2,0	TR	TR	TD	0,2	TD	TD
	A CT - 286	34,7	19,0	11,1	30,3	1,1	2,3	TR	0,2	TR	0,2	TR	TR
S CT - 372	44,7	15,0	7,5	27,3	1,0	2,4	--	TR	TD	TD	1,0	TD	
S CT - 302	31,9	32,2	7,6	10,5	1,5	2,1	TD	0,6	TR	TR	0,3	TD	

OBS: a -- > MÉDIA DE 750 PONTOS b --- > VIDE TABELA 33
TD ---> TRAÇOS



FOTOMICROGRAFIA 31 - Dique granítico (centro) cortando rocha granodiorítica (laterais). Observa-se a presença de grandes cristais de microclina no dique granítico e de plagioclásio (epidotizado, somente, no centro), com faces irregulares nas rochas granodioríticas; rochas pertencentes a Unidade Granodiorítica - Granítica. Ponto CT-134. Aumento de 50,0 X. Nicóis cruzados.

da biotita por, respectivamente, muscovita e clorita, onde estes dois minerais encontram-se, intimamente, associados à biotita.

Nas rochas granodioríticas e graníticas desta unidade, o plagioclásio encontra-se epidotizado, sericitizado e, parcialmente, substituído pela microclina, enquanto o quartzo apresenta-se xenomórfico. A biotita ocorre associada ao epidoto e a titanita, com o epidoto se formando nas suas bordas ou no contato desta com o plagioclásio. A titanita, ao que parece, se forma por exsolução, formando pequenos aglomerados de cristais no centro ou nas bordas da biotita. Pequenos cristais de zircão e epidoto ocorrem inclusos na biotita, ocasionando nestas, halos pleocróicos. Quase todas as amostras estudadas apresentam grandes cristais de allanita, que ocorrem envolvidas por epidoto. Na Foto 31 observa-se a presença de um pequeno dique granítico rico em microclina, cortando as rochas granodioríticas, onde se observa a presença de cristais de plagioclásio epidotizado no centro e com as bordas limpidas.

VII.3.4 - GABRO PENEDO.

Este corpo ocorre restritamente na área estudada (Mapa Anexo 1), cortando as rochas anfibolíticas, granodioríticas e graníticas. Apresenta suas bordas, fortemente, transformadas hidrotermalmente. Se constitui de rochas dioríticas, compostas, principalmente, de anfibólio, plagioclásio, titanita e minerais opacos, oriundos da transformação de rochas gabróides, mantendo ainda parte da textura ígnea primária. Se caracteriza por estar, levemente, afetada por metamorfismo (transformação do piroxênio para anfibólio e formação de titanita) e não apresentar indícios do processo de metassomatismo potássico (formação de biotita ou microclina).

VII.3.5 - CONJUNTO DE ROCHAS BASÁLTICAS NÃO METAMORFISADAS.

Este conjunto inclui, somente, corpos intrusivos nas rochas do Grenstone Belt, Barbacena e intrusivas associadas (Unidade Metadiorítica Ibitutinga, Unidade Metatrondhjemítica Caburu, Unidade Granodiorítica - Granítica). Estes corpos ocorrem sob a forma de diques (Mapa Anexo 1) de gabro, diabásios e basaltos, se constituindo, principalmente, de piroxênio, plagioclásio, minerais opacos, titanita e, mais raramente, de anfibólio. Diferem das demais rochas da região, por apresentarem clinopiroxênio ígneo e ausência de feições metamórficas.

VIII - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS.

VIII.1 - INTRODUÇÃO.

Foram analisadas para os elementos terras raras (ETR), no laboratório da GEOSOL, sete rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga (Tabela 21), sendo cinco do corpo D1 (Metadiorito Brumado: CT-A, CT-125A, CT-132F, CT-159B e CT-231) e duas do corpo D2 (Meta Quartzo Monzodiorito Glória: CT-300 e CT-335A); e quatro rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu (Tabela 30), referentes ao corpo T1 (Metatrondhjemito Caxambu: CT-219, CT-223, CT-224 e CT-226). Todos os valores dos ETR das rochas de ambas as unidades foram normalizados, segundo o condrito de Leedeey (Masuda et al., 1973), devido a grande parte da bibliografia consultada, referente a rochas dioríticas e trondhjemiticas, utilizarem este como fator de normalização.

VIII.2 - UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

A partir dos resultados das análises químicas dos ETR das rochas desta unidade (Figura 36), normalização destas e comparação destes valores com os de outros corpos dioríticos existentes na literatura (Arth et al., 1978; Brown et al., 1980; Marzouki et al., 1982; Key, 1987; Abdel-Rahman, 1990), é possível se destacar os seguintes dados:

- Todas as rochas dos dois corpos apresentam-se, fortemente, enriquecidas no somatório dos ETR (entre 94 e 389 ppm), destacando-se, porém, neste contexto, as rochas do Meta Quartzo Monzodiorito Glória (corpo D2), com valores entre 305 e 389 ppm.

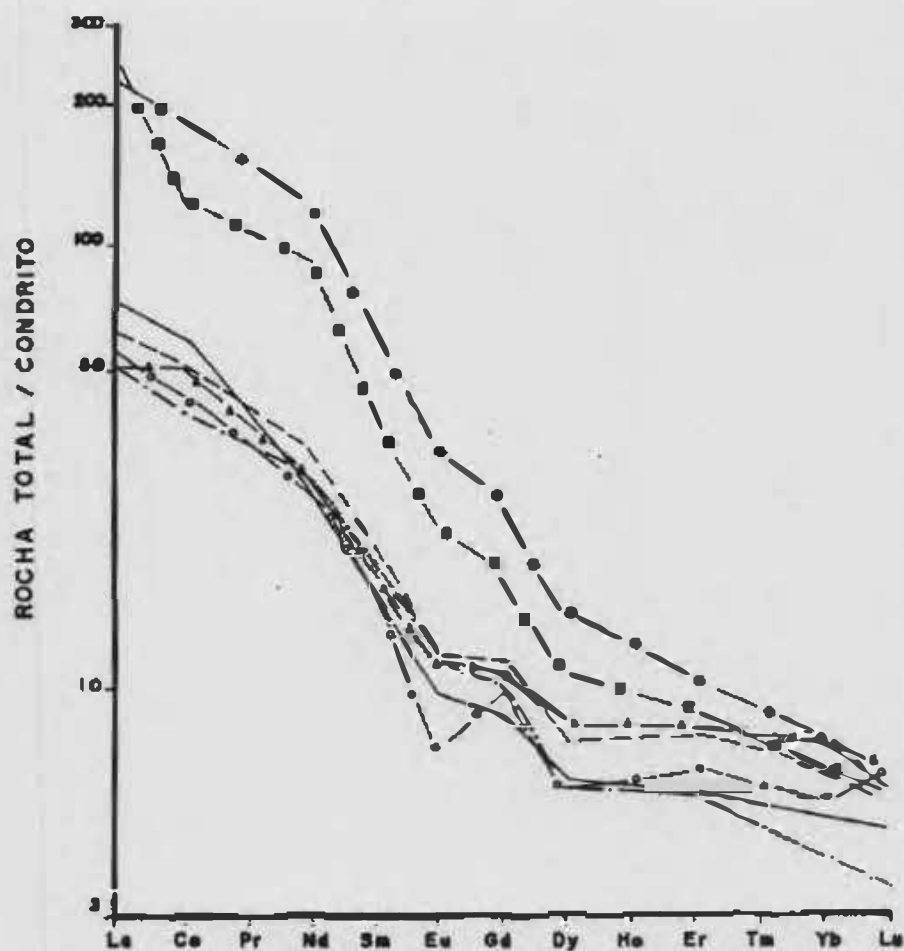
- A razão La/Yb para estas rochas é elevada ($>7,0$), principalmente, no corpo D2, onde esta varia entre 29 e 37.

- O conteúdo de elementos terras raras leves (ETRL) é muito

FIGURA 36 - PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DOS ETR (NORMALIZADOS PELO CONDRILO DE MASUDA ET AL., 1973) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

METADIORITO BRUMADO (CORPO D₁) - META QUARTZO MONZODIORITO GLÓRIA (CORPO D₂)

- - - - - CT - 132 F
 - - - - - CT - 231
 -▲-▲- CT - A
 -○-○- CT - 159 B
 - - - - - CT - 125 A
 -●-●- CT - 335 A
 -■-■- CT - 300



CONDRILO DE MASUDA ET AL. (1973)

mais elevado no corpo D2 (291 a 370 ppm), quando comparado ao corpo D1 (85 a 110 ppm).

- O conteúdo de elementos terras raras pesadas (ETRP) é, levemente, mais elevado no corpo D2 (14 a 19 ppm), do que no corpo D1 (8 a 11 ppm), envolvendo esta diferença, principalmente, valores de Dy, Ho e Er.

- O conteúdo de elementos terras raras médias (ETRM) é elevado para os dois corpos, porém os valores observados para o corpo D2 são maiores.

- Ambos os corpos (D1 e D2) apresentam anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* < 1$) em todas as rochas, destacando-se a forte anomalia observada na rocha tonalítica do ponto CT-159B.

Observa-se para as variedades de rochas do Metadiorito Brumado (Figura 36), um leve padrão de enriquecimento dos ETRL, da rocha CT-132F (rocha quimicamente considerada como a mais próxima da composição do magma parental diorítico) para a rocha CT-231 (rocha mais evoluída, pertencente a fácies microporfirítica), passando, intermediariamente, pelas rochas CT-A (fácies grossa) e CT-159B (fácies média), indicando que durante a cristalização do magma diorítico, os líquidos mais diferenciados foram se enriquecendo, levemente, em ETRL. Em relação aos ETRM, observa-se uma relação oposta à citada anteriormente, onde as rochas CT-132F e CT-A apresentam-se mais enriquecidas, do que as rochas CT-159B e CT-231. Em relação aos valores de ETRP, a rocha CT-132F apresenta-se mais empobrecida e a rocha CT-A mais enriquecida, não se observando, aparentemente, nenhuma alteração substancial no padrão relativamente plano de distribuição destes elementos.

Segundo Hanson (1978) e Marzouki et al. (1982), este padrão de distribuição dos ETRL e ETRM é condizente com a participação de hornblenda, como principal fase mineral, durante a formação das rochas menos evoluídas (CT-132F e CT-A), propiciando o enriquecimento nestas rochas em ETRM e o empobrecimento relativo nos ETRL, como o observado na rocha CT-132F. O plagioclásio seria a fase mineralógica responsável

pela pequena anomalia negativa de Eu, e a apatita e ilmenita, conjuntamente com o plagioclásio, pelo leve enriquecimento nos ETRL.

A forte anomalia negativa de Eu na rocha CT-1598, pertencente à fácies média do corpo D1, caracteriza a participação de plagioclásio, como uma fase mineralógica presente durante a cristalização fracionada que originou as rochas do Metadiorito Brumado (D1).

O enriquecimento relativo nos ETRL e empobrecimento nos ETRM na rocha considerada como a mais evoluída (CT-231 - fácies microporfirítica) implica em uma mudança na proporção de cristalização de hornblenda e plagioclásio, durante a evolução das rochas do corpo D1. Nas fases iniciais da cristalização, concernemente com a formação das rochas menos evoluídas (CT-132F e CT-A), predominou hornblenda, enquanto no final da cristalização, quando se formaram as rochas mais diferenciadas (CT-1598 e CT-231), o plagioclásio teve uma participação mais acentuada.

Hanson (1975) e Marzouki et al. (1982) admitem que a diminuição de Y, Gd e Zr e o aumento de La, Ce e Nd das rochas menos evoluídas para as mais evoluídas, implicariam na cristalização de hornblenda, enquanto o aumento conjunto de Y, Zr, Ce e Nd acarretaria, predominantemente, na cristalização fracionada de plagioclásio. Nas rochas dioríticas da área estudada, observa-se a diminuição dos valores de Y, Gd e Nd, o aumento de La, Ce e Zr e a presença de anomalia negativa de Eu. Admitindo-se que o Zr esteja relacionado ao metassomatismo potássico, os outros elementos são compatíveis com a cristalização fracionada de hornblenda, conjuntamente, com plagioclásio.

A amostra CT-125A corresponde a uma rocha afetada, mais intensamente do que as outras rochas do corpo D1, pelo metassomatismo potássico, porém, não se processou nesta a formação de microclina, como observado nas rochas do corpo D2. Seu padrão de distribuição dos ETR mostra-se condizente com o envelope das rochas do corpo D1, estando, somente, mais enriquecida nos ETRM, do que as outras rochas.

As rochas do Meta Quartzo Monzodiorito Glória (corpo D2) apresentam padrão de distribuição dos ETR semelhante ao

padrão das rochas do Metadiorito Brumado (corpo D1), estando, somente, as primeiras muito mais enriquecidas no conteúdo dos ETRL, EIRM e EIRP.

Se considerarmos que as rochas dos corpos D1 e D2 foram formadas pelo mesmo processo de cristalização magmática, possuindo idades semelhantes, a forte diferença no conteúdo de ETRL, EIRM e EIRP entre os dois corpos, teria de ser compatível com um processo, que atingiu as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, posteriormente a sua formação e cristalização. Este processo transcorreria de forma distinta nos dois corpos, atuando mais intensamente no corpo D2, do que no corpo D1.

Figueiredo (1985) relata que durante um evento metassomático potássico, grandes mudanças no conteúdo de ETR, principalmente, no dos ETRL podem ocorrer, enquanto durante o metamorfismo regional, estas mudanças são muito menos acentuadas.

Segundo os dados petrográficos, as rochas dos corpos D1 e D2 foram afetadas tanto por metamorfismo regional, quanto por metassomatismo potássico. A partir do estudo geoquímico dos elementos maiores e traços, observou-se, que o metamorfismo regional, atuante nas rochas desta unidade, apresentou caráter quase isoquímico, não impondo grandes transformações na química global das rochas, enquanto o metassomatismo potássico propiciou fortes mudanças, principalmente, relacionadas à entrada de K, Ba e Rb no sistema.

Este último evento (metassomatismo potássico) atuou mais fortemente no corpo D2, chegando, inclusive, a formar biotita e microclina, a partir, respectivamente, do anfibólio e plagioclásio, enquanto sua atuação no corpo D1 se restringiu à transformação do anfibólio em biotita. Outros minerais, tais como allanita, titanita e zircão também foram formados. Provavelmente, a allanita e a titanita que ocorrem em maiores proporções no corpo D2, quando comparadas ao corpo D1, seriam as fases minerais responsáveis pela forte anomalia nos ETRL e EIRM das rochas deste corpo, pois possuem estrutura favorável à captura destes ETR (Hanson, 1978; Figueiredo, 1985). Os ETRP dos dois corpos apresentam padrão de distribuição semelhante

para Tm, Yb e Lu.

A partir da análise dos dados estudados, sugere-se que as elevadas diferenças no conteúdo dos ETR, observadas entre os corpos D1 e D2, sejam provenientes da atuação do metassomatismo potássico, provocado pela intrusão de pequenos diques e corpos maiores de composição granodiorítica e granítica (amplamente distribuídos na área estudada), que modificaram fortemente a mineralogia do corpo D2, a partir da formação de microclina, allanita, titanita e zircão. O padrão de enriquecimento dos ETRL e empobrecimento dos ETRM das rochas menos evoluídas para as mais evoluídas do corpo D1, por outro lado, seria produto da diferenciação por cristalização fracionada de anfibólio e plagioclásio do magma diorítico.

VIII.3 - UNIDADE METATRONDHJEMITICA CABURU.

Na referida unidade, somente cinco rochas do Metatrondhjemito Caburu (corpo T1) foram analisadas para ETR, pois as rochas dos gnaisses trondhjemiticos granitizados (corpos T2, T3 e T4) apresentam-se, fortemente, modificadas por um evento metassomático potássico - deformacional.

