

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

Autor: Luis Christian De Montreuil Carmona

**ESTUDO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DA REGIÃO
COMPREENDIDA ENTRE FAGUNDES E ITATUBA (PB), TERRENO
ALTO MOXOTÓ, NORDESTE DO BRASIL**

**Tese de Doutorado
2006**

LUIS CHRISTIAN DE MONTREUIL CARMONA

Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Perú 1988

Mestre, Universidade Federal de Pernambuco, 2002

**ESTUDO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DA REGIÃO
COMPREENDIDA ENTRE FAGUNDES E ITATUBA (PB), TERRENO
ALTO MOXOTÓ, NORDESTE DO BRASIL**

Tese que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. João Aduino de Souza Neto e co-orientada pelo Prof. Dr. Edilton José dos Santos, em preenchimento parcial para obter o grau de Doutor em Geociências, área de concentração Petrologia, Litogeoquímica e Evolução Crustal, defendida e aprovada em 13/10/2006.

RECIFE, PE
2006

C287e

Carmona, Luis Christian De Montreuil.

Estudo Geológico, Geoquímico e Isotópico da Região Compreendida entre Fagundes e Itatuba (PB), Terreno Alto Moxotó, Nordeste do Brasil / Luis Christian De Montreuil Carmona. - Recife: O Autor, 2006.

xxiii, 233 folhas, il : figs., graf., tabs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2006.

Inclui Referências e Mapa em Anexos.

1. Geociências. Geologia. Paraíba-Nordeste-Brasil. 2. Rochas Metacarbonáticas, Metamáfico-Ultramáficas. 3. Geoquímica, Química Mineral, Geoquímica Isotópica. 4. I. Título.

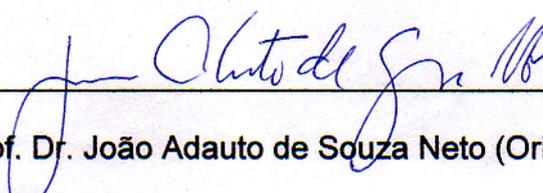
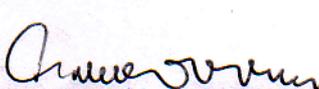
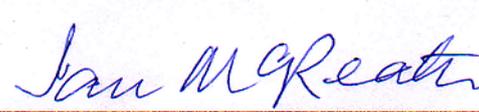
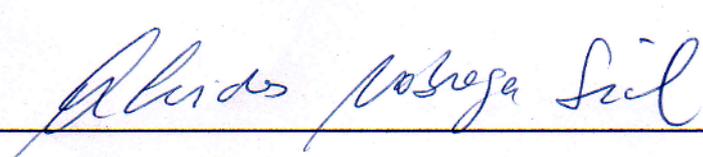
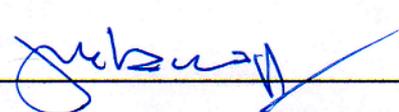
551 CDD (22. ed.)

UFPE/BCTG/2009-186

**ESTUDO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DA REGIÃO
COMPREENDIDA ENTRE FAGUNDES E ITATUBA (PB), TERRENO
ALTO MOXOTÓ, NORDESTE DO BRASIL**

LUIS CHRISTIAN DE MONTREUIL CARMONA

APROVADO:

| | |
|--|------------|
|  | |
| Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto (Orientador) | 13/10/2006 |
|  | |
| Prof. Dr. Edilton José dos Santos | 13/10/2006 |
|  | |
| Prof. Dr. Ian McReath | 13/10/2006 |
|  | |
| Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial | 13/10/2006 |
|  | |
| Prof. Dr. José Maurício Rangel da Silva | 13/10/2006 |

O que for a profundidade do teu ser, assim será teu desejo.

O que for o teu desejo, assim será tua vontade.

O que for tua vontade, assim serão teus atos.

O que forem teus atos, assim será teu destino.

Brihadaranyaka Upanishad IV

Aos meus pais Hortensia e Luis,
Aos meus filhos Christian André e
Leonardo Vinícius,
A minha esposa Angélica,
A minha imensa família...

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos ao meu orientador, Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto, pela oportunidade oferecida, pela orientação, incentivo, amizade e principalmente pelo bom convívio nestes anos de trabalho. Com ele tive a oportunidade de enriquecer meus conhecimentos, com suas argumentações científicas e precisas sugestões.

Agradeço em forma especial ao meu co-orientador Prof. Dr. Edilton José dos Santos, pela orientação, incentivo e amizade. Ele tem sido de uma disponibilidade irrestrita sempre que procurado para tratar, sugerir e discutir diversos tópicos na realização deste trabalho.

À UFPE, Programa de Pós-Graduação em Geociências/Departamento de Geologia, pela formação, oportunidade de realização do curso, infra-estrutura e facilidades oferecidas na execução deste trabalho.

Meu efusivo reconhecimento e gratidão aos professores pela sua participação na Banca de Doutorado, o que certamente tornou nosso trabalho mais cinzelado e esmerado.

O Conselho Nacional de Pesquisa - CNPq - que me concedeu uma bolsa durante a realização deste doutorado, fato este que muito contribuiu para viabilização desta tese.

À minha querida esposa Maria Angélica Fonseca Sampaio pela ajuda, na exaustiva discussão e interpretação nos diferentes aspectos deste trabalho. Assim como, pela sua compreensão e abnegação no longo tempo que temos de convívio, em prol da realização deste trabalho, encorajando-me a prosseguir na execução e aprimoramento desta Tese, sua presença foi a responsável pela minha saúde afetiva. À Angélica os meus afetivos e carinhosos agradecimentos.

Aos meus pais, Hortensia Maritza e Luis Angel, pela sólida formação dada até minha juventude, que me proporcionou a continuidade nos estudos até a chegada a este doutorado, meus eternos agradecimentos.

Aos meus amados filhos Christian André e Leonardo Vinícius, pelo amor, paciência, apoio e compreensão nos muitos momentos de nossa ausência.

Ao Professor Alcides Nóbrega Sial pela amizade, ajuda e colaboração na realização das análises isotópicas de C e O efetuadas no Laboratório de Isótopos Estáveis, NEG-LABISE/UFPE.

À Professora Valdevez Ferreira pela receptividade e colaboração na obtenção dos resultados das análises na Fluorescência de Raios-X.

Aos Senhores responsáveis do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP), onde foram realizadas as análises de química mineral, tendo como responsável técnico o Sr. Marcos Mansueto.

Ao Professor Maurício Rangel da Silva, pelas muitas valiosas sugestões relacionadas à petrografia microscópica das lâminas estudadas.

Ao Professor Gorki Mariano pela disponibilização do LAPA (Laboratório de Pulverização de Amostras) do DGEO-UFPE, para a preparação das amostras de litoquímica.

Ao Professor Adejardo Francisco da Silva Filho pela cooperação na disponibilização da Sala do Grupo de Geoquímica e Geotectônica Aplicada do DGEO-UFPE, para sua utilização irrestrita.

Aos professores Hartmut Beurlen e Marcelo Reis Rodrigues da Silva por terem disponibilizado a estrutura do Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados (LEMA), para a realização do estudo das lâminas polidas de minerais opacos.

Aos amigos funcionários da Biblioteca do Centro de Tecnologia e Geociências (UFPE), pela colaboração e paciência ao longo desses anos.

A meu querido irmão Charles Ulisses e sua esposa Ana Cristina pelo carinho e incentivo; bem como aos meus irmãos: Maritza Grace, Cloris Yvette, María Yannick, Linda Jessica, Angie Solange e seus respectivos esposos, pelos conselhos, apoio e imenso amor.

A minha querida sogra Angélica Fonseca pela amabilidade e cooperação ilimitada e, também pelo carinho aos meus cunhados: Elisabete, Ronaldo sua esposa Ute, Sílvia e seu esposo Adílson.

Aos colegas Hermanilton A. Gomes (meu grande amigo) e Clélia Aragão Barreto, agradecimento muito especial, pelo apoio e pela amizade incondicional demonstrada.

Aos meus amigos e colegas da Pós-Graduação em Geociências: Dwight Soares, Roberta Brasilino, Liliana Osako, Silvana Barros, Wanessa Marques, Fátima Lyra, Williams Guimarães, Josué Pereira, Ely Brasil, Luciano Cintrão Barros, Everaldo da Silva, Élide Regina, Leila Márcia Carvalho.

Agradeço a todas as pessoas que de forma direta ou indireta contribuíram para a realização desta Tese. Meus sinceros agradecimentos às instituições, professores, pesquisadores, funcionários, familiares e amigos que contribuíram ao longo do desenvolvimento deste trabalho. A todos meu MUITO OBRIGADO...

APRESENTAÇÃO

A presente Tese tem por objetivo cumprir exigências curriculares necessárias à obtenção do título de Doutor em Geociências, pela Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco.

Esta Tese é intitulada ESTUDO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DA REGIÃO COMPREENDIDA ENTRE FAGUNDES E ITATUBA (PB), TERRENO ALTO MOXOTÓ, NORDESTE DO BRASIL tendo sido orientada pelo Professor Doutor João Aduino de Souza Neto e co-orientada pelo Professor Doutor Edilton José dos Santos. Contou com o apoio financeiro do CNPq, com bolsa de estudos vigente entre 01/08/2003 a 01/02/2006. Uma parte dos recursos financeiros necessários para a execução dessa Tese foi proveniente do projeto de Pesquisa Programa “Enxoval” e Projeto Edital CNPq N° 019/2004 – Universal (Processo N°: 480.719/2004-7), ambos coordenados pelo Professor João Aduino de Souza Neto.

A Tese trata da geologia, petrografia, geologia econômica, litogeoquímica, química mineral e análise isotópica de C e O das rochas da região de Fagundes-Itatuba (PB), situadas no Terreno Alto Moxotó, Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, Nordeste do Brasil.

RESUMO

A área investigada situa-se entre as cidades de Fagundes e Itatuba (PB), no Terreno Alto Moxotó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Nesta área ocorre um conjunto de corpos tabulares, lenticulares e sub-elípticos, de uma suíte de rochas graníticas e metamáfico-ultramáficas com lentes de rochas metacarbonáticas associadas, além de *skarns*, encaixados em um embasamento gnáissico-migmatítico equivalente ao Complexo Floresta.

Foram identificadas duas fases de deformação dúctil na área: Dn (tectônica contracional) registrada apenas no embasamento e nas metamáfico-ultramáficas, e Dn+1 (transcorrente), registrada em todos os litotipos da área, esta última fase tendo gerado antiformes e sinformes com planos axiais verticalizados, e expressivas zonas de cisalhamento. Há registros reliquiais de uma fase Dn-1 nos anfibólio-gabros.

Pesquisou-se a origem das rochas metacarbonáticas, objeto de suspeita devido à aparente ausência de litotipos paraderivados na área e à ocorrência de feições de campo peculiares nestas rochas, como a sua forma em lentes semi-circulares concêntricas, brechação e texturas fluidais.

Realizou-se o mapeamento geológico na escala 1:50.000 (semi-detalhe) de uma área de 240 Km², além de estudos petrográficos, litogeoquímicos, de química mineral e de geoquímica isotópica (C e O). Relações de campo e o estudo petrográfico detalhado mostraram que as rochas metacarbonáticas ocorrem associadas às rochas metamáfico-ultramáficas, com formação de *skarns* tardios nas mesmas. Foi encontrado o primeiro registro de rochas de afinidade anortosítica na área, associadas às rochas metamáfico-ultramáficas.

As rochas metacarbonáticas exibem relativamente baixos valores de Sr, Nb, La, Ce, Nd, ETR, anomalia negativa de Eu, que são interpretados como de origem sedimentar. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ variam entre +0,3 e +17,2 de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$; e -3,8 e +8,0 de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (para N=30 amostras). Os dados de ETR normalizados para o Condrito mostram padrões ETR similares à média mundial dos padrões ETR de carbonatos marinhos.

Os diagramas de elementos traços Sr/Zr versus Ti/Zr e Zr/Nb versus Zr mostram que processos de fusão parcial foram importantes na geração dos magmas basálticos que originaram as rochas metamáfico-ultramáficas da região estudada. Estes magmas foram provavelmente extraídos de um protólito de manto superior de composição lherzolítica, deixando no manto um resíduo harzburgítico. Estes magmas basálticos apresentam composição komatiítica e toleítica, sugerindo altas taxas (%) de fusão parcial do manto lherzolítico.

O estudo petrográfico mostrou para as rochas metamáfico-ultramáficas de Fagundes-Itatuba a presença de texturas simplectíticas e corona nos granada-piroxênio gabros, sugerindo condições de retrometamorfismo. A geotermometria usando o método dos teores de Zr em rocha total (Watson, 1987, modificado em 1995) mostrou temperaturas de cristalização em torno de 700-750°C para os anfibólio-gabros, indicando condições metamórficas compatíveis com início de fácies granulítico ou limite entre os fácies anfibolito alto e granulito.

Os resultados geotermobarométricos, utilizando os teores de Al na hornblenda para rochas cálcio-alcálicas (Schmidt, 1994) e geotermometria usando o par anfibólio cálcico-plagioclásio (Holland & Blundy, 1994) forneceram para as rochas de afinidade anortosítica valores de P entre 5,0 e 6,0 Kb e de T entre 775 e 785° C, compatíveis com início da fácies granulítica, ou limite entre as fácies anfibolito alto e granulito.

Foram descobertas seis novas ocorrências de minério de ferro hospedado nas rochas metamáfico-ultramáficas. Os *skarns* da área possuem localmente sulfetos (pirita, pirrotita, e calcopirita), que podem indicar mineralizações metálicas de Cu e Au importantes.

Palavras-chave: Fagundes-Itatuba, rochas metacarbonáticas, rochas metamáfico-ultramáficas, geoquímica, química mineral, geoquímica isotópica, metamorfismo fácies anfibolito alto a granulito.

ABSTRACT

The investigated area is localized between the cities of Itatuba and Fagundes (PB), in the Moxotó Terrane, Borborema Province, northeastern Brazil. In this area is found a set of tabular, lens and sub-elliptic bodies, comprising a suite of granitic and metamafic-ultramafic rocks with lenses of associated metacarbonatic rocks, as well as skarns, surrounded by a gnaissic-migmatitic basement equivalent to the Floresta Complex.

Two phases of ductile deformation were identified in the area: Dn (tectonics contractional) recorded only in the basement and metamafic-ultramafic rocks, and Dn+1 (transcurrent), recorded in all lithotypes of the area, the latter one generating antiforms and sinforms with axial verticalized plans, and expressive shear zones. There are records of a reliquiar Dn-1 phase in amphibole-gabros.

The origin of metacarbonatic rocks has been placed on suspicion because of the apparent absence of paraderivated lithotypes in the area and the occurrence of some peculiar features at field, as their semi-circular shape, concentric lenses, brecciation and fluidal textures.

The geological mapping at the 1:50.000 scale (semi-detail) from an area of 240 km², as well as petrographic, litho-geochemical, mineral chemistry and isotopic geochemistry (C and O) studies. The field relationship and petrographic detailed studies showed that the metacarbonatic rocks occur associated with metamafic-ultramafic rocks, with late formation of skarns in the same context. The first record of anorthositic affinity rocks in the area was found associated with metamafic-ultramafic rocks.

The metacarbonatic rocks exhibit relatively low values of Sr, Nb, La, Ce, Nd, ETR, negative anomaly of Eu, which are interpreted as of sedimentary origin. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values vary between -3.8 and +8.0 for $\delta^{13}\text{C}$ and +0.3 and +17.2 for $\delta^{18}\text{O}$ (N = 30 samples). Data from ETR standard normalized for the Condrite ETR show similar patterns to the world average of ETR patterns of marine carbonates.

The diagrams of trace elements Sr/Zr versus Ti/Zr and Zr/Nb versus Zr, show that partial melting processes were important in the generation of basaltic magmas that led to the mafic-ultramafic rocks of the studied region. These magmas probably were extracted of a protolite from the upper mantle of lherzolitic composition, leaving a residue at the harzburgitic mantle. These basaltic magmas present komatiitic and tholeiitic composition, suggesting high rates (%) of partial melting of the lherzolitic mantle.

The petrographic study of the metamafic-ultramafic rocks of Fagundes-Itatuba showed the presence of symplectitic textures and crown over garnet-pyroxene gabros, suggesting conditions of retrometamorphism. The geothermometry method using the levels of Zr in total-rock (Watson, 1987) showed crystallization temperatures around 700-750°C for amphibole-gabros, indicating conditions compatible with the beginning of metamorphic granulitic facies or boundary between the high amphibolite and granulitic facies.

The geothermobarometric results, using the levels of Al-hornblende to calc-alkaline rocks (Schmidt, 1994) and geothermometry using the pair calcium-amphibole plagioclase (Holland & Blundy, 1994) provided for the rocks of anorthositic affinity values of P between 5,0 and 6,0 Kb and T° between 775 and 785°C, compatible with the beginning of granulitic facies or the borderline between the high amphibolite and granulite facies.

Six new cases of iron ore hosted in metamafic-ultramafic rocks were discovered in the area. The skarns of the area locally present sulfides (pyrite, pirrotite, and chalcopyrite), which may indicate important Au-Cu mineralizations.

Keywords: Fagundes-Itatuba area, metacarbonatic rocks, metamafic-ultramafic rocks, geochemistry, mineral chemistry, isotopic geochemistry, high amphibolite to granulitic facies metamorphism.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS
APRESENTAÇÃO
RESUMO
ABSTRACT

| | Pág. N° |
|---|---------------|
| CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS | 1 |
| 1.2 JUSTIFICATIVAS | 1 |
| 1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA | 2 |
| 1.4 HISTÓRICO DA ÁREA | 2 |
| 1.5 OBJETIVOS | 5 |
| 1,6 METODOLOGIA | 5 |
| CAPÍTULO II - GEOLOGIA REGIONAL | 8 |
| 2.1 DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL | 8 |
| 2.1.1 TERRENO ALTO MOXOTÓ | 9 |
| 2.1.2 MAGMATISMO MESOPROTEROZÓICO | 16 |
| 2.1.3 ALGUMAS CARACTERÍSTICAS DE COMPLEXOS GABRO-ANORTOSÍTICOS EM ÁREAS PRÓXIMAS À REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA | 19 |
| CAPÍTULO III - GEOLOGIA LOCAL | 24 |
| 3.1 ASPECTOS ESTRUTURAIS DAS UNIDADES LITOLÓGICAS CONSTITUINTES DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA | 24 |
| 3.2 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA DAS UNIDADES CONSTITUINTES DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA | 27 |
| 3.2.1 UNIDADE DAS ROCHAS ENCAIXANTES (EMBASAMENTO) | 28 |
| 3.2.2.1 ORTOGNAISSES DA ÁREA, EQUIVALENTES DO COMPLEXO FLORESTA | 28 |
| 3.2.2 UNIDADE DAS ROCHAS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS | 33 |
| 3.2.2.1 PETROGRAFIA DE ROCHAS HORNBLENDA GABRO MACIÇAS | 35 |
| 3.2.2.2 PETROGRAFIA DE ROCHAS HORNBLENDA GABRO BANDADAS | 38 |
| 3.2.2.3 PETROGRAFIA DE ROCHAS PIROXÊNIO GABROS | 42 |
| 3.2.2.4 PETROGRAFIA DE ROCHAS HORNBLENDA PIROXÊNIO GABROS | 43 |
| 3.2.2.5 PETROGRAFIA DE ROCHAS HORNBLENDA GABROS ALTERADAS PARCIALMENTE A <i>SKARNS</i> | 46 |
| 3.2.2.6 PETROGRAFIA DE ROCHAS GRANADA-PIROXENITOS | 48 |
| 3.2.3 SUBUNIDADE DE ROCHAS DE AFINIDADE ANORTOSÍTICA | 50 |
| 3.2.4 UNIDADE DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS | 53 |
| 3.2.4.1 PETROGRAFIA DA SUB-UNIDADE METACARBONÁTICA DE GRANULAÇÃO FINA E TEXTURA SEMELHANTE A SUBVULCÂNICA / PIROCLÁSTICA | 64 |
| 3.2.4.2 PETROGRAFIA DA SUB-UNIDADE DE ROCHA METACARBONÁTICA DE GRANULAÇÃO MÉDIA A GROSSA PARCIALMENTE AFETADA POR ALTERAÇÃO HIDRO-TERMAL (METASSOMATISMO) E GRADANDO A <i>SKARN</i> | 70 |

| | | |
|---|--|------------|
| 3.2.5 | UNIDADE DE SKARN | 74 |
| 3.2.5.1 | SUBUNIDADE SKARNS DESENVOLVIDOS EM SUBSTRATO METAMÁFICO | 76 |
| 3.2.5.2 | SUBUNIDADE DE SKARNS DESENVOLVIDOS EM SUBSTRATO METACARBONÁTICO | 79 |
| 3.2.5.3 | SUBUNIDADE DE SKARN “PROPRIAMENTE DITO” | 81 |
| 3.2.6 | UNIDADE DE ROCHAS GRANÍTICAS E GRANODIORÍTICAS ASSOCIADAS | 84 |
| CAPÍTULO IV - LITOGEOQUÍMICA | | 89 |
| 4.1 | LITOGEOQUÍMICA DAS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS | 90 |
| 4.1.1 | CARACTERIZAÇÃO DAS SÉRIES QUÍMICAS E AMBIENTES TECTÔNICOS DAS MUM DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA | 90 |
| 4.1.2 | DIAGRAMAS HARKER E OS PROCESSOS EVOLUTIVOS (CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA E FUSÃO PARCIAL) ENVOLVIDOS NA DIFERENCIAÇÃO DAS ROCHAS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA | 96 |
| 4.1.3 | PADRÕES TERRAS RARAS E DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO MULTIELEMENTARES | 100 |
| 4.1.3.1 | DISCUSSÃO PARCIAL | 105 |
| 4.2 | LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS | 107 |
| 4.3 | LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS A GRANODIORÍTICAS ASSOCIADAS | 112 |
| 4.3.1 | GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES | 112 |
| 4.3.2 | CLASSIFICAÇÃO DOS GRANITOS ASSOCIADOS DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA, DENTRO DAS SÉRIES MAGMÁTICAS | 114 |
| 4.3.3 | DIAGRAMAS DISCRIMINANTES PARA AMBIENTES TECTÔNICOS | 116 |
| 4.3.4 | DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (PADRÃO ETR E DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO MULTIELEMENTARES) | 118 |
| 4.4 | OBSERVAÇÕES ADICIONAIS A RESPEITO DAS TABELAS 4.1 E 4.2 | 123 |
| CAPÍTULO V - QUÍMICA MINERAL | | 130 |
| 5.1 | INTRODUÇÃO | 130 |
| 5.2 | UNIDADE DAS ROCHAS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS | 131 |
| 5.3 | UNIDADE DE SKARNS | 136 |
| 5.4 | UNIDADE DAS ROCHAS DE AFINIDADE ANORTOSÍTICA | 138 |
| 5.5 | UNIDADE DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS | 143 |
| 5.6 | GEOTERMOBAROMETRIA DAS ROCHAS DE AFINIDADE ANORTOSÍTICA DE FAGUNDES-ITATUBA | 150 |
| 5.7 | GEOTERMOMETRIA DAS UNIDADES METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS E ANORTOSÍTICAS, PELO MÉTODO DOS TEORES DE ZR EM ROCHA TOTAL | 152 |
| 5.8 | COMPARAÇÃO DA QUÍMICA MINERAL DAS DIVERSAS UNIDADES LITOLÓGICAS DE FAGUNDES-ITATUBA | 154 |
| | TABELAS DE QUÍMICA MINERAL | 157 |
| CAPÍTULO VI - METAMORFISMO ATUANTE NAS ROCHAS METACARBONÁTICAS DA ÁREA DE FAGUNDES ITATUBA | | 175 |
| CAPÍTULO VII - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO | | 181 |
| 7.1 | FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS | 181 |
| 7.2 | O FRACIONAMENTO ISOTÓPICO AO LONGO DOS PROCESSOS GEOLÓGICOS | 183 |
| 7.3 | METODOLOGIA | 185 |
| 7.4 | GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO DAS ROCHAS | 186 |

METACARBONÁTICAS DA ÁREA ESTUDADA

| | |
|---|------------|
| CAPÍTULO VIII - GEOLOGIA ECONÔMICA | 192 |
| 8.1 OCORRÊNCIAS DE FERRO E TITÂNIO | 192 |
| 8.2 OCORRÊNCIAS DE FERRO E COBRE LIGADAS A <i>SKARNS</i> | 193 |
| 8.3 CARACTERIZAÇÃO DOS <i>SKARNS</i> EM CAMPO | 196 |
| 8.4 PETROGRAFIA DOS MINERAIS OPACOS | 198 |
| 8.5 SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA | 206 |
| 8.6 ESTIMATIVA DE CONDIÇÕES DE TEMPERATURA DE FORMAÇÃO DOS <i>SKARNS</i> DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA | 206 |
| | |
| CAPÍTULO IX - COMPARAÇÕES COM ÁREAS SEMELHANTES E ESTUDO DO COMPORTAMENTO REOLÓGICO DOS METACARBONATOS DE FAGUNDES-ITATUBA | 208 |
| 9.1 O CASO DOS MÁRMORES INTERCALADOS NO COMPLEXO OAXACAN, SUDESTE DO MÉXICO (DOSTAL, KEPPIE, MACDONALD & ORTEGA-GUTIÉRREZ, 2004) | 209 |
| 9.2 O CASO DOS MÁRMORES DE BORRA, GHATS ORIENTAL (ÍNDIA), ESTUDADO POR LE BAS ET AL., 2002 | 210 |
| 9.3 O CASO DOS MÁRMORES DE GOIANIRA INTERCALADOS NO COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU EM GOIÁS, BRASIL (WINGE, 1995). | 212 |
| 9.4 COMPORTAMENTO REOLÓGICO DOS METACARBONATOS DE FAGUNDES-ITATUBA | 215 |
| | |
| CAPÍTULO X - CONSIDERAÇÕES FINAIS | 217 |
| | |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 224 |
| | |
| ANEXOS: TABELAS PETROGRÁFICAS E MAPA GEOLÓGICO (ENVELOPE). | |

LISTA DE FIGURAS

| | Pág. Nº |
|--|---------|
| Figura 1.1 Localização geográfica da área estudada de Fagundes-Itatuba (com as vias de acesso). | 3 |
| Figura 2.1 Mapa da Província Borborema (Brito Neves et al., 2000) e Mapa esquemático dos terrenos e granitóides Brasileiros do Domínio Zona Transversal (ZT) - modificado de Santos, 1996. | 10 |
| Figura 2.2 Esboço geológico geotectônico regional segundo Brito Neves et al. (2001). | 11 |
| Figura 2.3 Mapa geológico simplificado do Terreno Alto Moxotó, mostrando a distribuição dos Complexos Sertânia e Floresta, exibindo os diagramas concórdia (geocronológicos) dos dados isotópicos Pb/Pb em zircões. | 14 |
| Figura 2.4. Ocorrências possivelmente relacionadas ao Evento Extensional Estateriano na Zona Transversal, com ocorrências de minério de Fe-Ti associadas a alguns litotipos de cada unidade. | 19 |
| Figura 3.1 Diagrama QAP de classificação modal (Streckeisen, 1976) para as rochas graníticas a granodioríticas da região de Fagundes-Itatuba. | 87 |
| Figura 4.1A Diagrama TAS com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas. | 91 |
| Figura 4.1B Diagrama TAS com os campos de Cox et al. (1979) adaptados por Wilson (1989), para as rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas. | 92 |
| Figura 4.2 Diagrama AFM (Kuno, 1968, com os campos de Irvine & Baragar, 1971) para as rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas. | 92 |
| Figura 4.3 Diagrama $\text{SiO}_2 \text{ X } \text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989) exibindo a classificação primária das rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) da região pesquisada. | 93 |
| Figura 4.4 Diagrama $\text{SiO}_2 \text{ X } \text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989) exibindo a classificação primária das rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) pesquisadas. | 93 |
| Figura 4.5 Diagrama $\text{SiO}_2 \text{ x } \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989) exibindo a classificação primária das rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas. | 94 |
| Figura 4.6 Diagrama de Jensen (1976) exibindo a distribuição em séries magmáticas das rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas. | 94 |
| Figura 4.7 Diagrama ternário $\text{MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3$ de Arndt et al. (1977), para as rochas metamáfico-ultramáficas da região estudada, mostrando o campo de rochas de composição toleítica. | 95 |
| Figura 4.8 Diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Pearce & Norry (1979), para as rochas metamáfico-ultramáficas estudadas. | 95 |
| Figura 4.9 Diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Meschede (1986), para as rochas metamáfico-ultramáficas estudadas. | 96 |
| Figura 4.10 Diagramas de variação tipo Harker dos elementos maiores contra o $\#Fe = (\text{FeO}^t / \text{FeO}^t + \text{MgO})$, mostrando a cristalização das principais fases minerais para as rochas metamáfico-ultramáficas da região de Fagundes-Itatuba. | 97 |
| Figura 4.11 Diagramas de variação tipo Harker dos elementos compatíveis (Cr, Ni, Co, V, Pb, Zn e Cu) contra o $\#Fe = \text{FeO}^t / (\text{FeO}^t + \text{MgO})$, mostrando a cristalização de opacos contendo Cu (os sulfetos calcopirita e covellita) e a não-cristalização de opacos contendo Pb e Zn, para as rochas metamáfico-ultramáficas da região de Fagundes-Itatuba. | 99 |
| Figura 4.12A Diagramas de variação tipo Harker (elementos traços Sr/Zr vs Ti/Zr e Zr/Nb vs Zr) dos elementos incompatíveis mostrando os processos de fusão parcial (1) e cristalização fracionada (2), referidos em Sial & McReath (1984) e Accioly (2000) (com modificações) que deram origem às rochas metamáfico-ultramáficas da região de Fagundes-Itatuba. | 100 |
| Figura 4.12B Principais tipos de magmas que podem ser gerados a partir da fusão parcial | 100 |

do manto. **Fonte:** Silva (2004).

- Figura 4.13** Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), mostrando a distribuição dos elementos incompatíveis para as rochas piroxênio-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas. 101
- Figura 4.14** Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), mostrando a distribuição dos elementos incompatíveis para as rochas hornblenda-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas. 102
- Figura 4.15** Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), mostrando a distribuição dos elementos incompatíveis para as rochas piroxênio-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas. 102
- Figura 4.16** Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), mostrando a distribuição dos elementos incompatíveis para as rochas anortosíticas da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas. 103
- Figura 4.17** Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Boynton, 1984), para as rochas piroxênio-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas. 103
- Figura 4.18** Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Boynton, 1984), para as rochas hornblenda-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas. 104
- Figura 4.19** Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Boynton, 1984), para as rochas hornblenda-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas. 104
- Figura 4.20** Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Boynton, 1984), para as rochas anortosíticas da unidade das metamáfico-ultramáficas da região estudada. 105
- Figura 4.21** Diagrama de padrão ETR com os dados projetados das amostras de rochas metacarbonáticas, normalizadas segundo Condrito de Boynton (1984), mostrando a uniformidade dos padrões de distribuição e similaridade com os dados médios de carbonatos marinhos (linha contínua azul), também é observado a grande diferença com padrões de distribuição da média dos carbonatitos mundiais (linha em vermelho) (dados obtidos de Le Bas et al., 2002). 108
- Figura 4.22** Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para as rochas metacarbonáticas mais algumas amostras de *skarns* estudadas, comparados com os dados médios de: A) a linha contínua vermelha representa os dados médios mundiais dos carbonatitos (Le Bas, 1999); B) Bem como, a linha contínua azul representa os dados médios de carbonatos de origem sedimentar (Locke & Buthler, 1993). **Fonte:** (Le Bas et al., 2002). 109
- Figura 4.23** Diagrama ternário CaO-Al₂O₃-SiO₂ para as rochas metacarbonáticas da região estudada. 110
- Figura 4.24** Diagrama ternário CaO-SiO₂-MgO para as rochas metacarbonáticas da região pesquisada, mostrando dois *trends* sugestivos de rochas metacarbonáticas contaminadas com rochas silicáticas e com rochas magnesianas. 111
- Figura 4.25** Diagrama ternário ACF para as rochas metacarbonáticas da região estudada. 111
- Figura 4.26** Diagrama A/NK versus A/CNK (Índice de Shand) com os campos de Maniar & Picolli (1989) para as rochas graníticas intrusivas estudadas. 114
- Figura 4.27** Diagrama TAS com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas graníticas intrusivas da região estudada. 115
- Figura 4.28** Diagrama AFM com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas graníticas intrusivas. 115
- Figura 4.29** Diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983) com os campos de De La Roche (1978) para as rochas graníticas intrusivas da região pesquisada. 116
- Figura 4.30** Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para granitos Rb versus Y+Nb, proposto por Pearce et al. (1984) para as rochas graníticas intrusivas estudadas. 117
- Figura 4.31** Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para granitos Nb versus Y, 117

- proposto por Pearce et al. (1984) para as rochas graníticas intrusivas na região estudada.
- Figura 4.32** Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para granitos R1 versus R2, proposto por De La Roche (1980) com os campos sugeridos por Batchelor & Bowden (1985) para as rochas graníticas intrusivas da região estudada. 118
- Figura 4.33** Diagrama de distribuição dos elementos terras raras (Padrão ETR) normalizado para o condrito (Boynton, 1984) para as rochas graníticas CC-11C, CC-11FF1, CC-11FF2 e CC-282, intrusivas na região estudada. 119
- Figura 4.34** Diagrama de variação multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para as rochas graníticas CC-11C, CC-11FF1 e CC-11FF2, intrusivas na região estudada. 119
- Figura 4.35** Diagrama de variação multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para a rocha granítica CC-282, intrusivas na região pesquisada. 120
- Figura 4.36** Diagrama de distribuição dos elementos terras raras (Padrão ETR) normalizado para o condrito (Boynton, 1984) para a rocha granítica CC-03AG, intrusiva na região estudada. 121
- Figura 4.37** Diagrama de variação multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para a rocha granítica CC-03AG, intrusiva na região estudada. 121
- Figura 4.38** Diagrama de distribuição dos elementos terras raras (Padrão ETR) normalizado para o condrito (Boynton, 1984) para as rochas graníticas CC-21 e CC-297, intrusivas na região estudada. 122
- Figura 4.39** Diagrama de variação multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para as rochas graníticas CC-21 e CC-297, intrusivas na região estudada. 123
- Figura 5.1** Diagrama de classificação dos Plagioclásios (Ab-An-Or) analisados para a unidade das rochas metamáfico-ultramáficas. 132
- Figura 5.2** Diagrama de classificação dos Clinopiroxênios (En-Wo-Fs) analisados da unidade das rochas metamáfico-ultramáficas. (Segundo Morimoto, 1988). 134
- Figura 5.3** Diagrama de classificação dos Piroxênios analisados da unidade das rochas metamáfico-ultramáficas, separando o campo dos Quad (Fe-Mg-Ca), cálcio-sódicos (Ca-Na): onfacitas e aegirina-augitas e sódicos (Na): jadeíta e aegirina. (Morimoto, 1988). 134
- Figura 5.4** Diagrama de classificação das Escapolitas (baseado em Deer et al., 1966) analisados da unidade das rochas metamáfico-ultramáficas. 135
- Figura 5.5** Diagrama de classificação dos Clinopiroxênios (En-Wo-Fs) analisados da unidade dos *skarns*. (Segundo Morimoto, 1988). 137
- Figura 5.6** Diagrama de classificação dos Plagioclásios (Ab-An-Or) analisados da unidade das rochas de afinidade anortosítica. 139
- Figura 5.7** Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para os quatro grupos primários de anfibólios, para os anfibólios da amostra CC-13A, da unidade de rochas de afinidade anortosítica. 140
- Figura 5.8** Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra CC-13A, da unidade de rochas de afinidade anortosítica. 140
- Figura 5.9** Diagrama de classificação para anfibólios cálcicos, segundo Leake (1997), para os anfibólios da amostra CC-13, da unidade de rochas de afinidade anortosítica. 141
- Figura 5.10** Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para os quatro grupos primários de anfibólios, para os anfibólios da amostra CC-13, da unidade de rochas de afinidade anortosítica. 141
- Figura 5.11** Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra CC-13, da unidade de rochas de afinidade anortosítica. 142
- Figura 5.12** Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra CC-13, da unidade de rochas de afinidade anortosítica. 142
- Figura 5.13** Diagrama mostrando o campo das calcitas de carbonatos metassedimentares dentro do círculo tracejado, segundo Le Bas (2002), com a projeção dos dados de 144

- microsonda das calcitas da unidade das rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba.
- Figura 5.14** Diagrama de classificação dos Clinopiroxênios (En-Wo-Fs) analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba. (Segundo Morimoto, 1988). 145
- Figura 5.15** Diagrama de classificação dos Piroxênios analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba, separando o campo dos Quad (Fe-Mg-Ca), cálcio-sódicos (Ca-Na): onfacitas e aegirina-augitas e sódicos (Na): jadeita e aegirina. (Morimoto, 1988). 145
- Figura 5.16** Diagrama de classificação dos Plagioclásios (Ab-An-Or) analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba. 146
- Figura 5.17** Diagrama de classificação das Escapolitas (baseado em Deer et al., 1966) analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba. 147
- Figura 5.18** Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra CC-293F, da unidade de rochas metacarbonáticas. 148
- Figura 5.19** Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra CC-293F, da unidade de rochas metacarbonáticas. 149
- Figura 5.20** Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra CC-293F, da unidade de rochas metacarbonáticas. 149
- Figura 5.21** Diagrama de classificação Al^{IV} vs $Fe/(Fe+Mg)$, proposto por Deer et al. (1966), para as micas ferro-magnesianas analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba. 150
- Figura 5.22** Distribuição dos campos de temperatura e pressão de várias fácies metamórficas e exemplos de assembléias e minerais diagnósticos (segundo Bucher & Frey, 1994 e Yardley, 1989). 155
- Figura 6.1** Sistema CMS/HC ($CaO-MgO-SiO_2/H_2O-CO_2$), o qual define um espaço composicional triangular onde H_2O e CO_2 são projetados sobre o plano definido pelos vértices $CaO-MgO-SiO_2$ (extraído de Bucher & Frey, 1994), no qual se representa o metamorfismo de calcários e dolomitos. 176
- Figura 7.1 (A)** tubo de reação utilizado nas análises de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ em material carbonático; **(B)** esquema da linha de extração de carbonatos em operação no Laboratório de Isótopos Estáveis da UFPE - LABISE. (Fonte: Nascimento 2002). 186
- Figura 7.2** Diagrama $\delta^{18}O$ vs. $\delta^{13}C$ mostrando os valores isotópicos obtidos para as lentes de rochas metacarbonáticas da Região Fagundes-Itatuba. São apresentados os campos composicionais para carbonatos de origem marinha e sedimentar (1 e 2) segundo dados apresentado por Bowman (1998) e ígnea (3) segundo Taylor *et al.* (1967). 188
- Figura 7.3** Diagrama $\delta^{18}O$ vs. $\delta^{13}C$ comparativo entre os valores isotópicos obtidos para as rochas metacarbonáticas da Região Fagundes-Itatuba (PB), (losangos vermelhos), e os metacarbonatitos de Angico dos Dias (BA), Fazenda Varela (SC) e Mato Preto (PR) (os valores para os mármorees do Grupo Açungui associados ao Complexo Mato Preto estão projetados na forma de losangos violetas. Os campos isotópicos para os carbonatos de origem sedimentar (1 e 2) e ígnea (3) apresentados por Bowman (1998). 190
- Figura 7.4** Diagrama $\delta^{18}O_{SMOW}$ vs. $\delta^{13}C_{PDB}$ mostrando a assinatura isotópica das lentes de rochas metacarbonáticas da Região Fagundes-Itatuba com relação a campos de carbonatos de origem ígnea e sedimentar, com as divisões segundo Bell & Dawson (1995). Assinatura de campo sedimentar (1 e 2) e assinatura de campo ígneo (3). TRONA: carbonatos sódicos evaporíticos hidratados não-marinhos. 191
- Figura 8.1.** Diagrama ilustrando a seqüência paragenética dos minerais de minério associado às rochas *skarn* na região de Fagundes-Itatuba (PB). 207

LISTA DE FOTOGRAFIAS

| | Pág. N° |
|--|---------|
| Fotografia 3.1 Detalhe da seqüência de ortognaisses bandados de composição tonalítica-diorítica de rochas metaplutônicas da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra CC-202. | 29 |
| Fotografia 3.2 Dobra assimétrica da seqüência de ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra referência CC-82. | 29 |
| Fotografia 3.3 Detalhe de dobra de plano axial subvertical da seqüência de ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra referência CC-292. | 30 |
| Fotografia 3.4 Superfícies de cavalgamentos da fase Dn em ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra referência CC-80. | 30 |
| Fotografia 3.5 Padrão de redobrimento tipo domo e bacia em ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra referência CC-83. | 31 |
| Fotografia 3.6 Estrutura do tipo rampa-piso produzida pela tectônica de empurrão, (transporte para NW) da unidade equivalente do Complexo Floresta, em local próximo do metagranitóide central. Amostra referência CC-292. | 31 |
| Fotografia 3.7 Observa-se o comportamento dúctil da rocha metacarbonática introduzindo-se entre as bandas gnáissicas e englobando porções dos ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Este comportamento plástico possivelmente ocorreu nos metacarbonatos em resposta à forte tectônica da área. Amostra referência CC-296. | 32 |
| Fotografia 3.8 Seqüência de supracrustais (paragnaisses), são biotita granada gnaisses com mobilizados leucocráticos incipientes da unidade equivalente do Complexo Sertânia. Amostra referência CC-28. | 32 |
| Fotografia 3.9 Detalhe de uma intrusão de rocha metamáfica (hornblenda gabro) maciça no afloramento CC-9. | 35 |
| Fotografia 3.10 Aspecto geral da rocha metamáfica maciça (hornblenda gabro). | 36 |
| Fotografia 3.11 Aspecto geral do Hornblenda Gabro, foliado, bandado. | 39 |
| Fotografia 3.12 Aspecto geral da rocha Piroxênio Gabro. | 43 |
| Fotografia 3.13 Detalhe de hornblenda anortosito, rocha de afinidade anortosítica, com tênue foliação, mostrando incipientes faixas escuras de hornblenda, no afloramento CC-13. Zona norte da área, próximo à Fazenda Paulino. Ocorre associado a uma série de pequenos corpos máficos intrusivos no embasamento, em uma área com ocorrência de mineralizações de Fe-Ti. | 51 |
| Fotografia 3.14 Textura brechada das rochas metacarbonáticas da região estudada, englobando rochas gnáissicas e metamáfico-ultramáficas. Amostra CC-293. | 56 |
| Fotografia 3.15 Detalhe da textura brechada das metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba, englobando fragmentos de metanortositos e mostrando na porção basal do bloco acamamento dos metacarbonatos em intercalação com ortognaisses dioríticos-tonalíticos. (CC-298). | 56 |
| Fotografia 3.16 Intercalação de rocha metacarbonática da sub-unidade de granulação fina, com textura gnaissóide ou bandada, em ortognaisse regional encaixante. (CC-11). | 57 |
| Fotografia 3.17 Rocha metacarbonática maciça da sub-unidade de granulação média, contendo fragmentos de metanortositos (textura brechada). (CC-298). | 57 |
| Fotografia 3.18 Camadas de rocha metacarbonática (textura bandada ou gnaissóide) de granulação fina a média, afetadas pela tectônica transcorrente (CC-91). | 58 |
| Fotografia 3.19 Rocha metacarbonática de textura maciça da sub-unidade de granulação fina, exibindo a foliação Sn (CC-308). | 58 |
| Fotografia 3.20 Camadas de metanortositos e rochas metacarbonáticas dobradas e redobradas (textura tectonizada de Heinrich, 1966?), da sub-unidade de granulação fina. (CC-298). (Heinrich, 1966 in Biondi 1986 cita esta textura tectonizada ao tratar de carbonatitos). | 59 |
| Fotografia 3.21 Detalhe de fragmentos de rochas metamáficas englobados pela brecha | 59 |

| | |
|--|-----|
| metacarbonática da sub-unidade de granulação fina (CC-298). | |
| Fotografia 3.22 (CC-293) Rocha metacarbonática da sub-unidade de granulação fina com aparência de processos de fluxo magmático (textura assemelhando-se a afanítica ou pseudosubvulcânica de Heinrich, 1966), mostrando uma superfície S dobrada por uma fase tectônica subsequente. | 60 |
| Fotografia 3.23 (CC-293) Dobras reviradas em pacote alternado de rochas metacarbonáticas. (textura tectonizada de Heinrich, 1966). | 60 |
| Fotografia 3.24 (CC-293) Detalhe de bloco e brechas acamadadas de granulação fina a grossa de rochas metacarbonáticas (as duas subunidades em contato), mostrando textura de foliação clástica de Heinrich, 1966. | 61 |
| Fotografia 3.25 (CC-298) Detalhe de um bloco de brecha metacarbonática englobando fragmentos de uma banda de rocha metamáfica (anfíbolítica) dobrada, seccionada, fragmentada e rotacionada. | 61 |
| Fotografia 3.26 Bandas e <i>boudins</i> de rochas metacarbonáticas intercalados em metamáficas (hornblenda gabro) no afloramento CC-293. | 62 |
| Fotografia 3.27 (CC-298) Detalhe do bloco metacarbonático brechóide mostrando feições fluidais de granulação fina, sugerindo comportamento plástico dos metacarbonatos, os quais englobaram blocos ou porções rotacionados e boudinados, subangulosos, de metanortositos e metamáficas. | 62 |
| Fotografia 3.28 (CC-298) Detalhe de um bloco de brecha metacarbonática que englobou porções de metanortositos dobrados, seccionados, fragmentados e rotacionados, possivelmente durante a fase plástica dos metacarbonatos. | 63 |
| Fotografia 3.29 Contato de rocha metacarbonática com anfíbolito (porção superior da fotografia). O metacarbonato exibe aspecto mosqueado devido a minerais silicáticos milimétricos frequentemente arredondados pelo metassomatismo (diopsídio, com ou sem granada, plagioclásio, escapolita, titanita) e está transformando-se em <i>skarn</i> (CC-293). | 63 |
| Fotografia 3.30 Contato de duas feições de rocha metacarbonática: granulação média-grossa (com cristais mais desenvolvidos de calcita e diopsídio, cortada por veios de calcita tardios) e granulação fina. | 64 |
| Fotografia 3.31 Feição da brecha hidrotermal (<i>skarn</i>) em contato com restos de metamáficas (hornblenda gabros). Ocorrem veios intersticiais de calcita e quartzo, e fragmentos angulosos de actinolita, epidoto e quartzo. São evidentes intensos processos de silificação. Amostra CC-11. | 75 |
| Fotografia 3.32 Detalhe de brecha hidrotermal (<i>skarn</i>) com infiltração de calcita hidrotermal (estrutura fluidal), invadindo intensamente a rocha metassomatizada. Observam-se fragmentos angulosos de actinolita, epidoto e quartzo. Amostra CC-11. | 75 |
| Fotografia 3.33 Brecha hidrotermal (<i>skarn</i>) com fragmentos de rocha com actinolita, epidoto e quartzo em contato com porção maciça de rocha metamáfica. Intensa silificação tardia. Amostra CC-11. | 76 |
| Fotografia 3.34 Bloco de rocha metacarbonática da sub-unidade de granulação média a grossa, exibindo textura brechosa em contato com rocha de tipo <i>skarn</i> (textura de substituição) composto por diopsídio, hornblenda, calcita e epidoto, de tonalidade verde a cinza claro, à esquerda da fotografia. Amostra CC-269. | 77 |
| Fotografia 3.35 Feições de campo do biotita <i>augên</i> -gnaisse de composição granítico-granodiorítico, denominado Granito Salvador: mesocrático, coloração cinzenta a rósea, porfirítico de granulação média a grossa, foliado, cortado por diques graníticos finos tardios. Afloramento CC-21. | 85 |
| Fotografia 3.36: Biotita <i>augên</i> -gnaisse de composição granítica-granodiorítica, mesocrático, foliado, exibindo feições de interdigitação " <i>commingling</i> " de fácies mais máficas e mais félsicas, sugerindo mistura ou coexistência de magmas. Afloramento CC-21. | 86 |
| Fotografia 8.1 Lente de minério de Fe-Ti hospedado concordantemente em encaixante ortognáissico bandado regional. Afloram. CC-315, próximo da Fazenda Salgadinho, na qual o corpo de minério ocorre exposto devido a um corte no sangradouro do açude do Estado. | 193 |
| Fotografia 9.1 Granada-escapolita-diopsídio mármore da fácies granulítica do Complexo | 213 |

Anápolis-Itaçu (mármore de Goianira), mostrando aspecto mosqueado devido a minerais silicáticos milimétricos frequentemente arredondados (diopsídio, granada, ortoclásio e titanita).

Fotografia 9.2 Fragmento anguloso de diopsídio gnaisse bandado talvez corresponda a um clasto tectônico de embasamento fortemente tectonizado e granulitizado na área do Complexo Anápolis-Itaçu, Goianira. 213

Fotografia 9.3 Mármore cinza com dobras associadas a cisalhamento dúctil e com plano de transposição (Mármore de Goianira). 214

Fotografia 9.4 Um aspecto textural conspícuo do mármore de Goianira (GO) tectonizado é o comum arredondamento de minerais principalmente silicáticos como diopsídio, escapolita, titanita, ortoclásio. 214

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

| | Pág. N° |
|--|---------|
| Fotomicrografia 01 Aspecto geral do hornblenda gabro bandado, onde observa-se as formas xenoblásticas dos cristais de hornblenda (hb) e plagioclásio (pl), amostra CC-86, nicóis cruzados, objetivo 2,5X. | 40 |
| Fotomicrografia 02 Aspecto geral do hornblenda gabro bandado, onde observa-se a textura bandada dada pela alternância das faixas de hornblenda e plagioclásio, amostra CC-214, nicóis cruzados, objetivo 2,5X. | 40 |
| Fotomicrografia 03 Aspecto geral de rocha piroxênio gabro mostrando textura em mosaico poligonal de grãos, exibindo ponto tríplice, os cristais são predominantemente de diopsídio-hedenbergita, com granada, plagioclásio e titanita como acessórios, amostra CC-275 A, nicóis cruzados, objetivo 2,5X. | 43 |
| Fotomicrografia 04 Cristais de hornblenda, plagioclásio e clinopiroxênio. Textura simplectítica de granada e plagioclásio, amostra CC-276 D, nicóis cruzados, objetivo 2,5X. | 45 |
| Fotomicrografia 05 Aspecto geral de granada piroxenitos, mostrando clinopiroxênios com restos ou fragmentos de granada na matriz de plagioclásio, observa-se textura de coroa nos clinopiroxênios. CC-196, nicóis cruzados, objetivo 2,5X. | 49 |
| Fotomicrografia 06 Aspecto geral de granada piroxenito mostrando cristais de clinopiroxênio, aglomerados e/ou restos de granada com texturas simplectíticas de plagioclásio e granada dentro da matriz de plagioclásios, amostra CC-92, nicóis cruzados, objetivo 2,5X. | 49 |
| Fotomicrografia 07 Aspecto geral de granada piroxenito mostrando cristais de clinopiroxênio, aglomerados e/ou restos de granada com texturas simplectíticas de plagioclásio e granada dentro da matriz de plagioclásios, amostra CC-92, nicóis cruzados, objetivo 2,5X. | 50 |
| Fotomicrografia 08 Textura de fluxo de diminutos cristais de plagioclásio (pl) englobando cristal de anfibólio (hb) em uma matriz metacarbonática fina (ca), sugestiva de estado plástico; diopsídio (dp), titanita (ti). Amostra CC-293 C, Nicóis cruzados, objetiva 2,5X. | 66 |
| Fotomicrografia 09 Textura de fluxo de diminutos cristais de plagioclásio (pl) englobando cristal de anfibólio (hb) em uma matriz metacarbonática fina (ca), sugestiva de estado plástico; diopsídio (dp), titanita (ti). Amostra CC-293 C, nicóis paralelos, objetiva 2,5X. | 66 |
| Fotomicrografia 10 Textura de fluxo e rotação dos cristais de diopsídio (dp) e titanita (ti) em uma matriz calcítica (ca) fina, com a foliação da matriz contornando os cristais, a relação cinemática entre matriz e cristais sugere que estes cristais são pré-tectônicos à foliação da matriz (Zwart, 1962). Amostra CC-293 C, nicóis cruzados, objetiva 2,5X. | 67 |
| Fotomicrografia 11 Cristal de plagioclásio em uma matriz metacarbonática fina. Observa-se a matriz preenchendo as fraturas do grão de plagioclásio. Amostra CC-275 C, nicóis cruzados, objetiva 2,5X. | 68 |
| Fotomicrografia 12 (CC-293 G) Intercalações de faixas anfíbolíticas (metamáficas) (hb) e anortosíticas (pl) com faixas metacarbonáticas (ca), mostrando textura bandada (gnáissica | 71 |

segundo Heinrich, 1966?) em microescala, nas rochas metacarbonáticas de granulação fina. Nicóis paralelos, objetiva 2,5X.

- Fotomicrografia 13** (CC-293K) Contato de rocha metamáfica (anfíbolítica=anf) e anortosítica (plagioclásio=pl) com rocha metacarbonática (calcita= ca) da unidade metacarbonática de granulação fina. Detalhe do cristal de titanita (ti) na matriz calcítica. Nicóis paralelos, objetiva 2,5X. 71
- Fotomicrografia 14** (CC-288A) Cristais de diopsídio (dp) subarredondados em uma matriz calcítica granoblástica média a grossa. Nicóis cruzados, objetiva 2,5X. 72
- Fotomicrografia 15** (CC-288A) Cristais de diopsídio (dp) subarredondados numa matriz calcítica (ca) granoblástica média a grossa. Nicóis paralelos, objetiva 2,5X. 72
- Fotomicrografia 16** (CC-293J) Cristais de escapolita (sc), titanita (ti), diopsídio (dp), plagioclásio (pl) subarredondados em uma matriz calcítica (ca) granoblástica de granulação média. Nicóis cruzados, objetiva 2,5X. 73
- Fotomicrografia 17** Observa-se cristais de granada associados a minerais opacos (sulfetos), em uma matriz de minerais formando *skarn* (anfíbólio, epidoto, diopsídio, plagioclásio). Amostra CC-276B, objetiva 2,5X. 80
- Fotomicrografia 18** Cristais de especularita (sp), alongados, aciculares, associados com cristais subarredondados de granada (gn) formando a matriz com cristais xenoblásticos e alongados de quartzo (qz). Amostra CC-277. Minerais de *Skarn* tais como hedenbergita comumente sofrem processos de oxidação hipógena, pela qual se gera especularita, próximo do *Skarn* granatífero (Burt & Petersen, 1974). Nicóis paralelos, objetiva 2,5X. 80
- Fotomicrografia 19** Minerais opacos como inclusões ou associados a plagioclásios neoformados, englobando cristais de clinopiroxênios em uma amostra de *skarn* inserida em rochas metacarbonáticas, com alto teor de sulfetos (pirita e pirrotita) Amostra CC-293IB, objetiva 2,5X. 81
- Fotomicrografia 20** Minerais opacos como inclusões ou associados a plagioclásios neoformados, englobando cristais de clinopiroxênios em uma amostra de *skarn* inserida em rochas metacarbonáticas, com alto teor de sulfetos (pirita e pirrotita) Amostra CC-293IB, objetiva 2,5X. 82
- Fotomicrografia 21** Biotita anfíbólio monzogranito foliado mostrando alternância de faixas félsicas e máficas (bandamento gnáissico), e orientação dos máficos definindo a foliação. Afloramento CC-11C. 87
- Fotomicrografia 22** Biotita anfíbólio monzogranito foliado exibindo sua mineralogia dominante: feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita e anfíbólio. Neste local a rocha granítica ocorre ainda preservada dos efeitos do metassomatismo que domina neste afloramento. Afloramento CC-11C. 88
- Fotomicrografia 23:** Cristais de magnetita (mag) intensamente martitizadas, exibindo bordas de hematita (hm) supérgena. As magnetitas com bordas de hematita ocupam espaços intergranulares da rocha hospedeira (sk). Amostra CC-75B, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos. 199
- Fotomicrografia 24:** Resíduos de magnetita (mag) resultantes da alteração à hematita (hm) supérgena (martitização intensa). A magnetita, hematita e a melnicovita (mc) preenchem espaços intergranulares na rocha hospedeira (sk). Também ocorrem microveios de hematita que cortam parte da rocha hospedeira (zona superior direita da fotomicrografia). Amostra CC-58, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos. 201
- Fotomicrografia 25:** Grãos xenomórficos de calcopirita (cp) que exibem débil alteração intempélica. Dentro do *skarn* (sk) a calcopirita é encontrada em contato e substituindo parcialmente à pirita (py) hipógena. Há pequenos cristais de melnicovita (mc) junto à pirita e cristais de calcopirita disseminados no *skarn*. Amostra CC-293 IA microscopia de luz refletida, nicóis paralelos. 202
- Fotomicrografia 26:** Grãos anédricos de pirita (py) e calcopirita (cp) substituídos parcialmente pela melnicovita (mc), esta exhibe texturas colomórfica, porosa e de “olho de pássaro”. Os três sulfetos juntos ocupam espaços intergranulares do *skarn* (sk) e substituíram parte desta rocha. Amostra CC-293IA, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos. 202
- Fotomicrografia 27:** Cristais e agregados de pirita (py) hipógena, de formas xenomórficas, 203

em contacto com a melnicovita (mc), encontram-se disseminados irregularmente no *skarn* (sk). Observamos também calcopirita (cp) como inclusões anédricas na pirita e disseminações isoladas de calcopirita no *skarn*. Amostra CC-2931A, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.

Fotomicrografia 28: Disseminação da calcopirita (cp) relativamente grossa no quartzo (qz) hidrotermal que invadiu e substituiu parte do *skarn* (epidoto, actinolita e outros). O *skarn* não ocorre na fotomicrografia. Amostra CC-11Q5/5, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos. 204

Fotomicrografia 29: Disseminação da calcopirita (cp) grossa em alguns setores do *skarn* (sk). Amostra CC-11Q5/5, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos. 204

Fotomicrografia 30: Magnetita (mag), hematita (hm) e melnicovita (mc) constituindo microveios e disseminações em porções do *skarn* (sk). Ocorre uma película de melnicovita colomórfica e porosa ocupando espaços intergranulares do *skarn* (porção direita da fotomicrografia). Amostra CC-58, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos. 205

Fotomicrografia 31: Observamos uma grande película de melnicovita colomórfica e porosa ocupando espaços intergranulares do *skarn*. Amostra CC-58, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos. 205

LISTA DE QUADROS E TABELAS

| | Pág. N° |
|---|---------|
| Quadro 2.1 – Seqüências litológicas de complexos/suites do Terreno Alto Moxotó. | 13 |
| Quadro 2.2 – Coluna Estratigráfica da Folha Sumé (PB e PE). | 15 |
| Quadro 2.3: Mostrando as principais características de Complexos Gabro-anortosíticos em áreas próximas à zona pesquisada Fagundes-Itatuba. | 22 |
| Quadro 4.1: Listagem das amostras de Fagundes-Itatuba, analisadas para litogeoquímica | 90 |
| Quadro 4.2 Tabela exibindo as razões entre elementos terras raras normalizados para o Condrito de Boynton (1984) para as rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba, incluindo uma amostra de <i>skarn</i> de substrato metacarbonático (CC-308D). | 112 |
| Tabela 4.1: Análises de Litogeoquímica (geoquímica de rocha total) de óxidos, elementos traços das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 125 |
| Tabela 4.1: (Continuação). Análises de Litogeoquímica (geoquímica de rocha total) de óxidos, elementos traços das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba | 126 |
| Tabela 4.1: (Continuação). Análises de Litogeoquímica (geoquímica de rocha total) de óxidos, elementos traços das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba | 127 |
| Tabela 4.1 A: Análises de Litogeoquímica de elementos terras raras das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 128 |
| Tabela 4.1 A: (Continuação). Análises de Litogeoquímica de elementos terras raras das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 129 |
| Tabela 4.2: Análises para Au, Pt e Pd por <i>fire-assay</i> e dosagens por ICP-AES para um grupo de amostras da região pesquisada. Estes valores sugerem baixa expectativa de mineralizações de Au, Pd e Pt, nas rochas mineralizadas em ferro e associadas a <i>skarns</i> de Fagundes-Itatuba. | 129 |
| Tabela 5.10 Estimativas geotermobarométricas para as rochas de afinidade anortosítica da região de Fagundes-Itatuba, feitas com auxílio do programa NEWAMPHCAL, Yavuz (1999). | 153 |
| Tabela 5.11 Estimativas geotermobarométricas para rochas metacarbonáticas, metamáfico-ultramáficas, de afinidade anortosítica e granitos da região de Fagundes- | 154 |

Itatuba, utilizando o Método dos teores de Zr em rocha total (Watson, 1987).

| | |
|--|-----|
| Tabela 5.12 Tabela comparativa da química dos minerais das diversas unidades estudadas na região de Fagundes-Itatuba. | 156 |
| Tabela 5.1 Resultados das análises de microsonda eletrônica dos Plagioclásios das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 157 |
| Tabela 5.1 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica dos Plagioclásios das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 158 |
| Tabela 5.1 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica dos Plagioclásios das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 159 |
| Tabela 5.1 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica dos Plagioclásios das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 160 |
| Tabela 5.1 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica dos Plagioclásios das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 161 |
| Tabela 5.2 Resultados das análises de microsonda eletrônica de Piroxênios das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), <i>Skarns</i> (SK) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 162 |
| Tabela 5.2 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica de Piroxênios das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), <i>Skarns</i> (SK) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 163 |
| Tabela 5.2 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica de Piroxênios das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), <i>Skarns</i> (SK) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 164 |
| Tabela 5.2 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica de Piroxênios das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM), <i>Skarns</i> (SK) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 165 |
| Tabela 5.3 Resultados das análises de microsonda eletrônica dos Anfibólios das unidades das rochas de Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 166 |
| Tabela 5.3 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica dos Anfibólios das unidades das rochas de Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 167 |
| Tabela 5.3 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica dos Anfibólios das unidades das rochas de Afinidade Anortosítica (AA) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 168 |
| Tabela 5.4 Resultados das análises de microsonda eletrônica de Granadas da unidade das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM) da região de Fagundes-Itatuba. Parâmetros (componentes das frações almandina, andradita, grossularita, piropo, espessartita e uvarovita nas granadas) obtidos pelo programa MINPET (Richard, 1995). | 169 |
| Tabela 5.5 Resultados das análises de microsonda eletrônica das Calcitas da unidade das rochas metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 170 |
| Tabela 5.5 (Continuação). Resultados das análises de microsonda eletrônica das Calcitas da unidade das rochas metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 171 |
| Tabela 5.6 Resultados das análises de microsonda eletrônica das Escapolitas das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 172 |
| Tabela 5.7 Resultados das análises de microsonda eletrônica das Titanitas das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (MUM) e Metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 173 |
| Tabela 5.8 (lado esquerdo): Resultados das análises de microsonda eletrônica dos | 174 |

Epidotos da unidade dos *skarns* (SK) da região de Fagundes-Itatuba.

| | |
|---|-----|
| Tabela 5.9 (lado direito): Resultados das análises de microsonda eletrônica das <u>Flogopitas</u> da unidade das rochas metacarbonáticas (MC) da região de Fagundes-Itatuba. | 174 |
| Tabela 7.1 Tabela mostrando os valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ das lentes metacarbonáticas calcílicas de Fagundes-Itatuba, projetadas na Figura 7.2. | 187 |
| Tabela 7.2 Mineralogia das lentes de rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba (PB). A ordem das amostras é a mesma dos pontos projetados na Figura 7.2. | 189 |
| Tabela 10.1 Tabela comparativa das diversas litologias da região de Fagundes-Itatuba, mostrando as feições foto-interpretadas e de alojamento, feições de campo, a petrografia e texturas petrográficas. | 222 |
| Tabela 10.2 Tabela comparativa das diversas litologias de Fagundes-Itatuba, mostrando dados da química isotópica e a química mineral. | 223 |

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O objetivo deste trabalho é acrescentar novos dados aos estudos relacionados à evolução petrogenética e tectônica do Terreno Alto Moxotó, e deste modo contribuir com o entendimento deste trato litosférico singular dentro do contexto do Domínio da Zona Transversal da Província Borborema.

Foi escolhido como objeto de estudo da região de Fagundes-Itatuba, uma estrutura subovalada aflorante por cerca de 240 km², a sul de Campina Grande (PB), constituída por uma associação de rochas metamáfico-ultramáficas com rochas metacarbonáticas e *skarns*, encaixados em gnaisses de alto grau metamórfico de suposta idade Paleoproterozóica, e contendo mineralizações de Fe-Ti. Embora esta área já houvesse sido palco de estudos anteriores, esta região carecia de mapeamento geológico em escala de detalhe e as rochas metacarbonáticas e *skarns* desta área ainda não haviam sido objeto de análises sistemáticas (litogeoquímica, química mineral, geoquímica isotópica), vindo assim este trabalho preencher uma lacuna no conhecimento geológico do Terreno Alto Moxotó.

Uma parte dos recursos financeiros necessários para a execução desse projeto foi oriunda do Projeto de Pesquisa do Programa “Enxoval” da PROPESQ – UFPE e Projeto Edital CNPq N° 019/2004 – Universal (Processo N°: 480.719/2004-7), ambos coordenados pelo Professor Dr. João Adauto de Souza Neto, orientador desta pesquisa de doutorado. Outra parte foi financiada por uma Bolsa do CNPq através da taxa de bancada fornecida ao aluno por este órgão. Este projeto de doutorado foi aprovado pelo Colegiado da Pós-Graduação em Geociências da UFPE em 30 de junho de 2003. A pesquisa está vinculada também ao LEMA (Laboratório de Estudos Metalogenéticos) pertencente ao Departamento de Geologia da UFPE.

1.2 JUSTIFICATIVAS

Rochas metacarbonáticas encontradas em terrenos metamórficos de alto grau Arqueanos e Proterozóicos são, às vezes, de origem controversa, podendo ser tanto de origem sedimentar, quanto de origem ígnea (metacarbonatitos). Os carbonatitos Fanerozóicos constituem, em geral, intrusões anorogênicas continentais, caracterizando um evento extensional, usualmente associados à províncias alcalinas ligadas a plumas mantélicas, como é o caso do magmatismo anorogênico do *rift* do leste africano. Nesses casos, os carbonatitos apresentam indiscutível relação discordante com as rochas encaixantes. No entanto, em terrenos antigos, a forma concordante não é prova indiscutível de uma origem sedimentar, sobretudo em regiões policíclicas, onde as relações entre intrusão-rocha encaixante podem estar obliteradas por deformações pós-intrusão (Santos & Accioly, 2005).

A literatura atual tem dado uma atenção crescente ao estudo do magmatismo carbonatítico da história antiga da Terra, reconhecendo-se sua menor frequência no Proterozóico e raridade no Arqueano. Apesar disto, Veizer et al. (1992) acreditam que algumas ocorrências antigas podem não

ter sido reconhecidas, devido à atividade orogênica ou mesmo erosiva subseqüentes. Barker (1993) chamou a atenção para feições diagnósticas de carbonatitos não metamórficos e de rochas carbonáticas não magmáticas, incluindo calcários e mármore de baixo grau. Nas fácies anfíbolito e de maior grau metamórfico, entretanto, tanto calcários, quanto carbonatitos tornam-se mármore, que são difíceis de distinguir no campo. Neste cenário, as observações texturais são de pouca ajuda e a mineralogia, na ausência de raros minerais característicos de cada tipo de associação, pode ser similar.

Na Província Borborema, recentemente, Santos et al. (2002) descreveram uma associação de mármore com rochas metamárfico-ultramárficas na região W de Itatuba (PB), unidade litoestratigráfica do Terreno Alto Moxotó, de idade Paleoproterozóica, levantando a suspeita de se tratarem de metacarbonatitos. A ausência de rochas supracrustais na área é considerada como uma possibilidade muito atraente para se averiguar essa suspeita, sobretudo pela falta de dados mineralógicos e geoquímicos detalhados sobre esses mármore.

Por este motivo, essa área foi selecionada para uma investigação detalhada sobre a origem desses mármore. Além disso, acredita-se que esse estudo poderá fornecer importantes dados tanto para o contexto metalogenético, quanto para a análise geotectônica e estratigráfica do Terreno Alto Moxotó e suas relações com os terrenos vizinhos.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada localiza-se na porção sudeste do Estado da Paraíba, NE do Brasil, e engloba parte dos municípios de Fagundes, Itatuba e Ingá (Figura 1.1). Está compreendida dentro das seguintes coordenadas UTM: 9174000 a 9188000, e 192000 a 212000. O acesso da área pesquisada a partir de Recife (PE) é realizado pela BR-101 até Goiana (PE), de onde se segue pela PE-075, até chegar ao Município de Juripiranga, nesta cidade segue-se para oeste pela BR-408 passando pelos municípios de Itabaiana e Ingá até atingir a BR-230. É possível chegar à área pesquisada continuando pela via asfaltada PB-090 do Município de Ingá até o município de Itatuba. Do município de Ingá, também pode-se ir ao município de Campina Grande (PB) através da BR-230. Outra forma de chegar até o Município de Itatuba é pela BR-101 de Recife até João Pessoa e seguir pela BR-230 até o Município de Ingá e daí continuar pela PB-090 até o Município de Itatuba. A BR-230, ao longo da área estudada, é cortada por várias estradas, poucas delas asfaltadas, que permitem o acesso às diversas localidades da região (Vide Figura 1.1).

1.4 HISTÓRICO DA ÁREA

A área selecionada situa-se no Terreno Alto Moxotó, região oeste de Itatuba (PB). Essa área foi mapeada primeiramente por Costa et al. (1980), os quais a descreveram como um complexo gnáissico-migmatítico, incluindo a ocorrência de supostos eclogitos. Posteriormente, Alencar (1993) e Almeida (1995) distinguiram granito-gnaisses porfiríticos e granitos finos gnaissificados, com intercalações de rochas metamárficas, em parte eclogíticas, mineralizadas em Fe-Ti, e mármore. Os mármore foram descritos como rochas formadas essencialmente por calcita, com alguma flogopita, quartzo e minerais cálcio-silicáticos, incluindo granada.