Nas análises químicas dos ETR das rochas do Metatrondhjemito Caxambu (Tabela 30 e Figura 37) podem ser destacados os seguintes pontos:

- As rochas apresentam valores muito próximos para os ETRM e, significativamente diferentes para os ETRL e ETRP.

- Todas as rochas apresentam anomalia negativa de Eu muito incipiente, estando esta relacionada a cristalização de plagioclásio rico em sódio.

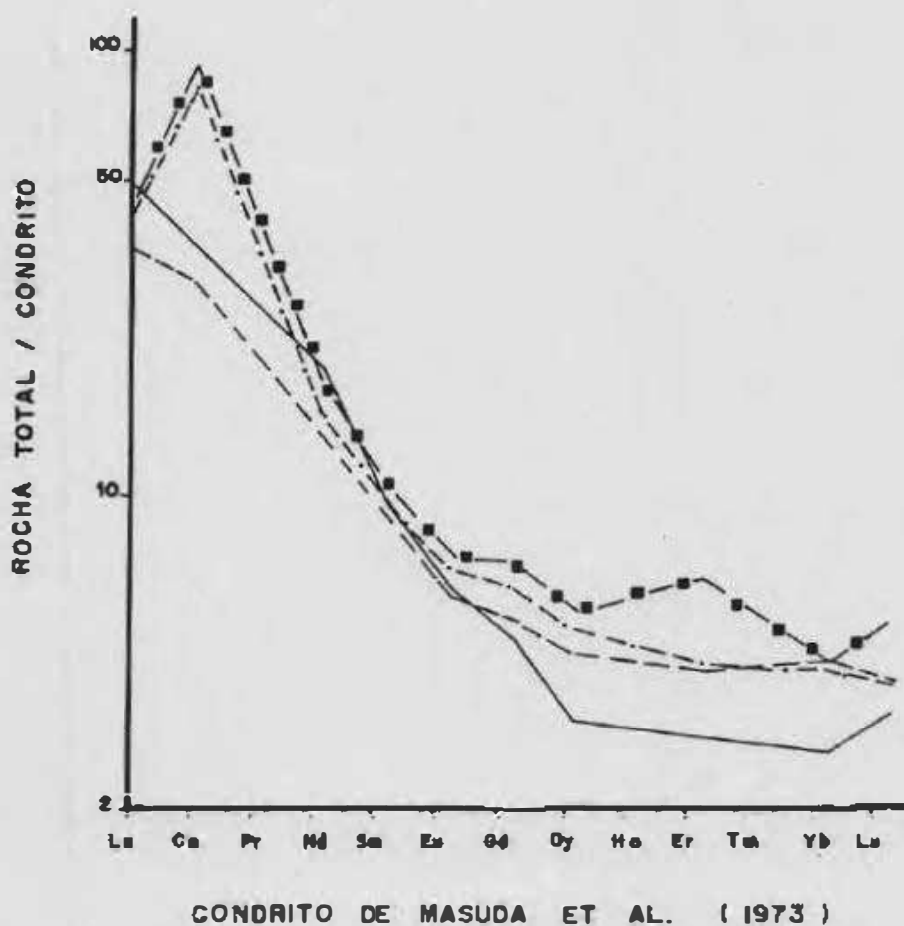
- As rochas com anomalia positiva de Ce apresentam-se mais enriquecidas no somatório dos ETR do que as demais.

- A variação no padrão de distribuição dos ETRL é devida à presença de anomalia positiva de Ce nas rochas CT-219 e CT-223.

FIGURA 37 - PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DOS ETR (NORMALIZADO PELO CONDRILO DE MASUDA ET AL., 1973) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CAXBURU.

METATRONDHJEMITO CAXBURU (CORPO T₄)

- □ - □ - CT - 219 - - - - CT - 224
 - . - . - CT - 223 - - - - CT - 225



- Todas as rochas apresentam a razão $(La/Yb)_N > 8.0$, caracterizando o enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP.

- As rochas do corpo T1 se apresentam enriquecidas nos ETRP em relação a outros corpos trondjemíticos da literatura (Barker et al., 1976; Arth et al., 1978; Arth, 1979).

Estudando-se as amostras do Metatrondhjemito Caxambu, observa-se nas rochas CT-219, CT-223 e CT-224 a presença de anomalia positiva de Ce e na rocha CT-225 um forte empobrecimento em ETRP. Na rocha CT-224 a anomalia de Ce é muito sutil, enquanto nas amostras CT-219 e CT-223, esta é muito acentuada. Anomalias positivas de Ce são atribuídas, por vários autores (Nesbitt, 1979; Boulange et al., 1990; Noack et al., 1990; Marsh, 1991) a processos intempéricos "lato Sensu" atuantes em diferentes tipos de rochas (basaltos, doleritos, sienitos e granodioritos).

A rocha CT-223 apresenta, muito incipientemente, a argilização do plagioclásio, que corresponderia a uma feição típica de intemperismo, porém, predominam nos cristais de plagioclásio desta rocha, feições relacionadas ao metamorfismo (epidotização) e ao metassomatismo potássico (muscovitização). No estudo petrográfico das rochas CT-219 e CT-224, não foram observadas feições, que indicassem um perfil de alteração intempérica das rochas analisadas. Os cristais de plagioclásio dessas duas rochas encontram-se, somente, transformados em epidoto e muscovita, em função da atuação, respectivamente, do metamorfismo regional e do metassomatismo potássico.

Noack et al. (1990) admitem que a anomalia positiva de Ce, formada nos basaltos, alterados intempéricamente, da Bacia do Paraná seria proveniente da lixiviação dos outros ETR, conjuntamente, com a retirada de Ba, Rb e Sr a partir da alteração do plagioclásio. Marsh (1991) tece considerações semelhantes para a anomalia positiva de Ce dos doleritos, alterados intempéricamente, do Karoo, onde os outros ETR teriam sido lixiviados e o Ce fixado, a partir da sua transformação de Ce^{+2} para Ce^{+4} , na caulinita.

No Metatrondhjemito Caxambu, a partir da comparação do envelope dos ETR das rochas CT-224 e CT-225, com o envelope

das rochas com forte anomalia positiva de Ce (CT-219 e CT-223), observa-se uma grande semelhança nos valores dos ETRM e do La. Esta similariedade de valores dos ETRM e do La e os valores quase constantes de Ba e Rb nestas rochas, contradizem a hipótese do envolvimento de processos intempericos para a formação da anomalia positiva de Ce observada.

De acordo com o estudo efetuado, as rochas do corpo T1, mais próximas da Ferrovia do Aço, apresentam-se modificadas em sua mineralogia e composição química, a partir dos efeitos dos eventos metamórfico regional e metassomático potássico - deformacional. Observou-se, que durante estes eventos, foram formadas grandes quantidades de cristais de epidoto e allanita. Estes minerais por admitirem o Ce na sua estrutura cristalina, seriam os responsáveis pelas fortes anomalias positivas deste elemento nestas rochas.

As rochas do Gnaissé Trondhjemitico Granitizado Fé afetadas, mais intensamente, pela deformação (cisalhamento) se enriqueceram, fortemente, em Y (64 a 154 ppm), elemento este compatível com o Cério.

Comparando-se o padrão de distribuição dos ETR do Metatrondhjemitico Caxambu (corpo T1) com rochas trondhjemiticas de diferentes idades e regiões do mundo, observa-se por exemplo, que o padrão do Metatrondhjemitico Caxambu é muito diferente das rochas trondhjemiticas precambrianas da Filândia (Arth et al., 1978) e do Novo México (Barker et al., 1976), por ser mais enriquecido em ETRL e não apresentar anomalia positiva de Eu; das rochas trondhjemiticas mesozóicas (Drummond e Defant, 1990), por não apresentar anomalia positiva de Eu; e das rochas trondhjemiticas oceánicas (Coleman e Peterman, 1975), correlacionáveis às sequências ofiolíticas, em todos os valores dos ETR.

O padrão de distribuição dos ETR do corpo T1, quando comparado a média dos corpos bem estudados e com idades definidas (Tabela 35), se assemelha ao padrão dos corpos trondhjemiticos proterozóicos (Drummond e Defant, 1990) no conteúdo dos ETRP e ao dos trondhjemitos arqueanos no conteúdo dos ETRL e ETRM (Drummond e Defant, 1990). Diferencia-se dos corpos arqueanos somente por estarem muito mais enriquecidos em ETRP, que poderia ser explicado a partir da participação de

TABELA 35 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS
(em ppm) DAS ROCHAS DO METABOMBIJEMITO CAXAMBU
E DE ROCHAS TROMBHEMÍTICAS DE DIFERENTES IBADES.

ROCHAS METATROMBHEMÍTICAS					
IBADE	MESOZÓICA	PALEOZÓICA	PROTEROZÓICA	ARQUIANA	BESCONHECIDA
X	3 *	3 *	1 *	7 *	4 **
La	13,30	8,20	—	16,00	16,43
Ce	25,30	16,20	38,50	23,00	59,71
Nd	12,00	8,30	15,40	6,40	12,18
Sm	1,70	1,70	2,99	1,80	2,28
Eu	0,67	0,52	0,86	0,60	0,59
Gd	1,30	---	2,44	1,82	1,87
Tb	---	0,22	---	0,20	---
Dy	0,85	0,64	1,87	0,60	1,80
Ho	---	---	---	0,14	0,37
Er	---	---	0,96	0,34	1,88
Yb	0,40	0,29	0,90	0,45	0,98
Lu	0,05	0,05	---	0,12	0,16

OBS: * - Drummond e Befant (1990).

** - Realizadas pela GEOSOL (neste trabalho).

X - Número de amostras

granada no líquido que formou estas rochas.

IX - FORMAÇÃO DAS ROCHAS DAS UNIDADES METADIORÍTICA IBITUTINGA E METATRONDHJEMÍTICA CABURU.

IX.1 - INTRODUÇÃO.

A partir do estudo geoquímico das rochas das unidades Metadiorítica Ibitutinga e Metatrondhjemítica Caburu, caracterizou-se, tentativamente, a filiação das rochas da primeira unidade à série cálcio-alkalina (Figuras 20, 38 e 39) e as rochas da segunda unidade, ora à série cálcio-alkalina, nos diagramas que utilizam-se do par Na_2O e K_2O (Figuras 29 e 38), ora à série trondhjemitica, nos diagramas que envolvem CaO ou plagioclásio cálcico (Figuras 30 e 39). Este comportamento para rochas da série trondhjemitica, também, foi observado, anteriormente, por Barker e Arth (1976).

No diagrama $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ (Figura 38), observa-se, que tanto as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, quanto a maioria das rochas da Unidade Metatrondhjemítica Caburu, se posicionam no campo pertencente às rochas das séries cálcio-alkalina e trondhjemitica. No diagrama QAP (Figura 39) as rochas dessas duas unidades se posicionam no campo de superposição entre as séries cálcio-alkalina tonalítica - trondhjemitica e a série toleítica.

Nos diagramas óxidos X ID da Figura 40 (ID=Larsen, 1938) os conjuntos de rochas das duas unidades (não considerando as amostras do Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé - corpo 12), encontram-se separados devido a existência de descontinuidades em valores de ID (entre 13 e 17) e respectivos valores, principalmente, de SiO_2 (entre 65,0% e 68,5%), MgO (entre 1,0% e 3,1%) e CaO (entre 3,1% e 4,5%). Esses intervalos possibilitam a separação de dois conjuntos distintos de rochas (Unidade Metadiorítica Ibitutinga e Unidade Metatrondhjemítica Caburu), aparentemente, sem relações genéticas entre si, ligadas a processos de cristalização fracionada. Independentemente de tal separação, alguns trends são observados, nos casos de SiO_2 , FeO , MgO , CaO e Na_2O , para rochas de ambas as unidades, quando tomadas em

Figura 38- DIAGRAMA $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ (MIDDLEMOST, 1975) PARA ROCHAS DAS UNIDADES METADIORÍTICA IBITUTINGA E METATRONDHJEMÍTICA CABURU.

+ ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA
(CORPOS D_1 e D_2)

▽ ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CAXAMBU
(CORPO T_1)

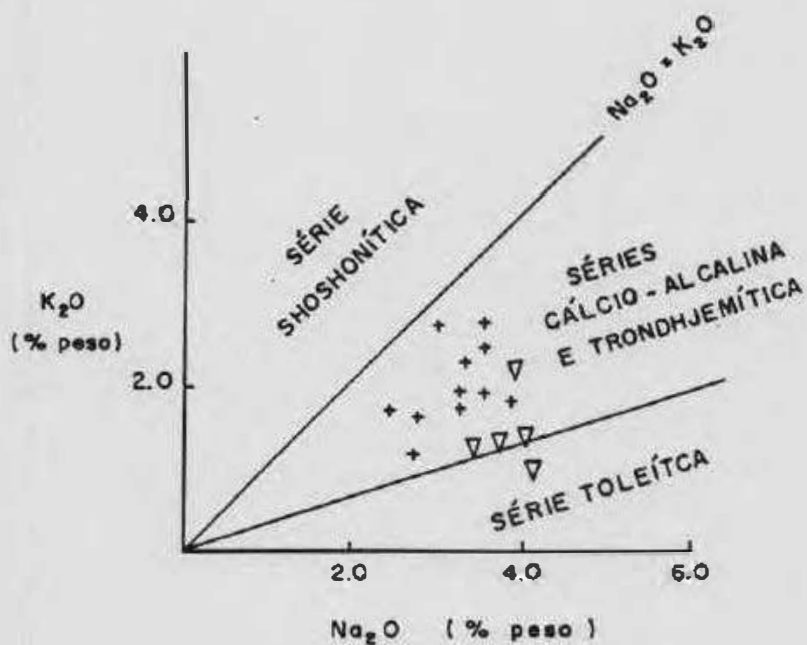


FIGURA 39 - DIAGRAMA QAP (STRECKEISEN, 1976) PARA AS ROCHAS DAS UNIDADES METADIORÍTICA IBITUTINGA E METATRONDHJEMÍTICA CABURU COM AS SÉRIES ÍGNEAS, SEGUNDO BOWDEN ET AL. (1984).

1 - SÉRIE TOLEÍTICA; 2 - SÉRIE CÁLCIO - ALCALINA TONALÍTICA OU TRONDHJEMÍTICA (BAIXO K); 3 - SÉRIE CÁLCIO - ALCALINA GRANODIORÍTICA (MÉDIO K); 4 - SÉRIE CÁLCIO - ALCALINA MONZODIORÍTICA (ALTO K); 5 - SÉRIE ALCALINA POTÁSSICA; 6 - SÉRIE ALCALINA SÓDICA; 7 - SÉRIE PERALCALINA.

- + METADIORITO BRUMADO (D₁);
- * METAQUARTZO MONZODIORITO GLÓRIA (D₂);
- ∇ METATRONDHJEMITO CAXAMBU (T₁).