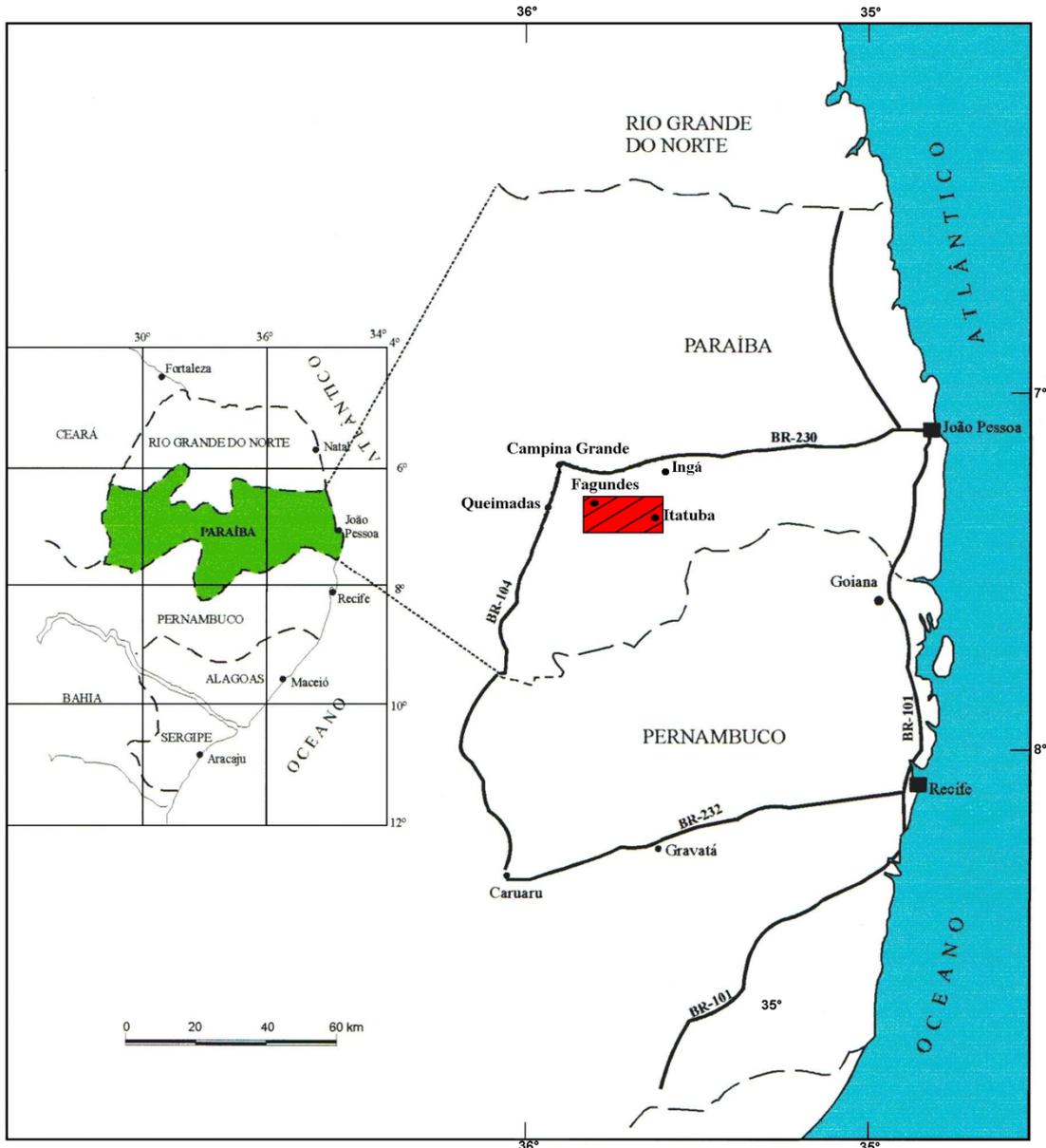


Figura 1.1 Localização geográfica da área estudada de Fagundes-Itatuba (com as vias de acesso).

Segundo Almeida (1995), as rochas metamárfico-ultramáficas indicam uma evolução metamórfica em três estágios: (1) eclogítico caracterizado por ausência de plagioclásio primário e relictos de granada com auréolas simplectíticas de $plg+cpx$ e $plg+anf$, resultantes da desestabilização de suposta onfacita; (2) granulítico, representado pela paragênese $grd-cpx$ e (3) anfíbolítico, marcado pela paragênese final de $plg+anf$. As temperaturas variaram de $726^{\circ}C$ a $1.185^{\circ}C$ e as pressões entre 4,8 e 8,2 kb. As rochas metamárfico-ultramáficas foram consideradas como rochas de composição basáltica toleítica sugestivas de arcos de ilha. O minério associado é formado por magnetita e ilmenita.

Trabalhos recentes (Santos, 1996; Brito Neves et al., 2000) enquadraram essas rochas no Terreno Alto Moxotó, de idade Paleoproterozóica. Dentre as unidades litoestratigráficas do Terreno Alto Moxotó, distingue-se a região de Fagundes-Itatuba, descrito por Medeiros & Torres (1999) como uma associação de gnaisses de alto grau metamórfico, incluindo metabasitos, metagabros,

metassienitos, mármore, *skarns* com ou sem apatita, raras formações ferríferas, granulitos, metapiroxenitos e granada gabros (prováveis retroeclogitos). A associação de mármore com rochas metamáficoulttramáficas e rochas sieníticas (feníticas?) foi alertada por Santos et al. (2002), cujas feições de campo e ausência de rochas metassedimentares associadas levaram esses autores a suspeitar da ocorrência de metacarbonatitos. Na área-tipo da região de Fagundes-Itatuba (as rochas metamáficoulttramáficas de Sumé-PB), ocorrem ainda *skarns* mineralizados em apatita, o que abre a possibilidade de tratar-se de *skarns* ligados a complexos carbonatíticos (Santos et al., 2002).

Esta possibilidade não é improvável, porque vários autores têm detectado a presença de intrusões anorogênicas pré-Cariris Velhos no Domínio da Zona Transversal, principalmente nos terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe, cortando os terrenos gnáissicos Paleoproterozóicos (Santos & Medeiros, 1999). Pelo menos um anortosito associado a gabros, diques de Fe-dioritos e granitos alcalinos de 1,7 Ga (Accioly, 2001) e um granito tipo A com 1,5 Ga (Sá et al., 2002) já foram caracterizados, mas são conhecidas outras ocorrências de diques máficos pré-Cariris Velhos (e.g. Santos, 1977) e outra intrusão anortosítica (Boqueirão) nesses dois terrenos (Santos et al., 2002). Isso faz supor que o intervalo entre os eventos Transamazônico e Cariris Velhos foi caracterizado por um período de grande estabilidade tectônica, sujeito apenas a um ou mais episódios extensionais (Santos & Medeiros, 1999).

O mapa geológico de Alencar (1993) da área oeste de Itatuba mostra uma aparente associação de mármore com rochas metamáficoulttramáficas, definindo dois *trends* sub-paralelos, que convergem na parte oeste. De acordo com as investigações de Santos et al. (2002), essa associação possui uma forma subovalada, onde pelo menos um dos corpos metamáficoulttramáficos parece exibir uma relação intrusiva (mapa geológico em anexo). As rochas metamáficoulttramáficas foram analisadas detalhadamente por Almeida (1995), como descrito acima, o mesmo não acontecendo com os mármore, que foram considerados como de origem sedimentar. A mineralogia descrita por Alencar (1993) não é conclusiva, porque a associação calcita-flogopita pode estar presente em mármore de origem ígnea ou sedimentar. Na ausência de pirocloro e perovskita, fases minerais típicas de carbonatitos (mas nem sempre presentes), e de fassayta, plagioclásio e wollastonita, comuns em mármore de origem sedimentar (Le Bas et al., 2002), o diagnóstico genético usando a mineralogia torna-se inconclusivo.

Ou seja, independente das interpretações envolvidas, que invocam, de um lado um ambiente de subducção e arco magmático e do outro um regime extensional intraplaca, o estudo dos mármore deve ser aprofundado, sobretudo pela falta de informações sobre essas rochas. Esse estudo deverá testar as hipóteses até então sugeridas, podendo ou não ter implicações metalogenéticas interessantes.

Merece se destacar também que, com a eventual comprovação da hipótese ora aventada, segundo a qual os mármore da região em foco corresponderiam a rochas ortoderivadas, criaria-se uma nova perspectiva de um potencial metalogenético mais amplo para a região. Isso baseado no fato de que é amplamente conhecido o vasto potencial econômico dos carbonatitos, hospedando mineralizações de, por exemplo, P, Fe, Nb, Zr, ETR, Sr, fluorita, barita, como têm sido registrados em depósitos minerais de variadas partes do globo (Província de Kola, Finlândia-Rússia, Phalaborwa,

África do Sul; Bayan-Obo, Mongólia; Araxá, Jacupiranga e Catal, Brasil; entre outros- Kesler, 1994).

Além disso, mesmo que não se concretize essa perspectiva metalogenética favorável, essa pesquisa deverá apontar informações tectono-estratigráficas significativas, complementando investigações geocronológicas (Brito Neves et al., 2001) e isotópicas, que vêm sendo desenvolvidas na Província Borborema nos últimos anos (e.g. Sial et al., 2000; Santos, 2001; Nascimento et al., 2003).

1.5 OBJETIVOS

Este trabalho de pesquisa foi realizado visando principalmente os seguintes objetivos:

- ❑ Estudar a região Fagundes-Itatuba na área selecionada, o qual foi caracterizado nesta região, apenas, através de trabalhos de reconhecimento;
- ❑ Investigar a estrutura subovalada recentemente detectada na área, visando definir sua natureza;
- ❑ Estudar as relações entre os mármores e as rochas metamáfico-ultramáficas e suas encaixantes, no intuito de caracterizar as relações estruturais desses corpos (pesquisa de eventuais relações intrusivas);
- ❑ Investigar a gênese das rochas metacarbonáticas da associação metacarbonato-metamáfico-ultramáfica encontrada na região; no âmbito dessa pesquisa, pretende-se caracterizar os mármores do ponto de vista: (1) geoquímica multi-elementar (elementos maiores, traços e terras raras); (2) isotópico de C e O; (3) química mineral de carbonatos.
- ❑ Com a investigação genética das rochas metacarbonáticas, pretendeu-se também fornecer subsídios importantes para um melhor entendimento do contexto tectono-estratigráfico e metalogenético do Terreno Alto Moxotó.
- ❑ Estudar de forma preliminar os *skarns* recém-descobertos.

1.6 METODOLOGIA

A metodologia empregada no presente trabalho abrangeu estudos de geologia de campo, petrográficos, estruturais e de laboratório ou experimentais, propostos da seguinte forma:

- i. Extensa revisão bibliográfica sobre o tema abordado na literatura internacional;
- ii. Elaboração de banco de dados dos trabalhos realizados sobre a região Fagundes-Itatuba (PB);
- iii. Fotointerpretação geológica detalhada na escala 1:30.000, refinada quatro vezes; foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:30.000 (executadas em 1972 pela Força Área Brasileira-Sudene), a Folha Topográfica Campina Grande (SB. 24-X-X-II, elaborada pela Sudene em 1983), além de imagens de radar (Escala 1:250.000) e de satélite (Escala 1:500.000);
- iv. Reconhecimento e Amostragem: com o objetivo de se proceder ao reconhecimento e a amostragem foram executadas oito etapas de campo (uma em Outubro/2003, outra em Março/2004, outra em Abril/2004, outra em setembro/2004, outra em Março/2005, outra em Outubro/2005, outra em Fevereiro/2006 e uma outra em Julho/2006). Totalizando 45 dias de trabalho de pesquisa no campo com um total de 315 afloramentos reconhecidos e amostrados;

- v. Mapeamento geológico com definição das principais unidades litoestratigráficas (mapa refinado 04 vezes) em uma escala de semi-detelhe (1:50.000) mostrando as principais ocorrências de rochas metamáfico-ultramáficas, rochas metacarbonáticas, *skarns* e diversas rochas graníticas e ortognaisses associados à suíte, visando definir as diferentes unidades e subunidades, a forma e características dos corpos e estruturas mapeadas e suas relações com as rochas encaixantes. O mapeamento foi acompanhado de coleta sistemática de amostras frescas de rocha, representativas dos tipos de rochas encontrados, para a realização da petrografia, geoquímica de rocha total e isotópica, além de química mineral;
- vi. Estudo petrográfico detalhado das amostras coletadas e confecção de 115 tabelas petrográficas representativas dos principais litotipos que ocorrem na área: rochas encaixantes (embasamento); rochas metamáfico-ultramáficas, rochas de afinidade anortosítica; rochas metacarbonáticas; rochas graníticas e ortognaisses associados à suíte e *skarns*. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. Esta etapa foi fundamental para fornecer parâmetros e a caracterização detalhada dos tipos de rochas estudados, onde foi feita a análise de 115 lâminas delgadas e 11 lâminas polidas de rochas sob o microscópio petrográfico. Estas lâminas delgadas foram descritas com o auxílio de microscópios petrográficos de luz transmitida e refletida, pertencentes ao Departamento de Geologia da UFPE, marca *Ortholux* da *Leitz*, e microscópio binocular *Olympus* do LEMA (Laboratório de Estudos Metalogenéticos) da UFPE;
- vii. Foram estudadas as relações de campo entre a suíte metamáfico-ultramáfica e granitóides associados, para desvendar relações entre rochas metacarbonáticas. Abordamos a relação petrológica e geoquímica da suíte metamáfico-ultramáfica, dos granitóides e mineralizações de Fe-Cu associados. Caracterização das rochas graníticas e granodioríticas intrusivas no complexo gnáissico-migmatítico. Assim também, o estudo da paragênese mineral, geoquímica e composição isotópica (C-O) das rochas metacarbonáticas e dos *skarns* associados;
- viii. Foram realizadas análises geoquímicas (elementos maiores, traços e terras raras), com base na descrição petrográfica detalhada, de 43 amostras selecionadas (42 amostras mais uma amostra duplicata para se avaliar a precisão analítica) representativas da área mapeada para análises geoquímicas. As amostras selecionadas foram britadas, quarteadas (extração de alíquota representativa), e em seguida moídas até atingirem um pó de rocha com cerca de 200 mesh de granulometria. Foram quarteadas, mais uma vez, com o objetivo de se obter 02 alíquotas representativas, cada uma possuindo cerca de 50 gramas. Uma destas alíquotas foi entregue ao Laboratório de Isótopos Estáveis, NEG-LABISE / UFPE, para análises dos elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e LOI) por fluorescência de raios-X (FRX). A outra alíquota foi enviada para o laboratório canadense ALS CHEMEX, para efetuar análises geoquímicas multi-elementares, englobando 24 elementos traços (Ag, Cu, Pb, Zn, Cr, Ni, Co, V, Ba, Rb, Sr, Sn, W, Mo, Ga, Nb, Ta, Tl, Y, Zr, Cs, Hf, Th e U) e os elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), utilizando-se Espectrometria de Plasma de Massa (*ICP-MS*) e de Emissão Atômica (*ICP-AES*)

de forma combinadas. Para efeito de controle da qualidade dos dados (precisão analítica) foram utilizadas amostras em duplicata para os dois laboratórios.

- ix. Adicionalmente, dentre as amostras selecionadas foram selecionadas seis (6) amostras (três da unidade das metamáfico-ultramáficas e três *skarns*) cuja petrografia mostrou maior volume de minerais opacos (sulfetos e óxidos) em relação às demais, estas foram analisadas para Au, Pt e Pd por *fire-assay* e dosagens por ICP-AES (30 gr por amostra) no Laboratório ALS CHEMEX. O objetivo destas análises foi testar a possibilidade de mineralização em jazimentos associados a *skarns* e rochas metamáfico-ultramáficas.
- x. Os dados foram tratados utilizando-se os programas de cálculos petrológicos NEWPET, MINPET, NEWAMPHCALC, além do programa EXCEL 2003 (Microsoft). A seguir, foi feita a interpretação preliminar dos dados geoquímicos, agrupados por unidade litológica investigada;
- xi. Foram feitas análises de Geoquímica Isotópica de C e O em calcita separada dos mármores investigados (33 amostras) no Laboratório de Isótopos Estáveis, NEG-LABISE/UFPE. Neste estudo foram obtidas as razões isotópicas $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, que são reconhecidamente boas ferramentas para distinção entre os mármores que seriam de origem tipicamente sedimentar (metacalcário) daqueles de uma fonte ígnea (metacarbonatito);
- xii. No estudo da química mineral (piroxênios, anfibólios, granadas, feldspatos, carbonatos, escapolitas, epidotos, titanitas e minerais opacos) da suíte metamáfico-ultramáfica, rochas metacarbonáticas e de afinidade anortosítica. Foram realizadas 243 análises de microsonda eletrônica de 12 lâminas das diferentes unidades litológicas que ocorrem na área pesquisada. Estes análises foram realizadas no Laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo-USP;
- xiii. Integração dos Dados Obtidos e Conclusões Preliminares: Os dados encontrados foram interpretados à luz de referências bibliográficas pertinentes aos temas, e utilizados para determinar a origem e caracterização das rochas metamáfico-ultramáficas, de afinidade anortosítica, rochas metacarbonáticas, e *skarns* da área pesquisada de Fagundes-Itatuba, com ênfase na discussão petrológica destas unidades.

CAPÍTULO II - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL

A Subprovíncia ou Domínio da Zona Transversal na Província Borborema (antes Domínio da Zona Transversal segundo Ebert, 1970 e Santos, 1998), também conhecida por Domínio Tectônico Central (Van Schmus et al., 1995, 1997), é a faixa compreendida entre os Lineamentos Patos e Pernambuco, a qual constitui um mosaico de terrenos tectono-estratigráficos organizados segundo uma megaestrutura em domínio (Jardim de Sá, 1994), cujos limites são zonas de cisalhamento nucleadas no Brasileiro ou geradas através do retrabalhamento de zonas de cisalhamento contracionais Cariris Velhos (Santos et al., 2002).

Segundo Santos & Medeiros (1999), este Domínio da Zona Transversal compreende um mosaico de terrenos, os quais foram justapostos através de dois Ciclos orogênicos, um mais antigo, de idade Grenville, chamado de Cariris Velhos (1,1-0,95 Ga), e outro mais jovem, de idade Panafricana-Brasileira (0,75-0,54 Ga). Este mosaico de terrenos foi estabelecido a partir de dados geofísicos mostrando limites marcados por anomalias gravimétricas emparelhadas positiva-negativa (Oliveira & Santos, 1993), e por contrastes tectono-estratigráficos e modo de evolução distintos. Santos (1996) reconheceu inicialmente os terrenos Alto Moxotó (TAM) e Alto Pajeú (TAP). Um novo terreno foi proposto a oeste do Terreno Piancó-Alto Brígida (Santos, 1998): o terreno composto denominado Terrenos Gnáissicos do Oeste (TGO), nos quais se desenvolveu um plutonismo granítico notável, coerente com a repartição dos terrenos. Posteriormente Santos & Medeiros (1999) identificaram o Terreno/Faixa Piancó-Alto Brígida (Salgueiro-Cachoeirinha) e Terreno Rio Capibaribe (TRC).

Ainda segundo Santos & Medeiros (1999), o plutonismo Cariris Velhos é associado a uma tectônica de escamas, abundante no TAP, que possui características de *fold-thrust belt*, e no TAM, em uma ambiência de arco magmático; granitóides Cariris Velhos, provavelmente, também ocorrem no TRC. Observa-se uma ausência de granitos Brasileiros no TAM, ao passo que o limite TAP-TAM é isento de rochas intrusivas shoshoníticas e ultrapotássicas, que são comuns nos demais limites de terrenos. Os granitos crustais colisionais Cariris Velhos do TAP contrastam com os granitos leucocráticos e trondhjemitos pouco evoluídos do TAM, enquanto que um plutonismo gabro-anortosítico e álcali-granítico Paleo e Mesoproterozóico parece ser restrito ao TAM e TRC. A ocorrência de rochas máficas e ultramáficas juvenis, assim como a assinatura geoquímica e isotópica ϵNd de rochas vulcânicas e granitos no TAP, TAM e TRC indicam que processos acrescionários desempenharam um papel importante em certos setores dos terrenos gerados durante o Ciclo Cariris Velhos. Entretanto, a atividade granítica Brasileira foi muito mais volumosa, tendo desenvolvido possantes cordilheiras graníticas ao longo e nos limites dos terrenos. Dados da literatura indicam uma idade de colocação em torno de 566 Ma, idades modelos Nd (T_{DM}) em torno de 2.0 Ga e altos valores negativos de ϵNd , sugerindo uma fonte mantélica acamadada enriquecida (Transamazônica),

realçada metassomaticamente durante a orogênese Cariris Velhos. O último grande pulso granítico ocorreu por volta de 512 Ma, sendo representado pela suíte granítica tipo A pós-cinemática, que se desenvolveu nas proximidades do limite TAP/TAM. Esta suíte é subalcalina a levemente alcalina e possui padrões geoquímicos de granitos anorogênicos. O plutonismo granítico Brasileiro é relacionado a um regime extensional e transtensional, implicando mais em processos de dispersão translacional, do que de substanciais processos acrescionários (Santos & Medeiros, 1999).

A Subprovíncia (Zona) Transversal apresenta como principais características: tectônica transcorrente dominante, sendo marcante o evento contracional (com transporte supostamente para NW), de idade presumível Esteniano-Toniano (similar ao evento “Rigolet” da Província Grenville); esta Subprovíncia apresenta características diferenciadas (contrastes) com os domínios adjacentes, tanto a Subprovíncia Rio Grande do Norte (Seridó)/Terreno Granjeiro, como o Terreno Pernambuco-Alagoas e a Faixa Riacho do Pontal: plutonismo granítico Cariris Velhos e Brasileiro; estratigrafia comparada, rochas do Arqueano e predominantemente do Paleoproterozóico (embasamento), e Mesoproterozóico, compostas em geral, de rochas grauváquicas, vulcanoclásticas, seqüências QPC (quartzitos, pelitos e carbonatos), material de afinidade oceânica, granitos tipo-A, rochas gabro-anortosíticas, diques máficos e terrenos gnáissicos de alto grau (**Figura 2.1**).

O Terreno/Faixa Piancó-Alto Brígida (TAPB) compreende a *nappe* Meso-Neoproterozóica de Piancó, a faixa turbidítica Neoproterozóica Cachoeirinha e a faixa Cariris Velhos Riacho Gravatá. O Terreno Alto Pajeú (TAP) representa um cinturão de dobramentos (“*fold-thrust belt*”) Esteniano (Cariris Velhos) constituído por supracrustais de natureza vulcanossedimentar, empilhado tectonicamente com metagranitóides crustais colisionais. O Terreno Alto Moxotó (TAM) é um terreno metamórfico de alto grau, constituído por supracrustais metassedimentares intercaladas com complexos metaplutônicos/vulcânicos Paleo-Mesoproterozóicos e por maciços Arqueanos-Paleoproterozóicos. O Terreno Rio Capibaribe (TRC) representa uma sucessão de *nappes* cristalinas e turbidíticas possivelmente de idades Cariris Velhos, intercalados com blocos Paleoproterozóicos, retrabalhados no Brasileiro (Santos et al., 2002). O TAM se estende do centro sul de Pernambuco (imediações da cidade de Floresta) à zona costeira paraibana com trajeto diagonal à Zona Transversal, sempre balizado por falhas importantes (a serem destacadas), tendo por substrato rochas de alto grau Paleoproterozóicas sobretudo, com alguns indícios de rochas Arqueanas (idade sugerida pelos dados isotópicos e litoestruturais), que remanesceram apesar dos retrabalhamentos posteriores de dois ciclos (Cariris Velhos e Brasileiro) sobrepostos.

2.1.1. TERRENO ALTO MOXOTÓ

O Terreno Alto Moxotó (TAM) representa um compartimento tectônico destacado da antiga faixa Pajeú-Paraíba de Brito Neves (1975). O TAM se estende do centro sul de Pernambuco (imediações da cidade de Floresta) à zona costeira paraibana com trajeto diagonal à Zona Transversal, sempre balizado por falhas importantes tendo por substrato rochas de alto grau Paleoproterozóicas sobretudo, com alguns indícios de rochas Arqueanas (protólitos isotópicos e litoestruturais locais), que remanesceram apesar dos retrabalhamentos posteriores de dois ciclos (Cariris Velhos e Brasileiro) sobrepostos.

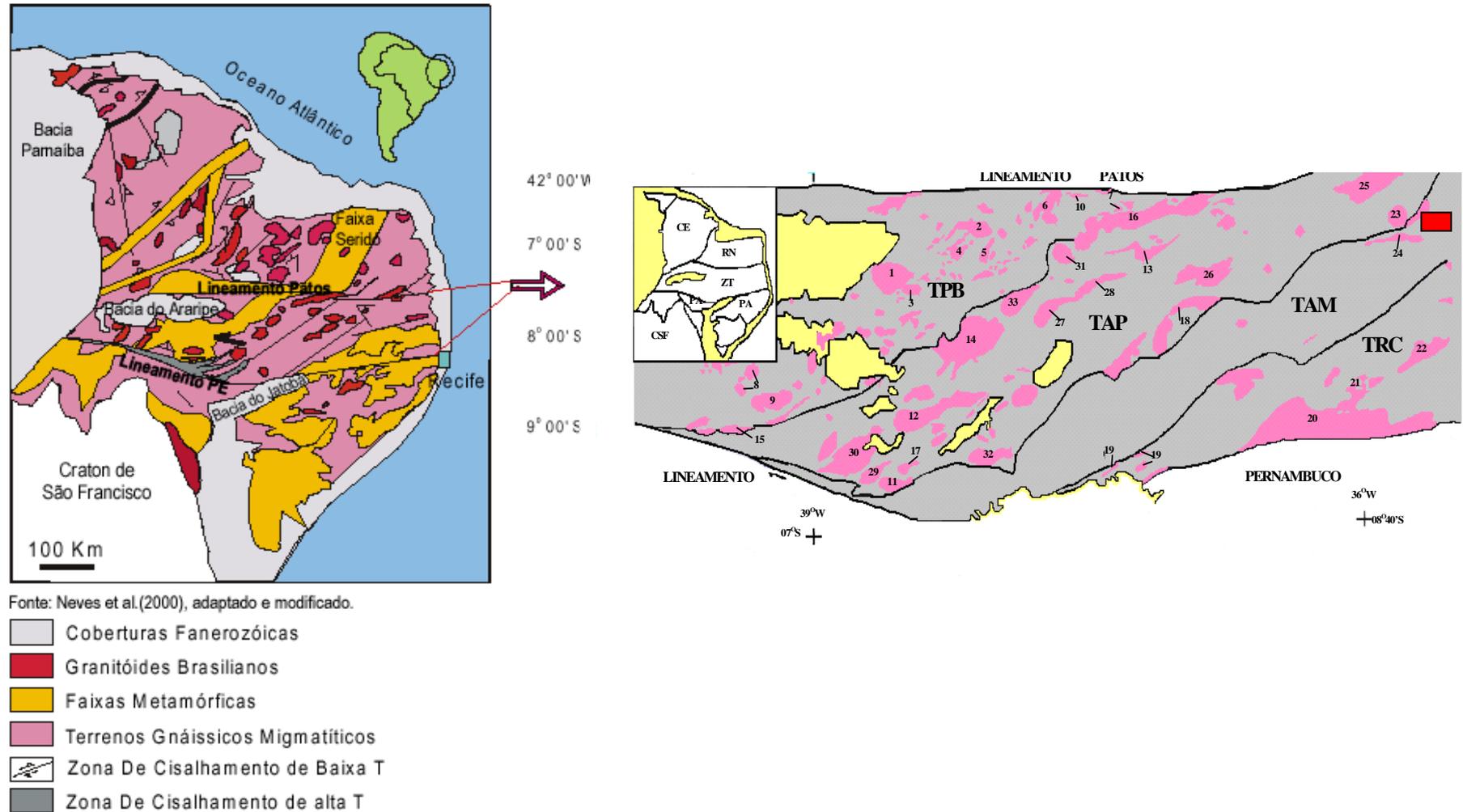


Figura 2.1 – Mapa da Província Borborema (Brito Neves et al., 2000) e Mapa esquemático dos terrenos e granitóides Brasileiros do Domínio Zona Transversal (ZT) - modificado de Santos, 1996. 1 (Serra da Lagoinha); 2 (Itaporanga); 3; 4 (Boa Ventura); 5 (Pedra Branca); 6 (Conceição); 7; 8 (Serrita); 9 (Salgueiro); 10 (Catingueira); 11 (Riacho do Icó); 12 (Conceição das Creoulas) 13 (Itapetim); 14 (Triunfo); 15 (Terra Nova); 16 (Teixeira); 17 (São João); 18 (Prata); 19 (Moderna); 20 (Serra da Japacanga/Fazenda Nova); 21 (Bom Jardim); 22 (Toritama); 23 (Campina Grande); 24 (Queimadas); 25 (Esperança); 26 (Serra Branca); 27 (Solidão); 28 (Tabira); 29 (Serra do Arapuá); 30 (Conceição das Creoulas); 31 (Palmeira); 32 (Betânia). Área de localização da região Fagundes-Itatuba em retângulo vermelho.

Esse terreno apresenta características diferentes dos outros terrenos inseridos do Subprovincia/Domínio Transversal, tais como: freqüência de rochas antigas, Arqueanas e Paleoproterozóicas, e raridade de rochas Neoproterozóicas, inclusive de granitos Neoproterozóicos, que são abundantes em toda a Província Borborema (**Figura 2.2**). Este fato revela a menor influência da deformação por cisalhamento transcorrente, característica marcante da orogênese Brasileira. Isto também é refletido nos padrões aeromagnéticos e gravimétricos deste terreno em relação aos outros terrenos do Domínio, segundo observações de Oliveira & Santos (1993).

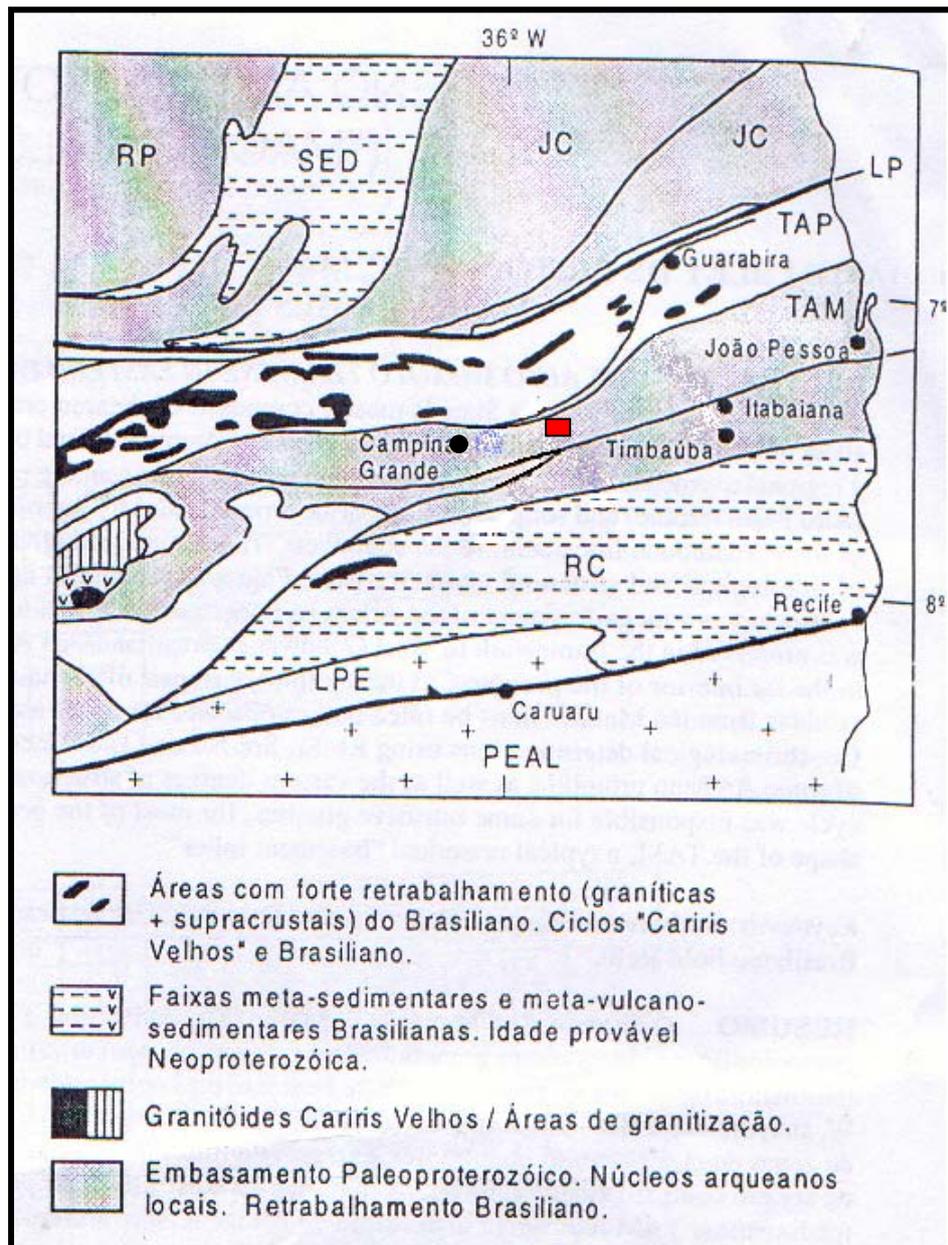


Figura 2.2 Esboço geológico geotectônico regional segundo Brito Neves et al. (2001). O Terreno Alto Moxotó chega à zona costeira a altura do 7°00'S, após cruzar diagonalmente à Zona Transversal (zona entre LP e o LPE). *Legenda:* RP = Maciço Rio Piranhas, SED = Faixa Seridó, JC = Maciço/Terreno S. José do Campestre, TAP = Terreno Alto Pajeú, TAM = Terreno Alto Moxotó, RC = Terreno Rio Capibaribe, LPE = Lineamento Pernambuco, PEAL = Maciço Pernambuco-Alagoas; retângulo vermelho: área de pesquisa.

Seu limite com o Terreno Alto Pajeú, segundo Santos (1995), é caracterizado pela *nappe* Serra de Jabitacá, que controla a colocação de uma vasta área de migmatitos e ortognaisses Mesoproterozóicos com protólitos Arqueano/Paleoproterozóicos, bem como relictos supracrustais, rochas máficas e ultramáficas de fácies granulito e retroeclogitos, os quais foram penetrados por imensos plútons graníticos Neoproterozóicos (Santos et al., 2002). O limite desse terreno com o Terreno Rio Capibaribe é feito pela zona de cisalhamento transcorrente Cruzeiro do Nordeste-Congo.

Durante o Mesoproterozóico do Terreno Alto Moxotó, foi implantada uma seqüência metavulcanossedimentar de arco vulcânico maduro (Complexo Lagoa das Contendas) e dos metassedimentos (possivelmente plataformais) do Complexo Sertânia.

No final deste período (1,1 a 0,95 Ga), decorreu a Orogênese Cariris Velhos, a qual foi responsável pelo soerguimento de entidades mais antigas (Complexo Floresta e Suíte Malhada Vermelha) e pelo posicionamento dos granitóides sin-colisionais (tipo São Pedro/Riacho das Lajes).

No Neoproterozóico, os metassedimentos do Complexo Caroilina (plataformais) foram depositadas e/ou alçadas sobre litotipos Mesoproterozóicos e Paleoproterozóicos do Terreno Alto Moxotó.

No TAM foram inúmeros os trabalhos desenvolvidos nos sedimentos da província costeira, principalmente originados no Curso de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. Do sistema DNPM/CPRM destacam-se os mapas do Brasil ao milionésimo, de Caúla (1974) e do Projeto Extremo Nordeste, de Costa et al. (1978). Com estrita colaboração do DNPM, devem ser mencionados os mapas geológicos dos estados de Pernambuco (Dantas et al., 1980) e da Paraíba (Dantas et al., 1982). Preexiste um mapa geológico da Paraíba, escala 1:250.000 do convênio Governo do Estado/ ATECEL, de Albuquerque & Ferreira (1978).

Sendo importante ressaltar alguns trabalhos de Manso & Mota (1986), Beurlen *et al.* (1991), Beurlen et al. (1992) e Almeida et al. (1995). Há alguns trabalhos recentes, do PLGB (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos da CPRM) na escala 1:250.000 (Jaguaribe-SE) e 1:100.000 (Folha Sumé), que devem ser mencionados como de grande valia para o entendimento do TAM no contexto regional.

Integrando os dados no âmbito da província e da plataforma sul-americana devem ser mencionados os trabalhos de Santos & Brito Neves (1993), Santos (1995), Brito Neves et al. (1995), Van Schmus et al. (1995) e ainda o recente ensaio de Santos & Medeiros (1999), que consolidou o conceito do TAM, Brito Neves et al. (2001).

Em continuação apresentamos um breve resumo das características principais das seqüências litológicas de complexos/suítes do Terreno Alto Moxotó (**Quadro 2.1**).

O **Complexo Floresta** é representado por litotipos metaplutônicos de fácies anfibolito alto, os quais podem ter atingido a granulitização e pré-migmatização, conforme as paragêneses descritas por Santos (1977). Este complexo foi definido por Lima et al. (1985) na região de Floresta-PE, como: “uma seqüência de rochas metaplutônicas básica-ultrabásicas a intermediárias, variando de litotipos dioríticos para tonalíticos-granodioríticos, incluindo anortositos e piroxenitos metamorizados, secundados por metassedimentos tipificados por granada-biotita gnaisses com grafita e quartzitos com sillimanita”. Lima et al. (1985) dataram o Complexo Floresta (2.700 ± 100 Ma) a partir de um diagrama isocrônico de referência Rb/Sr com três pontos. Posteriormente a idade Paleoproterozóica

do Complexo Floresta foi admitida a partir dos dados geocronológicos apresentados por Santos *et al.* (1994), quando tais autores indicaram uma idade U-Pb em zircão (intercepto superior) de 2.115 ± 30 Ma e determinações T_{DM} de 2,3 Ga. Valores compatíveis foram obtidos por Melo (1998) em ortognaisses correlacionados a este complexo, quando idades U-Pb em zircão forneceram valores de 2.010 ± 32 e 2.440 ± 18 Ma.