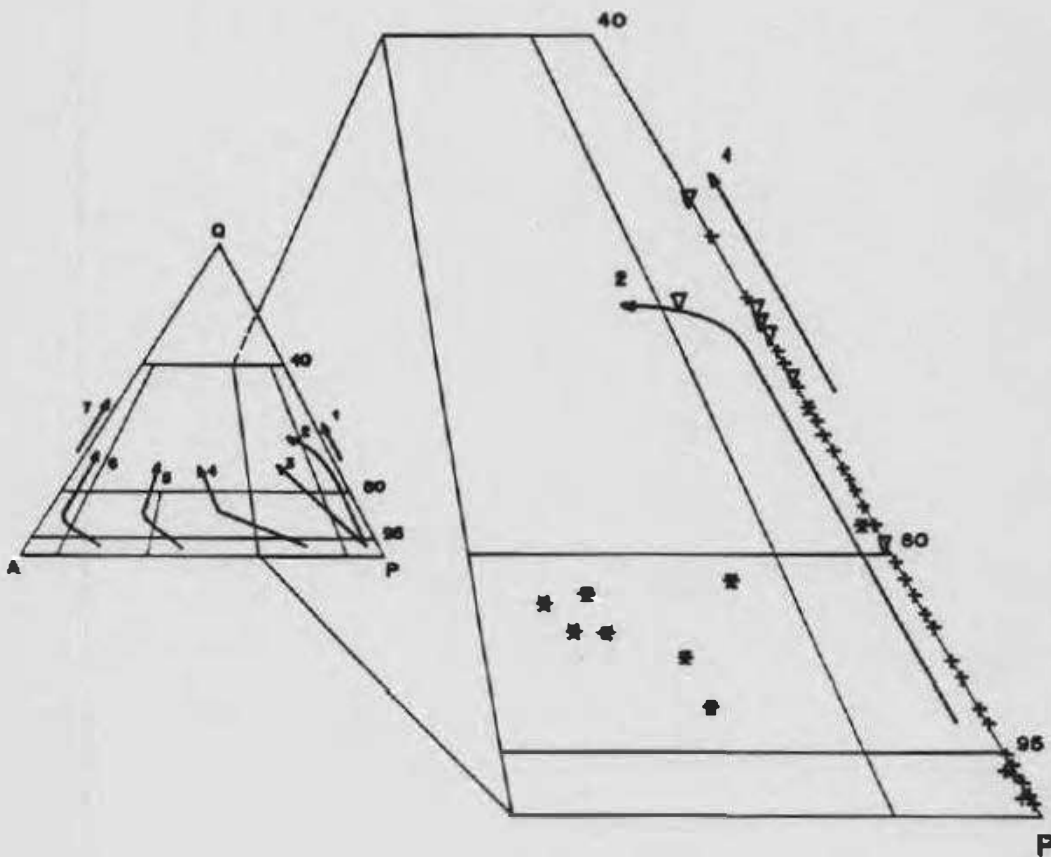
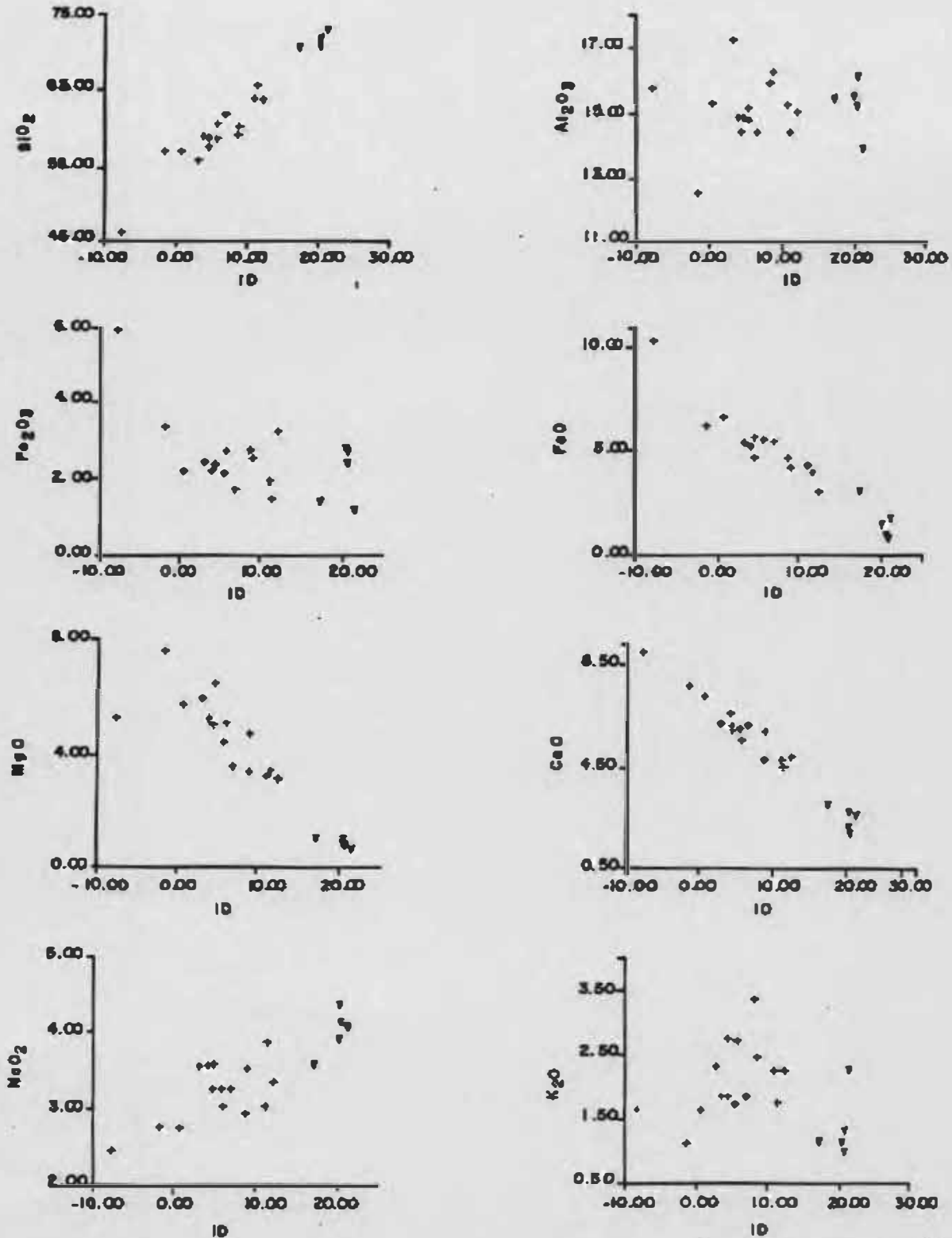


FIGURA 40 - DIAGRAMA X - Y (ID -LARSEN, 1938) PARA AS ROCHAS DAS UNIDADES METADIORÍTICA IBITUTINGA E METATRONDHJEMÍTICA CABURU.

$$ID = \frac{1}{3} SiO_2 + K_2O - (FeO + MgO + CaO)$$

+ - UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA

▼ - UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU.



conjunto ou isoladamente. Nos gráficos para Al_2O_3 e K_2O , pode-se sugerir a existência de dois trends distintos, com cada um abrangendo as rochas de cada uma das unidades.

IX.2 - UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

Key (1987) resume algumas das várias hipóteses existentes na literatura para explicar a formação das rochas dioríticas:

- 1 - Recristalização hidrotermal e metassomática ligada à intrusão de corpos graníticos.
- 2 - Cristalização fracionada de um magma basáltico anídrico.
- 3 - Cristalização fracionada de um magma basáltico hidratado.
- 4 - Metamorfismo regional de rochas gabróides.
- 5 - Imiscibilidade de líquidos.
- 6 - Mistura de magmas básicos e ácidos.
- 7 - Assimilação e contaminação por um magma basáltico de rochas graníticas.

Para as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, propõe-se no presente trabalho, com base nos dados globais (de campo, petrográficos e geoquímicos) uma origem a partir da cristalização fracionada de um magma basáltico hidratado, no qual os principais minerais controladores deste processo foram hornblenda e plagioclásio, responsáveis, respectivamente, pelo padrão de distribuição dos ETRM e pela anomalia negativa de Eu exibida por tais rochas (Figura 36). Posteriormente a sua formação, estas rochas foram afetadas por metamorfismo regional e um subsequente metassomatismo potássico, associado a intrusões de vários corpos, pertencentes a Unidade Granodiorítica - Granítica.

O padrão de distribuição dos ETR das rochas do Metadiorito Brumado (D1), pertencente à Unidade Metadiorítica Ibitutinga, se assemelha, em grande parte, ao dos basaltos cálcio-alcalinos de arcos de ilha (Lopes Escobar, in Abdel-Rahman, 1990) e ao das rochas da série GDT (gabro -

diorito - tonalito) da Filândia (Arth et al., 1978) e do Egito (Abdel-Rahman, 1990) (Figura 41). Este padrão difere, somente, por ser mais enriquecido nos ETRL, em relação às rochas dioríticas e quartzo dioríticas das duas séries GDT e por possuir anomalia negativa de Eu (Figura 41), enquanto estas duas series apresentam ora pequena anomalia positiva de Eu, ora pequena anomalia negativa de Eu. Estas anomalias de Eu podem caracterizar a influência de plagioclásio na sua formação.

No gráfico $TiO_2 \times Zr$ (Figura 42), observa-se que a grande maioria das referidas rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga, se posicionam no campo das rochas de arcos de ilha (Pearce 1982), com somente duas das mesmas (CT-132F e CT-1598) se posicionando no campo das rochas intra-placas (Pearce, op.cit.)

IX,3 - UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU.

Segundo Barker (1979) as rochas trondhjemiticas podem ocorrer associadas a: gnaisses arqueanos; periferia de greenstone belts arqueanos; margens continentais proterozóicas, paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas; regiões sub-vulcânicas associadas a arcos de ilha; e a ofiolitos. Barker e Arth (1976), Barker (1979) e Drummond e Defant (1990) resumem as principais possibilidades de origem das rochas trondhjemiticas, conforme acham-se esboçadas, parcialmente, na Figura 43, em:

- 1 - Fracionamento de um magma basáltico hidratado.
- 2 - Fracionamento de um magma diorítico pobre em potássio.
- 3 - Fusão parcial diretamente do manto.
- 4 - Fusão parcial de rochas quartzo eclogiticas.
- 5 - Fusão parcial de rochas anfibolíticas.
- 6 - Fusão parcial de rochas gabróides.

As relações entre as fases cumuladas nos dois primeiros casos e entre os residuos (fases não fundidas) nos três

FIGURA 41 - PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DOS ETR (NORMALIZADOS PELO CONDRIITO DE MASUDA ET AL., 1973) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA, ROCHAS DA SÉRIE GDT E BASALTOS DE ARCOS DE ILHA.

- + - METADIORITO BRUMADO (CORPO D,)
- /// - BASALTOS DE ARCO DE ILHA (LOPES-ESCOBAR, 1984 IN ABDEL-RAHMAM, 1990)
- - ROCHAS DA SÉRIE GDT (GABRO - DIORITO - TONALITO) DE ABDEL-RAHMAM (1990).

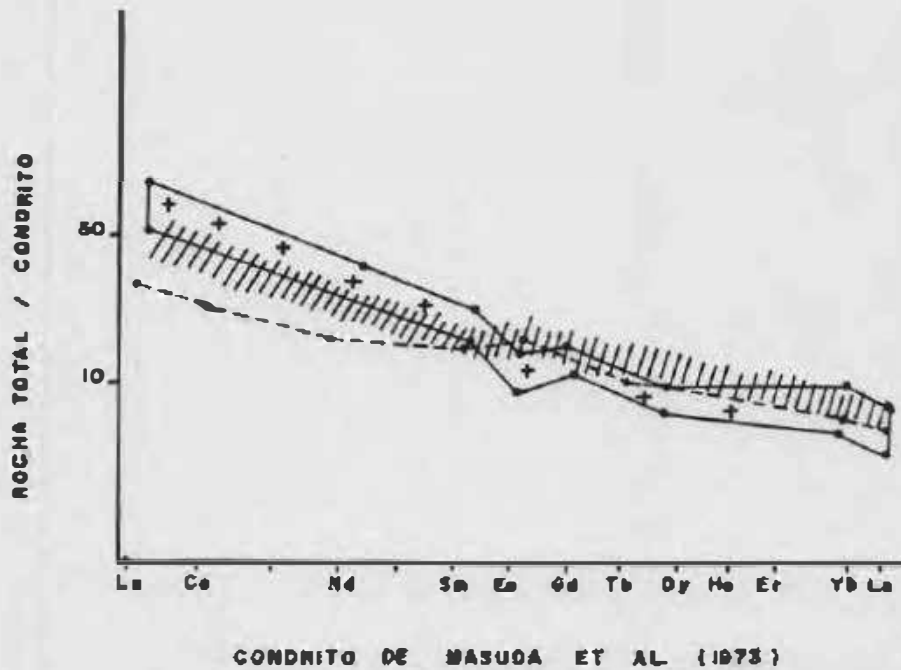


Figura 42 - DIAGRAMA $TiO_2 \times Zr$ (PEARCE, 1982) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

+ METADIORITO BRUMA00 (CORPO D₁)

* META QUARTZO MONZOOIORITO GLÓRIA (CORPO O₂)

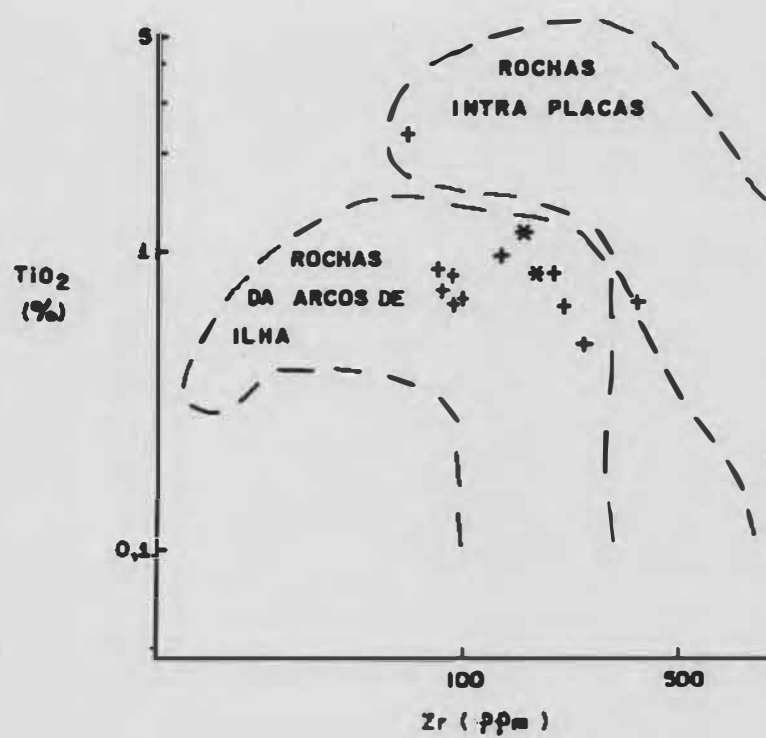
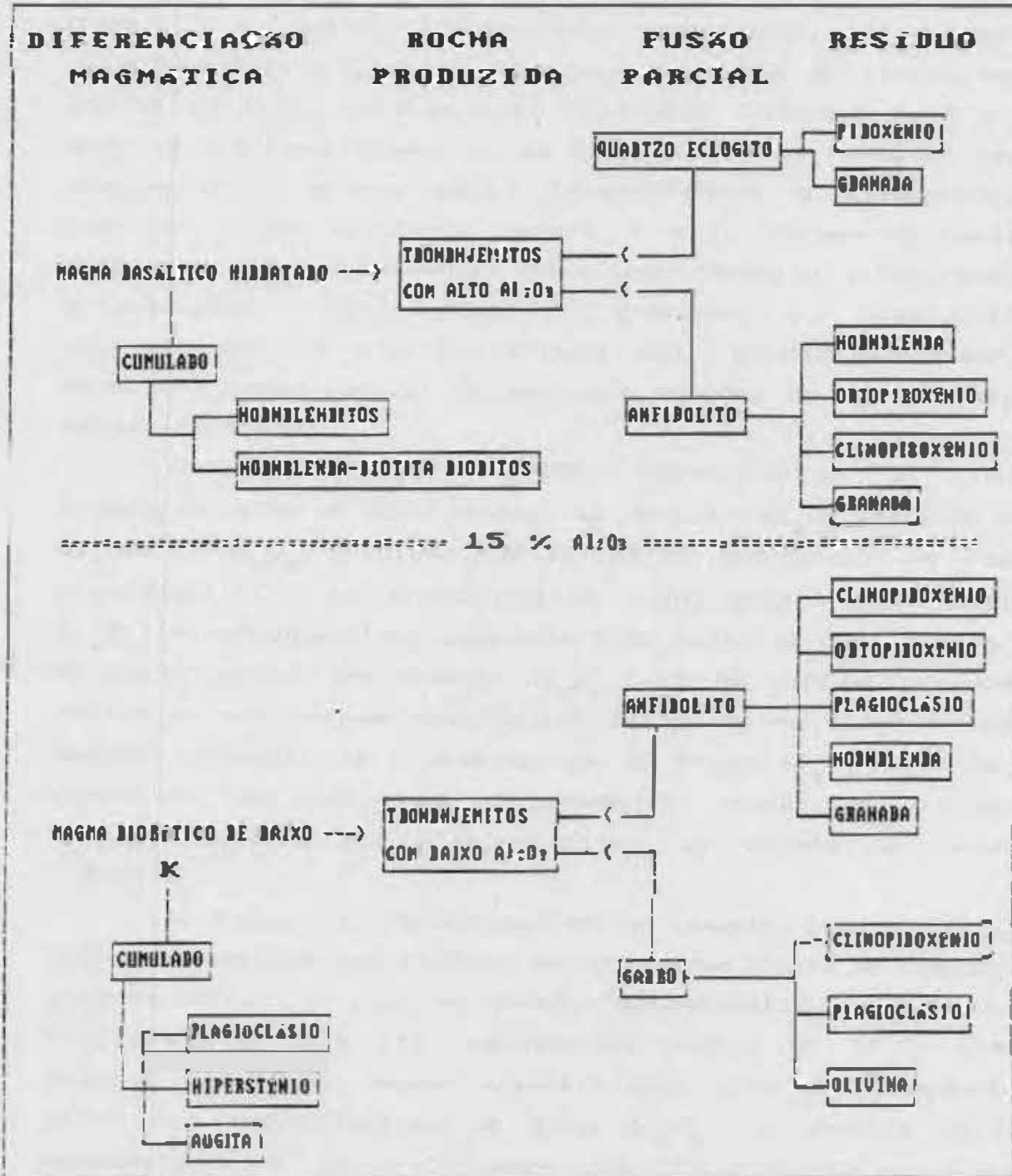