Quadro 2.1 – Seqüências litológicas de complexos/suítas do Terreno Alto Moxotó.

| Unidade | Descrição | Referências |
|-------------------------------------|---|---|
| Complexo Carolina | Sillimanita-granada-biotita xistos e cianita-muscovita-biotita-granada xistos, com intercalações de mármore, quartzitos e raras lentes anfibolíticas. | Santos (1971) Santos (1977) Santos (1998) |
| Complexo Sertânia | Sillimanita-granada-biotita gnaisses, rochas cálcio-silicáticas, raros quartzitos, mármore e anfibolitos; fácies basal Serra do Sítio-gnaisses com abundantes intercalações de quartzitos associados ou não à rochas cálcio-silicáticas e mármore; evidências de migmatização. | Santos (1971) Veiga Jr. & Ferreira (1990) Wanderley (1990) Brito Neves <i>et al.</i> (1995) Santos (1995) Sales (1997) |
| Complexo Lagoa das Contendas | Gnaisses quartzo-feldspáticos, paragneisses, paragneisses, xistos, quartzitos, cálcio-silicáticas, metandesitos, metaquartzo andesitos, metandesitos basálticos, metadacitos, metavulcano-clásticas, raros metabasaltos, formações ferríferas bandadas, quartzitos, cálcio-silicáticas e mármore. | Brito Neves <i>et al.</i> (1984) Santos (1995) Santos (1998) |
| Suíte Malhada Vermelha | Metagabros com ou sem granada, metadioritos, metadioritos, metagabronoritos, metamonzodioritos, metatonalitos e raros metanortositos. Minério de Fe-Ti associado. | Lima <i>et al.</i> (1985) Santos (1995) Melo (1998) |
| Complexo Floresta | Anfibólio±biotita ortognaisses quartzo dioríticos, tonalíticos e granodioríticos; granulitos e migmatitos, incluindo metagabros, metadioritos, magnetita-grünerita xistos, grafita xistos, raros biotita xistos, mármore e cálcio-silicáticas. | Santos (1977) Lima <i>et al.</i> (1985) Santos (1995) |

A **Suíte Malhada Vermelha** corresponde à Suíte Serrote das Pedras Pretas de Veronesse *et al.* (1985) e constitui uma seqüência gabro-anortosítica toleifítica, com mineralizações de Fe-Ti. A atual designação foi atribuída por Santos (1995), que a considerou como pós-Transamazônica e intrusiva no Complexo Floresta. Alternativamente, Melo (1998) sugere que esta suíte seja um mega-enclave em metagranitóides Paleoproterozóicos (Complexo Floresta), e corresponda a uma seqüência de margem continental/arco magmático, com idades modelos T_{DM} entre 2,4 e 3,1 Ga em seus termos máficos.

O **Complexo Lagoa das Contendas** foi referido por Santos (1995) como uma seqüência metavulcanossedimentar, onde a porção metavulcânica é constituída por termos predominantemente metaluminosos e cálcioalcalinos de médio a alto potássio, provavelmente tratando-se de um arco

vulcânico maduro. Uma idade U-Pb apresentada por Santos et al. (1994), forneceu um intercepto superior de 1.012 ± 12 Ma, levando aos referidos autores a correlacioná-la com a idade de um arco magmático Cariris Velhos.

O **Complexo Sertânia** representa uma seqüência metassedimentar (metapelitos com níveis carbonáticos, cálcio-silicáticos, quartzíticos e raros metabasitos), onde o metamorfismo atingiu a fácies anfibolito alto, por muitas vezes chegando a migmatização. É constituído por biotita gnaisses aluminosos, com injeções freqüentes de ortognaisses de composição tonalítica ou granítica, além de raras intercalações de anfibolito, mármore e rochas cálcio-silicáticas. Apresenta ampla distribuição geográfica no Terreno Alto Moxotó (**Figura 2.3**). Os metassedimentos são essencialmente do tipo biotita gnaisses granatíferos, migmatizados, com granulação média, coloração cinza e textura lepidogranoblástica ou porfirolepidoblástica, por vezes formando bandas centimétricas claras, ricas em quartzo+feldspato, alternadas com outras ricas em biotita. São constituídos por plagioclásio, quartzo, biotita, granada, por vezes com sillimanita e cordierita, além de apatita, titanita, rutilo, minerais opacos e zircão, como minerais acessórios.

Inicialmente idade Mesoproterozóica para o Complexo Sertânia foi admitida por Santos (1995), pela presença de metagranitóides sin-colisionais ao evento Cariris Velhos, enquanto que a idade do metamorfismo (ca. 915 Ma) foi sugerida por Brito Neves et al. (1995) a partir de determinações isotópicas (Rb-Sr) em granada-biotita gnaisses correlacionáveis ao Complexo Sertânia, na região de Coxixola-PB.

Posteriormente Santos et al. (2003), em zircões zonados obtiveram dados concordantes, com valores $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2.200 e 1.950 Ma (**Figura 2.3**). Estes resultados são interpretados como derivados de rochas Paleoproterozóicas formadas em um período curto.

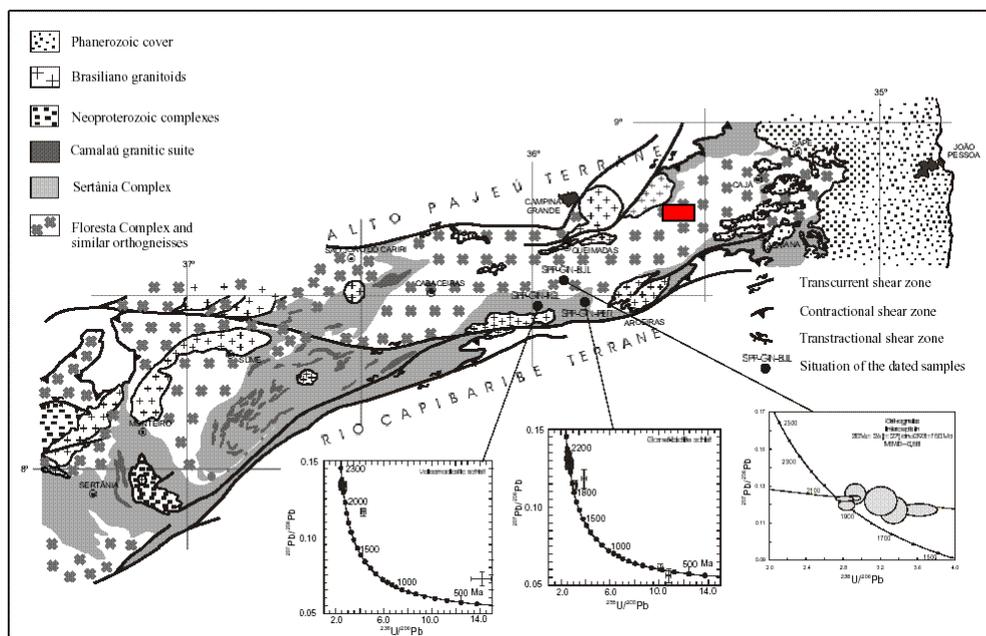


Figura 2.3 - Mapa geológico simplificado do Terreno Alto Moxotó, mostrando a distribuição dos Complexos Sertânia e Floresta, exibindo os diagramas concórdia (geocronológicos) dos dados isotópicos Pb/Pb em zircões. Fonte: Santos et al. (2003). Região de Fagundes-Itatuba: retângulo vermelho.

Dentro as principais características litológicas das unidades litoestratigráficas do Terreno Alto Moxotó, no caso da presente projeto de pesquisa, a área de estudo (Fagundes-Itatuba) foi inicialmente considerada como sendo parte da unidade litoestratigráfica do Complexo Sumé (**Quadro 2.2**).

Quadro 2.2 – Coluna Estratigráfica da Folha Sumé (PB e PE). Fonte: Medeiros (1999).

| | | | | | |
|-------------------|---|-------------------|--|--|---|
| FANERO-ZÓICO | Aluviões | Al | Depósitos areno-argilosos aluvionares. | | |
| | Diques | db da | Diques ácidos (da) e básicos (db). | | |
| NEOPROTEROZÓICO | Diques | d,dgr ddp, dgp | Diques (d) de granitos (dgp) e dioritos (ddp) porfíricos tipo Sucuru. Diques de granitos finos a médios tipo Itapetim (dgr). | | |
| | Granitóides Tardi a Pós-Transcorrentes | 3e | | Biotita granitos cinza-claro, leucocráticos, grã média a fina. Tipo Almas. | |
| | | 3d ₁ | 3d ₂ | 3d ₃ | Quartzo sienitos a granitos porfíricos, leucocráticos (3d ₁); monzodioritos eqüigranulares finos, cinza-escuro (3d ₂); predominância de termos híbridos (3d ₃) das fácies anteriores. Tipo Complexo Prata. |
| | | 1 | 2 | | Gabros e dioritos (1); anfibólio melagranodioritos com piroxênio (2). |
| | | 3c | | Biotita granitos pórfiros, de grã média, cor cinza, foliados. Tipo Conceição (?). | |
| | | 3b | | Biotita granitos a quartzo dioritos/monzonitos com anfibólio, foliado, fino (eqüigranular) a grosseiro (porfírico). Tipo Jataúba. | |
| | Granitóides Sin-Transcorrentes | 3a | | Biotita granitos finos a médios, acinzentados e foliados. | |
| MESO | Ortognaisses Sin-Tangenciais ₂ | 2 | | Ortognaisses graníticos a quartzo monzonitos, com biotita e anfibólio, protomilonitizados, róseos; muscovita ortognaisses com sillimanita. | |
| | Ortognaisses Sin-Tangenciais ₁ | 1c | | Augen ortognaisses alcalinos, quartzo sienítico e sienítico. | |
| | | 1b | | Augen ortognaisses graníticos a tonalíticos. | |
| | | 1a | | Ortognaisses tonalíticos cinza a leucotonalíticos/anortosíticos, médios. | |
| PALEOPROTEROZÓICO | 1a | | Complexo Sertânia (1a) Biotita gnaisses com granada e sillimanita, com raras lentes de mármore (1ma), anfibolitos (1af), e calcissilicáticas (1cs). | | |
| | 1b | | Complexo Sumé (1b) Gnaisses claros com freqüentes intercalações de anfibolitos (1af), calcissilicáticas (1cs), com raras formações ferríferas (1ff). Rochas ultramáficas (1ul), granulitos (1gl) e metapiroxenitos (1px). | | |
| | 2 | | Complexo Surubim-Caroalina Biotita gnaisses cinza (2a); granada-biotita xistos/gnaisses (2b) com abundantes níveis de mármore (2ma); e gnaisses calcissilicáticos (2c). | | |

Esta região (Fagundes-Itatuba), segundo Medeiros & Torres (1999), apresenta uma associação de gnaisses de alto grau metamórfico, incluindo ortognaisses e migmatitos, com intercalações de metabasitos, metagabros, metassienitos, mármore, *skarns*, raras formações ferríferas, granulitos, metapiroxenitos e prováveis retroeclogitos. Os *skarns* observados em alguns afloramentos estão associados às rochas metamáfico-ultramáficas e aparentemente exibem-se

mineralizados em apatita, o que abriu a possibilidade de tratar-se de *skarns* ligados a complexos carbonatíticos-feníticos (Santos et al., 2002), ainda por confirmar, sendo alvo do presente estudo. A ocorrência de supostos retroeclogitos e granulitos sugere a sua ligação com o *trend* de rochas máfico-ultramáficas com metamorfismo de alta pressão, descrita no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, os quais devem ter sido colocados como alóctones na crosta média-superior, pelas fases pré-transcorrência D₁ e D₂, esboçadas por Medeiros & Torres (1999).

Na parte oeste desta área, nas unidades de rochas supracrustais, ocorrem fácies ricas em quartzito, incluindo também BIF's e rochas metavulcânicas máficas. Segundo Santos et al. (2002), o Complexo Sertânia foi intrudido por sequências (*sheets*) tonalíticas e trondhjemíticas na área descrita como Suíte Camalaú.

O **Complexo Caroalina** é constituído por sequências metassedimentares, essencialmente micaxistos (Santos, 1977), apresentando metamorfismo de pressões intermediárias, além da ausência de processos anatéticos e de metagranitóides Cariris Velhos.

2.1.2. MAGMATISMO MESOPROTEROZÓICO

O magmatismo Mesoproterozóico possivelmente acontece em três formas: como rochas metaplutônicas anorogênicas, como rochas metaplutônicas sin-tectônicas à orogênese Cariris Velhos e como rochas de natureza indiscriminada.

O magmatismo anorogênico Mesoproterozóico foi caracterizado por Sá et al. (1997) no biotita-anfíbólio *augen* gnaisse denominado Taquaritinga do Norte-PE (Terreno Rio Capibaribe), designando um caráter metaluminoso, anorogênico/intraplaca e uma idade U-Pb (em zircão) de 1.521±7Ma para estes litotipos. Sá et al. (1997) sugerem que a deformação/foliação observada nos *augen* gnaisses não poderia ser atribuída ao Ciclo Brasileiro, indicando a possibilidade de ser uma deformação de idade Cariris Velhos.

As rochas metaplutônicas sin-tectônicas, constituem a atividade magmática desenvolvida sin-tectonicamente à orogênese Cariris Velhos, tendo sido caracterizada principalmente no Domínio da Zona Transversal (Terrenos Alto-Pajeú e Alto Moxotó) e na porção oeste do Terreno Pernambuco-Alagoas. Santos (1995 e 1998) descreve, nestas regiões, a presença de metagranitóides tipo Recanto/Riacho do Forno (Terreno Alto-Pajeú), tipo São Pedro/Riacho das Lajes (Terreno Alto Moxotó, suíte cálcioalcalina e trondhjemítica, constituída por biotita ortognaisses leucocráticos) e rochas metamáfico-ultramáficas (Suíte Serrote das Pedras Pretas) sin-colisionais ao evento Cariris Velhos, com idade U-Pb entre 1,15 e 1,0 Ga. e T_{DM} entre 1,4 e 1,2 Ga.

A presença deste plutonismo na porção leste do Terreno Pernambuco-Alagoas mostra similaridades entre ortognaisses desta região com os metagranitóides Cariris Velhos descritos por Santos (1995 e 1998), bem como devido a uma idade modelo T_{DM} de 1,37 Ga., obtida por Van Schmus et al. (1995) em ortognaisses da região de Santana do Ipanema-PE.

Além dos ortognaisses descritos acima, outros corpos com natureza petrológica e posicionamento tectônico indefinidos são observados no âmbito dos terrenos Alto Moxotó, Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas referidos como metaplutônicas de natureza indiscriminada (Medeiros, 1998).

Existem ocorrências de rochas **metamáfico-ultramáficas**, com relíquias dos fácies granulito e eclogito de alta pressão ao longo do limite dos terrenos Alto Moxotó-Alto Pajeú, que foi atribuído à faixa Cariris Velhos (Santos, 1999). A maior área preservada está exposta na Suíte Serrote das Pedras Pretas como camadas intercaladas dentro do ortognaisse Cariris Velhos no Complexo Lagoa das Pedras, ao N de Floresta, PE. Estas rochas exibem padrões geoquímicos de uma série basalto-toleítica com afinidades de MORB (Santos, 1995). Esta suíte também inclui *pods* de rochas com granada dentro do Bloco de Icaçara na parte mais ocidental do Terreno Alto Moxotó, apresentando semelhanças de eclogito associada com zonas de subducção (Beurlen et al., 1992). Outras características geofísicas e tectônicas são associadas com o limite dos terrenos Alto Moxotó-Alto Pajeú na direção E, onde existem ocorrências espalhadas de rochas que se formaram em ambientes de alta-pressão, interpretadas como uma sutura ofiolítica interrompida.

Segundo Brito Neves et al. (2001), determinações geocronológicas U-Pb e Rb-Sr mostram que o TAM é uma fração de unidades Paleoproterozóicas (terreno tectonoestratigráfico), conservando semelhanças litoestruturais e isotópicas com o Domínio Rio Grande do Norte (terrenos São José do Campestre e Rio Piranhas) e em parte com o contexto de embasamento do Cráton do São Francisco. Todas estas frações da trama Paleoproterozóica, envolvendo contingentes Arqueanos (protólitos, núcleos, remanescentes etc.) são interpretados como descendentes da fragmentação do supercontinente Atlântica que interagiram nas orogenias do Brasileiro, sendo por elas retrabalhados, em diferentes formas e graus de intensidade. Sendo ressaltado por estes autores no TAM a ausência de vestígios concretos da costura orogenética Cariris Velhos (registrada no TAP, imediatamente ao norte), sugerindo que a fragmentação que antecedeu o Ciclo Brasileiro pode ser seletiva, ao menos localmente.

Em trabalhos posteriores, segundo Almeida et al. (2005) dados petrográficos e geoquímicos indicam que as rochas metamáficas de Itatuba são basaltos metamorfisados em condições de alta pressão, tendo atingido condições de fácies eclogito, com assinatura de toleítos de arco de ilhas, sendo interpretadas como os remanescentes de uma zona de sutura (Beurlen *et al.*, 1992; Almeida *et al.*, 1997). Alguns autores, baseados em correlações estruturais, têm recorrido a essas ocorrências para marcar os registros de subducção no Ciclo Cariris Velhos (Medeiros & Torres, 1999; Santos & Medeiros, 1999) ou no Brasileiro (Bittar & Campos Neto, 1998). Datações U-Pb em zircão obtidas em ortognaisses do TAM (Brito Neves et al., 2001a, 2001b) registraram os eventos Transamazônico e Brasileiro. Dados Sm-Nd em granadas e rocha total associados aos dados geoquímicos para metamáficas de Itatuba, sugerem colisão Paleoproterozóica na área e, que essa porção da Província Borborema não foi afetada pelo Ciclo Cariris Velhos. Isto leva a conclusão que o TAM constitui o embasamento da Faixa Pajeú Paraíba, correspondendo às fatias resultantes da fragmentação do bloco formado durante o Transamazônico e o TAP, que abrangeria as seqüências supracrustais da Faixa Pajeú Paraíba. Nesse contexto, as rochas metamáficas representam os remanescentes da colisão Transamazônica que ficaram preservadas até o Brasileiro, quando sofreram soerguimento e retrometamorfismo em decorrência da fase extensional pós-colisão.

Por outro lado, Santos & Accioly (2005) mencionaram que um magmatismo anorogênico importante Paleo a Mesoproterozóico tem sido reconhecido recentemente em fragmentos Paleoproterozóicos dos terrenos Alto Moxotó (TAM) e Rio Capibaribe (TRC), representado por

intrusões de dimensões variadas, desde diques máficos de espessuras submétricas até intrusões gabro-anortosíticas e graníticas tipo-A de dimensões batolíticas (Santos & Medeiros, 1999). Essas rochas foram deformadas e metamorizadas por eventos tectono-metamórficos subseqüentes, usualmente na fácies anfibolito alto, tendo sido confundidos com os ortognaisses regionais em investigações anteriores. Estudos mais detalhados recentes têm permitido reconstituir a forma dessas intrusões, assim como seus protólitos ígneos, como será descrito a seguir.

A intrusão mais conhecida é o Complexo de Passira (Accioly, 2002), um batólito anortosítico maciço, com aproximadamente 240 Km² de área, intrusivo em fragmento Paleoproterozóico do TRC. Além de anortosito e uma mistura de gabro-anortosito, ocorrem, em menor proporção, piroxênio anortosito, gabro e cumulatos ultramáficos com minério de Fe-Ti, os quais são penetrados por granitos com diopsídio-hedenbergita e aegirina, subalcalinos a alcalinos tipo-A. Uma intrusão diorítica e um enxame de diques dioríticos, aparentemente cogenéticos, circundam a intrusão. O conjunto gabro-anortosítico é de idade Estateriana (1,7 Ga), enquanto que os granitóides são ligeiramente mais jovens (1,58 a 1,68 Ga.). Outra grande intrusão gabro-anortosítica é o Complexo de Boqueirão (Santos et al., 2002; Accioly et al., 2003), com quase 300 km² de área de exposição, intrusivo no TAM, onde predominam gabro com hiperstênio e augita, anortosito, além de diorito, norito e piroxenito anfibolitizado. Ocorrem ainda *sheets* e *stocks* de granitóide.

Um magmatismo granítico tipo-A é encontrado na Subprovíncia Setentrional, no rifte Estateriano Orós-Jaguaribe, onde Sá et al. (1995) e Cavalcante (1999) descreveram a Suíte Magmática Serra do Deserto, formada por *augen* gnaisses granodioríticos, associados a *sheets* de tonalito, quartzo diorito e leucogranito, que representam intrusivas intra-placa com idade de 1,76 Ga. O pulso anorogênico pré-Cariris Velhos mais jovem é o granito tipo-A da Serra de Taquaritinga (Sá et al. 2002), que ocorre no TRC. Trata-se de um corpo tabular, intrusivo em ortognaisses quartzo monzodioríticos (1,97 Ga) e supracrustais Paleoproterozóicas (?) e deformado pela zona de cisalhamento contracional da Serra de Taquaritinga. Composicionalmente, é um anfibólio e granada sieno a monzogranito, cujos dados geoquímicos confirmam seu caráter anorogênico. Uma concórdia U-Pb em zircão indica idade de 1,52 Ga.

Complexos menos estudados são reconhecidos no TAM, principalmente, pela presença de mineralizações de Fe-Ti associadas, os quais estão sendo melhor investigadas atualmente. Neste contexto, a região de Fagundes-Itatuba, suspeita de ser um complexo gabro-anortosítico (entre outras hipóteses), compreende uma intrusão central granodiorítica de forma irregular (Granodiorito Quati), cercada por corpos menores adjacentes concêntricos de diorito, gabro, granada gabro e cumulatos ultramáficos com minério de Fe-Ti. Outra ocorrência similar é a Suíte Malhada Vermelha (Santos, 1995), formada por intrusões gabro-dioríticas, com anortosito, monzodiorito e granitóide, englobando lentes de rochas metamáfico-ultramáficas mineralizadas em Fe-Ti, intrusivas em ortognaisses com idade de 2,15 Ga. O "Complexo" de Barro Vermelho foi descrito por Melo (1998) como um agrupamento de xenólitos de anortosito, leucogabro, gabro, gabro-norito, diorito, com *skarns* associados, além de trondhjemitó, aplito, troctolito e uma mineralização de Fe-Ti, incluídos no embasamento Paleoproterozóico do TAM. Entretanto, a possível continuidade deste corpo com o *trend* da suíte Malhada Vermelha e a forte remobilização anatética do embasamento Paleoproterozóico nesta região podem sugerir uma idade mais jovem que a admitida por este autor.

Algumas suítes graníticas e trondhjemíticas podem representar outros testemunhos desse magmatismo extensional no TAM (suítes Serrote das Lajes e Camalaú). Essas rochas félsicas formam enxame de diques e *sheets* intrusivas em rochas Paleoproterozóicas e comumente contêm xenólitos e autólitos de rochas máficas e ultramáficas piroxeníticas (Santos & Accioly, 2005).

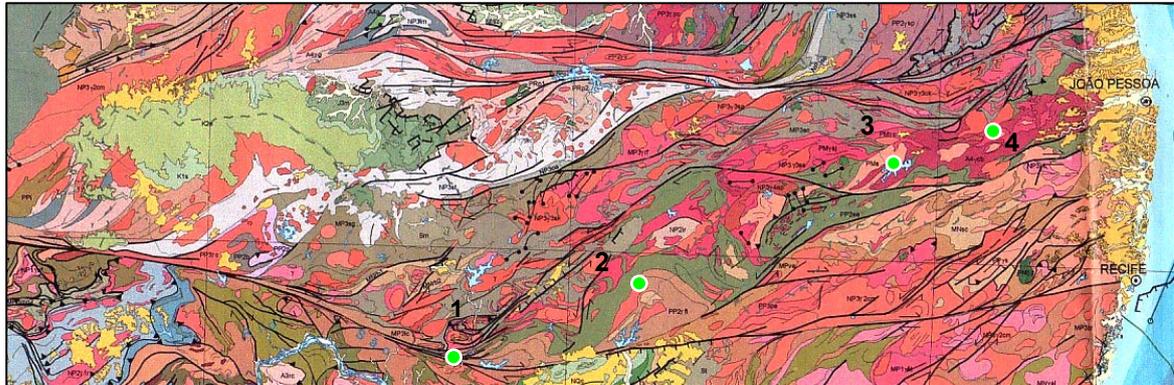


Figura 2.4. Ocorrências possivelmente relacionadas ao Evento Extensional Estateriano na Zona Transversal: (1) Suíte toleítica Malhada Vermelha (Floresta-PE); (2) Complexo Gabro-anortosítico de Barro Vermelho (Custódia-PE); (3) Complexo Anortosítico Boqueirão; e (4) a Região Fagundes-Itatuba (PB), com ocorrências de minério de Fe-Ti associadas a alguns litotipos de cada unidade. (Fonte do Mapa: CPRM, 2004).

2.1.3 ALGUMAS CARACTERÍSTICAS DE COMPLEXOS GABRO-ANORTOSÍTICOS EM ÁREAS PRÓXIMAS À REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA

Metamorfismo em condições de alta pressão é verificado no Domínio da Zona Transversal, na Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba (Terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó). Rochas máficas com remanescentes de metamorfismo eclogítico associados a ocorrências de Fe-Ti (**Quadro 2.3**), estendem-se ao longo de uma faixa que passa por Floresta, Custódia, Queimadas, Fagundes-Itatuba, Campina Grande até Itabaiana, coincidente com uma anomalia gravimétrica positiva (Rand & Manso, 1990), a qual foi interpretada como uma zona de sutura continental Proterozóica (Beurlen et al., 1992).

Existe um *trend* descontínuo de rochas máfico-ultramáficas, com relíquias do fácies granulito e eclogito de alta pressão ao longo do limite dos terrenos Alto Moxotó-Alto Pajeú, que foi atribuído à faixa Cariris Velhos (Santos, 1999. In: Cordani et al., 2000). A maior área preservada está exposta na Suíte Serrote das Pedras Pretas como camadas intercaladas dentro do ortogneisse Cariris Velhos no Complexo Lagoa das Pedras, ao N de Floresta, PE. Estas rochas exibem padrões geoquímicos de uma série basalto-tholeiítica com afinidades de MORB (Santos, 1995). Esta suíte também inclui *pods* de rochas com granada dentro do Bloco de Icaçara na parte mais ocidental do Terreno Alto Moxotó, apresentando semelhanças de eclogito associada com zonas de subducção (Beurlen et al., 1992). Outras características geofísicas e tectônicas são associadas com o limite dos terrenos Alto Moxotó-Alto Pajeú na direção E, onde existem ocorrências espalhadas de rochas que se formaram em ambientes de alta-pressão, interpretadas como uma sutura ofiolítica interrompida. É importante ressaltar que vários autores têm detectado a presença de intrusões anorogênicas pré-Cariris Velhos no domínio da Zona Transversal, principalmente nos terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe, cortando os terrenos gnáissicos Paleoproterozóicos (Santos & Medeiros, 1999). Pelo menos um anortosito

associado a gabros, diques de Fe-dioritos e granitos alcalinos de 1,7 Ga (Accioly, 2001) e um granito tipo A com 1,5 Ga (Sá et al., 2002) já foram caracterizados, mas são conhecidas outras ocorrências de diques máficos pré-Cariris Velhos (e.g. Santos, 1977) e outra intrusão anortosítica (Boqueirão) nesses dois terrenos (Santos et al., 2002). Isso faz supor que o intervalo entre os eventos Transamazônico e Cariris Velhos foi caracterizado por um período de grande estabilidade tectônica, sujeito apenas a um ou mais episódios extensionais (Santos & Medeiros, 1999).

Estes mesmos autores, Santos & Medeiros (1999), identificaram no domínio da Zona Transversal (região entre os lineamentos Patos e Pernambuco) os terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó contra a suíte toleítica Malhada Vermelha (Floresta-PE), o Complexo Gabro-anortosítico de Barro Vermelho (Custódia-PE) e as metamáficas de Itatuba-PB, ocorrendo o minério de Fe-Ti associado a alguns litotipos de cada unidade.

Inserido no Complexo Floresta, Santos (1995) identificou a suíte **Malhada Vermelha** intrusão essencialmente metamáfica e formada por quartzo dioritos, biotita tonalitos, anortositos gabróicos ou dioríticos, que englobam lentes de corpos máficos, mais restritamente ultramáficos, especialmente anfibolitos com ou sem granada, metabasitos e hornblenditos. Dispersos irregularmente no interior das rochas máficas ocorrem fragmentos de minério maciço constituído principalmente de titano-magnetita. São comuns ainda rochas metabásicas, com mineralogia dos metagabros ou metagabro-anortositos, ocorrendo tipos com granada como mineral essencial e tipos com pouca ou sem granada, e tipos com simplectitas de granada-plagioclásio e anfibólio-plagioclásio-minerais opacos resultantes da desestabilização do piroxênio e da granada. Também ocorrem rochas cálcio-silicáticas, possivelmente produtos metassomáticos de metabasitos e metanortositos, actinolitos e xistos actinolíticos.

Ainda segundo Santos (1995), a suíte **Malhada Vermelha** teria se originado durante um magmatismo orogênico precoce associado a episódio contraccional importante. Sugerindo que esses corpos tabulares, às vezes dobrados e cortando principalmente o Complexo Floresta e as supracrustais, tenham se colocado na crosta como intrusões intraplaca (talvez na forma de dique) ou como fatias tectônicas ligadas à tectônica contraccional.

Santos (1995) considerou o **Complexo Gabro-anortosítico de Barro Vermelho**, como extensão da suíte toleítica Malhada Vermelha. Por outro lado, a ocorrência de Fe-Ti de Barro Vermelho, situada a 12 km a este de Custódia-PE, a de Riacho da Posse em Floresta, 120 km a sudoeste de Barro Vermelho, e as de Itatuba-PB, a 200 km a noroeste de Barro Vermelho, estão alinhadas ao longo do mesmo *trend* estrutural regional.

Segundo Melo (1998) e Melo et al. (2002), a área de **Barro Vermelho** está localizada na divisa entre os municípios de Custódia e Sertânia, na faixa de dobramentos Pajeú-Paraíba, é constituída principalmente de *augen* gnaisses variavelmente migmatizados, de composição granítica, monzogranítica, granodiorítica, tonalítica e quartzo diorítica, contendo enclaves metamáficos de leucogabro, gabronorito, gabro/diorito, anortosito e anfibolito bandado, com pequena ocorrência de minério de Fe-Ti. Além disso, os ortognaisses comportam outros enclaves e intrusões constituídos de metadiorito/anfibolito, metapelito, rochas cálcio-silicáticas de protólito máfico-ultramáfico, diorito e granito fracamente deformados, além de dois corpos hectométricos de olivina diabásio a troctólito.

Diagramas concórdia U/Pb com regressão colinear de três frações de zircão de ortognaisses tonalítico e granítico, respectivamente, forneceram idades de cristalização dos protólitos destes litotipos de 2,44 Ga e 2,01 Ga. Também foram determinadas idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) de 2,30 e 2,73 Ga. Estes dados sugerem que material crustal Arqueano foi incorporado durante a gênese do ortognaisses tonalítico, e que os enclaves máficos comagmáticos parecem ter derivado de fonte Paleoproterozóica (Melo et al., 2002).

As rochas metamáfico-ultramáfica (composição geral basáltica) localizadas nos municípios de **Fagundes-Itatuba-PB**, são intrusivas em um complexo gnáissico-migmatítico (ortognaisses bandados laminados, ortognaisses granodioríticos e gnaisses aluminosos migmatizados), com intercalações de mármore, anfibolitos, granada piroxenitos e minérios de Fe e Ti a elas associadas. Estas rochas apresentam uma evolução metamórfica complexa, onde seriam registrados três estágios: um evento no fácies eclogito, outro no fácies granulito e outro no fácies anfibolito (Almeida, 1995). Os corpos mineralizados são formados por lentes concordantes de textura maciça e/ou bandada, constituídos predominantemente por magnetita e ilmenita.

As mineralizações de Fe-Ti de Queimadas-Itatuba estão encaixadas em rochas metamáfico-ultramáficas, às quais associam-se intercalações de mármore, de origem ainda mal definida (alvo da presente pesquisa).

Segundo Accioly (2000) e Accioly et al. (2003) o **Complexo Metanortosítico de Passira-(PE)** situa-se no Terreno Rio Capibaribe, na Subprovincia/Zona Transversal da Província Borborema, numa área limitada por falhamentos complexos (Zonas de Cisalhamento Paudalho e Limoeiro), a norte do Lineamento Pernambuco.

Este complexo é constituído por Granitóides Indiferenciados/ Complexo Vertentes; Série de Ortognaisses graníticos; e rochas encaixantes Gnáissico-Migmatíticas.

O Complexo do tipo Maciço de Passira é constituído por um batólito de composição principalmente anortosítica. Subordinamente às rochas metanortosíticas ocorrem metagabros, metagabronoritos, e lentes ultramáficas enriquecidas em óxidos de Fe-Ti. Também inclui um complexo de diques de composição Fe-diorítica enriquecidos em P (apatita-metadioritos), Zr, Ba e elementos terras raras leves.

Este complexo de Passira é cortado por vários corpos de ortognaisses graníticos que se comportam como uma unidade tectonicamente associada às rochas metabásicas, interpretados geoquimicamente como anorogênicos. O metamorfismo regional foi determinado como sendo de fácies anfibolito alto-granulito. O Complexo Gnáissico-Migmatítico encaixante do Complexo Metanortosítico de Passira apresenta uma idade modelo (T_{DM}) de 2,4 Ga, enquanto a idade isocrônica Rb-Sr em rocha total compilada da literatura aponta consolidação Tranzamazônica.

Os metanortositos foram datados através do método U-Pb em zircão multicristal, sendo a idade obtida de $1,7 \pm 0,02$ Ga é interpretada como a idade de cristalização do Complexo. Uma isócrona mista granada e rocha total em metagabros indica uma idade de 612 ± 150 Ma, interpretada como de pico metamórfico na área deste complexo, representando um metamorfismo do fácies granulito com temperaturas da ordem de 750 °C e pressões da ordem de 13 Kb durante o Ciclo orogênico Brasileiro. A transcorrência tardia associada a este Ciclo encontra-se representada através da idade isocrônica U-Pb em zircão (597 ± 131 Ma) foi obtida em diques dioríticos

posicionados em áreas associadas ao mega-cisalhamento Limoeiro que é uma ramificação do Lineamento Pernambuco. O método K-Ar em anfibólios de granada-metagabros indicam idades de 1,0 e 1,2 Ga, interpretadas como idade mista.