FIGURA 43 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO AS POSSIBILIDADES DE FORMAÇÃO DOS LEQUIDOS TROONDJEEMÍTICOS DE ALTO ALUMÍNIO E DE BAIXO ALUMÍNIO POR DIFERENCIAÇÃO E FUSÃO PARCIAL (DAXER E ARTH, 1976).



últimos casos, correspondem as principais variações entre cada uma das propostas formuladas (Figura 43).

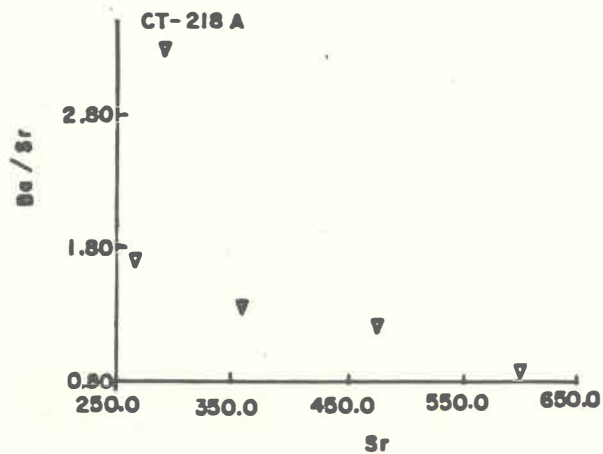
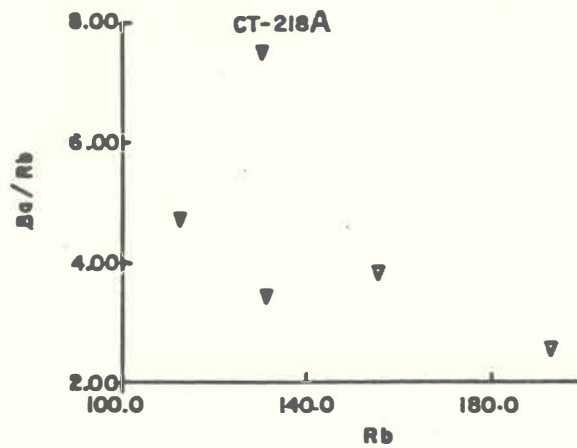
Para a formação de rochas trondhjemiticas ricas em Al_2O_3 são aventadas as hipóteses 1, 4 e 5. Na hipótese número 1, a fase cumulus envolve a formação de hornblenditos e hornblenda-biotita dioritos. Na hipótese número 4 o resíduo seria composto de piroxênio e granada, enquanto na hipótese número 5 o resíduo apresentaria hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada. Quanto a formação de trondhjemitos pobres em Al_2O_3 existem três hipóteses (números 2, 5 e 6), onde na hipótese número 2, as rochas cumulus formadas contêm plagioclásio, ortopiroxênio (hiperstênio) e clinopiroxênio (augita) e nas hipóteses número 5 e 6, formam-se resíduos compostos, respectivamente, de clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio, hornblenda e granada e plagioclásio, clinopiroxênio e olivina (Figura 43). A hipótese número 3 envolve a fusão parcial de pequenas porções do manto, gerando magmas félsicos.

Barker et al. (1976) sub-dividiram as rochas trondhjemiticas em dois grupos: as de alto Al_2O_3 (>15,0%) e as de baixo Al_2O_3 (<15,0%). Arth (1979) sub-divide as rochas trondhjemiticas em trondhjemitos continentais (com elevado Al_2O_3) e trondhjemitos oceânicos (com baixo Al_2O_3). Sugere que os trondhjemitos com elevado Al_2O_3 (>15,0%) seriam formados em ambientes com margem continental ativa ou no interior desta margem, enquanto os trondhjemitos de baixo Al_2O_3 (<15,0%) se formariam em ambientes, tipicamente, oceânicos e seriam correlacionáveis aos plagiogranitos de Coleman e Peterman (1975)..

As rochas do Metatrondhjemitito Caxambu (corpo T1), que não se encontram modificadas em sua mineralogia e composição química devido a ação do evento metassomático potássico já mencionado (Figura 44), apresentam teores de Al_2O_3 sempre maiores que 15,0%, sendo classificadas como pertencentes ao grupo dos trondhjemitos de alto Al_2O_3 . A amostra CT-218A apresenta valor de Al_2O_3 menor que 15% (13,70%) e relações Ba/Sr e Ba/Rb muito elevadas (Figura 44), caracterizando uma maior atuação do evento metassomático potássico nesta rocha em relação as outras do mesmo corpo (T1), modificando,

Figura 44 - DIAGRAMAS $Ba/Rb \times Rb$ e $Ba/Sr \times Sr$ PARA AS ROCHAS DO METATRONDHJEMITO CAXAMBU, EVIDENCIANDO OS EFEITOS DO METASSOMATISMO POTÁSSICO.

▼ METATRONDHJEMITO CAXAMBU.



acentuadamente, a sua composição química original.

Nas Figuras 45 e 46 observa-se, que as rochas do corpo T1 se posicionam no campo dos trondhjemitos continentais ricos em Al_2O_3 , restringindo, desta maneira, a possibilidade destas rochas estarem associadas a sequências de rochas oceânicas (rochas ofiolíticas e de arcos de ilhas). Na Figura 46, a rocha CT-218A se posiciona fora do campo delimitado, por Coleman e Peterman (1975), relativo aos trondhjemitos continentais, devido ao seu teor de K_2O mais elevado, quando comparado aos das outras rochas associadas, o que é aqui atribuído à atuação mais intensa do metassomatismo potássico nesta rocha, como observado na Figura 44.

A partir da comparação dos dados referentes aos ETR de rochas trondhjemiticas de vários ambientes geotectônicos (Arth, 1979), com os das rochas do Metatrondhjemito Caxambu (Figura 47), observa-se a completa discrepância do padrão de distribuição dos ETR das rochas deste último corpo, com as rochas trondhjemiticas associadas a ambientes tipo arco de ilha e a sequências ofiolíticas. O padrão de distribuição dos ETR das rochas formadas no interior dos continentes difere do das rochas estudadas por mostrar maior enriquecimento em ETRL e ETRM e empobrecimento em ETRP. Semelhanças são observadas entre os padrões de ETR das rochas do Metatrondhjemito Caxambu e o das rochas trondhjemiticas de margem continental. O padrão de distribuição dos ETR entre estes dois tipos de trondhjemitos diferem no maior enriquecimento de ETRP e na presença de leve anomalia negativa de Eu e forte anomalia positiva de Ce, nos trondhjemitos investigados no presente estudo (corpo T1) (Figura 47).

Barker e Arth (1976), Barker (1979) e Arth (1979) sugerem que a formação de rochas trondhjemiticas ricas em Al_2O_3 envolveria, inicialmente, a fusão de porções do manto gerando magmas basálticos, que viriam à superfície e se cristalizariam formando espessas pilhas de rochas basálticas de origem mantélica (MORB). Posteriormente, estas rochas seriam metamorfisadas na fácies anfibolito, transformando-se em anfibolitos ou granada anfibolitos. A base dessa espessa pilha sofreria fusão parcial, ocasionando a formação de um líquido de composição trondhjemitica ou tonalítica e um resíduo, no

Figura 45 - DIAGRAMA $Al_2O_3 \times Yb_N$ (ARTH, 1979) PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMITICA CABURU. A LINHA CHEIA SEPARA OS TRONDHJEMITOS CONTINENTAIS DO TRONDHJEMITOS OCEÂNICOS

▼ METATRONDHJEMITO CAXAMBU. (CORPO T_1)

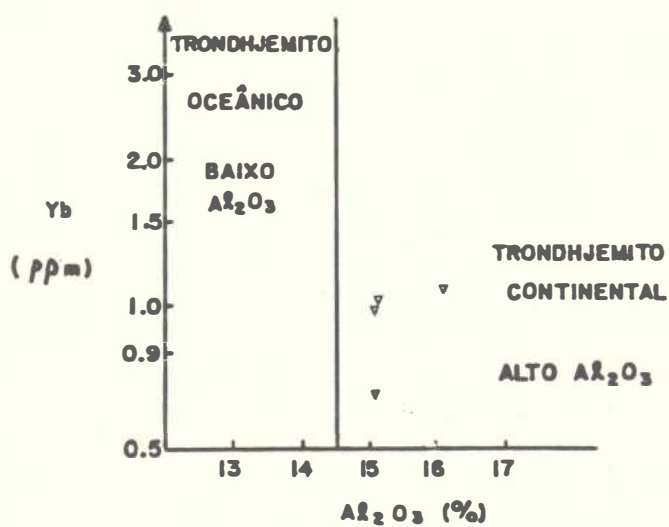


Figura 46 - DIAGRAMA $SiO_2 \times K_2O$ (COLEMAN e PETERMAN, 1975)
PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA
CABURU.

▼ METATRONDHJEMÍTO CAXAMBU (CORPO T_1)

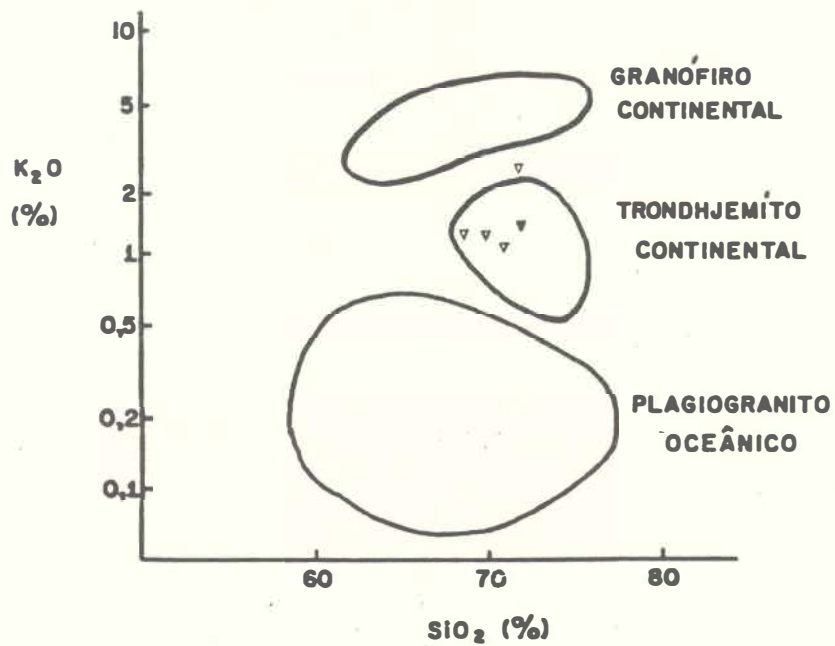
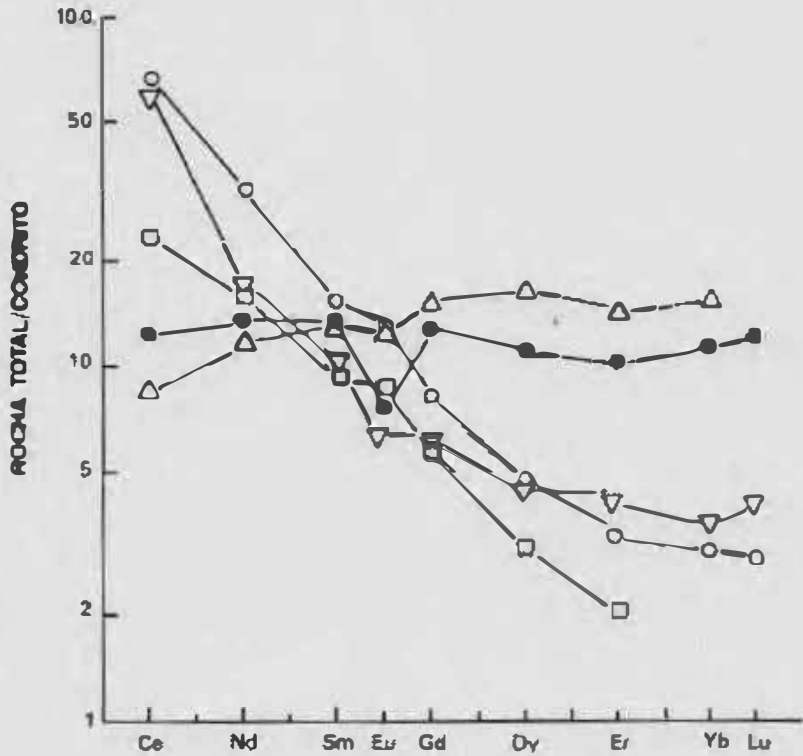


FIG. 47 - PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DOS ETR PARA AS ROCHAS DA UNIDADE METATRONDHJEMÍTICA CABURU E DE CORPOS TRONDHJEMÍTICOS DE DIVERSOS AMBIENTES (ARTH, 1979)

- ▽ - METATRONDHJEMITO CAXAMBU (CORPO T1)
 TRONDHJEMITOS ASSOCIADOS A:
 △ - OFOLITOS
 ● - ARCOS DE ILHAS
 □ - MARGEM CONTINENTAL
 ○ - INTERIOR CONTINENTAL



qual predominariam hornblenda, granada e clinopiroxênio, com magnetita e olivina em menores proporções. Este líquido se caracterizaria pela ausência de plagioclásio na fase residual, o que acarretaria no seu enriquecimento de Eu e na presença de anomalia positiva deste elemento. Segundo Arth (1979), a presença de plagioclásio na fase residual restringe a profundidade de formação do líquido e resíduo a menos de 60 Km.

Arth e Barker (1976) admitem que suites bimodais (tonalito - trondhjemito) favorecem a origem por fusão parcial, porém não eliminam a hipótese de cristalização fracionada para a formação das mesmas. A grande parte dos autores que estudaram suites, com rochas variando entre gabro - diorito - quartzo diorito - tonalito - trondhjemito (suites GDT), admitem origem para estas rochas, a partir da cristalização fracionada de um magma basáltico hidratado (Arth et al., 1978; Maaloe, 1982; Abdel-Rahman, 1990).

Arth e Hanson (1972 e 1975) propõem que a fusão de rochas anfibolíticas, em profundidade menores que 60 Km, podem ocasionar a formação de um resíduo rico em anfibólio e de um líquido com composição química semelhante a aqueles formados pela fusão, na qual rochas eclogíticas seriam a fase residual. Barker e Arth (1976) e Barker (1979) admitem que o modelo quartzo eclogítico não seria pertinente para a formação das rochas trondhjemíticas arqueanas, pois este período não se caracteriza por apresentar rochas eclogíticas, pois a crosta nesta época era muito fina e não atingiu a geotermia formadora destas rochas (Green, 1975).

Segundo Arth (1979), se a rocha anfibolítica tiver na sua mineralogia hornblenda, granada, plagioclásio_{Ca}, plagioclásio_{Na} e quartzo, os dois últimos minerais irão se fundir mais rapidamente, enriquecendo o líquido a ser formado nos elementos compatíveis com estes minerais, enquanto o resíduo irá se enriquecer em ETRP, pois os minerais refratários à fusão (hornblenda e granada) apresentam elevado conteúdo de ETRP. A partir do aumento do grau de fusão, o plagioclásio cálcico seria fundido, participando do líquido formado, enriquecendo este nos elementos compatíveis com este mineral, tais como Eu e EIRL (La, Ce e Nd). A participação de

hornblenda na fase fundida, ocasionaria nesta a elevação do conteúdo de ETRM e ETRP e a redução daqueles de ETRL, além da anomalia negativa de Eu.

O Eu na estrutura dos plagioclásios é compatível com o Ca, substituindo-o, enquanto a sua substituição pelo Na é mais difícil de se processar. Devido as rochas trondhjemiticas se caracterizarem por apresentarem plagioclásio sódico, seria esperado para estas rochas teores menores de Eu do que para as rochas ricas em plagioclásio cálcico (Abdel-Rahman, 1990). Tanto a granada, quanto a hornblenda apresentam coeficiente de partição muito baixo para o Eu (Hanson, 1978), gerando a partir da fusão destes minerais anomalias negativas neste elemento, enquanto a fusão de plagioclásio cálcico forneceria anomalia positiva de Eu.

Propõe-se como origem para as rochas do Metatrondhjemitó Caxambu (corpo T1), a fusão parcial de rochas anfibolíticas, com a formação de um resíduo eclogítico, conforme o modelo proposto por Barker e Arth (1978), Arth (1979) e Barker (1979). Porém, para estas rochas (Metatrondhjemitó Caxambu), devido ao enriquecimento relativo de ETRP (Figura 47), seria necessária a participação de granada na porção fundida, fornecendo esta os ETRP para o líquido, enquanto a anomalia negativa de Eu pode caracterizar a presença de plagioclásio em pequenas quantidades ou a sua ausência na porção da rocha anfibolítica fundida. Este, se presente na rocha a ser fundida, poderia permanecer no resíduo, o que ocasionaria uma profundidade de fusão menor que 60 Km e a formação de um líquido trondhjemitico de baixo Al_2O_3 (Arth, 1979)

Barker e Arth (1978) caracterizam que se o líquido formado for rico em Al_2O_3 o resíduo não terá a presença de plagioclásio, enquanto resíduos com combinações de plagioclásio e anfibólio ou granada, levam a formação de líquidos com composição intermediária, próxima de 15,0% de Al_2O_3 .

Vários autores (Arth, 1979; Barker, 1979; Drummond e Defand, 1990) admitem que as rochas tonalíticas - trondhjemiticas arqueanas seriam formadas, a partir da fusão de basaltos toleíticos (MORB) em um ambiente semelhante aos

arcos de ilha atuais, formando um resíduo rico em granada e hornblenda, enquanto as rochas tonalíticas - trondhjemiticas de arcos de ilha modernos, seriam formadas a partir da hidratação e enriquecimento em elementos incompatíveis da porção superior da crosta oceânica em zona de subducção, através de um evento metassomático associado ao processo de desidratação da porção inferior desta mesma crosta oceânica (Pearce, 1982; Arkani-Hamed e Jolly, 1989).

Nagasawa e Schnetzler (1971) e Arth e Barker (1976) admitem que a hornblenda poderia ser o mineral responsável pela concentração de EIRP nos magmas mais silicosos, porém o modelo ovalado da distribuição da média dos EIRP do Metatrondhjemitó Caxambu (Tabela 30) e seu maior conteúdo de EIRP em relação a outros corpos trondhjemiticos (Figura 47), caracterizam a necessidade da participação de granada na porção fundida.

Na Unidade Intermediária do Greenstone Belt Barbacena (Pires et al., 1990) podem ser observadas rochas anfibolíticas compostas de anfibólio, granada e raro plagioclásio, muito semelhantes em termos de mineralogia as rochas do modelo proposto por diversos autores (Barker e Arth, 1976; Arth e Barker, 1976; Barker, 1979; Arth, 1979; Drummond e Defant, 1990) para a formação de rochas trondhjemitica. Por este motivo, advoga-se a fusão parcial de granada anfibolitos da Unidade Intermediária do Greenstone Belt Barbacena, como a fonte para a formação dos líquidos, que evoluíram e se cristalizaram, formando as rochas trondhjemiticas pertencentes à Unidade Metatrondhjemitica Caburu. Nas faixas anfibolíticas estudadas (F1, F2 e F3) foram mapeadas e petrografadas rochas anfibolíticas com granada e muito pouco ou nenhum plagioclásio (pontos CT-134, CT-221, CT-278 e CT-289), podendo estas, corresponderem à rocha fonte, que sofreu o processo de fusão parcial, para formar os líquidos félsicos trondhjemiticos. Raros xenólitos de rochas muito escuras e compostas de hornblenda e biotita, foram observados nas rochas granodioríticas e graníticas, que cortam toda a sequência vulcânica do Greenstone Belt Barbacena e intrusivas dioríticas e trondhjemiticas, podendo estes xenólitos corresponderem a resíduos da fusão das rochas anfibolíticas, que geraram os

magmas trondjemíticos.

X - EVOLUÇÃO DAS ROCHAS DA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI - RITÁPOLIS.

Admite-se que o principal mecanismo de crescimento da crosta continental possa corresponder à adição de material magmático por diapirismo do manto ou pela fusão de uma placa a partir de um processo de subducção (Condie, 1981). Tem sido sugerido por diversos autores (Condie, op.cit.; Windley, 1984; Abdel-Rahman, 1990), que processos que operam hoje em dia na formação de magmas nos ambientes modernos, seriam análogos aos que se processaram durante o arqueano. Martin (1987) e Arkani-Hamed e Jolly (1989) acreditam que os magmas formados por processos de subducção no arqueano, seriam diferentes quimicamente dos magmas formados pelos mesmos processos em ambientes modernos, pois estes apresentam grandes diferenças entre os elementos menores e os de terras raras.

A literatura abrangendo dados sobre regimes tectônicos e evolução crustal, registra que na transição Arqueano - Proterozóico, ocorreram substanciais mudanças, referentes ao decréscimo da produção de calor em combinação com o aumento da reciclagem da crosta pré-existente, através de eventos tectonomagmáticos (Condie, 1981; Windley, 1984; Teixeira, 1985). Na área em estudo foram determinados períodos de atuação de pelo menos dois eventos tectono-magmáticos (Jequié de 3,0 B.a. a 2,6 B.a.; e Transamazônico de 2,4 B.a. a 2,1 B.a.), com a caracterização de sucessivas acreções e/ou diferenciações, em conjugação com processos subordinados de retrabalhamento crustal. Durante o Arqueano Tardio, uma extensa massa de crosta continental foi fisicamente constituída, enquanto no Proterozóico Inferior se processaram importantes processos de acreção de material derivado do manto/crosta inferior (Teixeira, 1982 e 1985; Machado Filho et al., 1983; Quemeneur e Vidal, 1989).

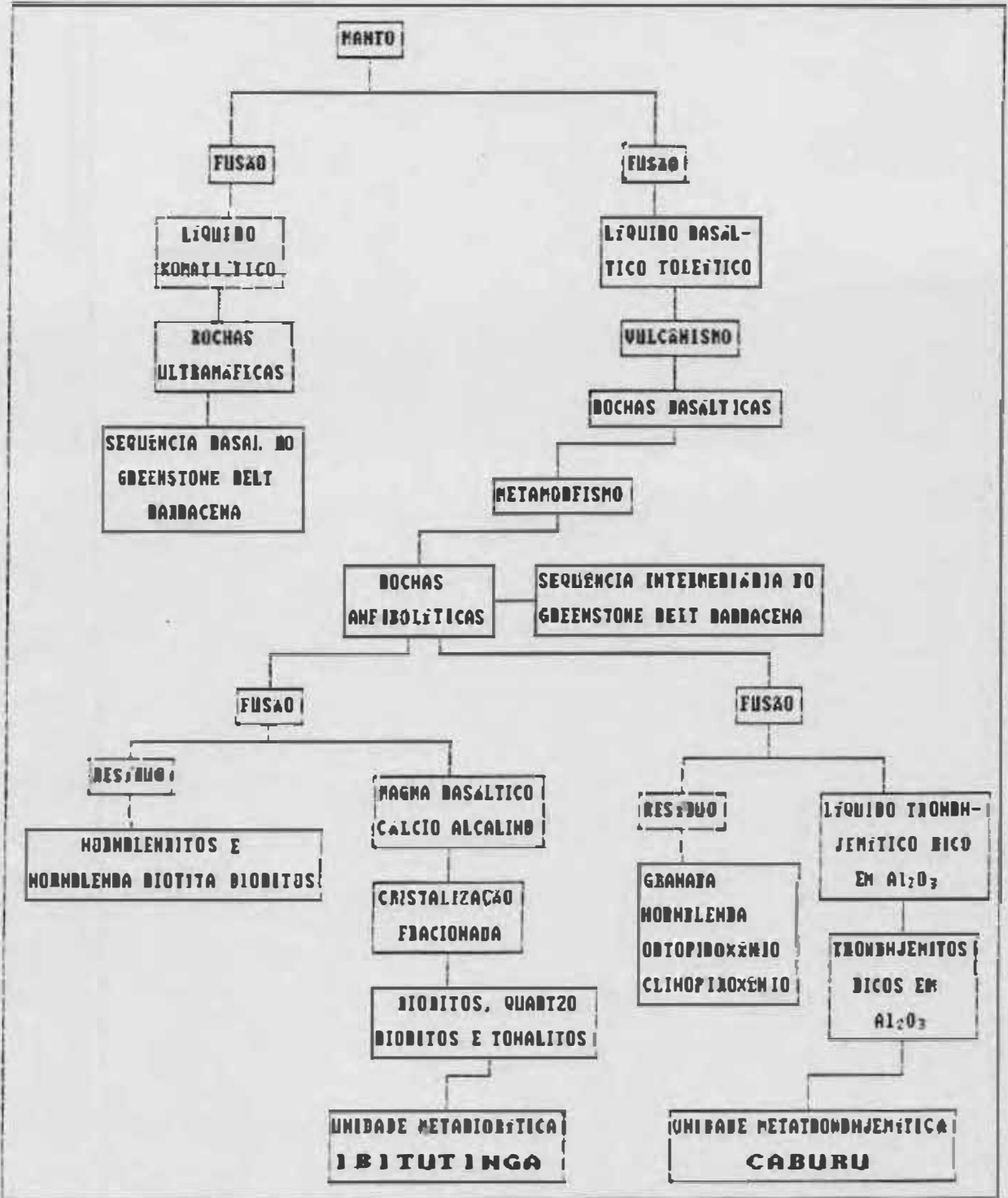
Pires et al. (1990) classificaram as rochas granitóides da região entre Conselheiro Lafaiete e Lavras como granitos de arcos vulcânicos, enquanto as rochas graníticas tipo "Granito

Santa Rita" como sin-colisionais. Porém, grandes dúvidas residem quanto à classificação petrográfica e acuracidade das análises químicas destas rochas. Teixeira e Figueiredo (1991) admitem que as feições de um cinturão proterozóico, denominado por estes de Cinturão Mineiro, seriam consistentes com a subducção de crosta oceânica durante o Evento Transamazônico, seguida pela formação de corpos granitóides.

No modelo de evolução proposto para as rochas do Greenstone Belt Barbacena e suas rochas intrusivas dioríticas e trondhjemiticas (Figura 48), observa-se que as rochas metaultramáficas (Unidade Basal do Greenstone Belt Barbacena) foram formadas a partir da fusão de rochas mantélicas, gerando um líquido komatiítico, enquanto as rochas anfibolíticas (Unidade Intermediária do Greenstone Belt Barbacena) se formaram a partir da fusão do manto, gerando um líquido toleitico (MORB) semelhante ao observado na atualidade nas cordilheiras meso-oceânicas, que por vulcanismo formou uma espessa pilha de rochas basálticas (Barbosa, 1985). Estas rochas basálticas foram metamorfisadas na fácies anfibolito transformando-se em rochas anfibolíticas, que por fusão parcial da base desta pilha, geraram um resíduo composto de hornblenda (hornblenditos) e um líquido basáltico cálcio-alcalino, que através da cristalização fracionada de hornblenda e plagioclásio, em um ambiente do tipo arco de ilha, formou rochas pertencentes a uma série tipo GDT (gabros - dioritos - quartzo dioritos - tonalitos), denominada neste trabalho de Unidade Metadiorítica Ibitutinga. Posteriormente, estas mesmas rochas anfibolíticas provenientes do metamorfismo de rochas basálticas de fundo de oceano (MORB), porém com pequenas quantidades de granada, sofreram um novo processo de fusão parcial, gerando um resíduo composto, principalmente, de anfibólio e granada e um líquido trondhjemitico rico em Al_2O_3 . Este líquido se cristalizou em um ambiente do tipo margem continental, formando rochas tonalíticas e trondhjemiticas ricas em Al_2O_3 , denominadas neste trabalho de Unidade Metatrondhjemitica Caburu.