Quadro 2.3: Mostrando as principais características de Complexos Gabro-anortosíticos em áreas próximas à zona pesquisada Fagundes-Itatuba.

| Localidade | Idade G.A. | Fácies Metamórfico | Forma | Rocha Máfico-Ultramáfica | Tipo de Anortosito | Referências Bibliográficas |
|-------------------------------------|---|---------------------------|------------------|---------------------------------|---------------------------|--|
| Floresta-PE | Idade Paleoproterozóica do Complexo Floresta, segundo Santos <i>et al.</i> (1994), U-Pb em zircão (intercepto superior) de 2.115 ± 30 Ma e determinações T_{DM} de 2,3Ga. | Granulito | Lentes paralelas | Óxidos de Fe, Ti e V | | Beurlen (1988); Santos <i>et al.</i> (1994); Santos (1995). |
| Barro Vermelho-Custódia (PE) | Diagramas concórdia U-Pb em zircão de ortognaisse tonalítico e granítico, respectivamente, forneceram idades de cristalização dos protólitos destes litotipos de 2,44 Ga e 2,01 Ga. Também foram determinadas idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) de 2,30 e 2,73 Ga. | Granulito | Enclaves | Óxidos de Fe, Ti e V | Enclaves | Melo (1998) |
| Passira-PE | Idade modelo (T_{DM}) de 2,4 Ga das encaixantes; segundo o método U-Pb em zircão multicristal a idade de cristalização do Complexo obtida é de 1,7 Ga. | Anfibolito | Batólito | Ocorrências de Fe e Ti | Maciço | Farina et al. (1981); Silva Filho & Guimarães, (1981); Accioly (2000). |
| Fagundes-Itatuba (PB) | | Granulito-anfibolito | | Ocorrências de Fe e Ti | Maciço | Alencar (1993); Almeida (1995). |

Segundo Accioly (op. cit.) o Complexo Metanortosítico de Passira e os ortognaisses graníticos representam manifestações de um episódio extensional (por afinamento crustal, “*underplating*” ou como um *rift* incipiente) como comumente é atribuído para o ambiente de posicionamento deste tipo de Complexo no mundo. Este episódio é conhecido por Grande Tafrogênese Estateriana, de amplitude mundial, tendo apenas recentemente sido identificado no Nordeste brasileiro (Província Borborema) (vide **Figura 2.4**).

As rochas metamáfico-ultramáficas associadas a mármore e *skarns* da região de Itatuba-Fagundes, intrusivas em ortognaisses e migmatitos do embasamento Paleoproterozóico e por sua vez intrudidas por granitóides supostamente Neoproterozóicos, podem pertencer a este cenário visualizado no **Quadro 2.3** (acima) para complexos gabro-anortosíticos da Zona Transversal, ou podem também não ter relação com este cenário, e constituírem remanescentes da colisão Transamazônica que justapôs os terrenos TAM e TRC, que ficaram preservadas até o Brasiliano, quando sofreram soerguimento e retrometamorfismo em decorrência da fase extensional pós-colisão. Neste caso, estariam mais provavelmente relacionados com litologias de ambiente de sutura oceânica (Beurlen et al., 1991; Almeida et al., 1997). Alternativamente poderiam também representar diques máficos intrudidos no embasamento durante eventos extensionais.

CAPÍTULO III - GEOLOGIA LOCAL

3.1 ASPECTOS ESTRUTURAIS DAS UNIDADES LITOLÓGICAS CONSTITUINTES DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA

O Terreno Alto Moxotó é caracterizado por uma configuração estrutural complexa, ainda insuficientemente estudada do ponto de vista de sua evolução estrutural e metamórfica. Por se tratar de um terreno antigo inserido nas faixas Cariris Velhos e Brasilianas, possui uma trama antiga, Paleoproterozóica, intrusões anorogênicas, tardi-Orosirianas e Estaterianas, cujo arcabouço foi retrabalhado pelas deformações Neoproterozóicas (Santos et al., 2002; Santos et al., 2004; Santos & Accioly, 2005). Como descrito anteriormente, a região estudada (Fagundes-Itatuba), inserida no Terreno Alto Moxotó, é dominada por rochas gnáissico-migmatíticas equivalentes do Complexo Floresta, as quais incluem subordinadamente lentes de rochas supracrustais metapelíticas, provavelmente equivalentes ao Complexo Sertânia. Este conjunto encaixa corpos tabulares, lenticulares e sub-elípticos, de uma suíte granítica e metamáfico-ultramáfica e rochas metacarbonáticas, cujas relações com o complexo gnáissico-migmatítico nem sempre são muito claras, em função da forte intensidade da deformação imposta pelos últimos eventos deformacionais. Estas rochas ocorrem dispostas em um *trend* geral NE-SW, onde se destaca uma mega-estrutura ovalada central e vários “domos” graníticos adjacentes, além de zonas de cisalhamento verticais. No detalhe, porém, esta aparente simplicidade esconde uma trama estrutural de regime dúctil bastante complexa, como será descrito a seguir.

A principal feição da área é uma mega-estrutura de forma aproximadamente elipsoidal em planta, com eixo maior na direção N70°E, delimitada por uma foliação dominante S_n presente nos ortognaisses bandados da unidade equivalente ao Complexo Floresta. Esta estrutura possui um diâmetro maior com extensão de aproximadamente 12 km e uma largura máxima de 5 km, e sua forma é acentuada pelo alinhamento dos corpos da suíte granítica e metamáfico-ultramáfica e pelos corpos de rochas metacarbonáticas. Grosso modo, distinguem-se dois grandes anéis dessas rochas, sendo o núcleo central da estrutura ocupado por rochas graníticas finas equigranulares. Outras estruturas subarredondadas a elipsoidais em planta são os domos graníticos adjacentes de Salvador e domos menores na parte sul da área, os quais diferem da estrutura central por serem formados exclusivamente por ortognaisses granitóides intrusivos.

Estruturas primárias, do tipo S₀ sedimentar ou ígneo, não são preservadas entre as rochas das unidades equivalentes aos complexos Floresta e Sertânia, embora um bandamento mili a centimétrico observado nos xistos e paragnaisses da unidade equivalente ao Complexo Sertânia possa representar uma estrutura sedimentar reliquiar. Em geral, o protólito dessas unidades é deduzido da paragênese metamórfica presente. Remanescentes de texturas ígneas, porém, são frequentemente vistas nas rochas máficas intrusivas a nível macroscópico (texturas porfiríticas) e, principalmente, a nível microscópico, representadas por texturas porfiríticas, cumuláticas,

intercumuláticas, quando não obliteradas por texturas granoblásticas e por crescimento blástico de minerais metamórficos.

Neste contexto foram identificadas, por meio de dados de campo (foliações, cristais rotacionados ou assimétricos, lineações de estiramento, eixos de dobras e vergências de dobras) e de gabinete (fotografias aéreas e imagens de radar), duas fases de deformação dúctil. A primeira está correlacionada a uma tectônica contracional, D_n e a segunda à fase transcorrente D_{n+1} . Esta última fase (D_{n+1}) gerou antififormes e siniformes com planos axiais verticalizados, bem como expressivas zonas de cisalhamento.

A foliação dominante S_n configura às rochas aspecto gnáissico regular, que aparece como bandas composicionalmente distintas, desde a escala centimétrica a métrica, em escala de afloramento. As bandas são alternadamente félsicas e máficas, respectivamente granitóides e anfibolíticas. As feições mais comuns da deformação contracional são os *augens* de feldspato nos metagranitos e as bandas miloníticas nos gnaisses bandados e rochas metamáficas.

Há uma tendência geral de mergulho da foliação para S e SSE, com algumas variações, nas zonas de fechamento ou em complicações locais. Os mergulhos da foliação S_n variam de baixo a médio ângulo, acentuando-se até próximo da vertical, próximo das zonas de cisalhamento transcorrentes. A gênese dessa foliação S_n é complexa. O bandamento original está em grande parte transposto, encontrando-se vestígios do mesmo a nível microscópico (foliação transposta reliquiar) e onde ainda se observam evidências de truncamentos da mesma pelas suítes metaígneas, o que evidencia a existência de um S_{n-1} incompletamente transposto. A geração da foliação S_n está relacionada a uma tectônica contracional em regime dúctil, representada por frentes de cavalgamento, dobras isoclinais deitadas e recumbentes, Em vários locais, observam-se empilhamentos escalonados de *thrusts*, estruturas de tipo *horse* e, comumente do tipo rampa e piso, as quais indicam que há uma dominância de transporte para o norte e noroeste.

A foliação principal está melhor demarcada na parte norte e oeste do mapa, onde os gnaisses ocorrem melhor preservados, não migmatizados. Uma foliação secundária S_{n+1} foi observada nas fotografias aéreas e localmente identificada, em escala de afloramento, como milonitos de espessura centimétrica. Esta foliação caracteriza as principais estruturas da área, que são dobras fechadas, prováveis padrões de interferência megascópicos, do tipo domo e bacia, os quais resultaram da re-deformação das estruturas contracionais pela tectônica transcorrente subsequente. A foliação S_n afeta todas as unidades da área, com exceção do granito da Serra Velha, das rochas metacarbonáticas, granitos e pegmatitos tardios, o que significa dizer que a tectônica contracional pode ser correlacionada ao evento Cariris Velhos ou Brasiliano precoce.

Ocorrem algumas intercalações de rochas máficas, anfibolíticas maiores, as quais se distinguem das intercalações normais pelo aspecto maciço, pela foliação pobre e, às vezes, ligeiramente discordante da foliação dominante, o que indica tratar-se de corpos intrusivos cortando uma trama estrutural mais antiga, na verdade uma S_{n-1} . Ao sul da Zona de Cisalhamento de Cinco Passagens e próximo da Fazenda Oliveira (vide Mapa Geológico em anexo), situam-se vários corpos metamáfico-ultramáficos (PP β), com formas de corpos ou lentes alongados a sigmoidais, com orientação NE-SW, com mergulhos para NW variando de 52°-56°. Os corpos metamáfico-ultramáficos ocorrem também como lentes com padrão concêntrico circundando o núcleo granodiorítico central

(Granodiorito Quati) ou próximos às zonas de cisalhamento: três estão diretamente adjacentes ao granito central, sendo duas nas bordas do granito mergulhando uma delas de 46° a 57° para SE e outra mergulhando de 45° para NE, e a terceira próxima ao centro do granito, como um megaenclave. Uma lente ocorre com forma alongada e dobrada, a NW da ZC Cinco Passagens e a S do granito central, mergulhando para SE. Outra lente está diretamente encaixada na ZC Cinco Passagens, com direção NE-SW e mergulhando de 50° a 66° para S-SE. Estas duas últimas lentes estão espacialmente associadas aos corpos metacarbonáticos do sul da área, adjacentes a estes.

Ocorre ainda um corpo elíptico a NE de Oliveira, mergulhando para SE e associado a várias ocorrências de minério de Ferro; três corpos com formas de lentes alongadas a sigmoidais, associados espacialmente ao segmento NE da ZC Cinco Passagens (sendo um a leste de Fazenda Paulino, com mergulhos predominantemente de 40° a 60° para NW, um a norte da localidade de Cinco Passagens e um a norte da cidade de Itatuba) e por fim um corpo dobrado e dobrado ao redor e a sul de Coelhos, também alojado em padrão concêntrico com relação ao núcleo granodiorítico central, com uma ocorrência de Ferro registrada. Este corpo dobrado e dobrado de Coelhos na região ao redor da localidade de Coelhos mostra mergulhos de 21° a 60° dirigidos para o centro do corpo, formando uma depressão central e em seu prolongamento a sul de Coelhos mostra mergulhos variando de 15° a 55° dirigidos para NW e SW.

Este granitóide intrusivo central da área de Fagundes-Itatuba tem composição biotita granodiorítica e ocorre deformado e metamorfozido, sendo já descrito como um biotita ortognaisse milonitizado, protomilonito. Foi denominado neste trabalho de Granodiorito Quati. Em observações em microescala, aparentemente sofreu três fases de deformação, marcadas em lâmina pelos porfiroblastos: 1° foram alongados ao máximo (extensão); 2° sofreram individualização de subgrãos internos, por continuação do *stress* deformativo; 3° os subgrãos se tornaram grãos individuais, com textura poligonal entre si. Há uma possível 4° fase, com individualização incipiente de subgrãos (grãos menores), individualizados a partir dos subgrãos de quartzo primordial.

Feições de transposição são muito claras nas rochas metamáficas, caracterizando diques transpostos, truncados pelos granitóides alojados posteriormente. Em vários locais, ocorrem massas irregulares de rochas metamáficas, que ora exibem truncamento com esta foliação Sn-1, ora são paralelizadas com a foliação Sn. As rochas metagraníticas (ortognaisses) raramente exibem feições de diques discordantes, sendo melhor caracterizadas pelo contraste textural e composicional, com relação às bandas félsicas dos gnaisses bandados. Tratam-se, em geral, de diques transpostos ou *sheets*, cujas dimensões variam desde submétricas a até centenas de metros de espessura. A colocação desses corpos é ainda uma questão em aberto e demanda uma investigação específica, que foge ao escopo da presente Tese. Duas possibilidades são possíveis: a da colocação desses corpos como intrusões anorogênicas, isto é, pós-2,0 Ga, e sua deformação posterior pela tectônica contracional; a colocação dos mesmos simultaneamente à tectônica contracional, como intrusões tabulares, diques ou *sheets* sintectônicos à tectônica contracional. Os dados aqui obtidos são insuficientes para definir tal questão.

A tectônica transcorrente Dn+1 é representada por duas grandes zonas de cisalhamento (ZC): a ZC de Cinco Passagens, com cinemática sinistral e orientação WNE-ESE e a ZC de Bonsucesso, com direção NE-SW e cinemática dextral, esta última bordejando e/ou limitando o corpo

do metagranito porfirítico (*augen gnaiss*) Salvador, orientado na mesma direção NE/SW. Ocorrem ainda outros falhamentos e /ou fraturas menores na direção NE-SW e na direção NW-SE, os quais ocorrem truncando a foliação principal. Essas zonas de cisalhamento e uma rede de ZC's menores na escala do afloramento são as feições mais conspícuas da área, sendo facilmente reconhecidas em fotografias aéreas e imagens de radar. Estão relacionadas a uma tectônica maior, que caracteriza o arcabouço principal do Domínio da Zona Transversal, uma rede anastomosada de ZC's transcorrentes, que modela este grande domínio da Província Borborema (Santos, 1971; Jardim de Sá, 1994).

Estas ZC's são marcadas por expressivas faixas de milonitos, com espessuras que variam desde centimétricas até métricas. Na escala de afloramento, são caracterizados por feixes de maior ou menor *strain*, desenvolvendo-se comumente *pods*, zonas de *strain* mais baixo onde se desenvolvem espaços não deformados ou com baixa taxa de deformação. Em geral, a trama textural das rochas anteriormente afetadas pela tectônica contracional é redefinida, ocorrendo a rotação e o estiramento dos minerais, a destruição dos *augens* de feldspatos e a formação de uma matriz cominuída, com fluxo sub-sólido associado. As ZC's de Cinco Passagens e de Bom Sucesso tangenciam a estrutura dômica de Salvador e, provavelmente, determinem a feição em bacia da estrutura principal da área. Este fato, aliado à existência de padrões de interferência do tipo domo e bacia em escala de afloramento, fazem com que a estrutura geral da área tenha sido produzida pela combinação desses dois episódios tectônicos.

Na região norte do mapa encontra-se o granito porfirítico da Serra Velha, o qual se apresenta como um plúton de forma alongada E-W, com indícios de deformação apenas nas bordas do corpo. A textura porfirítica está geralmente preservada, de modo que a colocação do corpo deve estar relacionada à geração de campos extensionais associados à transcorrência, como é descrito em outras porções da Província Borborema (Jardim de Sá, 1994). Este plúton parece fazer parte de um conjunto de granitos intrusivos colocados na parte sul do Terreno Alto Moxotó, dos quais o mais expressivo é o granito de Aroeiras (Santos et al., 2002). Esta relação confirma que o episódio transcorrente é de idade Brasileira.

3.2 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA DAS UNIDADES LITOLÓGICAS CONSTITUINTES DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA

As unidades litológicas existentes na área de Fagundes-Itatuba foram estudadas ao longo de 315 afloramentos, cobrindo uma área de 240 km², a sul de Campina Grande (PB), constituída por uma estrutura subovalada aflorante exibindo uma associação de rochas metamáfico-ultramáficas com mármores (metacarbonatos) e *skarns*, encaixados em gnaisses de alto grau metamórfico de idade Paleoproterozóica, e contendo mineralizações de Fe-Ti. Granitóides possivelmente Neoproterozóicos cortam as unidades metamáfico-ultramáficas, metacarbonatos e *skarns* de Fagundes-Itatuba, e apesar de supostamente tardios foram também estudados como parte do contexto da área estudada. Rochas de afinidade anortosítica foram encontradas, aparentemente associadas às rochas metamáfico-ultramáficas, e são também descritas, bem como as encaixantes imediatamente adjacentes a estas.

Apesar de as rochas metamáfico-ultramáficas anteriormente já terem sido analisadas detalhadamente por Almeida (1995), o trabalho de pesquisa desta Tese não estaria completo sem incluí-los, sob nova abordagem, pois são parte integrante e essencial da área pesquisada, ressaltando-se que as demais unidades são estudadas de forma inédita na área. A seguir as unidades mapeadas são descritas, sendo: **3.2.1** unidade das rochas encaixantes; **3.2.2** unidade das rochas metamáfico-ultramáficas; **3.2.3** unidade das rochas de afinidade anortosítica; **3.2.4** unidade das rochas metacarbonáticas; **3.2.5** unidade de *skarns* e **3.2.6** unidade das rochas graníticas-granodioríticas associadas.

3.2.1 UNIDADE DAS ROCHAS ENCAIXANTES (EMBASAMENTO)

Na região de Fagundes-Itatuba as rochas encaixantes do embasamento são dominadas pelo complexo ortognáissico-migmatítico equivalentes ao Complexo Floresta no contexto regional, as quais incluem subordinadamente rochas supracrustais metapelíticas supostamente Paleoproterozóicas, provavelmente equivalentes ao Complexo Sertânia. Esta unidade equivalente ao Complexo Sertânia está registrada nas lâminas CC-28 e CC-178 e na fotografia de campo **3.8**. Este complexo gnáissico-migmatítico encaixa corpos sigmoidais, lenticulares a subelípticos, de uma suíte metamáfico-ultramáfica, rochas metacarbonáticas e metagranitóides, das unidades anteriormente descritas.

3.2.2.1 ORTOGNAISSES DA ÁREA, EQUIVALENTES DO COMPLEXO FLORESTA

Os ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta constituintes do embasamento da área pesquisada são rochas metaplutônicas intermediárias (mesocráticas) a félsicas (leucocráticas), de composição monzogranítica a granodiorítica, mais raramente tonalítica, por vezes intercaladas com lentes ou camadas metamáficas (melanocráticas), de composição anfibolítica ou piroxenítica. Apresentam-se de modo geral fortemente afetadas por diversas fases de deformação pertencentes a mais de um ciclo tectônico (são rochas polideformadas), exibindo dobras, lineações e foliações de diferentes idades. Também são observados processos de metassomatismo afetando os ortognaisses do embasamento, refletindo-se na ocorrência de contatos litológicos entre estas rochas e *skarns*, bem como na mineralogia dos ortognaisses, constituídos basicamente por plagioclásio (30-35%) + microclina (35-40%) + quartzo (20-30%) + minerais acessórios (<5%), estes últimos incluem biotita, apatita, alanita, sericita, granada; e quando metassomatizados, registram presença de clinopiroxênio, actinolita/tremolita e epidoto na assembléia mineral, em quantidades variáveis (amostras CC-80 e CC-83, vide Tabelas em Anexo).

Tanto na análise microestrutural quanto na análise macroestrutural são observados numerosos aspectos de polideformação, os quais são descritos no item **3.1** e mostrados nas seguintes fotografias: Fotografias **3.1** (bandamento gnáissico refletindo Sn), **3.2** e **3.3** (dobramentos), **3.4** (estrutura tipo *horse*, cavalgamentos), **3.5** (padrão tipo domo e bacia), **3.6** (estrutura tipo rampa e piso) e **3.7** (comportamento dúctil das rochas metacarbonáticas, introduzindo-se entre duas bandas gnáissicas). A Fotografia **3.8** mostra porção da unidade equivalente do Complexo Sertânia, ocorrendo em área de dominância do embasamento da unidade equivalente do Complexo Floresta.



Fotografia 3.1 Detalhe da seqüência de ortognaisses bandados de composição tonalítica-diorítica de rochas metaplutônicas da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra CC-202.



Fotografia 3.2 Dobra assimétrica da seqüência de ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra referência CC-82.



Fotografia 3.3 Detalhe de dobra de plano axial subvertical da seqüência de ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra referência CC-292.



Fotografia 3.4 Superfícies de cavalgamentos da fase Dn em ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra referência CC-80.

As rochas da unidade equivalente do Complexo Sertânia no contexto regional, ocorrem inseridas em menor proporção, na forma de localizadas lentes de rochas supracrustais metapelíticas, representada por uma seqüência metassedimentar constituída por biotita gnaisses aluminosos, com injeções freqüentes de ortognaisses de composição tonalítica ou granítica.



Fotografia 3.5 Padrão de redobramento tipo domo e bacia em ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Amostra referência CC-83.



Fotografia 3.6 Estrutura do tipo rampa-piso produzida pela tectônica de empurrão, (transporte para NW) da unidade equivalente do Complexo Floresta, em local próximo do metagranitóide central. Amostra referência CC-292.

Os metassedimentos são essencialmente do tipo biotita gnaisses granatíferos, migmatizados, com granulação média, coloração cinza e textura lepidogranoblástica ou porfirolepidoblástica, por vezes formando bandas centimétricas claras, ricas em quartzo e feldspato, alternadas com outras ricas em biotita. São constituídos por plagioclásio, quartzo, biotita, granada, por vezes com sillimanita

e cordierita, além de apatita, titanita, rutilo, minerais opacos e zircão, como minerais acessórios (Fotografia 3.8, amostras CC-28 e CC-178, vide Tabelas em Anexo).



Fotografia 3.7 Observa-se o comportamento dúctil da rocha metacarbonática introduzindo-se entre as bandas gnáissicas e englobando porções dos ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta. Este comportamento plástico possivelmente ocorreu nos metacarbonatos em resposta à forte tectônica da área. Amostra referência CC-296.



Fotografia 3.8 Seqüência de supracrustais (paragnaisses), são biotita granada gnaisses com mobilizados leucocráticos incipientes da unidade equivalente do Complexo Sertânia. Amostra referência CC-28.

3.2.2 UNIDADE DAS ROCHAS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS

Com relação às relações de campo, o mapa geológico da região de Fagundes-Itatuba (em anexo) mostra que as lentes de rochas metamáfico-ultramáficas (individualizadas em número de 12 corpos maiores e 02 menores, reliquias) ocorrem com formas alongadas encurvadas (e às vezes boudinadas). Em geral estão dispostas em um padrão subcircular concêntrico, concordante com a estruturação dos fotolineamentos observados nas encaixantes gnáissicas do equivalente ao Complexo Floresta que se dispõem de formas concêntricas em redor de um núcleo granodiorítico central (Granodiorito Quati). Algumas lentes metamáfico-ultramáficas estão associadas às metacarbonáticas e às rochas tipo *skarn* (metassomatitos).

Os padrões estruturais naturais das rochas intrusivas são definidos em campo (Castro, 1987) por três fatores: 1) formas ou contornos das intrusivas tanto em seções horizontais como em seções verticais; 2) estruturas internas das intrusivas (trama cristalina, forma e orientação dos xenólitos, junções e juntas, distribuição espacial dos fácies petrográficos) e 3) estruturas das encaixantes adjacentes às intrusivas. Observando-se estes critérios, existem três tipos principais de padrão estrutural possíveis para rochas intrusivas: 1) domos gnáissicos; 2) padrões concordantes (sin-cinemáticos) e 3) padrões discordantes (tardi a pós-cinemáticos). Com relação especificamente a rochas metamáfico-ultramáficas, em geral os padrões estruturais são discordantes regionalmente e há dois mecanismos de alojamento dominantes: subsidência em caldeira e propagação por diques. A subsidência em caldeira implica em posicionamento pós-cinemático a anorogênico, e é um mecanismo restrito a rochas máfico-ultramáficas (aí incluídas rochas carbonatíticas).

No caso das rochas metamáfico-ultramáficas da região estudada, as duas formas de alojamento são possíveis, embora o padrão subcircular concêntrico visto em planta sugira subsidência em caldeira, porém disrupta por tectonismos posteriores, rompendo e afastando as lentes por distâncias métricas a quilométricas. Como boa parte das ocorrências apresenta-se sob forma de blocos soltos ou lentes encaixadas concordantemente com os gnaisses e migmatitos regionais, não se pode optar conclusivamente por este modelo de alojamento. Outro aspecto a considerar é que a propagação por diques é considerada o mecanismo mais eficiente no transporte de magmas de zonas profundas da crosta inferior e manto superior, como é o caso dos magmas máfico-ultramáficos. Existe também uma terceira hipótese: de obducção de seqüências oceânicas em ambientes colisionais, porém nestes casos o padrão estrutural costuma ser retilíneo a subretilíneo, ou no máximo côncavo-convexo (suturado), o que não parece ser o caso (vide Mapa Geológico em anexo). Há que se considerar, todavia, que o padrão lenticular concêntrico disrupto apresentado pelas metamáfico-ultramáficas pode ter sido gerado pela intrusão do Granodiorito Quati, o qual possivelmente rompeu o padrão original de alojamento das metamáfico-ultramáficas, talvez retilíneo (diqueforme), ou pode ser resultado da complexa tectônica que afetou a área de Fagundes-Itatuba.

As rochas metamáfico-ultramáficas da região pesquisada são piroxenitos e metagabros com granadas (granulitos) e sem granadas, sendo observadas no campo sob a forma de blocos soltos centimétricos subarredondados. São rochas melanocráticas, de coloração verde escuro intenso a marrom, granulação fina a média, textura maciça a suavemente bandada, foliadas, exibindo a olho nu porfiroblastos de granadas pseudoeuédricas de coloração vermelho-escuro a marrom, distribuídas de forma disseminada por toda a rocha hospedeira.

Nas rochas representadas pelos metagabros, petrograficamente hornblenda gabros, piroxênio gabros e hornblenda piroxênio gabros, maciços (sem estruturas planares) e bandados (com estruturas planares), os corpos bandados apresentam-se alongados paralelamente à foliação Sn. Seus contatos são concordantes a bruscos com os litotipos das encaixantes do embasamento. Mostram aspecto de rocha holocristalina, máfica (85-90% de minerais máficos), textura granonematoblástica definida pela orientação dos minerais prismáticos / lamelares e pelo estiramento dos cristais de plagioclásio e quartzo. Estas rochas possuem cor cinzenta escura esverdeada a negra, e aspecto variando de maciço a bandado, foliado com foliação incipiente a fraca, a granulação em geral é fina, sendo a composição modal dominada pelos anfibólios tipo hornblenda (45-65%), clinopiroxênios (diopsídio-hedenbergita 10-15%), plagioclásio (10-12%) e quartzo (5-8%), como acessórios ocorrem apatita, titanita e minerais opacos; como minerais de alteração actinolita, clorita e epidoto. É freqüente encontrar estas rochas apresentando evidências de alteração, produzindo um solo caracteristicamente avermelhado.

As rochas granada piroxenitos ocorrem em geral como blocos soltos com a seguinte composição média: Diopsídio-hedenbergita (45-50%), Granada (35-40%), Plagioclásio (10-15 %), ± Minerais Opacos (1-2%), Acessórios (Titanita, Alanita, Apatita, todos juntos <1%). Piroxenitos sem granada também ocorrem principalmente como blocos soltos e exibem a seguinte composição média: Diopsídio-hedenbergita (90-95%), Plagioclásio (4-6%), Actinolita (2-4%), Apatita (<1%).

Aparentemente pode-se estabelecer quatro estágios de evolução para os metagabros e/ou granada piroxenitos, sendo três deles metamórficos: a) Um estágio de cristalização magmática de uma rocha composta por plagioclásio e diopsídio-hedenbergita; b) em um segundo estágio, condições de mais alta pressão e temperatura, provavelmente no fácies anfibolito alto ou talvez granulito, levariam à formação da granada e de um piroxênio mais sódico, possivelmente do tipo augita, às custas de parte do sódio proveniente do plagioclásio; c) um terceiro estágio retrogressivo no fácies anfibolito daria origem às simplectitas e iniciaria a hidratação dos clinopiroxênios bem como a formação dos minerais opacos secundários; d) um quarto estágio, ainda no fácies anfibolito, possibilitaria a formação da titanita a partir do plagioclásio, anfibólio, piroxênio e minerais opacos. A presença no mesmo afloramento de rocha metamorfozizada no fácies anfibolito alto/granulito associada a um protólito de natureza essencialmente ígnea (piroxênio mais plagioclásio cúmulo) geralmente é explicada pelo fato do protólito ter sido submetido a um metamorfismo progressivo e depois retrogressivo com a sua preservação parcial ao longo de todo o percurso (hipótese relacionada à explicação sobre os quatro estágios discutidos acima). Contudo, a tendência do metamorfismo progressivo (no seu pico) é a de reequilíbrio completo, geralmente não deixando registro das paragêneses mineralógicas prévias. Uma hipótese alternativa é a de que o protólito (gabro) pode ter sido metamorfozizado sob diferentes condições locais de potencial químico de H₂O. Com relação a esta última possibilidade, investigações (Miyashiro, 1994) têm mostrado que os potenciais químicos de H₂O e também de CO₂ variam dentro de uma pequena área sujeita as mesmas condições de temperatura e pressão, particularmente em metabasitos e calcários. Por conta desta variação de potencial químico a nível centimétrico duas ou mais fácies metamórficas podem ocorrer misturadas em nível de um simples afloramento ou mesmo em nível de amostra de mão, com descrito por Melo (1998). A seguir são descritas as subunidades das rochas metamáfico-ultamáficas: **3.2.2.1 Rochas**

Hornblenda Gabro Maciças; **3.2.2.2** Rochas Hornblenda Gabro Bandadas; **3.2.2.3** Rochas Piroxênio Gabros; **3.2.2.4** Rochas Hornblenda Piroxênio Gabros; **3.2.2.5** Rochas Hornblenda Gabros alteradas parcialmente a rochas *Skarns*; **3.2.2.6** Rochas Granada-Piroxenitos.

3.2.2.1 PETROGRAFIA DE ROCHAS HORNBLENDA GABRO MACIÇAS

Rocha metagabroica, máfica, metamorfozada, de granulação fina, textura granoblástica, maciça em escala macroscópica (Fotografias **3.9** e **3.10**), ou seja, sem estruturas planares, ocorre predominantemente com hornblenda, plagioclásio e minoritariamente clinopiroxênio e quartzo; como acessórios: actinolita, minerais opacos, epidoto e clinozoisita, clorita, talco, calcita intersticial, titanita e biotita. Este tipo de rocha foi estudado nas lâminas das amostras CC-Q3-1, CC-6, CC-9, CC-12, CC-19, CC-20, CC-25, CC-64, CC-116, CC-145 e CC-214.



Fotografia 3.9 Detalhe de uma intrusão de rocha metamáfica (hornblenda gabro) maciça no afloramento CC-9.

3.2.2.1.1 Petrografia Microscópica

A seguir são apresentadas as descrições dos minerais constituintes desta subunidade:

Hornblenda: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos, granulares, prismáticos, tabulares, alongados. Alterando para minerais de epidoto e clorita (principalmente nas bordas). Textura cumulática. Variedade verde e marrom, as seções basais têm aparência losangular, pleocroísmo muito forte, ângulo entre os planos de clivagem típico dos anfibólios (56° e 124°), produzindo uma espécie de malha. Predominando os cristais entre os tamanhos de 0,75 a 3,0mm.

Cristais orientados ou foliados em faixas tenuemente bandados, acamadados, foliação magmática, formando faixas, paralelas, intercalada entre os cristais de plagioclásio. Variedade

marrom alterando nas bordas para clorita verde clara e alterando também para epidoto (em menor %). Fraturas irregulares. Inclusões de quartzo, plagioclásio, apatita, minerais opacos, clorita e epidoto, e diopsídio. Observa-se os cristais intersticiais de plagioclásio preenchendo as fraturas da hornblenda.



Fotografia 3.10 Aspecto geral da rocha metamáfica maciça (hornblenda gabro).

Alguns cristais apresentam-se limonitizados, perda de ferro por oxidação (resto de ferro nas bordas). As proporções de hornblenda nas lâminas variam de **30-75%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 4,25mm**. Contato intergranular reto, em equilíbrio, gradacional, a suturado.

Plagioclásio: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, neoformados, intersticiais, alongados, orientados como faixas, sem alteração aparente. Alguns cristais ocorrem subarredondados. Predominam os cristais de tamanho de 1,0 a 3,0mm.

Recristalizados por metamorfismo retrógrado formando faixas/foliação ou bandamento com as hornblendas. Exibindo freqüente geminação polissintética; ocorre entre as faixas alinhadas dos anfibólios marrons e verdes. Observa-se extinção ondulante. Cristais xenoblásticos de plagioclásio intersticial (cristais de granulação mais fina), em torno dos cristais maiores (hornblenda). Se observam estes minerais como veios ocupando os espaços vazios, alterando para complexo de minerais (calcita, epidoto e sericita). Inclusões hornblenda, biotita, quartzo, clorita, apatita, epidoto e minerais opacos.

Textura granular e poiquiloblástica. Às vezes preenchendo espaços deixados pelos minerais essenciais, recristalização dinâmica marginal.

Grãos formando faixas, bandados, foliação magmática, paralelas às faixas de hornblenda. A rocha apresenta-se acamadada, com alternância de minerais félsicos (plagioclásios) e máficos

(hornblendas e actinolita). As proporções nas lâminas variam de **25-60%**. Os tamanhos variam de **0,075 a 4,0mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Actinolita: Cristais xenoblásticos, subidioblásticos, prismáticos alongados, placosos, tabulares, fibrosos, aciculares, fraturados alguns fragmentados. Textura reliquias e granulares e prismáticas orientadas, formando tênues faixas, textura de dissolução, cor verde claro.

Ocorre principalmente nas bordas das hornblendas em contato com os cristais de plagioclásio. Tem hábito fibroso e bordas corroídas. Produto de alteração do diopsídio e hornblenda, os quais alteram para actinolita nas bordas. Observa-se sob a forma de lamelas, extremamente alongadas e alinhadas segundo uma direção preferencial da rocha (foliação).

Variedade cor verde claro a verde azulado escuro, pleocroísmo forte, sem inclusões. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 15%**. Os tamanhos variam de **0,02 a 2,10mm**. Contato intergranular suturado, gradacional, sinuoso, observa-se contatos retos com a hornblenda (textura de equilíbrio).

Minerais Opacos: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, a subarredondados, alongados. Exibe-se como faixas paralelas, formando trilhas e faixas paralelas às faixas da foliação dos cristais de hornblenda. Ocorrem também na forma de cristais isolados ou como agregados de cristais.

Os minerais opacos são provavelmente magnetita e/ou ilmenita, pois exibem formatos retangulares e cúbicos, mas não estão claramente identificados observam-se núcleos de minerais opacos dentro da titanita. São exibidos junto aos cristais de biotita, ocorrem veios de limonita, perda de ferro por oxidação dos minerais opacos (magnetita). As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<1,25mm**. Contato intergranular reto, em equilíbrio, gradacional, a suturado.

Epidoto e clinozoisita: Textura granular, cristais subidioblásticas a xenoblásticos, alongados, intersticiais, granulação fina. Ocorrem na matriz preenchendo fraturas, na forma de veios. Produto de alteração da hornblenda e plagioclásio, ocorrem principalmente nas bordas das hornblendas. Na lâmina observa-se uma fraca alteração de hornblenda e plagioclásio para epidoto e clinozoisita. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<1,0mm**. Contato intergranular reto, sinuoso, gradacional a suturado.

Clorita: Cristais xenoblásticos, na forma de agregados de cristais ou massas escamosas ou agregados, tabulares, cristais encurvados intercrescimentos com a hornblenda. Produto de alteração da hornblenda (textura de dissolução), formando clorita residual nas bordas dos cristais em torno da hornblenda. Textura lepidoblástica e decussada. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<0,90mm**. Contato intergranular reto, sinuoso a suturado.

Apatita: Cristais xenoblásticos idioblásticos a subidioblásticos, aciculares, cilíndricos formando prismas de seis lados, alguns subarredondados. Ocorrem como inclusões no plagioclásio. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,475mm**. Contato intergranular reto, em equilíbrio.

Diopsídio-hedenbergita: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, granulares mudando a fibroso, ocorrem fraturados e fragmentados. Texturas nematoblástica, poiquiloblástica. Alguns ocorrem corroídos, texturas relícticas, textura de dissolução do piroxênio, bordas fragmentadas; possivelmente seja mineral reliquiar da fase granulítica. Estado de alteração médio a avançado,

alterando a anfíbólio (actinolita) e talco. Fratura irregular, geminação polissintética. Apresenta inclusões de hornblenda, minerais opacos e plagioclásio. São observados nas lâminas CC-19, CC-Q3-1, CC-116, CC-214. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 20%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 2,25mm**. Contato intergranular reto a suturado.

Titanita: Cristais xenoblásticos e em menor proporção subidioblásticos (seções rômbricas), alguns subarredondados, zonados, ocorrem na forma de trilhas paralelas a orientação da faixa de cristais alongados de hornblenda. São observados grãos de ilmenita (minerais opacos) na forma de inclusões de rômbricas na titanita. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<1,0mm**. Contato intergranular reto a sub-retilíneo.

Biotita: Cristais xenoblásticos, tabulares, prismáticos, aciculares, como inclusões na hornblenda (principalmente nas bordas) e no plagioclásio. Textura lepidoblástica e decussada (sem orientação). Ocorre principalmente na lâmina CC-145. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,725mm**. Contato intergranular suturado a reto.

Quartzo: Grãos xenoblásticos, intersticiais, alongados, alguns subarredondados, ocorrem na forma veios atravessando os cristais de plagioclásio. Textura granoblástica poligonal. Ocorre principalmente nas lâminas: CC-20 e CC-145. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **0,075 a 2,25mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo.

Talco: Cristais xenoblásticos, fibrosos. Produto de alteração do clinopiroxênio. Pseudomorfos na forma de massas ou agregados de cristais de talco. Ocorre principalmente na lâmina CC-19. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,25mm**. Contato intergranular suturado, subretilíneo a gradacional.

Calcita: Cristais xenoblásticos, intersticiais, na forma de veios, atravessando as faixas e as bordas dos cristais principais. É observada principalmente na lâmina CC-Q3-1. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,30mm**. Contato intergranular reto, em equilíbrio.

3.2.2.2 PETROGRAFIA DE ROCHAS HORNBLENDA GABRO BANDADAS

Este hornblenda gabro é uma rocha foliada, bandada (Fotografia 3.11). Apresenta foliação dada pelo alinhamento dos minerais prismáticos (hornblenda e actinolita), segundo uma direção preferencial de fluxo. A hornblenda é de cor marrom a verde escuro; o clinopiroxênio ocorre completamente uralitizado, ou seja, transformado em actinolita, variedade verde fibrosa. Ocorre predominantemente com hornblenda, plagioclásio e minoritariamente quartzo e piroxênio; como acessórios: actinolita, microclina, minerais opacos, epidoto, clinozoisita, titanita, apatita e alanita.

Rocha hornblenda Gabro, textura cumulática, fácies anfíbolito por processos de metamorfismo retrógrado.

3.2.2.2.1 Petrografia Microscópica

Foram estudadas as seguintes amostras representativas desta subunidade: CC-86, CC-103, CC-187.



Fotografia 3.11 Aspecto geral do Hornblenda Gabro, foliado, bandado.

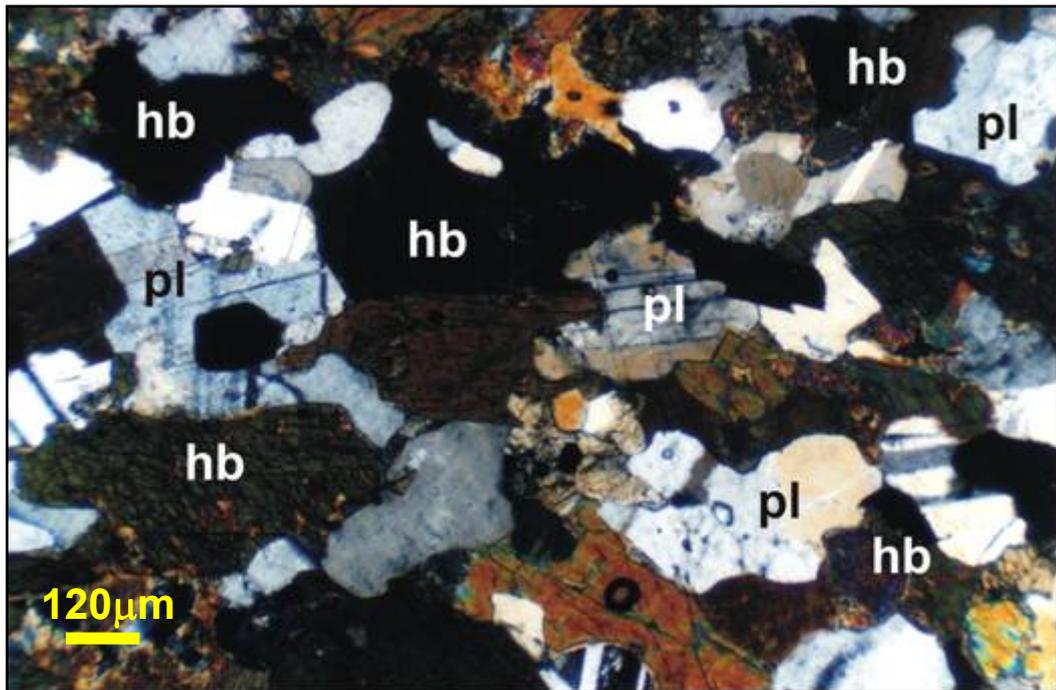
Hornblenda: Cristais xenoblásticos (Fotomicrografias **01** e **02**), granulares, prismáticos, tabulares, alongados. Cristais orientados formando faixas paralelas ou camadas, bandadas. Textura poiquiloblástica e granular a prismática orientada. Observam-se minerais intersticiais de plagioclásio preenchendo as fraturas da hornblenda. Altera para epidoto e clorita, possivelmente transformando-se a actinolita de cor verde escuro-azulado (tonalidade típica de actinolita, fibrosa, na fácies xisto-verde). Variedade marrom a verde escura, forte pleocroísmo. Apresenta inclusões de apatita e plagioclásio.

Derivada de substituição de clinopiroxênio (diopsídio-hedenbergita) por pseudomorfose. As proporções nas lâminas variam de **25-55%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 3,10mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, sinuoso.

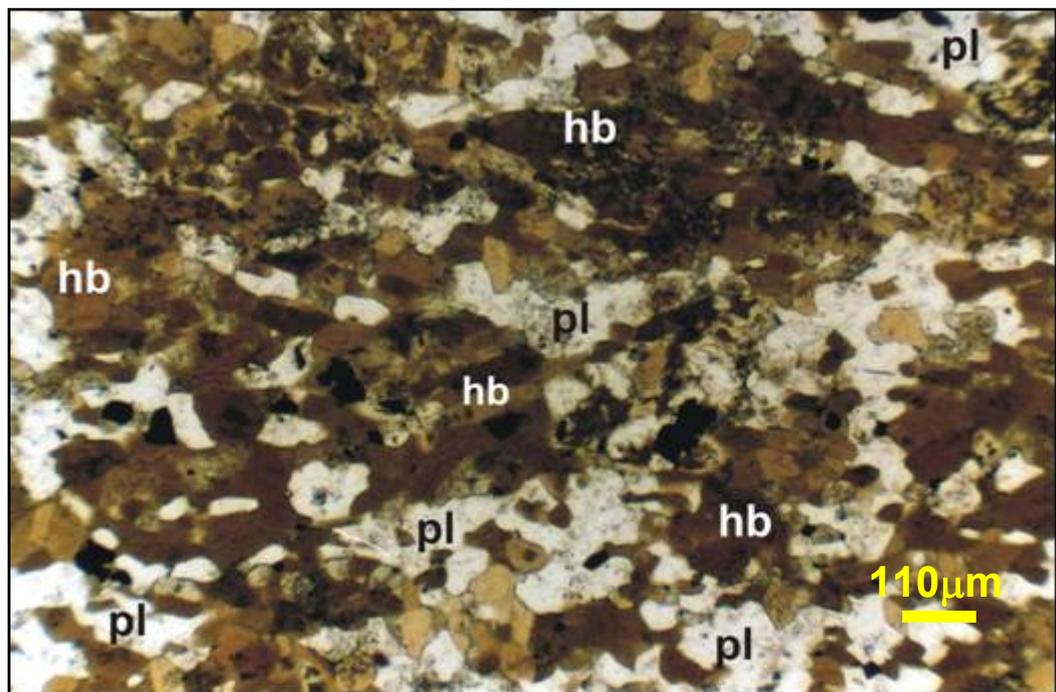
Plagioclásio: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos (Fotomicrografias **01** e **02**), neoformados, intersticiais, cristais alongados, preenchendo espaços deixados pelos minerais essenciais, recristalização dinâmica marginal. Texturas granulares, antirapakivi, e mirmequítica. Geminação polissintética. Inclusões de quartzo (recristalizado). As proporções nas lâminas variam de **30-40%**. Os tamanhos variam de **0,125 a 4,40mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Quartzo: Grãos xenoblásticos, alongados, formando parte das bandas félsicas com os feldspatos. Textura granular. As proporções nas lâminas variam de **15-20%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 3,75mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Actinolita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, placosos, cilíndricas, aciculares, tabulares, prismáticos, algumas cristais ocorrem fraturadas e fragmentadas. Talvez seja o produto da alteração do piroxênio e/ou substituição das hornblendas. Texturas reliquiares. Variedade cor verde escuro a azul esverdeado. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<1,20mm**. Contato intergranular suturado a subretilíneo.



Fotomicrografia 01 Aspecto geral do hornblenda gabro bandado, onde observa-se as formas xenoblásticas dos cristais de hornblenda (hb) e plagioclásio (pl), amostra CC-86, nicóis cruzados, objetivo 2,5X.



Fotomicrografia 02 Aspecto geral do hornblenda gabro bandado, onde observa-se a textura bandada dada pela alternância das faixas de hornblenda e plagioclásio, amostra CC-214, nicóis cruzados, objetivo 2,5X.

Diopsídio-hedenbergita: Grãos xenoblásticos, prismáticos, fraturados e fragmentados. Textura poiquiloblástica e aspecto reliquiar em alguns cristais. Inclusões de plagioclásio e epidoto, em outros locais (relictos inclusos nos plagioclásios). Variedade incolor a verde claro, com geminação

polissintética. As proporções nas lâminas variam de **10-20%**. Os tamanhos variam de **0,125 a 2,0mm**. Contato intergranular reto, subretilíneo a suturado.

Epidoto: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, alongados. Ocorrem preenchendo as fraturas no plagioclásio, observado principalmente nas bordas do plagioclásio e hornblenda. É observado textura tipo coroa, associado à hornblenda. Produto da alteração do anfibólio (hornblenda). Observando-se às vezes na forma de cristais mais desenvolvidos e em outros como grãos finos (intersticiais), os cristais mais desenvolvidos chegam até 0,875mm e grãos intersticiais < 0,25mm. Incolor, relevo positivo. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<0,875mm**. Contato intergranular suturado a subretilíneo.

Minerais Opacos: Cristais xenoblásticos, ocorrendo na forma de agregados de grãos. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,75mm**. Contato intergranular suturado a subretilíneo.

Microclina: Cristais xenoblásticos, compondo as faixas félsicas. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<2,25mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Titanita: Cristais subidioblásticos a xenoblásticos, seções rômbricas. Geminação polissintética. Às vezes formando alinhamentos retilíneos. Bordas arredondadas, corroídas. Variedade cor marrom a marrom-rosado. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<1,25mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Apatita: Cristais xenoblásticos, subarredondados a cilíndricos e/ou aciculares. Inclusos no plagioclásio. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 0,50mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Alanita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, bordas arredondadas. Fraturas irregulares, alinhados com as faixas máficas. Variedade cor marrom. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,075 a 1,30mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Esta subunidade faz contato com ortognaisses granodioríticos das encaixantes, e foi estudada uma lâmina deste contato, a lâmina CC-71, descrita a seguir: Amostra CC-71: Contato de ortognaisse milonitizado, cisalhado, de composição granodiorítica-tonalítica com rochas máfica-ultramáfica de composição hornblenda gabros. **Porção hornblenda gabróica** (70% da lâmina): Hornblenda 70-75%, plagioclásio 15-20% e quartzo 10-15%. **Porção ortognaisse** (30% da lâmina): Quartzo 40-45%, K-feldspato 20-25%, plagioclásio 15-20% e hornblenda 15-20%.

A rocha apresenta-se muito deformada, com foliação C-S e cortada por diversos cisalhamentos transversais, silicificados. Ocorrem faixas intercaladas, alteradas de félsicas e máficas, predominando uma porção mais máfica, e outra porção mais félsica.

Hornblenda: Cristais xenoblásticos, intersticiais granulares, cristais prismáticos alongados, preenchendo os espaços fraturados deixados no ortognaisse milonitizado, cortado por veios que preenchem fraturas (cisalhamentos transcorrentes e transversais), foliação C e S. Variedade verde claro e verde escuro. As proporções nas lâminas variam de **45-50%**. Os tamanhos variam de **0,075 a 2,0mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, suturado.

Quartzo: Grãos xenoblásticos, cristais alongados, textura granular alongada (*ribbons* de quartzo) cristais discóides, fragmentos angulosos a subarredondados (grãos maiores), e cristais de granulação

fina, formando quartzo intersticial recristalizado preenchendo as fraturas, na forma de veios. As proporções nas lâminas variam de **25-30%**. Os tamanhos variam de **<2,0mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Feldspato alcalino: Cristais xenoblásticos, fragmentados, angulosos a subarredondados. As proporções nas lâminas variam de **15-20%**. Os tamanhos variam de **<1,75mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Plagioclásio: Cristais xenoblásticos, variando de fragmentos angulosos a subarredondados, alguns fraturados e fragmentados. As proporções nas lâminas variam de **10-15%**. Os tamanhos variam de **<1,50mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, sinuoso.

Apatita: Cristais subidioblásticos, aciculares, cilíndricos. Observam-se como inclusões na hornblenda. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,325mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

3.2.2.3 PETROGRAFIA DE ROCHAS PIROXÊNIO GABROS

As rochas Piroxênio Gabros ocorrem de forma maciça a fracamente bandadas, de tonalidades verde escura a amarronzadas (Fotografia **3.12**), são constituídas predominantemente de cristais de diopsídio-hedenbergita, granada, plagioclásio, e como acessórios actinolita, titanita e apatita.

3.2.2.3.1 Petrografia Microscópica

Foram estudadas as seguintes amostras representativas desta subunidade: CC-134, CC-298H, CC-275A, CC-308D (as duas últimas amostras ocorrem transformando-se em *skarn*).

Diopsídio-hedenbergita: Grãos subidioblásticos a xenoblásticos (Fotomicrografia **03**), prismáticos, granulares, formas poligonais até formas subarredondadas. Cristais incolores, fratura irregular. É observado contato reto a subretilíneo entre grãos, formando tríplexes de junção indicando cristalização simultânea. As proporções nas lâminas variam de **85-95%**. Os tamanhos variam de **0,25 a 4,0mm** (predominando os de tamanho de 1 a 3mm).

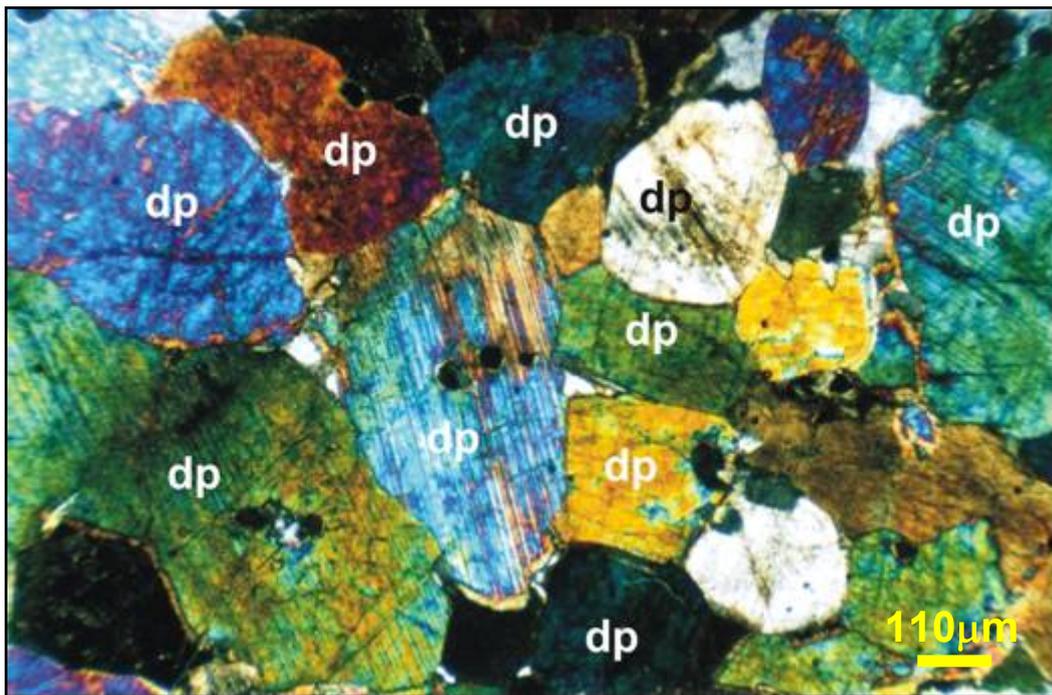
Plagioclásio: Grãos xenoblásticos, neoformados, intersticiais. Este mineral ocorre como acessório (minoritário) nesta rocha, tendo sido encontrado como pequenos grãos preenchendo interstícios deixados pelos minerais essenciais. Geminação polissintética. As proporções nas lâminas variam de **5-10%**. Os tamanhos variam de **<1,0mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Actinolita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. Mineral acessório em menor proporção, produto de alteração de piroxênio (principalmente nas bordas, como grãos aciculares), alguns fragmentados, textura nematoblástica, hábito fibroso. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,75 a <1,30mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Apatita: Cristais xenoblásticos cilíndricos. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,15mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.



Fotografia 3.12 Aspecto geral da rocha Piroxênio Gabro.



Fotomicrografia 03 Aspecto geral de rocha piroxênio gabro mostrando textura em mosaico poligonal de grãos, exibindo ponto tríplice, os cristais são predominantemente de diopsídio-hedenbergita, com granada, plagioclásio e titanita como acessórios, amostra CC-275 A, nicóis cruzados, objetivo 2,5X.

3.2.2.4 PETROGRAFIA DE ROCHAS HORNBLENDA PIROXÊNIO GABROS

São rochas de transição de fácies granulito a anfibolito por retrometamorfismo. As rochas hornblenda piroxênio gabros ocorrem com estruturas maciças a tenuemente bandadas, exibem tonalidades verde escura a amarronzados-pretos, são constituídas por hornblenda, diopsídio-hedenbergita e plagioclásio, com minerais de granada, actinolita, epidoto/clinozoisita, clorita, titanita,

apatita e calcita intersticial, como acessórios. Apresentam texturas simplectíticas de granada e plagioclásio. São observadas algumas amostras transformando-se em *skarn*.

3.2.2.4.1 Petrografia Microscópica

Foram estudadas as seguintes amostras representativas desta subunidade: CC-156, CC-293 FFI.

Hornblenda: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos (Fotomicrografia **04**), granulares, prismáticos, alongados. Ocorrem formando faixas e/ou bandas, foliado (foliação magmática). Fratura irregular. Textura em mosaico poligonal em equilíbrio com os clinopiroxênios. Fase precoce: grãos granulares, prismáticos. Fase tardia: recristalização na forma de veios, fase intersticiais dos anfibólios, em associação ou junto aos piroxênios; preenchendo os espaços vazios entre grãos (formando uma matriz). Variedade verde escuro a marrom, muito forte pleocroísmo. Alguns grãos apresentam fraturas preenchidas por veios de limonita. Altera para clorita, calcita, epidoto e clinozoisita principalmente nas bordas. Apresenta inclusões de titanita, epidoto, clinozoisita, plagioclásio e diopsídio. As proporções nas lâminas variam de **30-60%**. Os tamanhos variam de **0,075 a 4,35mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, suturado.

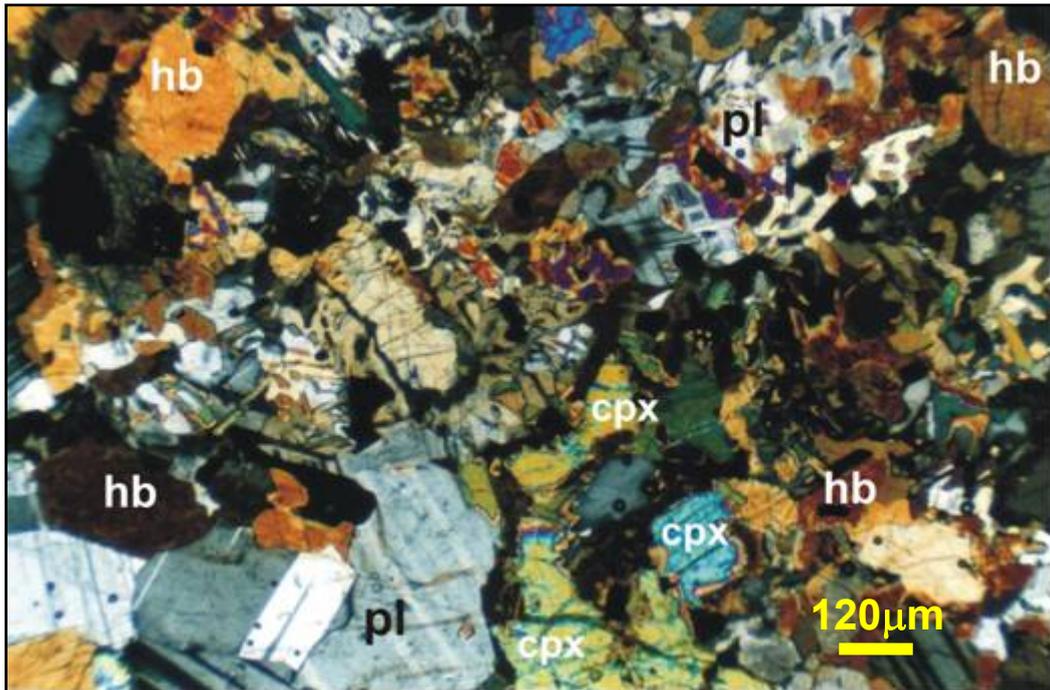
Diopsídio-hedenbergita: Grãos xenoblásticos a subarredondados, fraturados, alguns fragmentados. Observa-se ponto tríplice (120°) entre grãos. Ocorrem duas fases de cristalização, se observa uma fase intersticial de cristais de granulação fina. E outra de cristais granulares a prismáticos alguns alongados, os grãos observam-se atravessados por veios de anfibólio intersticiais. Grãos muitos fraturados, alguns fragmentados. Observam-se como minerais intersticiais entre os cristais de hornblenda. Textura de coroa envolvendo à hornblenda, textura de dissolução do clinopiroxênio transformando-se em hornblenda e bordas em contato com o plagioclásio (plagioclásio em torno do clinopiroxênio), bem fraturados. Textura poiquiloblástica e textura em mosaico poligonal, também são observados texturas reliquias. Geminação polissintética.

O diopsídio-hedenbergita exhibe simplectitas alongadas, fragmentadas, vermiculares. Inclusões de plagioclásio, apatita, titanita. As proporções nas lâminas variam de **15-40%**. Os tamanhos variam de **0,10 a 3,875mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo em equilíbrio a suturado.

Minerais Opacos: Cristais xenoblásticos, grãos alongados a subarredondados. São observados na forma de faixas, observando-se certo alinhamento dos grãos. Observam-se veios intersticiais de minerais opacos, calcita e titanita, preenchendo espaços vazios e fraturas dos grãos maiores dos anfibólios e piroxênios. Ocorrem também veios de alteração de limonita. Observam-se como inclusões na hornblenda. Exibem-se também grãos na forma de pseudomorfose da hornblenda (textura de substituição). As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 1,975mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Plagioclásio: Grãos xenoblásticos a subarredondados, neoformados, granulares, intersticiais, alongados, granoblásticos, textura poiquiloblástica, muito fraturados. Geminação polissintética. Ocorrem inclusões de epidoto-clinozoisita, calcita e clorita principalmente nas bordas, em contato com os cristais da hornblenda, sendo que são minerais produtos da alteração da hornblenda. Ocorrem também outras inclusões no plagioclásio: diopsídio, titanita, biotita, hornblenda e minerais opacos. São observadas alterações pulverulentas no plagioclásio (saussuritização). As proporções nas

lâminas variam de **<5 a 45%**. Os tamanhos variam de **0,01 a 6,35mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.



Fotomicrografia 04 Cristais de hornblenda, plagioclásio e clinopiroxênio. Textura simplectítica de granada e plagioclásio, amostra CC-276 D, nicóis cruzados, objetivo 2,5X.

Epidoto e clinozoisita: Cristais subidioblásticos a xenoblásticos, produto de alteração da hornblenda principalmente nas bordas e nas fraturas formando agregados de cristais e intercrescimento de cristais ou massas granulares de epidoto e clinozoisita, também formando parte das fases intersticiais. Produto de alteração do diopsídio. Observa-se intercrescimento entre epidoto e clinozoisita. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,75mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, suturado, sinuoso.

Clorita: Cristais xenoblásticos, tabulares, cristais encurvados. Produto de alteração de hornblenda. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,375mm**. Contato intergranular suturado a subretilíneo.

Apatita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos a subarredondados, cilíndricos. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,375mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Titanita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, cristais alongados, formando faixas ou trilhas paralelas aos minerais máficos (hornblenda e clinopiroxênio), alguns grãos ocorrem nas formas losangulares. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **0,025 a 3,35mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Calcita: Cristais xenoblásticos. Minerais de alteração, intersticiais, secundários, produto de alteração da hornblenda e plagioclásio. Se observam como inclusões principalmente na hornblenda e plagioclásio. Ocorre nos contatos entre grãos de hornblenda e plagioclásio. As proporções nas

lâminas variam de <5%. Os tamanhos variam de **0,125 a 2,05mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Alanita: Cristais xenoblásticos a subarredondados, fragmentados, fraturados, como inclusões no plagioclásio e hornblenda. As proporções nas lâminas variam de <5%. Os tamanhos variam de **0,075 a 1,05mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

3.2.2.5 PETROGRAFIA DE ROCHAS HORNBLENDA GABROS ALTERADAS PARCIALMENTE A SKARNS

São rochas gabróicas de transição de fácies anfíbolito a fácies xisto-verde, passando a *skarn*. Estas rochas ocorrem de forma maciça a bandadas, frequentemente ocorrem em contato com *skarn* de textura brechosa. Apresentam tonalidades verde escuras a amarronzadas escuras. Ocorrem majoritariamente com minerais de plagioclásio, hornblenda, actinolita, diopsídio-hedenbergita e epidoto, clinozoisita, assim como, com minerais de quartzo, clorita, titanita, apatita, biotita, alanita e calcita intersticial, como acessórios.

3.2.2.5.1 Petrografia Microscópica

Foram estudadas as seguintes amostras representativas desta subunidade: CC-Q1-1, CC-Q1-2 e 187 A.

Plagioclásio: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, neoformados, intersticiais, preenchendo espaços vazios entre os cristais de hornblenda, textura granular alongada. Geralmente o tamanho predominante dos grãos é encontrado entre 0,75 a 1,50mm. Grãos fracamente alterados. Apresenta algumas evidências de alteração como saussuritização e bordas corroídas. A forma de ocorrência do plagioclásio na lâmina sugere que este ocorre como veios penetrando a rocha (plagioclásio secundário); também poderia indicar a presença de plagioclásio neoformado, por processos de retrometamorfismo, ou seja, retrogressão da fácies granulítica ao fácies anfíbolítica (recristalização, reequilíbrio, mudança nas condições P/T, introdução de H₂O suficientemente elevada no sistema). Ocorrem cristais de plagioclásio rodeados de clinozoisita e epidoto, textura mortar ou coroa.

Ocorrem relacionados ou associados com outros minerais tardios como clinozoisita (epidoto), quartzo e calcita. Observam-se duas fases de cristalização (cristais de granulação mais grossa, entre 1,0 a 3,5mm) e intersticiais (recristalização, mais finos <1,0mm). As proporções nas lâminas variam de **40-45%**. Os tamanhos variam de **0,25 a 3,50mm**. Contatos com os cristais de hornblenda são retilíneos, sugestivos de equilíbrio metamórfico entre estes dois minerais.

Hornblenda: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, fraturados, neoformados, alongados. Alterando para actinolita e epidoto de variando de verde claro a verde escuro-azulado (típico de fácies anfíbolítica) a marrom. Cristais de hornblenda alterando para epidoto-clinozoisita nas bordas. Grãos orientados formando faixas ou bandas. As proporções nas lâminas variam de **30-40%**. Os tamanhos variam de **0,25 a 2,25mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Actinolita: Cristais subidioblásticos a xenoblásticos, aciculares, prismáticos, alongados, fragmentados, hábito fibroso. Observam-se como cristais intersticiais entre os grãos de plagioclásio e hornblenda, sendo produto de alteração dos piroxênios. Mostram-se locais onde a actinolita altera para epidoto/clinozoisita. Observando-se as bordas corroídas. As proporções nas lâminas variam de

<5 a 10%. Os tamanhos variam de **0,10 a 0,70mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio, a contato suturado.

Epidoto e clinozoisita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, alongados, produto de alteração da hornblenda, são observados nas bordas dos anfibólios; Ocorre formando a matriz da rocha, preenchendo os espaços intersticiais entre os cristais maiores de plagioclásio, hornblenda e actinolita, num processo chamado de epidotização (alteração hidrotermal). Mineral de origem secundária, ocorrendo de duas formas: 1) como cristais subédricos pseudo-hexagonais neoformados pela alteração hidrotermal (metassomatismo) atuante sobre os cristais de plagioclásio, actinolita e diopsídio; 2) ocorre também circundando (intersticiais) os cristais de plagioclásio e diopsídio, constituindo a matriz amorfa da rocha, possivelmente representando uma fase de alteração hidrotermal tardia, intersticiais, recristalização dinâmica, tardio-marginal. Associado à clinozoisita (intercrescimentos). Em sua maioria cristais menores que 0,5mm, em torno de cristais maiores de plagioclásio e diopsídio. Associados aos grãos de quartzo e calcita intersticiais, aparece também na forma de veios ou preenchendo as fraturas do plagioclásio, hornblenda, actinolita e diopsídio. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<0,50mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, suturado, sinuoso.

Diopsídio-hedenbergita: Ocorre associado a pequenos cristais alongados de titanita, os quais formam trilhas descontínuas e também se exibe emoldurado por cristais xenoblásticos e subidioblásticos, de granulação fina, de epidoto (textura mortar). Em alguns locais mostra alteração para actinolita. Textura poiquiblastica. Em alguns cristais estão circundados por cristais de clinozoisita intersticiais, textura coroa e em outros por textura mortar (finos cristais de clinopiroxênio produzidos por sua recristalização dinâmica marginal, intersticiais). Exibe geminação polissintética.

Inclusões de plagioclásio intersticiais, titanita, apatita, e veios de epidoto/clinozoisita preenchendo as fraturas. Se observa ora como porções ora como agrupamentos (*clots*) de grãos ou como faixas. Tamanhos mais finos entre 0,25 a 1,25mm. Em alguns locais altera para actinolita. O diopsídio está sendo substituído pelo epidoto e anfibólio. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 40%**. Os tamanhos variam de **0,15 a 3,25mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo a suturado (com os cristais de plagioclásio).

Titanita: Observam-se cristais xenoblásticos, subidioblásticos a subarredondados, seções rômbricas alongadas, inclusos no diopsídio, formando grupos (*clots*) ou trilhas de tênue orientação. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,875mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Biotita: Cristais prismáticos, alongados, aciculares. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,15 a 0,90mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, suturado.

Apatita: Subidioblástica a subarredondadas, também cristais aciculares. Estes minerais acessórios ocorrem com formas alongadas e bordas arredondadas, em vez das típicas formas idioblásticas rômbricas (titanita) e semihexagonais (apatita) características de minerais de origem ígnea. Este aspecto sugere processos de recristalização por alteração hidrotermal (processos metassomáticos) sofridos por estes minerais. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,20mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Quartzo: Cristais xenoblásticos, intersticiais, granoblástico poligonal, como veios, preenchendo espaços vazios. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **0,10 a 0,20mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Calcita: Cristais xenoblásticos, intersticiais. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,20mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Alanita: Cristais xenoblásticos alongados e arredondados nas bordas, zonados. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,50mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

3.2.2.6 PETROGRAFIA DE ROCHAS GRANADA-PIROXENITOS

As rochas de tipo granada-piroxenito exibem tonalidades verde escuras com porções variando de rosa claro a marrom avermelhado escuro, conforme o teor de granada. Mostram granulação fina a média, ocorrem de forma maciça ou tenuemente foliadas. Minerais característicos desta fácies são: diopsídio-hedenbergita, granada, plagioclásio, quartzo e como minerais acessórios: minerais opacos, titanita, alanita e apatita.

3.2.2.6.1 Petrografia Microscópica

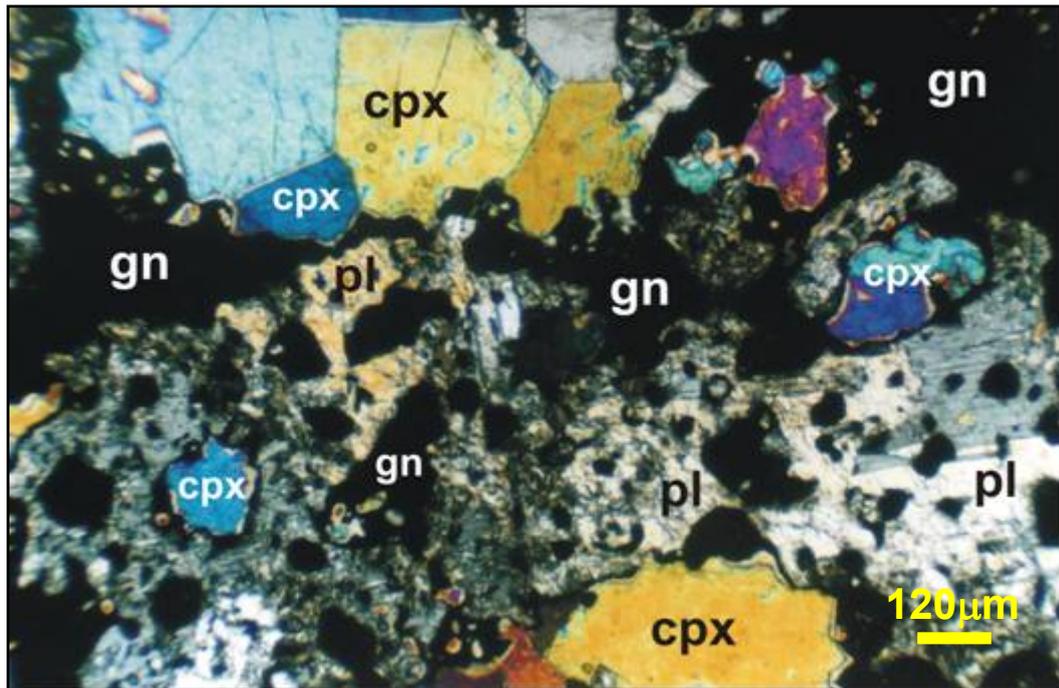
Esta subunidade foi descrita nas amostras CC-92 e CC-196.