Tanto as rochas pertencentes ao Greenstone Belt Barbacena (rochas metaultramáficas e anfibolíticas), quanto as rochas das Unidades Metadiorítica Ibitutinga e

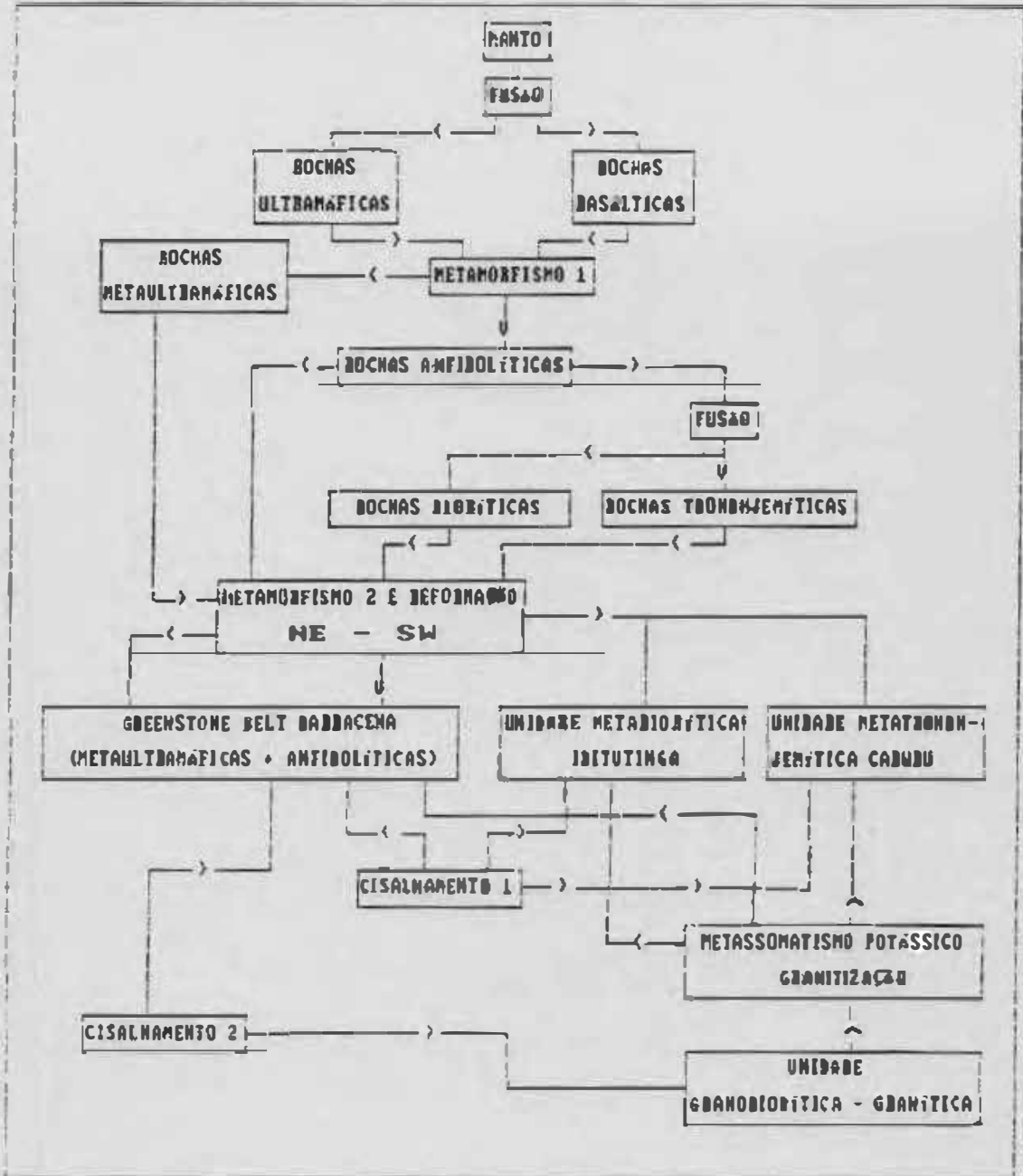
FIGURA 48 - ESQUEMA EVOLUTIVO PARA AS ROCHAS DO GREENSTONE BELT BARBACENA E PARA AS UNIDADES METADIABÁSICA IBITUTINGA E METATRONHEMÍTICA CABURU.



Metatrondhjemitica Caburu foram afetadas por uma deformação, que gerou uma orientação preferencial (NE-SW) nestas rochas. Localmente, as rochas da Unidade Metatrondhjemitica Caburu (corpos T2, T3 e T4), conjuntamente com parte da faixa de rochas anfibolíticas (Faixa F3), todos próximos da Serra do Lenheiro, foram afetados por um evento metassomático potássico - deformacional (cisalhamento), que modificou, fortemente, a composição mineralógica e petrográfica das mesmas. As rochas da Unidade Metatrondhjemitica Caburu foram granitizadas, formando gnaisses trondhjemiticos granitizados (corpos T2, T3 e T4), enquanto as rochas anfibolíticas da Faixa F3 (anfibolitos e epidoto anfibolitos) se transformaram em gnaisses finos e bandados, ricos em quartzo.

Novos corpos granitóides se formaram na região, cortando as rochas metaultramáficas, anfibolíticas e metadioríticas. A orientação preferencial NE-SW não foi observada para as rochas granodioríticas e graníticas da Unidade Granodiorítica - Granítica, caracterizando a sua formação como posterior ao evento que imprimiu esta orientação nas rochas anfibolíticas, metadioríticas e metatrondhjemiticas. Posteriormente, tanto as rochas anfibolíticas, quanto as rochas granodioríticas e graníticas foram afetadas por um novo evento cisalhante, que, muito localmente, carbonatizou estas rochas (ponto CT-365 na Ferrovia do Aço - Mapa Anexo 2). Todo o conjunto afetado pelo segundo cisalhamento, foi cortado por um corpo gabróide, levemente metamorfsado, denominado neste trabalho de Gabro Penedo (Figura 49). No final de toda esta evolução, as rochas da região foram cortadas por diques de basalto e diabásio que não se apresetam metamorfsados.

FIGURA 49 - ESQUEMA GERAL DE EVOLUÇÃO DAS ROCHAS DA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI - BITÁPOLIS.



XI - SUGESTÕES E CONCLUSÕES.

XI.1 - REFERENTES A DENOMINAÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS NA ÁREA ESTUDADA.

- A partir do estudo referente à bibliografia e denominações das rochas da região, sugere-se a não utilização dos termos Série Barbacena (Barbosa, 1954), Formação Barbacena (Ebert, 1956a), Associação Barbacena (Silva et al., 1978; Kaefer et al., 1978), Metamorfitos (Pires, 1977), Grupo Barbacena (Trouw et al., 1986) para designarem as rochas metaultramáficas, anfibolíticas, vulcânicas félsicas, exalitos e metassedimentos associados, presentes entre Conselheiro Lafaiete e Lavras. Propõe-se a utilização dos termos Sequência Vulcano-Sedimentar (Trouw et al., 1986) ou Greenstone Belt Barbacena (Pires et al., 1990) para designar as rochas metaultramáficas e anfibolíticas presentes na área estudada. A utilização do termo "Complexo Barbacena" requer a referência ou definição muito clara deste, pois o mesmo, já foi utilizado na literatura geológica com diversos sentidos (Oliveira et al., 1980; Quemeneur e Baraud, 1982 e 1983; Machado Filho et al., 1983; Hasui e Oliveira, 1984; Viana, 1991), ocasionando grande confusão.

- Torna-se necessário a homogeneização da utilização de denominações comuns para as rochas precambrianas intrusivas da área em questão, agrupando-as em unidades litológicas, que possuam características semelhantes entre si e o mesmo posicionamento estratigráfico. Por este motivo estão sendo propostas as seguintes unidades:

1 - UNIDADE METADIORITICA IBITUTINGA para abranger os corpos compostos de rochas precambrianas dioríticas, quartzo dioríticas, tonalíticas e quartzo monzodioríticas associadas ao Greenstone Belt, Barbacena, onde os minerais máficos representem mais de 30% e menos de 75% dos minerais da rocha, sendo estas classificadas, quanto ao seu índice de cor, em rochas mesocráticas e melanocráticas.

2 - UNIDADE METATRONDHJEMITICA CABURU para abranger os corpos precambrianos intrusivos no Greenstone Belt Barbacena, compostos de rochas tonalíticas - trondhjemiticas, com menos de 15% de minerais máficos (rochas leucocráticas), e rochas originadas a partir da transformação das rochas trondhjemiticas originais, seja por metassomatismo potássico ou por deformação - cisalhamento (Ex: Gnaisses Trondhjemiticos Granitizados).

3 - UNIDADE GRANODIORITICA - GRANITICA para abranger os corpos precambrianos intrusivos nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, compostos de rochas graníticas, granodioríticas e quartzo monzodioríticas leucocráticas, afetadas ou não por deformação e cisalhamento.

4 - GABRO PENEDO para abranger um corpo de composição diorítica, originada a partir do metamorfismo e hidratação de rochas gabroides, cuja idade é mais recente, que o evento cisalhante atuante nas rochas anfibolíticas e na Unidade Granodiorítica - Granítica

XI.2 - REFERENTES A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E ESTRATIGRAFIA DA ÁREA ESTUDADA.

- A evolução tectônica da área estudada é caracterizada pela presença de rochas arqueanas, pertencentes à unidade basal do Greenstone Belt Barbacena (rochas metaultramáficas) e a unidade intermediária deste (anfibolitos), e por rochas do Proterozóico Inferior (granodioritos e granitos), formadas durante o Evento Transamazônico (Teixeira, 1982 e 1985; Machado Filho et al., 1983; Quemeneur e Vidal, 1989; Heilbron et al., 1989). Existem grandes dúvidas, quanto ao posicionamento geocronológico dos corpos metadioríticos e metatrondhjemiticos no arqueano ou no Proterozóico Inferior.

- A partir dos trabalhos de campo, estabeleceu-se a cronologia relativa dos litótipos da área, onde as rochas metaultramáficas correspondem ao pacote basal mais antigo,

seguida das rochas anfibolíticas, que são cortadas por rochas das Unidades Metadiorítica Ibitutinga, Metatrodhjemítica Caburu e Granodiorítica - Granítica. Entre os corpos plutônicos, observou-se que as rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga são cortadas pelas rochas da Unidade Metatrodhjemítica Caburu e por rochas granodioríticas e graníticas da Unidade Granodiorítica - Granítica. Não foi estabelecida, contudo, o tipo de relação cronológica entre os corpos da Unidade Metatrodhjemítica Caburu e os corpos da Unidade Granodiorítica - Granítica. As rochas de todas as unidades acima citadas, acham-se cortadas por diques basálticos não metamorfisados.

- Observou-se a presença de dois eventos cisalhantes, onde o primeiro afetou parte restrita das rochas anfibolíticas da faixa F3, os corpos de gnaiss trodhjemíticos granitizados (corpos T2, T3 e T4) e, muito localmente, o Metatrodhjemito Caxambu (corpo T1). O segundo evento cisalhante abrangeu rochas anfibolíticas da faixa F3 e diques de rochas granodioríticas e graníticas pertencentes a Unidade Granodiorítica - Granítica.

XI.3 - REFERENTES AO GREENSTONE BELT BARBACENA (ROCHAS METAULTRAMÁFICAS, ANFIBOLITOS E XISTOS.).

- As rochas metaultramáficas da área foram sub-divididas em dois corpos (A e B). Estes se constituem de serpentinitos, serpentina - tremolita xistos, tremolita - serpentina xistos, tremolititos e olivina - tremolita xistos. Estas rochas foram correlacionadas a outras rochas metaultramáficas presentes na região (Noce et al., 1987; Jost et al., 1987), porém, devido à ausência de feições texturais e estruturas indicadoras de rochas vulcânicas, estas não foram caracterizadas como tais. Nas rochas metaultramáficas do corpo A foram observadas três tipos de texturas preservadas: microbandada, cumulática e de substituição, porém nenhuma que indicasse a presença de rochas vulcânicas (lavas). A presença no corpo metaultramáfico B de elevadas proporções de clorita, de porfiroblastos de olivina e

de teores de Na_2O (0,43%), K_2O (0,06%) e Zr (45 ppm) muito mais elevados em relação aos do corpo ultramáfico A (Na_2O - 0,12%; K_2O - 0,03%; Zr - < 10 ppm), caracterizou a possibilidade de atuação de uma frente metassomática de contato, proveniente de soluções hidrotermais do MetatrondhJemito Caxambu.

- As rochas da Unidade Anfibolítica e dos Xistos foi sub-dividida em três faixas (F1, F2 e F3), que abrangem grande variedade de tipos litológicos, tais como anfibolitos, biotita anfibolitos, granada - quartzo anfibolitos, epidoto anfibolitos, anfibólio gnaisses, quartzitos, formação manganésifera, xistos e filitos diversos. Em termos de petrografia foram caracterizadas feições de transformações mineralógicas associadas a dois processos distintos: metamorfismo regional e metassomatismo potássico. Litologicamente, a faixa F3 se diferencia das faixas F1 e F2, por possuir somente rochas anfibolíticas e anfibólio gnaisses, que se apresentam cortados por rochas graníticas ou diques pegmatíticos, enquanto as faixas F1 e F2, se caracterizam pela presença de xistos e filitos diversos e por não serem cortadas por diques graníticos ou corpos pegmatíticos, indicando que estas faixas possam ser de idades distintas.

- As rochas anfibolíticas da faixa F3 apresentam-se, localmente, cisalhadas, onde se desenvolvem zonas de alteração hidrotermal, enriquecidas em sericita e carbonato, sendo de grande interesse para a prospecção de ouro e metais básicos.

XI.4 - REFERENTE À UNIDADE METADIORÍTICA IBITUTINGA.

- A Unidade Metadiorítica Ibitutinga foi subdividida em 4 corpos (D1 - Metadiorito Brumado; D2 - Meta Quartzo Monzodiorito Glória; D3 - Metatonalito do Espreado; D4 - Metatonalito do Barreiro), agrupando as rochas dioríticas, quartzo dioríticas, tonalíticas (com mais de 30% de minerais máficos) e quartzo monzodioríticas.

- A partir do estudo petrográfico e geoquímico,

caracterizou-se a presença de dois eventos (metamorfismo regional e metassomatismo potássico), que modificaram, fortemente, a mineralogia dos corpos, onde no Metadiorito Brumado, durante o metassomatismo potássico, formou-se biotita e rara microclina, enquanto no Meta Quartzo Monzodiorito Glória, estes dois minerais se formaram em abundância, conjuntamente com a allanita e titanita.

- O Metadiorito Brumado foi subdividido em quatro fácies granulométricas: fina, média, grossa e microporfirítica. Estas duas últimas foram interpretadas como representativas, respectivamente, do estágio menos evoluído para o mais evoluído da diferenciação magmática, quimicamente evidenciados por aumento de SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Pb e decréscimo de FeO, MnO, MgO, CaO, Zn e Cr.

- Das variedades de rochas estudadas, o metadiorito com textura sub-oftica preservada (amostra CT-132F), corresponde a rocha menos diferenciada e mais rica em minerais máficos da Unidade Metadiorítica Ibitutinga.

- As rochas dos dois corpos D1 (Metadiorito Brumado) e D2 (Meta Quartzo Monzodiorito Glória) pertencem a série cálcio-alcálica e apresentam-se enriquecidas no somatório dos ETR, com destaque para as rochas do corpo D2.

- O conteúdo dos ETRL e ETRM dos corpos D1 e D2 diferem em função do processo de metassomático potássico, que atuou mais intensamente no corpo D2.

- Caracterizou-se a semelhança das rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga a associação de rochas da Série GDT (gabro - diorito - tonalito). Estas seriam geradas a partir da fusão das rochas anfibolíticas da Unidade Intermediária do Greenstone Belt, Barbacena e posterior cristalização fracionada do magma diorítico, controlada por hornblenda e plagioclásio, em um ambiente do tipo arco de ilha.

- Magmas parentais para os pequenos diques e corpos maiores de rochas graníticas da Unidade Granodiorítica - Granítica atuaram como fonte das soluções ricas em K_2O , Na_2O , Ba e Rb,

que ocasionaram o metassomatismo potássico supracitado.

XI.4 - REFERENTES À UNIDADE METATRONDHJEMITICA CABURU.

- A Unidade Metatrondhjemitica Caburu foi sub-dividida em quatro corpos (T1 - Metatrondhjemito Caxambu; T2 - Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Fé; T3 - Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Serrinha; T4 - Gnaiss Trondhjemitico Granitizado Brumado de Baixo), que abrangem rochas tonalíticas - trondhjemiticas e graníticas.

- As rochas dos corpos T2, T3 e T4 diferem das do corpo T1 por terem sido afetadas, intensamente, por um evento metassomático potássico - deformacional, enquanto o corpo T1 foi afetado, somente, na região próxima a Ferrovia do Aço. Este evento ocasionou a granitização das rochas desses três corpos.

- O corpo T2 apresenta-se em relação ao corpo T1, mais enriquecido em SiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Zr, Y, Pb e empobrecido em TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, P_2O_5 , Sr, Cu, Zn e Li.

- As transformações devidas ao evento metassomático potássico - deformacional acarretaram no enriquecimento de FeO , K_2O , Ba, Rb, Zr, Y e empobrecimento de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, P_2O_5 e Sr das rochas do corpo T2.

- O Metatrondhjemito Caxambu (T1) foi afetado diferentemente pelo evento metassomático potássico - deformacional, ocasionando, localmente, grandes mudanças na sua composição mineralógica e química, esta última manifestada pela diminuição dos teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, Na_2O , P_2O_5 , Sr e aumento de FeO , CaO, K_2O e Rb.

- Neste último contexto, contra argumenta-se, a partir das análises químicas das rochas do corpo T1, a sugestão de vários autores (Gresens, 1967; Carmichael, 1969; Beach, 1980; Grant, 1986) de que o alumínio se comporta como um elemento imóvel

durante o metassomatismo potássico.

- Acredita-se que o magma parental das rochas graníticas e granodioríticas da Unidade Granodiorítica - Granítica, atuando em conjunto com a deformação e o cisalhamento mais localizado, teriam sido a fonte das soluções hidrotermais ricas em K_2O , Rb, Y, Zr e H^+ , que propiciaram o metassomatismo potássico dos corpos T2, T3, T4 e em parte do corpo T1 (localidades próximas a Ferrovia do Aço).

- As rochas do corpo T1 foram definidas como pertencentes ao trend evolutivo trondhjemitico, enquanto as do corpo T2, por terem sido modificadas pelo metassomatismo potássico, encontram-se deslocadas deste trend.

- A anomalia positiva de Ce observada nas rochas do corpo T1 (amostras CT-219 e CT-223) foi atribuída à formação de allanita decorrente dos processos metamórficos e metassomáticos potássico e não devido aos processos intempéricos.

- Os valores mais elevados de ETRP dos trondhjemitos estudados, em relação aos de corpos trondhjemiticos de outras localidades do mundo, apontam para a presença de granada e hornblenda, como minerais presentes nas rochas que sofreram fusão para gerar o líquido trondhjemitico, que ao se cristalizar, formou as rochas trondhjemiticas da área estudada.

- As rochas do Metatrondhjemitó Caxambu foram classificadas como pertencentes as rochas trondhjemiticas continentais, ricas em Al_2O_3 , e formadas em um ambiente de margem continental ativa, a partir da fusão de rochas anfibolíticas com granada, atribuíveis à Unidade Intermediária do Greenstone Belt Barbacena.

XI.5 - REFERENTES AS ROCHAS DA UNIDADE GRANODIORÍTICA - GRANÍTICA.

- O Granito Ritópolis (Quemeneur e Baraud, 1982 e 1983) ou Granito Santa Rita (Guimarães e Guedes, 1944; Pires e Porto Junior, 1986; Porto Junior, 1988) abrange tanto rochas graníticas, quanto rochas granodioríticas.

- Considera-se de mesma idade, as transformações metassomáticas potássicas ocorridas, tanto, nas rochas anfibolíticas da faixa F3, pertencentes ao Greenstone Belt Barbacena, quanto as observadas nas rochas da Unidade Metadiorítica Ibitutinga e da Unidade Metatronhjêmica Caburu, intrusivas nas rochas anfibolíticas do Greenstone Belt Barbacena. Este metassomatismo potássico teve sua origem, proveniente das soluções hidrotermais, relacionadas a magmas parentais dos corpos intrusivos graníticos e granodioríticos, mais novos.

XII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- ABDEL-RAHAMAN, A. F. - 1990 - Petrogenesis of early - orogenic diorites, tonalites and pos-orogenic trondhjemites in the Nubian Shield. *J. Petrology*, 31: 1285-1312.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1981 - O Craton do Paranaurim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO E FAIXAS MARGINAIS, I. Salvador, 1981. *Anais...*, Salvador, SBG, V.1, p. 1-9.
- ARKANI-HAMED, J.; JOLLY, W.T. - 1989 - Generation of Archean tonalites. *Geology*, 17: 307-310
- ARTH, J.G. - 1979 - Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: BARKER, F. (ed.). *Trondhjemites, Dacites And Related Rocks*. New York, Elsevier. p. 123-132.
- ARTH, J.G.; BARKER, F. - 1976 - Rare - earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic - tonalitic magmas. *Geology*, 4: 534-536.
- ARTH, J.G.; BARKER, F.; PETERMAN, Z.E.; FRIEDMAN, I. - 1978 - Geochemistry of the gabbro - diorite - tonalite - trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrology*, 19: 289-316.
- BARBOSA, M.I.M. - 1985 - Geoquímica das falxas máficas - ultramáficas, plutonitos e migmatitos do "Greenstone Belt" Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete (MG). Rio de Janeiro, Tese de mestrado, IG/UFRJ, inédita, 1985, 227 pag.
- BARBOSA, O. - 1954 - Évolution du Géosynclinal Espinhaço. In: *INIER. GEOL. CONGR.*, 19, Arger, 1952. *Comptes Rendus...*, Arger, Sect. 13, Fasc. 14, p. 17-36.
- BARKER, F. - 1979 - Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, F. (ed.). *Trondhjemites, Dacites And Related Rocks*. New York, Elsevier. p. 1-12.
- BARKER, F.; ARTH, J.G. - 1976 - Generation of trondhjemitic - tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemite - basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- BARKER, F.; ARTH, J.G.; PETERMAN, Z.E.; FRIEDMAN, I. - 1976 - The 1.7 - 1.8 B.y. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87: 189-198.
- BASTOS, A.A.; ERICHSEN, A.I. - 1927 - *Geologia da Folha*

- Barbacena. Rio de Janeiro. DNPM/SGM. p.1-20 (Boletim 25).
- BEACH, A. - 1980 - Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *J. Struct. Geol.*, 2: 257-263.
- BESWICK, A.E.; SOUCIE, G. - 1978 - A correction procedure for metassomatism in an Archean Greenstone Belt. *Precamb. Res.*, 6: 245-248.
- BISHOP, A.C.; KEY, C.H. - 1983 - Nature and origin of layering in the diorites of SE Jersey, Channel Islands. *J. Geol. Soc. (London)*, 140: 921-937.
- BISHOP, A.C.; KEY, C.H. - 1984 - Replay on "Nature and origin of layering in the diorites of SE Jersey, Channel Islands". *J. Geol. Soc. (London)*, 141: 596-598.
- BONNEMAISON, M.; MARCOUX, E. - 1987 - Les zones de cisaillement aurifères du Socle Hercynien Français. *Chron. Rech. Min.*, 488: 29-42.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPELL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. - 1984 - Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planetary Interiors*, 35: 1-11.
- BOULANGE, B.; MULLER, J.P.; SIGOLO, J.B. - 1990 - Behaviour of the rare earth elements in a lateritic bauxite from syenite (Brazil). *Chem. Geol.*, 84(1/4) 350-351.
- BRADY, J.B.L. - 1974 - Coexisting actinolite and hornblende from West Central New Hampshire. *Amer. Mineral.*, 59: 529-535.
- BRANDALISE, L.A.; SOUZA, A.A.; QUEIROZ, E.T.; VIANN, I.A.; SILVA, L.N. - 1971 - Projeto folha do Rio de Janeiro. Geologia Preliminar da região meridional de Minas Gerais na escala 1:250.000. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1971. (inédito).
- BROWN, M.; TOPLEY, C.G.; POWER, G.M. - 1980 - The origin of the diorites and associated rocks of Chouet, north-western Guernsey, Channel Islands. *Mineral. Mag.*, 43: 919-929.
- BROWN, W.L.; MACAUDIERE, J.; OHNENSTETTER, M. - 1980 - Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: Textural and compositional changes in plagioclase. *J. Struct. Geol.*, 2: 281-287.
- CANN, J. R. - 1970 - Rb, Sr, Y, Zr e Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planetary Sci. Lett.* 10: 7-11.
- CARMICHAEL, D.M. - 1969 - On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrology*, 20: 244-267.
- CAWTHORN, R.G.; OHARA, M.J. - 1976 - Amphibole fractionation

- in calc alkaline magma genesis. *Amer. J. Sci.*, 276: 309-329.
- CAWTHORN, R.G.; STRONG, D.F.; BROWN, P.A. - 1976 - Origin of corundum normative intrusive and extrusive magmas. *Nature*, 259: 102-104.
- CHERNOSKIY, J.V.; BERMAN, R.G. - 1988 - The stability of Mg-chlorite in supercritical H₂O - CO₂ fluid. *Amer. J. Sci.*, 288(A): 393-420.
- CHERNOSKY, J.V.; BERMAN, R.G.; BRYNDZIA, L.T. - 1988 - The stability, phase relation and thermo dynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. In: BAILEY, S.W. (ED.). *Reviews in Mineralogy. Hydrous Phyllosilicates*. p. 295-341.
- COELHO, I.S. - 1942 - Ocorrência de cassiterita em São João Del Rei, Estado de Minas Gerais. *Min. Met.* 6(36): 288-289.
- COLEMAN, R.G.; PETERMAN, Z.E. - 1975 - Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.*, 80: 1099-1108.
- CONDIE, K.C. - 1981 - *ARCHEAN GREENSTONE BELTS*. 1. Ed., New York, Elsevier. 434 p.
- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B. - 1982 - The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1-3): 78-88.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentário sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das FOLHAS Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23)*. Brasília, DNPM, 1979. p. 175-207.
- CZAMANSKE, J.K.; WONES, D.R. - 1973 - Oxidation during magmatic differentiation. Finn Marka Complex, Oslo area, Norway: Part. II, the mafic silicates. *J. Petrology*, 14: 349-380.
- DIRAC, F.M.; EBERT, H. - 1967 - Isotopics ages from the pegmatites in Brazil. *Nature*, 215(8): 948-949.
- DORR II, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; RYNEARSON, G.A. - 1957 - Revisão da estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Rio de Janeiro. DFPM/DNPM. p. 15-16. (Avulso 81).
- DRUMMOND, M.S.; DEFANT, M.J. - 1990 - A model for trondhjemite - tonalite - dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95: 21.503-21.521.
- EBERT, H. - 1955a - Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. In: BRASIL. *Divisão de Geologia e*

Mineralogia, Relatório Anual do Diretor. Ano de 1954. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1955. p. 79-89.

EBERT, H. - 1955b - Sedimentos metamórficos de origem clástica e sua significação para o esclarecimento da estrutura geológica do Escudo Cristalino Brasileiro. Eng. Min. Met., 22(6): 39.

EBERT, H. - 1956a - Relatório de atividades. In: BRASIL. Divisão de Geologia e Mineralogia, Relatório Anual do Diretor. Ano de 1956. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1956. p. 62-81.

EBERT, H. - 1956b - Relatório de atividades. In: BRASIL. Divisão de Geologia e Mineralogia, Relatório Anual do Diretor. Ano de 1956. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1956. p. 97-107 e 136-137.

EBERT, H. - 1957 - Beitrag Zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais. Geol. Rundsch., 45(3): 471-521.

EBERT, H. - 1958 - Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandai, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. p. 1-48 (Boletim 183).

EBERT, H. - 1963 - The manganese bearing Lafaiete Formation as a guide horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciên., 35(4): 545-559.

EBERT, H. - 1984 - Aspectos da geologia da região de São João Del Rei. São Paulo, SBG. 114 p. (Publicação especial).

EBERT, H.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R.; BARBOSA, O.; GUEDES, S.V.; EVANS, A. - 1958 - Levantamento geológico-geofísico da região de São João Del Rei. Estado de Minas Gerais, Brasil. Relatório interno PROSPEC (não publicado). 144 p.

EL BOUSEILY, A.M.; EL SOKKARY, A.A. - 1975 - The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chem. Geol., 16: 207-219.

ERICHSEN, A.I. - 1929 - Geologia da folha de São João D' El Rei, Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/SGM. p. 1-26 (Boletim 36).

EVANS, B.W.; TROMMSDORF, V. - 1974 - Stability of enstatite + talc and CO₂ metassomatism of metaperidotite, Val d'Éira, Lepontine, Alps. Amer. J. Sci., 274(3): 274-296.

FERREIRA, E.A.; ÁVILA, C.A. - 1987 - Caracterização metalogenética da scheelita em anfíbolitos e anfíbolio gnaisses na região de São João Del Rei e arredores. Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, Trabalho de Graduação, IG/UERJ, inédito, 1987, 189 p.

FERRY, J.M. - 1979 - Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from South-Central Maine,

- U. S. A. Contrib. Mineral. Petrology, 68: 125-139.
- FIGUEIREDO, M. C. H. - 1985 - Introdução a geoquímica dos elementos terras raras. Bol. IG/USP, 16: 15-31.
- FLOOD, R. H.; SHAW, S. E. - 1979 - K-rich cumulate diorite at the base of a tilted granodiorite pluton from the New England Batholith, Australia. J. Geol., 87: 417-425.
- FONSECA, M. J. G.; SILVA, Z. C. G.; CAMPOS, D. A.; TOSATTO, P. - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília, DNPM, 1979 240 p.
- FORTES, P. T. F. O.; LARANJEIRAS, N. P. F. - 1987 - Mapeamento geológico e aspectos petrográficos e petrológicos do Grupo Barbacena na região de Itumirim - Nazareno, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS, 4 Belo Horizonte, 1987. Anais.... Belo Horizonte, SBG, V.1, p. 164-178.
- FRANCESCONI, R. - 1972 - Pegmatitos da região de São João Del Rei - MG. São Paulo, Tese de doutoramento, IG/USP, inédita, 1972. 101 p.
- FRANCESCONI, R.; VALARELLI, J. V.; AMARAL, G. - 1975 - Análise de tendência de superfície aplicada a prospecção de minerais de pegmatito pelo método do concentrado de bateia na região de Nazareno - Cassiterita - MG. Bol. IG/USP, 6: 145-155.
- FROST, R. - 1975 - Contact metamorphism of serpentinite, chlorite Backwall, and Rodingite at Paddy Co. Easy Pass, Central Cascades, Washington. J. Petrology, 16(2): 272-313.
- GRANT, J. A. - 1986 - The isocon diagram - A sample solution to Gresens equation for metassomatic alteration. Econ. Geol., 81: 1976-1982.
- GREEN, D. H. - 1975 - Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. Geology, 3: 15-18.
- GRESENS, R. L. - 1987 - Composition - Volume relationships of metamorphism. Chem. Geol., 21: 46-65.
- GROSSI SAD, J. H.; PINTO, C. P.; DUARTE, C. L. - 1983 - Geologia do distrito manganífero de Conselheiro Lafaiete, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, BELO HORIZONTE, 1983. Anais.... Belo Horizonte, SBG, V.1, p. 259-270.
- GUIMARÃES, D. - 1950 - A jazida de djalmaita, de Volta Grande, Rio das Mortes, Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciên., 12(1): 51-71.
- GUIMARÃES, D. - 1956a - Concentrados estaníferos do município de São João Del Rei, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, p. 43-72 (Boletim 99).