Diopsídio-hedenbergita: Grãos xenoblásticos (maior proporção) a subidioblásticos (menor proporção), alguns subarredondados. Bordas de reação com a granada, cristais prismáticos a poligonais, alongados, formando faixas ou bandas paralelas entre a matriz da granada e cristais neoformados de plagioclásio. Exibe textura de exsolução simplectítica (intercrescimento) com o plagioclásio e cristais de diopsídio-hedenbergita

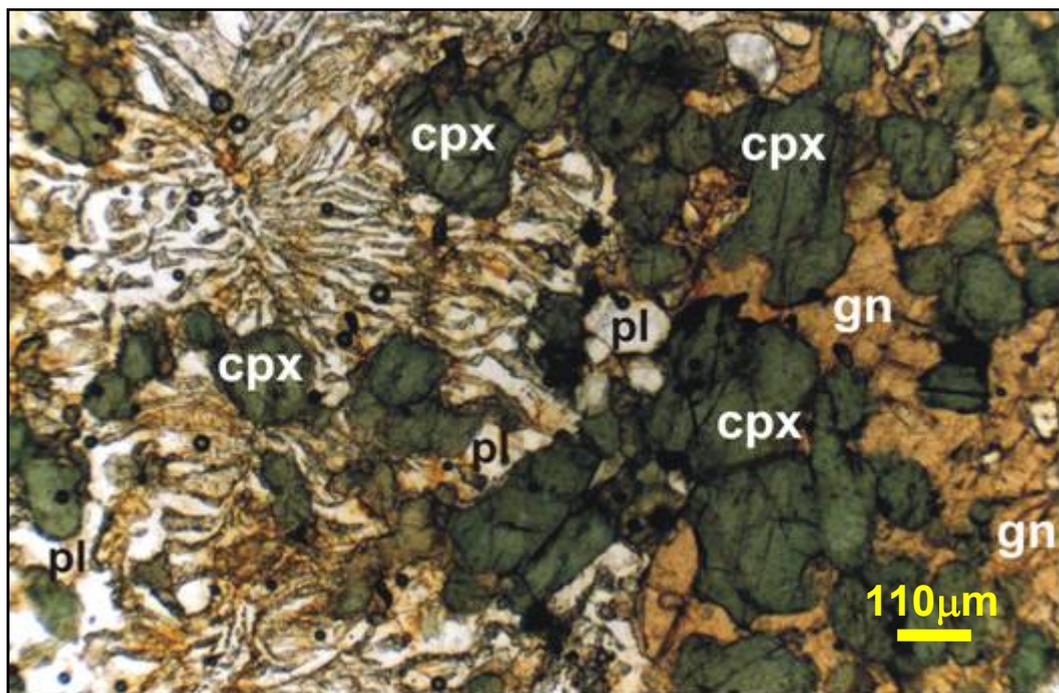
Texturas em mosaico poligonal de grãos. Observa-se textura de coroa nas bordas em contato com as granadas, alguns grãos muito fraturados e/ou fragmentados, texturas reliquiares. Geminação polissintética. Observa-se ponto tríplice ($\hat{\alpha}=120^\circ$). Inclusões de granada e plagioclásio. Variedade cor verde, pleocroísmo fraco. As proporções nas lâminas variam de **20-50%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 3,25mm**. Contato intergranular reto-subretilíneo, a suturado.

Granada: Cristais xenoblásticos (Fotomicrografia **05**), formados por agregados de finos cristais envolvendo os clinopiroxênios, mostrando coloração marrom clara a rosa, produzindo bordas de reação ou textura de coroa, sendo que a granada envolve os clinopiroxênios e plagioclásio secundário (simplectitas) por metamorfismo retrógrado (Fotomicrografias **06** e **07**). As texturas simplectíticas são intercrescimentos entre minerais, originados por descompressão devido à ascensão das rochas de profundidades maiores a profundidades mais rasas, modificando as condições P-T originais e desencadeando reações de retrometamorfismo.

Algumas porções de granada chegam até 10,0mm de massa granular (aglomerado). Apresenta também grãos menores arredondados ou agregados de finos cristais (porfiroblastos) produzidos por recristalização da granada $<0,875\text{mm}$. Observa-se como uma massa granular, em forma “pervasiva” espalhada pela lâmina, com inclusões de grãos de clinopiroxênio e plagioclásio. Observando-se simplectitas de granada e clinopiroxênio na matriz de plagioclásio (secundário neoformado). As proporções nas lâminas variam de **35-45%**. Os tamanhos variam de **<10,0mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, sinuoso.



Fotomicrografia 05 Aspecto geral de granada piroxenitos, mostrando clinopiroxênios com restos ou fragmentos de granada na matriz de plagioclásio, observa-se textura de coroa nos clinopiroxênios. CC-196, nicóis cruzados, objetivo 2,5X.



Fotomicrografia 06 Aspecto geral de granada piroxenito mostrando cristais de clinopiroxênio, aglomerados e/ou restos de granada com texturas simplectíticas de plagioclásio e granada dentro da matriz de plagioclásios, amostra CC-92, nicóis cruzados, objetivo 2,5X.

Plagioclásio: Grãos xenoblásticos, neoformados, intersticiais com inclusões de simplectitas intercrescimento de clinopiroxênio e plagioclásio, as inclusões de simplectitas (fase possivelmente de retrometamorfismo). As simplectitas contêm cristais alongados, vermiformes, bastante curvados de tamanho principalmente entre 0,125 a 0,50mm.

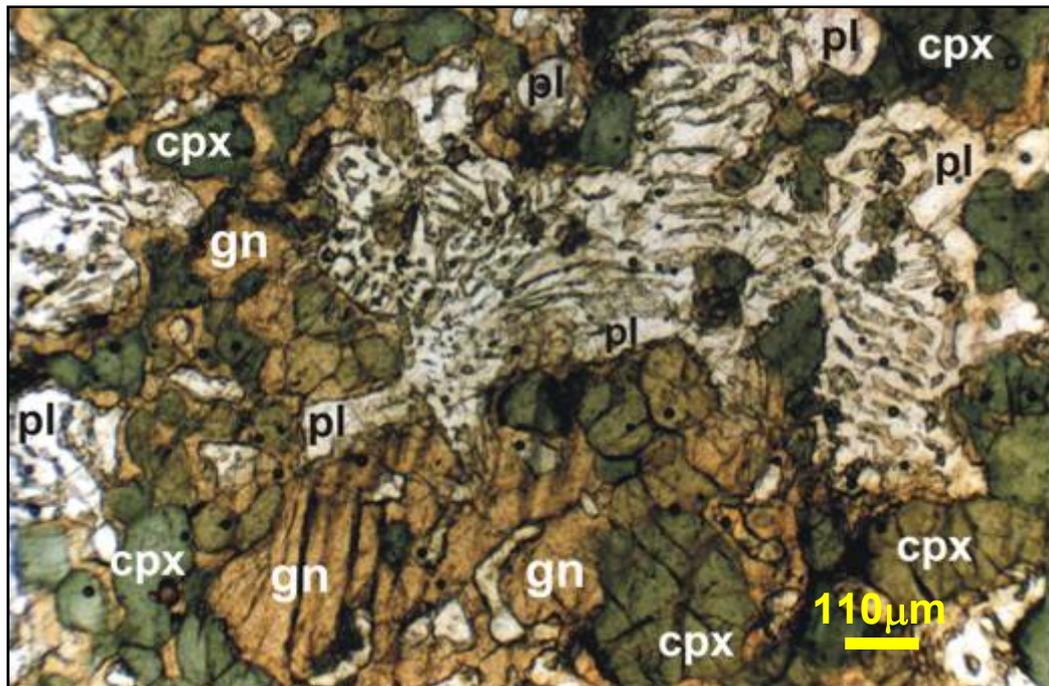
Cristais formando a matriz, como porções de plagioclásio intersticial, alterações (de fraca a média intensidade) pulverulentas para complexo de minerais (sericita + epidoto + clinozoisita). Estes grãos intersticiais ocorrem preenchendo os espaços entre os grãos de granada e clinopiroxênio por recristalização dinâmica marginal. Exibem-se inclusões de diopsídio, granada, epidoto-clinozoisita, apatita, minerais opacos, sericita e quartzo. Textura poiquiloblástica. As proporções nas lâminas variam de **10-35%**. Os tamanhos variam de **<7,625mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Quartzo: Cristais xenoblásticos, granulares, poligonais, neoformados, intersticiais. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,30mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Minerais Opacos: Cristais xenoblásticos a subarredondados, como inclusões no plagioclásio. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 0,75mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Alanita: Cristais xenoblásticos, subarredondadas, grãos alongados, formando trilhas, juntos às granadas e clinopiroxênios. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,025 a 0,875mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.

Apatita: Cristais xenoblásticos, arredondados. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,15mm**. Contato intergranular reto a subretilíneo, em equilíbrio.



Fotomicrografia 07 Aspecto geral de granada piroxenito mostrando cristais de clinopiroxênio, aglomerados e/ou restos de granada com texturas simplectíticas de plagioclásio e granada dentro da matriz de plagioclásios, amostra CC-92, nicóis cruzados, objetivo 2,5X.

3.2.3 SUBUNIDADE DE ROCHAS DE AFINIDADE ANORTOSÍTICA

As rochas de afinidade anortosítica ocorrem na forma de camadas ou lentes, intercalados com rochas gabróicas (às vezes de forma rítmica centimétrica ou milimétrica). Em geral são encontrados associados e/ou intercalados a metagabros e metagabronoritos, subordinados

volumetricamente a estes. Afloram também como blocos associados às rochas metacarbonáticas, *skarns* e granitóides alcalinos.

Macroscopicamente são rochas leucocráticas, cor branca com porções esverdeadas (metassomáticas), granulação média (1-3mm), ocorrem maciços a fracamente foliados, constituídos essencialmente por plagioclásio (65-80%) (Fotografia 3.13). Algumas apresentam uma foliação contendo níveis epidotizados. São observadas algumas amostras milonitizadas e cataclasadas.

No aspecto petrográfico é possível distinguir microscopicamente dois tipos: a) **Maciço**, sendo a porção de anortosito (ou leucogabro) leucocrático, de coloração branca, fanerítica de granulação grossa, ocorre com textura granoblástica poligonal (cristalização em equilíbrio). O plagioclásio (75-85%; com inclusões de apatita), ocorre também com hornblenda (10-20%) e apresenta alteração incipiente para complexo de minerais de calcita+epidoto+sericita (saussuritização); b) **Bandado**, rocha gabro-anortosítica, de fácies anfibolítica, com anortosito foliado com camadas finas de gabro intercalado entre as bandas anortosíticas, apresenta textura granoblástica e poiquiloblástica nos plagioclásios, ocorre em camadas orientadas. O plagioclásio (55-65%), ocorre na forma de cristais xenoblásticos a subidioblásticos, e anfibólios incluindo hornblenda e actinolita (20-45%). São exibidos também anfibólios, biotita, quartzo, zircão, apatita, e minerais opacos. Amostras representativas dos dois tipos: CC-13, CC-13 A, CC-207A e CC-207.



Fotografia 3.13 Detalhe de hornblenda anortosito, rocha de afinidade anortosítica, com tênue foliação, mostrando incipientes faixas escuras de hornblenda, no afloramento CC-13. Zona norte da área, próximo à Fazenda Paulino. Ocorre associado a uma série de pequenos corpos máficos intrusivos no embasamento, em uma área com ocorrência de mineralizações de Fe-Ti.

3.2.3.1 Petrografia Microscópica

Foram estudadas as seguintes amostras representativas desta subunidade: CC-13, CC-13 A, CC-207A e CC-207.

Plagioclásio: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos, neoformados, granulares, alongados e subarredondados, intersticiais. Ocorrem preenchendo os espaços vazios e fraturas. Cristais se apresentam pouco fraturados, límpidos sem deformação. Textura poiquiloblástica, mosaico poligonal (cristalização em equilíbrio). Apresentando com frequência inclusões de apatita (textura poiquiloblástica). Geminação polissintética. Alterando fracamente para complexo de minerais (sericita+epidoto+calcita), saussuritização, principalmente nas bordas. Inclusões de apatita, epidoto-clinozoisita, hornblenda, biotita, zircão, minerais opacos e clorita. As proporções de plagioclásio nas lâminas variam de **55-85%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 4,875mm**. Contato intragranular retos e suavemente côncavos, configurando textura poligonal (cristalização em equilíbrio).

Hornblenda: Grãos xenoblásticos, a subidioblásticos, prismáticos, granulares, tabulares, alongados. Ocorrem formando faixas e/ou bandas com fraturas irregulares. Alguns grãos estão alterados para complexos de minerais de clorita e epidoto. Apresentam inclusões de plagioclásio e apatita. Textura poiquiloblástica. Exibem inclusões de epidoto, clinozoisita e biotita (principalmente nas bordas).

Há hornblendas de cor verde alterando a actinolita fibrosa nas bordas. São observadas também variedades de hornblendas de cor marrom escuro alterando a verde escuro nas bordas. As proporções nas lâminas variam de **5-35%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 5,60mm**. Contato intragranular reto, subretilíneo, sinuoso a suturado.

Actinolita: Cristais xenoblásticos, alongados, prismáticos (prismas curtos alongados e fibras radiais). Alterado nas bordas a clorita e quartzo intersticiais. Apresentam inclusões de plagioclásio e quartzo. Exibe-se por vezes com cores verdes-escuras e hábito fibroso, nas bordas das hornblendas, como alteração das mesmas. As proporções nas lâminas variam de **5-20%**. Os tamanhos variam de **0,10 a 5,00mm**. Contato intragranular suturado, reto a subretilíneo.

Clorita: Cristais xenoblásticos. Ocorrem na forma de massas escamosas a tabulares. Produto da alteração da hornblenda e da actinolita, observando-se principalmente nas bordas das mesmas. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<1,0mm**. Contato intragranular sinuoso, suturado a subretilíneo.

Minerais Opacos: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados, orientados como trilhas, alongados. Processos de oxidação do ferro, formação de limonita nas bordas dos minerais opacos (magnetita). As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,90mm**. Contato intragranular reto a subretilíneo.

Biotita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, lamelares. Os cristais ocorrem como inclusões nos plagioclásios. Ocorre sob forma de lamelas de cor marrom acastanhado a marrom escuro, mais abundantes na porção gabrótica. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,02 a 1,40mm**. Contato intragranular reto, subretilíneo a suturado.

Apatita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos a subarredondados, prismáticos, cilíndricos, aciculares. Ocorrem também formas idioblásticas (hexagonal). Mostra aspecto límpido, sem alteração. Alguns ocorrendo em geral como inclusões nos plagioclásios. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<0,375mm**. Contato intragranular reto a subretilíneo em equilíbrio.

Epidoto e clinozoisita: Cristais xenoblásticos a subarredondados, intersticiais, produto de alteração da hornblenda e plagioclásio. As proporções nas lâminas variam de <5%. Os tamanhos variam de <0,30mm. Contato intragranular reto a subretilíneo, suturado.

Zircão: Cristais idioblásticos a subidioblásticos, bordas arredondados, apresentando halos pleocróicos em torno dos mesmos inclusos nas biotitas e hornblendas (são zircões metamórficos). As proporções nas lâminas variam de <5%. Os tamanhos variam de <0,350mm. Contato intragranular reto a subretilíneo em equilíbrio.

3.2.4 UNIDADE DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS

Com relação às relações de campo, o mapa geológico de Fagundes-Itatuba mostra que as lentes metacarbonáticas (individualizadas em número de onze corpos) ocorrem com formas alongadas a subovaladas, em geral adjacentes a fraturas ou zonas de cisalhamento e associadas a rochas metamórfico-ultramáficas e *skarns* (metassomatitos), provavelmente vinculadas à formação destes últimos. Observa-se nas lentes metacarbonáticas presença de texturas fluidais, orientadas ou gnássicas, concordantes com as atitudes das rochas encaixantes (ortognaisses/paragnaisses do embasamento, equivalentes aos complexos Floresta e Sertânia respectivamente). Estas texturas, em campo, foram interpretadas como pseudotraquíticas. As rochas metacarbonáticas em campo apresentam-se em forma de blocos soltos ou como diques/bolsões, associadas principalmente às rochas metamórfico-ultramáficas e às rochas tipo *skarn*, por vezes inseridas dentro dos ortognaisses dioríticos-tonalíticos, formando lentes intercaladas em bandas félsicas e máficas. As lentes de metacarbonatos apresentam coloração branca, cinza, rosa e texturas variando de maciça a granular sacaroidal.

Em muitos casos, os metacarbonatos apresentam-se brechados ou microbrechados, assim como, próximo dos contatos apresentam fragmentos angulosos e subarredondados, tanto de minerais (clinopiroxênio, plagioclásio, etc...) quanto de rochas (metamórfico-ultramáficas, de afinidade anortosítica, granitóides, gnaisses, metassomatitos, etc...); sendo envolvidas pelos metacarbonatos, estes alcançam até 30 cm no seu eixo maior, feições observadas no trabalho de campo. A matriz carbonática, extremamente plástica devido à forte tectônica deformacional que afetou a área, provavelmente comportou-se de forma móvel viscosa e envolveu fragmentos (clastos tectônicos) de rochas diversas.

Este comportamento fluido-viscoso produziu feições com **aparência** de texturas ígneas, levando à hipótese de origem metacarbonatítica, sendo que a forte tectônica atuante na área possivelmente foi a responsável pelo comportamento extremamente dúctil dos metacarbonatos. Principalmente a textura de brecha tectônica sugere grande contraste de ductilidade de seus componentes, indicando uma matriz carbonática extremamente plástica. Estas texturas **semelhantes** a texturas ígneas, como estruturas fluidais e deformadas, englobando porções de outras rochas (brechas), sugeriam em campo origem ígnea, com fusão dos protólitos das lentes de metacarbonatos resultando em magmas carbonáticos. A granulação muito fina de alguns metacarbonatos, associada em muitos casos com estruturas maciças, resultou em aspectos semelhantes a rochas subvulcânicas e piroclásticas, sendo comuns nas rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba. Estas texturas apontaram, nas fases preliminares dos estudos, para a hipótese de complexo carbonatítico na origem

destas rochas.

É freqüente a presença de rochas metassomáticas (*skarns*) associadas aos metacarbonatos. Localmente é observado nos *skarns* ocorrência de sulfetos (pirita, calcopirita e pirrotita). Estes metassomatitos em campo levantaram inicialmente a possibilidade de se tratarem de fenitos, rochas metassomáticas comumente associadas às ocorrências de carbonatitos (e.g. Fourcade et. al., 1996), contribuindo para reforçar esta hipótese.

Além disto, o ambiente tectônico de ocorrência de Fagundes-Itatuba (um cinturão móvel formado por complexos metamórficos de alto grau) é cada vez mais associado às ocorrências de carbonatitos e fenitos do tipo lineares (e.g. Lapin et al., 1999), tendo inclusive sido descrito um exemplo brasileiro em Angico do Dias (ao contrário da idéia anterior de que complexos carbonatíticos eram restritos a plataformas e faixas de dobramentos consolidadas).

Muitas rochas metacarbonáticas em nível mundial apresentam esta problemática de difícil identificação em campo (apenas pelas feições petrográficas megascópicas, texturais e estruturais) da origem metacarbonatítica ou metassedimentar: e.g. Complexo de Borra na Índia (Le Bas et al., 2002); Complexo Oaxacan no México (Dostal et al., 2004). Os metacarbonatos de Fagundes-Itatuba de fato apresentam esta característica de difícil identificação da origem petrogenética, vide acervo de fotografias **3.14 a 3.30**, mostrando todas as texturas e estruturas vistas em campo e que são semelhantes a texturas ígneas, embora o exame petrográfico em nível microscópico não tenha encontrado uma mineralogia conclusiva para origem carbonatítica (que seria constituída de minerais diagnósticos como apatita, pirocloro, magnetita, flogopita, perovskita, em uma matriz carbonática).

A ausência destes minerais todavia não exclui a possibilidade de se tratarem de carbonatitos, pois estes apresentam em nível mundial grande diversidade composicional (ferrocarbonatitos, natrocarbonatitos, dolomita-carbonatitos ou beforsitos, calcita-carbonatitos diferenciados em sovitos quando a granulação é grossa e alvikitos quando a granulação é média a fina, etc...).

Além disto, os complexos carbonatíticos ocorrem frequentemente erodidos e neste caso, costumam apresentar associação com rochas ultramáficas sobretudo piroxeníticas, associação esta que também ocorre em Fagundes-Itatuba, sendo que em geral os piroxenitos associados a carbonatitos são alcalinos.

Com relação às texturas encontradas nos metacarbonatos de Fagundes-Itatuba (vide Fotografias **3.16, 3.17, 3.18, 3.20, 3.22, 3.23 e 3.24**), em campo se observaram texturas **semelhantes** aos tipos principais de texturas descritas em carbonatitos (Heinrich, 1966): gnaissóide ou bandada, maciça, pseudo-subvulcânica, pegmatítica (minerais muito desenvolvidos maiores que 5,0 cm), de foliação clástica, brechada, de substituição (corrosão, pseudomorfos, relictos), porfirítica (grandes cristais individualizados numa matriz de granulação menor) e tectonizada (cataclástica, milonítica, boudinada, extinções ondulantes, etc...).

Possivelmente as texturas resultantes (principalmente o aspecto de brecha tectônica) sejam devidas ao comportamento extremamente plástico dos metacarbonatos, com grande contraste de ductilidade entre estes e as rochas adjacentes, devido à resposta reológica destas rochas ao tectonismo intenso.

A composição mineralógica das rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba é de modo geral formada por carbonatos (65-70%), piroxênios (10-15%), anfibólios (<10%) e escapolita (<5%)

minerais acessórios como, plagioclásio, olivina, titanita, alanita, flogopita, apatita, hercinita, microclina e minerais opacos. Como minerais tardios, de origem metamórfica, destacam-se clorita, serpentina e humita; e de origem metassomática, actinolita, epidoto tipo clinozoisita, tremolita e escapolita.

Algumas amostras de rochas metacarbonáticas apresentam evidências de alteração por metassomatismo (epidotização, arredondamento das bordas dos minerais, fraturas dos minerais preenchidas por minerais cálcio-silicáticos, etc...), estando próximas de se transformarem em *skarns*. Nestas amostras é frequente a presença de veios de quartzo e feldspatos invadindo os carbonatos e causando cristalização de uma fase tardia, intersticial, de quartzo + calcita + feldspatos.

Petrograficamente observam-se pelo menos duas sub-unidades metacarbonáticas: uma de granulação fina e aspecto **semelhante** a rochas subvulcânicas e/ou piroclásticas (incluindo as amostras dos afloramentos CC-3, CC-3A, CC-11B, CC-11(Q5-1), CC-30B, CC-38, CC-109, CC-129, CC-134 A, CC-190, CC-225 e CC-226, etc...) ; e outra de granulação média a grossa parcialmente afetada por alteração hidrotermal (metassomatismo) e gradando a *skarn* (incluindo as amostras dos afloramentos CC-3 (Q2-1), CC-30 A, CC-78, CC-90, CC-91, CC-94, CC-106, etc...). Como citado em Biondi (1986), pg. 479, calcita-carbonatitos diferenciam-se em alvikitos de granulação média a fina e sovitos de granulação grossa, mas também mármore (metacarbonatos de origem sedimentar) podem apresentar diferenciação granulométrica.

Diferentes tamanhos de granulação apresentados pelas distintas sub-unidades metacarbonáticas refletem variações nas condições P-T durante a gênese destas rochas, isto é, condições crescentes ou decrescentes de P-T, relativas ao desenrolar das diversas fases tectônicas experimentadas na área (Best, 1982).

Diferenças granulométricas são observadas nas rochas metacarbonáticas em Fagundes-Itatuba, e estas feições tanto ocorrem em metacarbonatitos quanto em mármore. A hipótese de carbonatito foi decorrente do padrão visto em fotografia aérea e das feições de campo, aparentemente ígneas. Para fins de comparação, citamos as feições carbonatíticas listadas por Heinrich, 1966 em Biondi, 1986, a fim de conferi-las com as feições de Fagundes-Itatuba. Todavia deve-se lembrar que estas feições precisam ser corroboradas por análises de laboratório (dados petrográficos, litogeoquímicos e de química mineral), o que será visto nos capítulos subseqüentes desta Tese. Em caso de estas análises não confirmarem esta hipótese, é possível que as feições de campo observadas sejam pseudo-ígneas, e resultantes da plasticidade das rochas metacarbonáticas, em resposta ao intenso tectonismo sofrido na área.

A seguir mostramos um acervo de fotografias da unidade das rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba.



Fotografia 3.14 Textura **brechada** das rochas metacarbonáticas da região estudada, englobando rochas gnáissicas e metamáfico-ultramáficas. Amostra CC-293.



Fotografia 3.15 Detalhe da textura **brechada** das metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba, englobando fragmentos de metanortositos e mostrando na porção basal do bloco acamamento dos metacarbonatos em intercalação com ortognaisses dioríticos-tonalíticos. (CC-298).



Fotografia 3.16 Intercalação de rocha metacarbonática da sub-unidade de granulação fina, com textura **gnaióide ou bandada**, em ortognaisse regional encaixante. (CC-11).



Fotografia 3.17 Rocha metacarbonática maciça da sub-unidade de granulação média, contendo fragmentos de metanortositos (textura **brechada**). (CC-298).



Fotografia 3.18 Camadas de rocha metacarbonática (textura **bandada** ou **gnaiçóide**) de granulação fina a média, afetadas pela tectônica transcorrente (CC-91).



Fotografia 3.19 Rocha metacarbonática de textura **maciça** da sub-unidade de granulação fina, exibindo a foliação S₀ (CC-308).



Fotografia 3.20 Camadas de metanortositos e rochas metacarbonáticas dobradas e redobradas (textura tectonizada de Heinrich, 1966?), da sub-unidade de granulação fina. (CC-298). (Heinrich, 1966 in Biondi 1986 cita esta textura tectonizada ao tratar de carbonatitos).



Fotografia 3.21 Detalhe de fragmentos de rochas metamáficas englobados pela brecha metacarbonática da sub-unidade de granulação fina (CC-298).



Fotografia 3.22 (CC-293) Rocha metacarbonática da sub-unidade de granulação fina com **aparência** de processos de fluxo magmático (textura assemelhando-se a **afanítica** ou **pseudosubvulcânica** de Heinrich, 1966), mostrando uma superfície S dobrada por uma fase tectônica subsequente.



Fotografia 3.23 (CC-293) Dobras reviradas em pacote alternado de rochas metacarbonáticas. (textura tectonizada de Heinrich, 1966).



Fotografia 3.24 (CC-293) Detalhe de bloco e brechas acamadadas de granulação fina a grossa de rochas metacarbonáticas (as duas subunidades em contato), mostrando textura de **foliação clástica** de Heinrich, 1966.



Fotografia 3.25 (CC-298) Detalhe de um bloco de **brecha** metacarbonática englobando fragmentos de uma banda de rocha metamáfica (anfíbolítica) dobrada, seccionada, fragmentada e rotacionada.



Fotografia 3.26 Bandas e *boudins* de rochas metacarbonáticas intercalados em metamáficas (hornblenda gabro) no afloramento CC-293.



Fotografia 3.27 (CC-298) Detalhe do bloco metacarbonático brechóide mostrando feições fluidais de granulação fina, sugerindo comportamento plástico dos metacarbonatos, os quais englobaram blocos ou porções rotacionados e boudinados, subangulosos, de metanortositos e metamáficas.



Fotografia 3.28 (CC-298) Detalhe de um bloco de **brecha** metacarbonática que englobou porções de metanortositos dobrados, seccionados, fragmentados e rotacionados, possivelmente durante a fase plástica dos metacarbonatos.



Fotografia 3.29 Contato de rocha metacarbonática com anfibolito (porção superior da fotografia). O metacarbonato exibe aspecto mosqueado devido a minerais silicáticos milimétricos frequentemente arredondados pelo metassomatismo (diopsídio, com ou sem granada, plagioclásio, escapolita, titanita) e está transformando-se em *skarn* (CC-293).



Fotografia 3.30 Contato de duas feições de rocha metacarbonática: granulação média-grossa (com cristais mais desenvolvidos de calcita e diopsídio, cortada por veios de calcita tardios) e granulação fina.

3.2.4.1 PETROGRAFIA DA SUB-UNIDADE METACARBONÁTICA DE GRANULAÇÃO FINA E TEXTURA SEMELHANTE A SUBVULCÂNICA/PIROCLÁSTICA

Estudo petrográfico das amostras dos afloramentos CC-3, CC-3A, CC-11B, CC-11/Q5-1, CC-30B, CC-38, CC-109, CC-129, CC-134 A, CC-190, CC-225, CC-226, CC-288 A, CC-293 A, CC-293B, CC-293C, CC-293F e CC-298D (vide as respectivas Tabelas Petrográficas em anexo).

Esta sub-unidade apresenta granulação fina e textura semelhante à subvulcânica/piroclástica (texturas de fluxo, características de estado plástico, Fotomicrografias **08** e **09**), é constituída por mármore impuros, contendo fragmentos de rocha granítica alterada, com grande variedade de minerais frequentemente alterando para minerais secundários. A rocha apresenta-se deformada, orientada segundo uma direção preferencial e os minerais inclusos na rocha alinham-se segundo esta direção (os prismáticos e lamelares) ao passo que os minerais subarredondados mostram-se rotacionados pela foliação e fragmentados.

Algumas vezes esta sub-unidade apresenta-se parcialmente transformada em *skarn*, por processos de metassomatização e alteração hidrotermal. Contém numerosas inclusões de diopsídio, clinozoisita e actinolita, alanita, titanita e minerais de quartzo-feldspáticos. Textura da rocha em geral porfiroblástica, heteroblástica ou inequigranular, com grandes cristais (porfiroblastos) dispostos numa matriz de metacarbonática calcítica fina.

A rocha tem em geral aspecto homogêneo, orientado, ocorre por vezes deformada, associada a veios de quartzo, e às vezes milonitizada, contendo minerais metassomáticos. Um aspecto textural frequente nestes metacarbonatos tectonizados é o arredondamento de minerais principalmente silicáticos como diopsídio, escapolita, titanita. Outro aspecto comum é a presença de coroa simplectítica de grossulária+quartzo de reação entre a escapolita e os carbonatos. Uma possível

interpretação para esta textura é a de formação da coroa de reação por processos iterativos de blastese e de cominuição/dissolução cristalina por pressão sob condições de forte cisalhamento a altas temperaturas, com fluxo plástico da matriz carbonática e rolamento/brechação das fases silicáticas mais rúpteis.

3.2.4.1.1 Petrografia Microscópica

A seguir, detalhamos a mineralogia desta sub-unidade das metacarbonáticas.

Calcita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, granulares, granulação fina (textura microcristalina), exibindo uma orientação preferencial de fluxo (deformação). Formando a matriz da rocha (textura porfiroblástica da rocha), cristais fracamente alterados. Grãos xenoblásticos, formando a matriz granulação fina. Apresenta textura granoblástica a granoblástica alongada. Recristalização dinâmica, fase calcita-quartzo tardia. Sem deformação posterior, preenchendo interstícios. Granulação fina. Formando faixas, bandadas e dobradas, cristais alongados.

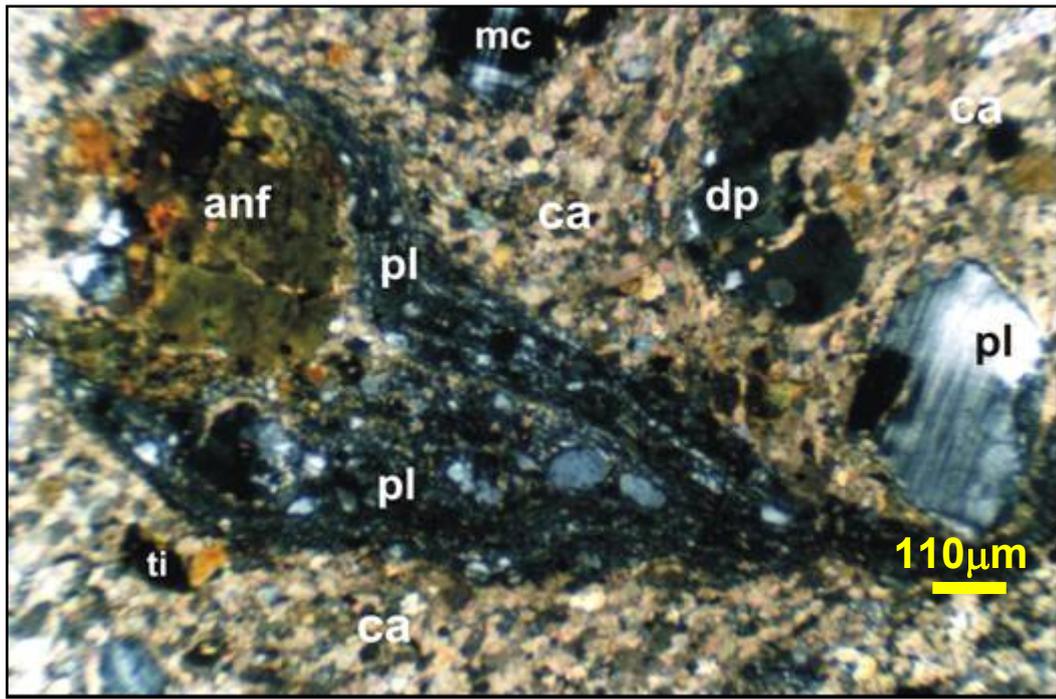
Alguns grãos xenoblásticos, ocorrem milonitizados, formando faixas (bandas finas). Textura granoblástica, inequigranular, porfiroblástica, granulação fina. Incolor, fratura irregular, sem alterações. Textura granoblástica heteroblástica, formando uma matriz fina de calcita com porfiroblastos subarredondados dos outros minerais. Grãos xenoblásticos, granulares, não alterados, formando matriz metacarbonática com porfiroblastos de olivina, plagioclásio, diopsídio e anfíblios entre os principais (textura da rocha porfiroblástica). Granulação fina a média. Clivagem romboédrica, sem alterações. Estas diferenças de granulação (ora fina, ora fina a média) observadas nas calcitas desta unidade refletem as variações de temperatura responsáveis pela gênese das mesmas durante o metamorfismo.

Toda a rocha apresenta pequenas evidências de alteração hidrotermal. Cristais maiores entre 0,75 a 1,50mm, sendo a maior quantidade e proporção os grãos menores <0,25mm. As proporções nas lâminas variam de **40 a 75%**. Os tamanhos dos cristais variam de **0,025 a 1,75mm**. Contato intragranular reto, em equilíbrio.

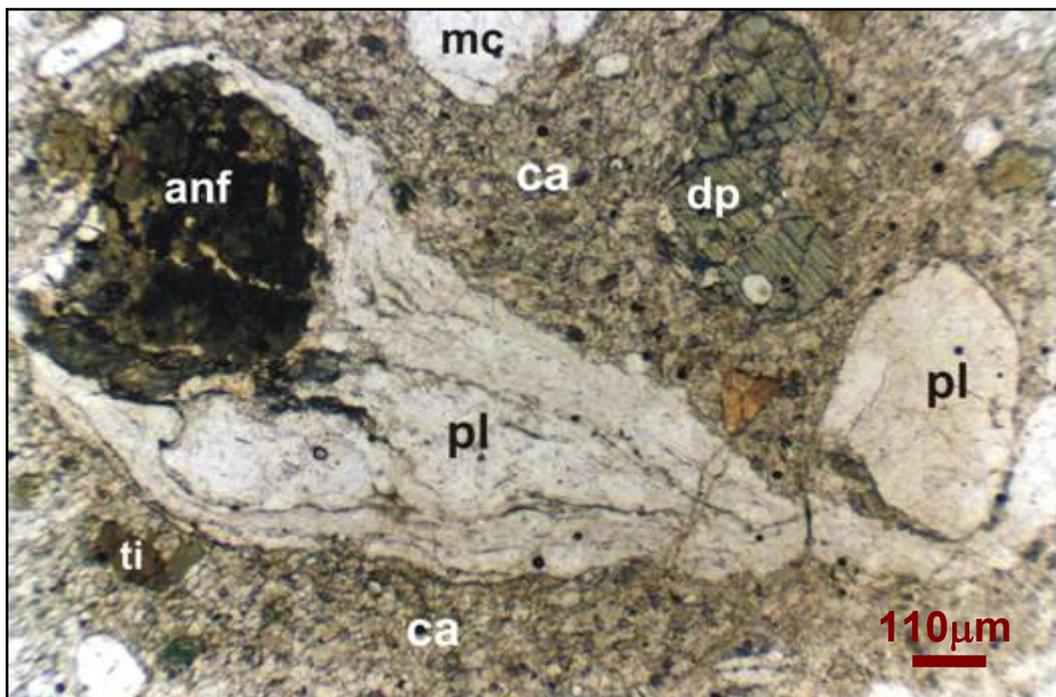
Diopsídio: Grãos subidioblásticos a xenoblásticos a subarredondados, granulares, prismáticos, alguns cristais apresentam geminação polissintética. Textura poiquiloblástica, reliquiar e peneira. Altera para complexo de minerais (talco+actinolita), alguns cristais ocorrem muitos fraturados e fragmentados.