- GUIMARÃES, D. - 1956b - Tratamento do granito estanífero de Volta Grande e Germital, distrito de Nazareno, Município de São João Del Rei, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, p. 73-84 (Boletim 99).
- GUIMARÃES, D. - 1956c - Rocha torífera do Onça, Sul de São João Del Rei, M.G. Eng. Min. Met., 23(5): 231.
- GUIMARÃES, D. - 1966 - Contribuição ao estudo das formações Arque-Proterozóicas do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, p. 13-26 (Avulso 58).
- GUIMARÃES, D.; FLORENCIO, W. - 1949 - L'âge de Quelques pegmatites Brésiliennes. An. Acad. Bras. Ciên., 21(4): 315-328.
- GUIMARÃES, D.; GUEDES, S.V. - 1944 - Nota preliminar sobre a região estanífera de São João Del Rei - Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, p. 13-26 (Avulso 58).
- HANSON, G.N. - 1978 - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rock of granitic composition. Earth Planetary Sci. Lett., 38: 26-43.
- HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. - 1984 - Provincia Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Eds). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher. p. 308-344.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.C.; RAMALHO, R. - 1984 - A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço de Guaxupé. In: SCHOBENHAUS, C. (ed.). Geologia do Brasil. Brasília, DNPM. p. 307-328.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V.; KAWASHITA, K. - 1989 - Geocronologia da região entre Lavras, São João Del Rei, Lima Duarte e Caxabú (MG). An. Acad. Bras. Ciên., 61(2): 177-199.
- HEINRICH, E.W.M. - 1964 - Tin-tantalum-lithium pegmatites of the São João Del Rei District, Minas Gerais, Brasil. Econ. Geol., 59: 982-1002.
- HESS, H.H. - 1933 - The problem of serpentinitisation and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits. Econ. Geol., 28: 634-657.
- HIGGING, M.W. - 1971 - Cataclastic rocks. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 687.
- HOPSON, R.F.; RAMSEYER, K. - 1990 - Cathodoluminescence microscopy of myrmekite. Geology, 18: 336-339.
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. - 1984 - O Cratón do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C. (ed.). Geologia do Brasil. Brasília, DNPM. p. 196-248.

- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- JOHANNES, W. - 1969 - An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. *Amer. J. Sci.*, 267: 1083-1104.
- JOST, H.; SEIXAS, L.A.R.; ROESER, H.H.M.P. - 1987 - Derrames komatiíticos diferenciados do município de Conselheiro Lafaiete. Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. Anais..., Belo Horizonte, SBG, V.1, p. 273-285.
- JUNQUEIRA, P.A.; LADEIRA, E.A.; LOBATO, L.M. - 1989 - Contribuição a geologia da porção oriental e meridional de Volta Grande e da jazida de minério de manganês do Aquino, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, BELO HORIZONTE, 1989. Anais..., Belo Horizonte, SBG, V.1, p. 85-89.
- KAEFER, L.K. et alii. - 1979 - Projeto Sapucaí, Estado de Minas Gerais e São Paulo. Relatório final de geologia. Belo Horizonte, DNPM, 1979, (inédito), 299 pag.
- KARFUNKEL, J.; NOCE, C.M.; MONTEIRO, A.M.F. - 1984 - Nota sobre as ocorrências auríferas da região de São João Del Rei, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais..., Rio de Janeiro, SBG, V.8, p. 3997-4004.
- KERR, A. - 1979 - The retrogressive breakdown of orthopyroxene in granulite - facies rocks. *Sutherland. Mineral. Mag.*, 43: 443-445.
- KEY, C.H. - 1987 - Geochemistry of diorites and associated plutonic rocks of SE Jersey, Channel Islands. *Mineral. Mag.*, 51: 217-229.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. - 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major - element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- LARSEN, E.S. - 1938 - Some new variations diagrams for groups of igneous rocks. *J. Geol.*, 46: 505-594.
- LUMMEN, G.V.M.; AUWERA, J.V. - 1990 - Petrogenesis of the Traversella diorite (Piemonte, Italy): A major and trace element and isotopic (O, Sr) model. *LITHOS*, 24: 121-136.
- MAALOE, S. - 1982 - Petrogenesis of Archaean tonalites. *Geol. Rundsch.*, 71: 328-346.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALES, S.R.; SCHENINI, C.A.; NETO, A.S.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. - 1983 - Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, 1983, 304p

- MARSH, J.S. - 1991 - REE fractionation and Ce anomalies in weathered Karoo dolerite. *Chem. Geol.*, 90: 189-194
- MARTIN, H. - 1987 - Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: Major and trace element geochemistry. *J. Petrology*, 28(5): 921-953.
- MARZOUKI, F.M.H.; JACKSON, N.J.; RAMSAY, C.R. - 1982 - Composition, age and origin of two Proterozoic diorite - tonalite complexes in the Arabian Shield. *Precamb. Res.*, 19: 31-50.
- MARZOUKI, F.; KERRICH, R.; FYFE, W.S. - 1979 - Epidotisation of diorites at Al Hadah, Saudi Arabia: Fluid Influx into cooling plutons. *Contrib. Mineral. Petrology*, 68: 281-284.
- MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C.; SÁ, J.H.S. - 1984 - Província São Francisco. In: ALMEIDA, F.F.M.; Hasui, Y. (Eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher. p. 46-122.
- MASUDA, A.; NAKAMURA, N.; TANAKA, T. - 1973 - Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 239-248.
- MIDDLEMOST, E. A. K. - 1975 - The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, 11: 337-364.
- MONGKOLTIP, P.; ASHWORTH, J.R. - 1986 - Amphibolitization of metagabbros in the Scottish Highlands. *J. Metamorphic Geol.*, 4: 281-283.
- NAGASAWA, H.; SCHNETZLER, C.C. - 1971 - Partitioning of rare earth, alkalic and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35: 953-968.
- NESBITT, H.W. - 1979 - Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279: 206-210.
- NOACK, Y.; MATHIEUD, D.; CLAPAROLS, C.; LOUBET, M.; BERNAT, M.; GONÇALVES, N. - 1990 - Weathering of basalts in north Paraná Basin (Brazil): Chemical aspects. *Chem. Geol.*, 84(1/4): 111-113.
- NOCE, C.M.; HOPPE, H.; TROUW, R.A.J.; KARFUNKEL, J. - 1987 - O Pré-Cambriano inferior da região de Barbacena-Iradentes, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte. 1987. Anais..., Belo Horizonte, SBG, V.1, p. 149-163.
- O'CONNOR, J.T. - 1965 - A classification of quartz - rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 525-B: 79-84.
- OLIVEIRA, M.A.F. - 1980 - Petrologia das rochas granulíticas

- da faixa Paraíba do Sul , Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Rio Claro. Tese de Livre Docência, IG/UNESP, Rio Claro, 1980.
- OWEN, J. V. - 1988 - Geochemical changes accompanying the mylonitization of diverse rock types from the Grenville Front zone, eastern Labrador. *Can. J. Earth Sci.*, 25: 1472-1484.
- PEARCE, J.A. - 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. (ed). *Andesites*. New York, John Wiley & Sons. p. 525-548
- PEIXOTO, F.; GUIMARÃES, D. - 1952 - Problemas de geocronologia. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 24(3): 315 - 327.
- PENALVA, F.; HENNIES, W.T. - 1971 - A coloração seletiva de minerais como técnica auxiliar no estudo de rochas. *Ciên. Cultura*, 23: 577-584.
- PEREIRA, R.M.; ÁVILA, C.A. - 1990 - Distribuição da scheelita ao longo da faixa anfibolítica do "Greenstone Belt" Barbacena, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...*, Natal, SBG, V. 3, p 1232-1240.
- PEREIRA, R.M.; ÁVILA, C.A.; SANTOS, R.A.A.; FERREIRA, E.A. - 1989 - Mineralizações de scheelita nas rochas anfibolíticas do Greenstone Barbacena, na área de Nazareno - São João Del Rei - Lagoa Dourada, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...*, Belo Horizonte, SBG, V.1, p. 90-93.
- PIRES, F.R.M. - 1977 - Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Rio de Janeiro, Tese de mestrado, IG/UFRJ, inédita, 1977, 344 pag.
- PIRES, F.R.M. - 1978 - The Archaean Barbacena Greenstone Belt, in its typical development and the Minas Itabirite distribution at the Lafaiete district, Minas Gerais, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 50(4): 599-600.
- PIRES, F.R.M.; PORTO JUNIOR, R. - 1986 - A mineralização de Sn-Ta-Nb-Li e o granito Santa Rita, São João Del Rei, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...*, Goiânia, SBG, V-5, p. 2023-2034.
- PIRES, F.R.M.; RIBEIRO, A.; BARBOSA, M.I.M. - 1990 - Distribuição do Greenstone Belt, Barbacena na região de São João Del Rei, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...*, Natal, SBG, V-5, p 2941-2951.
- PORTO JUNIOR, R. - 1988a - Geologia, petrografia e aspectos geoquímicos das rochas da região da província pegmatítica de São João Del Rei e arredores, Minas Gerais. Rio de Janeiro, Relatório de Aperfeiçoamento, inédito, IG/UFRJ, 1988, 47 p.
- PORTO JUNIOR, R. - 1988b - Petrografia, relações temporais e aspectos geoquímicos das rochas do Grupo Barbacena e do

- Granito Santa Rita, na região de Ritópolis, Cel. Xavier Chaves, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais..., Belém, SBG. V-3, p. 1364-1377.
- PORTO JUNIOR, R.; CARDOSO, C.G.; LOURES, L.G.C.L. - 1986 - Os terrenos gnáissicos da região de São Tiago, MG. In: JORNADA CIENTIFICA - UFRJ, 9, RIO DE JANEIRO, 1986. Anais..., Rio de Janeiro, V.1, pag 8.
- QUEMENEUR, J.J.G. - 1987 - Petrography of pegmatites from Rio das Mortes Valley, Southeast Minas Gerais, Brazil. Rev. Bras. Geoc., 17(4): 595-600.
- QUEMENEUR, J.J.G.; BARAUD, E.R. - 1982 - Geologia da área pegmatítica de São João Del Rey, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. LATINO-AMERICANO GEOL., 5, Argentina, 1982. Anais..., Argentina. V-1, p. 39-53.
- QUEMENEUR, J.J.G.; BARAUD, E.R. - 1983 - Estrutura do embasamento Arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João Del Rei - MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais..., Belo Horizonte, SBG. V.1, p. 449-460.
- QUEMENEUR, J.J.G.; VIDAL, P. - 1989 - Primeiras datações radiométricas dos granitos da região de São João Del Rei (Minas Gerais). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, BELO HORIZONTE, 1989. Anais..., Belo Horizonte, SBG, V.1. p. 50-54.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J; HEILBRON, M. - 1990 - Evolução policíclica Proterozóica no sul do Craton do São Francisco: Análise da região de São João Del Rei e Andrelândia, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais..., Natal, SBG, V-4, p. 2605-2614.
- ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W.; DOOLAN, B.L. - 1982 - Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. REVIEWS IN MINERALOGY, 9B, 1-227.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1946 - Ouro na Serra do Lenheiro. Rev. Escola de Minas, 11(5): 41-42.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1947 - A provincia estanífera do Rio das Mortes, Minas Gerais. Rev. Escola Minas, 12(3): 25-28.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1948a - A provincia estanífera do Rio das Mortes. Rev. Escola Minas, 13(3): 5-10.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1948b - Possibilidades econômicas das monazitas de São João Del Rei. Rev. Escola Minas, 13(4): 15-18.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1951a - Nota sobre a geologia da Serra do Lenheiro. Rev. Escola Minas, 16(3): 31-36.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1951b - Nota sobre alguns minerais

- radioativos em São João Del Rei. Rev. Escola Minas, 16(6): 7-8.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1952a - Urânio e Tório em São João Del Rei. Rev. Escola Minas, 17(2): 11-12.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1952b - Geologia da Província Estano - Litífera do Rio das Mortes, Minas Gerais. Rev. Escola Minas, 17(6): 3-12 e 39-40.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1953 - Os pegmatitos da Colônia. Prados, Minas Gerais. Rev. Escola Minas, 18(3): 5-9.
- SANTOS, R.A.A.; PEREIRA, R.M. - 1983 - Nota sobre a ocorrência de scheelita na região de São Tiago, Nazareno e Cassiterita. MG. Min. Met., 47(444): 32-33.
- SILVA, A.P.; CARDOSO, C.G.; MORAES, F.S.; LOURES, L.G.C.L. - 1988 - Geologia da região estanífera de Ritapolis e Coroas, Minas Gerais, Rio de Janeiro, Trabalho de Graduação, IG/UFRJ, 1988, 55 p.
- SILVA, J.N.; SEIXAS, S.R.M.; PIMENTEL, G.B.; COUINHO, M.G.N. - 1978 - Projeto Mantiqueira-Furnas. Relatório final. Belo Horizonte. DNPM/CPRM, V.1.
- SOUSA, H.C.A. - 1943 - As bétas e as cassiteritas de São João Del Rei. Rev. Bras. Geogr., 5(2): 195-214.
- SPEAR, F.S. - 1981 - An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. Amer. J. Sci., 281: 697-734.
- SPRINGER, R.K. - 1974 - Contact metamorphosed ultramafic rocks in the western Sierra Nevada Foothills, California. J. Petrology, 15(1): 160-195.
- SIRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock, its proper name. Earth Sci. Reviews, 12: 1-33.
- TEIXEIRA, W. - 1982 - Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3): 268-277.
- TEIXEIRA, W. - 1985 - A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geológicas. São Paulo. Tese de Doutorado. Inedita. IG/USP, 1985, 207 p.
- TEIXEIRA, W.; FONSECA, A.C.; POUPEAU, G.; PADILHA, A.V.; ZAPAROLLI, L.H.; KAWASHITA, K.; KHOURY, M.C. - 1983 - Esboço da evolução geotectônica da parte sul do Craton do São Francisco: Uma interpretação com base nos dados Rb/Sr e K/Ar, Pb/Pb e traços de fissão. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1983. Anais..., Belo Horizonte, SBG, V.1, p. 28-44.
- TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M.C.H. - 1991 - An outline of Early

- Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precamb. Res.*, 53: 1-22.
- THORNTON, C. P.; TUTTLE, O. F. - 1980 - Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. *Amer. J. Sci.*, 258: 664-684.
- TOPLEY, C. G.; BROWN, M. - 1984 - Discussion on "Nature and origin of layering in the diorites of SE Jersey, Channel Islands". *J. Geol. Soc. (London)*, 141: 595-598.
- THOMPSON, R. B. - 1968 - Serpentinisation accompanied by volume changes. *Pacif. Geol.*, 1(1): 167-174.
- TROMMSDORFF, V.; EVANS, B. W. - 1972 - Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell Tonalite aureole (Italy). *Amer. J. Sci.*, 272(5): 423-437.
- TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. - 1986 - Contribuição a geologia da folha Barbacena - 1:250.000. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, V-2, p. 974-986.
- TURNER, F. J. - 1958 - Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 30, 342 p.
- TURNER, F. J.; VERHOOGEN, J. - 1960 - *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2. ed, McGraw-Hill, New York. 694 p.
- VALERIANO, C. M. - 1985 - Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João Del Rei na região de São João Del Rei, MG. Rio de Janeiro, Tese de mestrado, inédita, IG/UFRJ, 1985, 98 p.
- VALERIANO, C. M. - 1986 - Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João Del Rei na região de São João Del Rei, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, GOIANIA, 1986. Anais... Goiânia, SBG, V.2, p. 999-1018.
- VERNON, R. H. - 1975 - Deformation and recrystallization of a plagioclase grain. *Amer. Mineral.*, 60: 884-888.
- VIANA, H. S. - 1991 - Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenético - previsional - escala 1:50.000, (folha SF.23-X-C-III Barbacena), Estado de Minas Gerais. Brasília, DNPM/CPRM. 1988, 162 p.
- WERNICK, E. - 1981 - The Archaean of Brazil. *Earth Sci. Reviews*, 17(1-2): 31-48.
- WICKS, F. J.; WHITTAKER, E. J. W. - 1977 - Serpentine textures and serpentinisation. *Can. Mineral.*, 15: 459-488.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F. J.; GILBERT, C. M. - 1970 - *Petrografia*. 1. ed., São Paulo. EDUSP. 424 p.
- WINDLEY, B. J. - 1984 - *The Evolving continents*. 2.ed. London, Wiley. 385 p.

- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das Rochas Metamórficas. 3. ed., Edgard Blucher. 257 p.
- WINTSCH, R.P. - 1975 - Feldspathization as a result of deformation. Geol. Soc. Amer. Bull., 86: 35-38.
- WONES, D.R.; EUGSTER, H.P. - 1965 - Stability of biotite: Experiment, theory and application. Amer. Mineral., 50(9): 1228-1272.