Ocorrem alterando para actinolita verde clara e epidoto/clinozoisita principalmente nas bordas. Inclusões de calcita e apatita. Alguns cristais de piroxênio exibem-se prismáticos, subidioblásticos, mostrando o ângulo entre os planos de clivagem característico dos piroxênios (ângulos retos, em torno de 90°). O piroxênio principalmente ocorre como uma variedade cor verde. E menor proporção incolor, anisotrópico. A matriz ao redor do diopsídio é metacarbonática (calcítica), nas bordas do diopsídio exibem-se cristais de titanita com as bordas arredondadas apresentam-se alguns cristais isolados em contato com a microclina. Apresenta-se nos cristais de diopsídio, inclusões de epidoto e clinozoisita, quartzo e calcita e minerais opacos.

Na Fotomicrografia **10**, observa-se que os cristais apresentam-se rotacionados, com a foliação da matriz contornando-os. Esta relação cinemática entre matriz e cristal sugere que estes cristais são pré-tectônicos à foliação da matriz (Zwart, 1962).



Fotomicrografia 08 Textura de fluxo de diminutos cristais de plagioclásio (pl) englobando cristal de anfibólio (hb) em uma matriz metacarbonática fina (ca), sugestiva de estado plástico; diopsídio (dp), titanita (ti). Amostra CC-293 C, Nicóis cruzados, objetiva 2,5X.



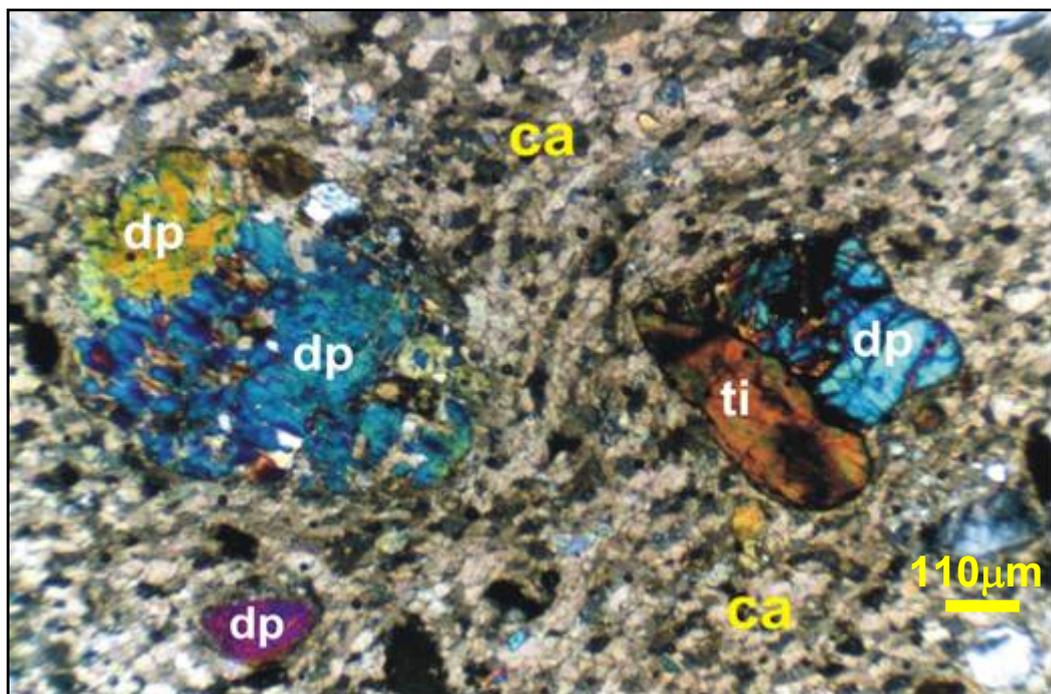
Fotomicrografia 09 Textura de fluxo de diminutos cristais de plagioclásio (pl) englobando cristal de anfibólio (hb) em uma matriz metacarbonática fina (ca), sugestiva de estado plástico; diopsídio (dp), titanita (ti). Amostra CC-293 C, nicóis paralelos, objetiva 2,5X.

Grau de alteração de fraca a avançada, muito fraturados, alguns fragmentados. Na matriz calcífica observa-se alguns fragmentos de grãos de piroxênio disseminados mostrando textura de dissolução do piroxênio. Possivelmente devido às mudanças nas condições de pressão e temperatura (metamorfismo retrógrado), segundo Best (1982). As proporções nas lâminas variam de

<5 a 30%. Os tamanhos variam de **0,015 a 2,875mm**. Contato entre grãos: suturado a reto a subretilíneo.

Plagioclásio: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos a subarredondados, textura poiquiloblástica. Observa-se como grãos porfiroblásticos dentro da matriz de calcita. Apresentam texturas mirmequítica e poiquiloblástica. Geminação polissintética. Ocorrem inclusões de quartzo, calcita, epidoto e clinozoisita, biotita, flogopita e titanita.

Em alguns grãos apresenta alterações pulverulentas (saussuritização). Alguns grãos xenoblásticos, arredondados, estão alterando para epidoto/clinozoisita, nas bordas (saussuritização-enriquecido em cálcio). Textura tipo coroa de epidoto nas bordas do plagioclásio. Formando bordas de reação com a calcita.



Fotomicrografia 10 Textura de fluxo e rotação dos cristais de diopsídio (dp) e titanita (ti) em uma matriz calcítica (ca) fina, com a foliação da matriz contornando os cristais, a relação cinemática entre matriz e cristais sugere que estes cristais são pré-tectônicos à foliação da matriz (Zwart, 1962). Amostra CC-293 C, nicóis cruzados, objetiva 2,5X.

Observam-se as fraturas do plagioclásio sendo preenchidas por veios intersticiais de calcita (Fotomicrografia 11).

Ocorrem fragmentos de rocha ou grãos fragmentados de plagioclásio na matriz cálcica, porfiroblásticos, subangulosos a subarredondados. Ocorre formando faixas ou bandas. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 20%**.

Os tamanhos variam de **0,075 a 3,35mm**. Contato entre grãos: reto a subretilíneo a suturado.



Fotomicrografia 11 Cristal de plagioclásio em uma matriz metacarbonática fina. Observa-se a matriz preenchendo as fraturas do grão de plagioclásio. Amostra CC-275 C, nicóis cruzados, objetiva 2,5X.

Fragmentos de rocha granítica-quartzo feldspática: Formados por minerais de plagioclásio + microclina + quartzo intersticial dentro do fragmento, com minerais de biotita prismáticos e alongados nas bordas (exemplo: vide Tabelas Petrográficas CC-3A, CC-38). Os minerais microclina e plagioclásio exibem-se alterando para minerais secundários (argilominerais e sericita+epidoto respectivamente), fragmentados, alinhados segundo a direção geral da rocha. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<6,50mm**. Contato entre grãos: reto a subretilíneo a suturado.

Quartzo: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos, inequigranulares, alguns angulosos. Ocorrem como agregados de cristais ou como fragmentos de rochas ou apresentam-se como veios secundários, recristalizados, intersticiais (tardios) preenchendo espaços vazios. Textura granoblástica poligonal. Os fragmentos de rochas estão envolvidos pela matriz carbonática.

Exibem-se cristais de quartzo intersticial (fase tardia), deformados, com extinção ondulante. Bem como cristais xenoblásticos, arredondados a subarredondados, de quartzo granular (porfiroblastos) e quartzo intersticial. Ocorrem vários porfiroblastos de quartzo recristalizados em diversos sub-grãos com extinção ondulante, e bordas subarredondadas, os porfiroblastos estão rotacionados pela foliação. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 25%**. Os tamanhos variam de **<3,20mm**. Contato entre grãos: reto a subretilíneo a suturado.

Clinzoisita e epidoto: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, pseudo-hexagonais subarredondados, granulares a prismáticos. Também formando massas ou agregados de grãos xenoblásticos, intersticiais e com textura nematoblástica. Epidoto de variedade de cor verde limão, pseudo-hexagonal (epidoto comum, ou seja, pistacita). A clinzoisita incolor a verde claro (pleocroísmo muito fraco). Cristais intersticiais, agrupados na forma de minerais recristalizados tardios ou como cristais isolados na matriz calcítica. Ocorrem como inclusões no plagioclásio e na microclina.

Cristais xenoblásticos, granulares, prismáticos, tabulares, cristais curtos, na forma de veios, intersticiais; se observa intercrescimentos entre epidoto e clinozoisita. O epidoto exibe sob nicóis cruzados cores de retardo brilhantes de terceira ordem (verde, azul, laranja, rosa), birrefringência alta. A clinozoisita exibe sob nicóis cruzados cores de retardo de primeira ordem (azul anômalo), birrefringência baixa. São minerais de alteração dos anfibólios e plagioclásio. Formados por alteração hidrotermal ou metassomatismo.

Ocorrem na porção mais alterada da matriz calcítica. O epidoto e a clinozoisita são de origem secundária (minerais de alteração hidrotermal). A actinolita está alterando para epidoto e clinozoisita. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<1,10mm**. Contato entre grãos: reto e/ou subretilíneo a suturado.

Actinolita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, aciculares, forma tabular fibrosa, fratura irregular, pleocroísmo médio, variando de cor verde claro a verde escuro.

Ocorre em agregados de cristais, hábito fibroso, textura nematoblástica. É observado nas bordas do diopsídio, sendo produto de alteração dos piroxênios, se observam em alguns cristais o cruzamento de dois planos de clivagem formando ângulo de 124°. As proporções deste mineral nas lâminas atingem **<5%**. Os tamanhos são menores que **1,25mm**. Contato entre grãos: suturado, sinuoso e/ou subretilíneo.

Titanita: Cristais subidioblásticos, xenoblásticos, losangulares, subarredondados, alongados, seções rômbricas, losangulares. Exibindo geminação polissintética. São observados alguns cristais idioblásticos de titanita, inclusos em megacristais de microclina.

Cristais subidioblásticos, seções rômbricas e cristais granulares de menor tamanho, cor marrom esverdeado a rosado, formando trilhas ou faixas paralelas à foliação da rocha. Ocorrem nos tipos que mostram textura bandada (tipo gnáissica, conforme Heinrich, 1966?). As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **<2,30mm**. Contato entre grãos: retos e/ou subretilíneos.

Minerais opacos: Cristais xenoblásticos, subidioblásticos a subarredondados. Ocorrem disseminados e formando de trilhas na matriz metacarbonática. São observados também na forma de veios ou como agregados de minerais, preenchendo os espaços fraturados no plagioclásio (intersticial), anterior à fase de cristalização por calcita tardia. É observado também ocorrência de processos de oxidação, com veios de limonita. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,04 a 1,375mm**. Contato entre grãos: retos e/ou subretilíneos.

Microclina: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados, alongados. Textura poiquiloblástica. Os cristais ocorrem alterando-se para complexo de argilominerais, cristais menos alterados em relação ao plagioclásio. Alterado principalmente nas bordas e em outros cristais parcialmente alterados mostram uma textura reliquiar. Alguns formando faixas ou bandas. Cristais arredondados mais alterados (+antigos?) que os cristais de plagioclásio. Geminação cruzada.

Ocorrem também como fragmentos de rocha (porfiroblastos), e/ou agregados de grãos xenoblásticos ou grãos intersticiais, como veios, juntamente ou associados a minerais de quartzo e plagioclásio. Inclusões de calcita intersticial, clinozoisita e epidoto preenchendo as fraturas, também inclusões de biotita. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 25%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 3,35mm**. Contato entre grãos: retos e/ou subretilíneos a sinuosos, costurados.

Algumas lâminas mostram intercalações entre a rocha metacarbonática de granulação fina e rochas metamáficas (anfíbolíticas) e anortositicas (Fotomicrografia 12), configurando em microescala textura gnaissóide ou bandada; ou contatos simples entre a metamáfica anfíbolítica e a metacarbonática de granulação fina (Fotomicrografia 13). É possível que o metacarbonato tenha se comportado de forma plástica em resposta ao intenso tectonismo ocorrido na área, e se introduzido ao longo dos planos de foliação das rochas pré-existentes.

3.2.4.2 PETROGRAFIA DA SUB-UNIDADE DE ROCHA METACARBONÁTICA DE GRANULAÇÃO MÉDIA A GROSSA PARCIALMENTE AFETADA POR ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL (METASSOMATISMO) E GRADANDO A SKARN

Amostras dos afloramentos CC-3 (Q2-1), CC-30 A, CC-78, CC-90, CC-91, CC-94, CC-106, CC-293E, CC-308A, CC-308B, CC-308C, vide respectivas Tabelas Petrográficas (em anexo).

3.2.4.2.1 Petrografia Microscópica

Calcita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, granulares, subarredondados, granulação fina a média, incolor, fratura irregular. Textura granoblástica. Predominam os cristais de granulação média de 2,0 a 4,0mm. Sem alteração aparente. Compondo a matriz da lâmina, apresentando-se como cristais bem desenvolvidos, com bordas irregulares, mostrando clivagem romboédrica típica. Nesta matriz metacarbonática ocorrem porfiroblastos de minerais de plagioclásio, diopsídio, anfíbolios, microclina e escapolita entre os principais.

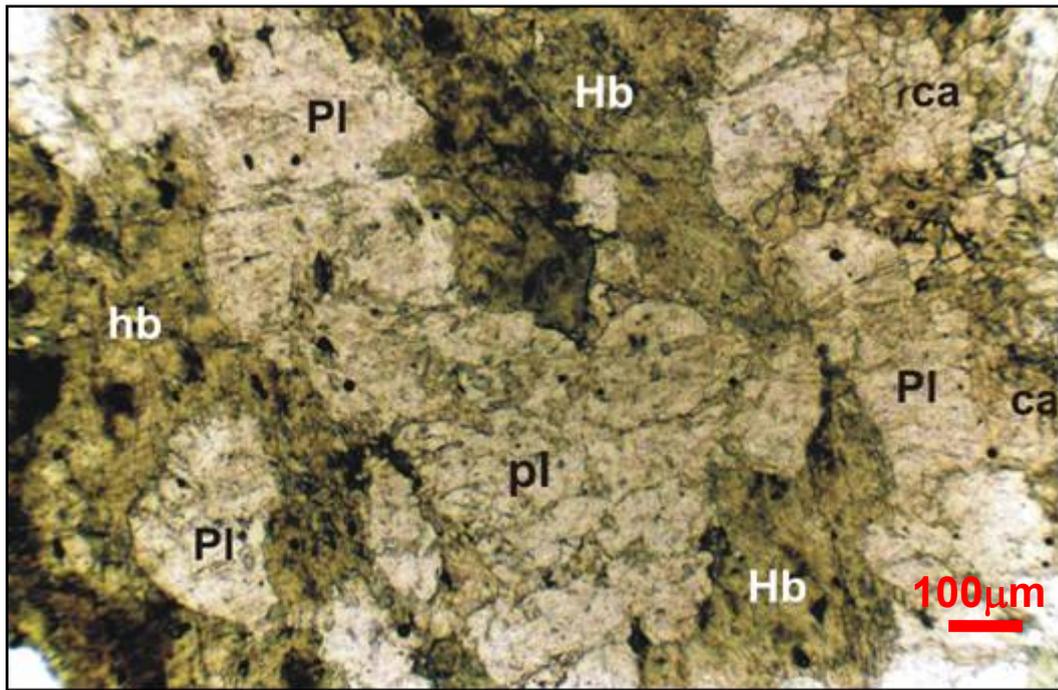
Observam-se duas fases de calcita: 1) Precoce: Em maior proporção, cristais mais desenvolvidos de granulação média (0,75 a 4,25mm), xenoblásticos, menos alterados; chegando a cristais de tamanho até 6,25mm (macrocristais); 2) tardia: menor proporção, cristais subidioblásticos a xenoblásticos de menor tamanho, granulação fina (<0,3mm), granulares, formando uma fase intersticial acompanhando à alteração hidrotermal, alteração para *skarn*? As proporções de calcita nas lâminas variam de **60-85%**. Os tamanhos variam de **0,30 a 6,25mm**. Contato entre grãos: reto e/ou subretilíneo a sinuoso.

Diopsídio: Grãos subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos, granulares, a vezes subarredondados, alguns fraturados, fragmentados e corroídos (disseminados na rocha metacarbonática). Texturas poiquiloblástica, grano-nematoblástica e reliquiar (processo de dissolução?). Geminação polissintética. Apresenta inclusões de flogopita e calcita. O diopsídio ocorre alterando para anfíbolios (actinolita/tremolita) com alteração incipiente nas bordas. São exibidos processos de oxidação (limonita). Os grãos xenoblásticos, ocorrem principalmente muito fraturados, fragmentados. Em outros locais se observam cristais subidioblásticos menos alterados e fraturados.

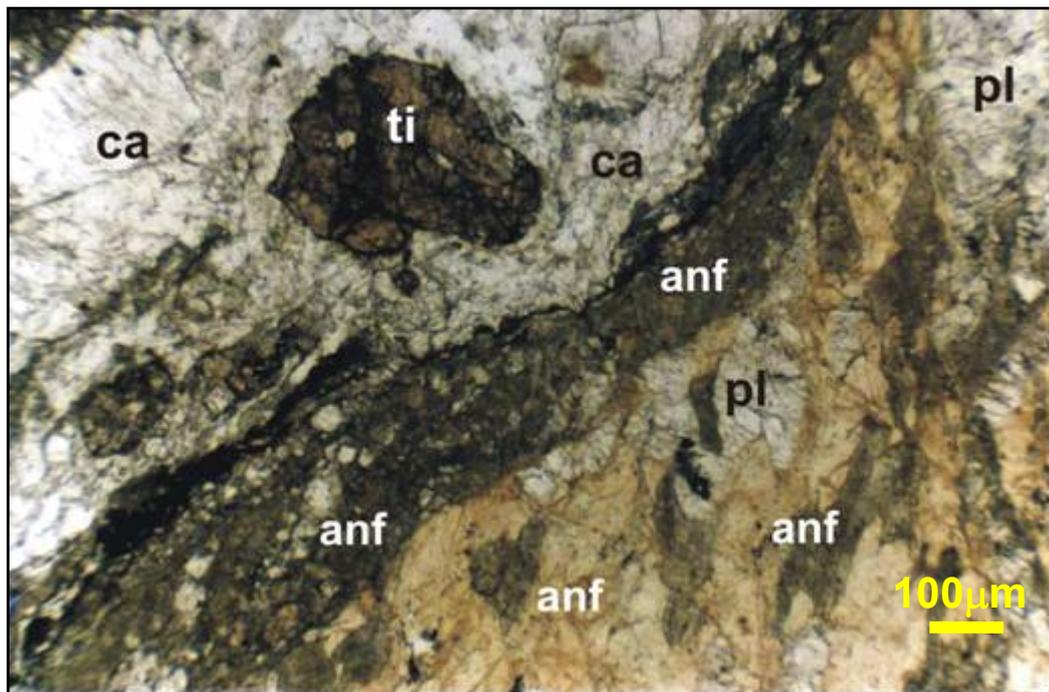
O clinopiroxênio predominante é **diopsídio-hedenbergita** (piroxênio verde claro a incolor), também ocorrendo augita (vide Figura 5.14, dados de química mineral), Fotomicrografias 14 e 15. As proporções de diopsídio nas lâminas variam de **<5 a 25%**. Os tamanhos variam de **0,10 a 3,75mm**. Contato entre grãos: reto e/ou subretilíneo, sinuoso, suturado.

Actinolita e tremolita: Ocorrem na forma de cristais xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, tabulares, aciculares. Apresentam textura nematoblástica e hábito fibroso. Observam-se os cristais de anfíbolio com as seções basais de aparência losangular ou como prismas alongados a fibrosos.

Variedade de cor verde claro a incolor. São mostradas em algumas lâminas cristais de actinolita e minerais opacos com processos de oxidação (limonitização, alteração hidrotermal).



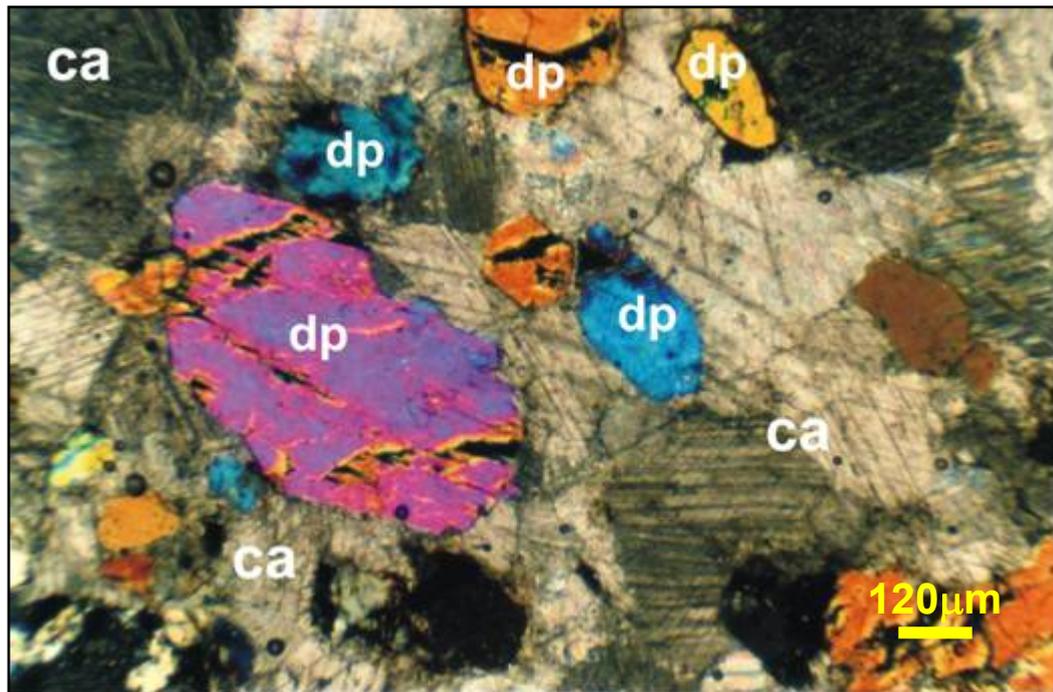
Fotomicrografia 12 (CC-293 G) Intercalações de faixas anfibolíticas (metamáficas) (hb) e anortosíticas (pl) com faixas metacarbonáticas (ca), mostrando textura bandada (gnáissica segundo Heinrich, 1966?) em microescala, nas rochas metacarbonáticas de granulação fina. Nicóis paralelos, objetiva 2,5X.



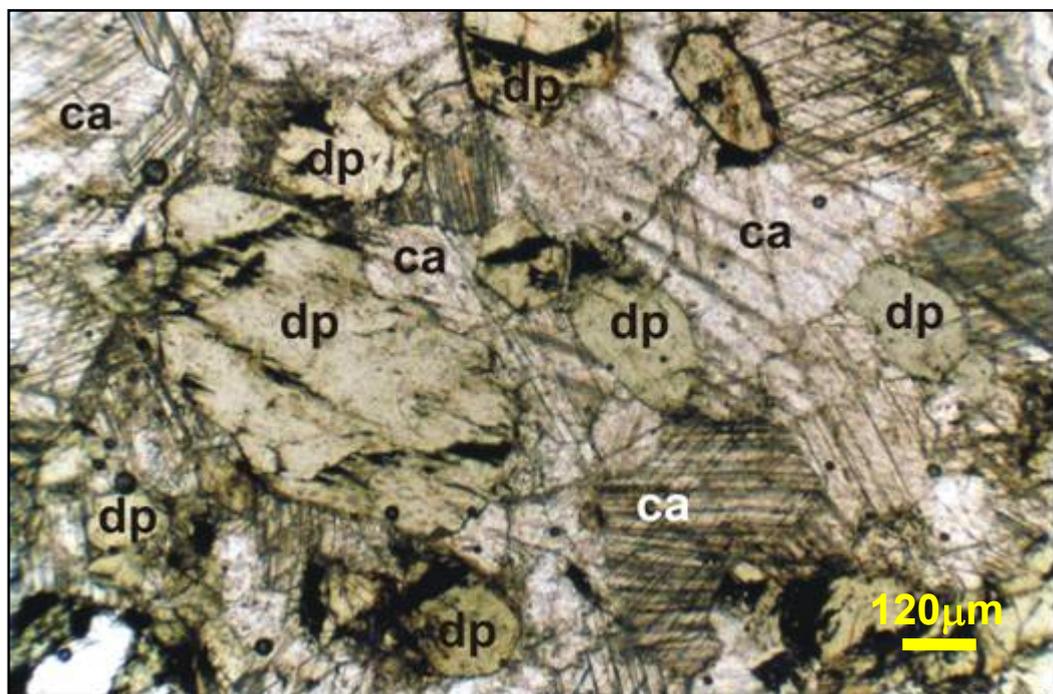
Fotomicrografia 13 (CC-293K) Contato de rocha metamáfica (anfíbólica=anf) e anortosítica (plagioclásio=pl) com rocha metacarbonática (calcita= ca) da unidade metacarbonática de granulação fina. Detalhe do cristal de titanita (ti) na matriz calcítica. Nicóis paralelos, objetiva 2,5X.

Estes minerais são produtos da alteração do diopsídio (observando-se principalmente nas bordas). Predominam os cristais menores de 0,75mm. As proporções nas lâminas variam de <5 a

10%. Os tamanhos variam de <math><2,75\text{mm}</math>. Contato entre grãos: suturado, reto e/ou subretilíneo, sinuoso.



Fotomicrografia 14 (CC-288A) Cristais de diopsídio (dp) subarredondados em uma matriz calcítica granoblástica média a grossa. Nicóis cruzados, objetiva 2,5X.



Fotomicrografia 15 (CC-288A) Cristais de diopsídio (dp) subarredondados numa matriz calcítica (ca) granoblástica média a grossa. Nicóis paralelos, objetiva 2,5X.

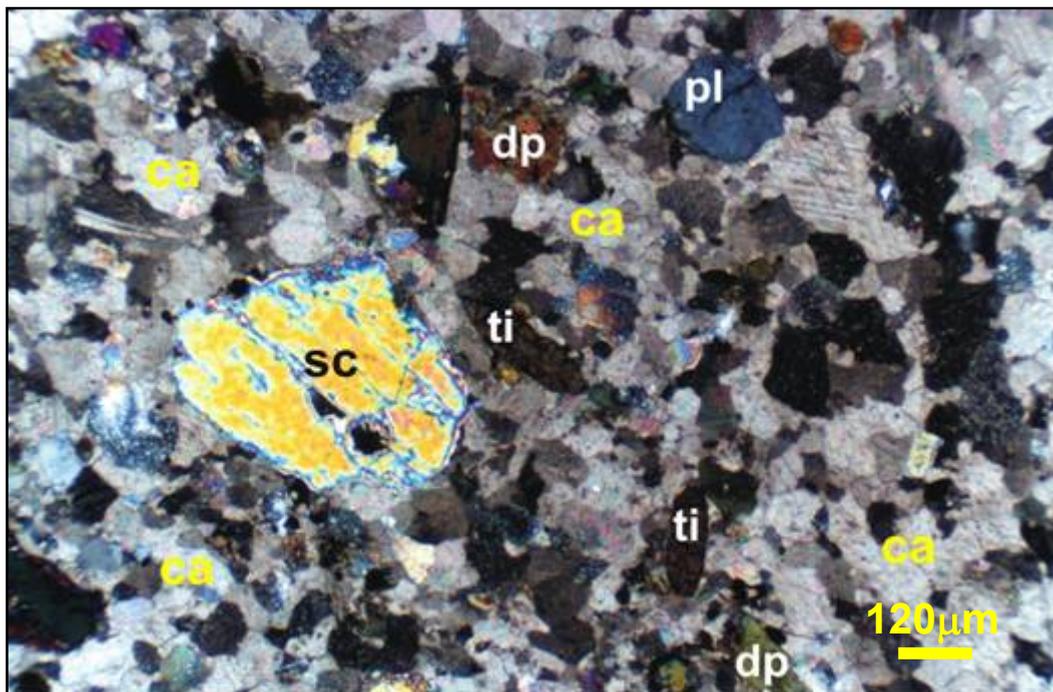
Plagioclásio: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos, bordas arredondadas, na forma de agregados de cristais. Ocorrem na forma de alterações pulverulentas, mostrando uma fase de alteração de fraca

a média, alterando principalmente nas bordas para complexo de minerais (sericita, epidoto e calcita), saussuritização. Contém inclusões de calcita. Apresentam texturas poiquiloblástica, grãos fraturados e corroídos. Geminação polissintética. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **<2,70mm**. Contato entre grãos: reto e/ou subretilíneo, sinuoso.

Microclina: Cristais subidioblásticos a subarredondados. Mostrando texturas poiquiloblástica. Alguns grãos xenoblásticos ocorrem, corroídos, muito fraturados, com alterações de complexo de argilominerais. São observadas inclusões de calcita, epidoto e minerais opacos. Também são observados cristais isolados de microclina subarredondados associados a cristais de diopsídio e titanita rotacionados em uma matriz calcítica fina, com textura fluidal. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **0,30 a 2,50mm**. Contato entre grãos: reto e/ou subretilíneo, sinuoso.

Flogopita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, tabulares, prismáticos, alongados, aciculares. Textura lamelar orientada. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,10 a 2,50mm**. Contato entre grãos: suturado, reto e/ou subretilíneo, sinuoso.

Minerais opacos: Cristais subidioblásticos a xenoblásticos, alongados, alguns subarredondados. Exibem-se como grãos isolados ou como trilhas. Algumas porções de minerais opacos, nesta subunidade, ocorrem mais bem desenvolvidas (mais grossas em relação a outras amostras). Processos de oxidação (limonitização).



Fotomicrografia 16 (CC-293J) Cristais de escapolita (sc), titanita (ti), diopsídio (dp), plagioclásio (pl) subarredondados em uma matriz calcítica (ca) granoblástica de granulação média. Nicóis cruzados, objetiva 2,5X.

Ocorre às vezes, formando faixas dobradas de actinolita com minerais opacos deformados. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de 0,05 a 1,25mm. Contato entre grãos: reto e/ou subretilíneo, sinuoso.

Escapolita: Grãos subidioblásticos, subarredondados, muito alterados nas bordas (Fotomicrografia 16). É observado junto ou em contato ao clinopiroxênio e ao plagioclásio. As proporções nas lâminas variam de <5 a 10%. Produto de alteração do plagioclásio. Os tamanhos variam de 0,625 a 1,50mm. Contato entre grãos: reto e/ou subretilíneo, suturado, sinuoso.

Epidoto e Clinozoisita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, ocorrem juntos aos cristais intersticiais de quartzo e calcita. Produto de alteração hidrotermal do plagioclásio. Estes cristais intersticiais ocorrem como veios ou como agregados de minerais tardios, na matriz. As proporções nas lâminas variam de <5 a 10%. Os tamanhos variam de 0,10 a 2,85mm. Contato entre grãos: reto e/ou subretilíneo, sinuoso.

3.2.5 UNIDADE DE SKARN

Sob a denominação de *skarn* estão incluídas três tipos de rocha, constituindo sub-unidades ou variedades: a) rochas desenvolvidas em substrato do tipo metamáfico-ultramáfico e leucogabroico; b) rochas desenvolvidas em substrato do tipo metacarbonático; c) *skarns* propriamente ditos, em que o avançado estágio de epidotização já não permite reconhecer o substrato. Exibem variados aspectos: granulação variando de fina-média a grossa; texturas bandada, maciça e brechóide; coloração verde escura a cinza esverdeada. São formadas por quantidades variadas de epidoto, anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo. Ocorrem como lentes descontínuas, intercaladas nas rochas metamáfico-ultramáficas e metacarbonáticas (Fotografias 3.31 a 3.34).

O quartzo está relacionado a um extenso e heterogêneo processo de silicificação. No campo tais litotipos ocorrem na forma de blocos soltos angulosos a subarredondados e na forma de corpos tabulares alongados de comprimento métrico a decamétrico, concentrados nos quadrantes leste e central da área mapeada.

Os *skarns* ocorrem freqüentemente constituindo lentes descontínuas sob forma de intercalações nas metamáficas e nos mármore, exibem granulação média a fina, algumas vezes bandada, outras vezes com aspecto maciço, pouco intemperizado, coloração esverdeada. Localmente, os metassomatitos de Fagundes-Itatuba contêm sulfetos (pirita, melnicovita e calcopirita).

Sua composição modal é dominada essencialmente por plagioclásio, hornblenda, actinolita, epidoto, clinozoisita, diopsídio; como acessórios observam-se titanita, apatita, alanita, clorita, carbonatos e granada.

O plagioclásio mostra formas subédricas com bordas corroídas e em geral apresenta evidências de alteração (saussuritização, alteração para um complexo de minerais: calcita, epidoto e sericita). Seus contatos com os cristais de hornblenda são retilíneos, sugestivos de equilíbrio metamórfico entre estes dois minerais.

A hornblenda exibe coloração verde e forma cristais subédricos, fraturados, alterando freqüentemente nas bordas para actinolita e epidoto. A actinolita ocorre intersticial entre os grãos maiores de plagioclásio e hornblenda, como cristais subédricos a anédricos com as bordas corroídas e é produto de alteração da hornblenda, alterando por seu turno para clinozoisita.



Fotografia 3.31 Feição da brecha hidrotermal (*skarn*) em contato com restos de metamáficas (hornblenda gabros). Ocorrem veios intersticiais de calcita e quartzo, e fragmentos angulosos de actinolita, epidoto e quartzo. São evidentes intensos processos de silificação. Amostra CC-11.



Fotografia 3.32 Detalhe de brecha hidrotermal (*skarn*) com infiltração de calcita hidrotermal (estrutura fluidal), invadindo intensamente a rocha metassomatizada. Observam-se fragmentos angulosos de actinolita, epidoto e quartzo. Amostra CC-11.

A clinozoisita é um produto da alteração metassomática da hornblenda, da actinolita e do diopsídio, por ação de fluidos hidrotermais percolantes na rocha, e ocorre de duas formas: ora como cristais subédricos pseudo-hexagonais neoformados pelo metassomatismo atuante nos minerais

principais; ora formando a matriz da rocha, preenchendo os espaços intersticiais entre os cristais maiores de plagioclásio, hornblenda e actinolita, em um processo de metassomatismo sofrido pela rocha denominado epidotização, comum em várias rochas tipo *skarn*.

O diopsídio exibe às vezes geminação polissintética e em alguns locais mostra alteração para actinolita. O diopsídio freqüentemente ocorre associado a pequenos cristais alongados de titanita, formando trilhas descontínuas, e cercado por microcristais de clinozoisita (textura de coroa).

Os minerais acessórios: titanita, alanita e apatita exibem formas alongadas e bordas arredondadas, típicas de minerais de rochas metassomatizadas.



Fotografia 3.33 Brecha hidrotermal (*skarn*) com fragmentos de rocha com actinolita, epidoto e quartzo em contato com porção maciça de rocha metamáfica. Intensa silificação tardia. Amostra CC-11.

3.2.5.1 SUBUNIDADE SKARNS DESENVOLVIDOS EM SUBSTRATO METAMÁFICO

As rochas tipo *skarns* ocorrem freqüentemente constituindo lentes descontínuas sob a forma de intercalações nas metamáficas, ocorrendo na forma de contatos bruscos e/ou difusos, ora concordante ora discordante com os paragneisses encaixantes.

3.2.5.1.1 Petrografia Microscópica

Amostras características desta subunidade são CC-Q1-1, CC-Q3-1, CC-276B (Fotomicrografia 17), CC-277 (Fotomicrografia 18). CC-293D, CC-293IA, CC-298A, CC-293C.

Hornblenda ocorre na forma de cristais xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, alongados, granulares, fraturados, neoformados. Ocorrem alinhados na forma de faixas, foliação magmática. Alguns grãos apresentam fraturas preenchidas por veios de limonita por oxidação ou perda de ferro. Altera para clorita, calcita, epidoto-clinozoisita principalmente nas bordas. Apresenta inclusões de titanita, epidoto-clinozoisita, plagioclásio e diopsídio. Os cristais se apresentam com forte pleocroísmo, variando de verde claro-verde escuro-azulado (típico de fácies anfibolítica) a marrom.

Os grãos de hornblenda ocorrem orientados formando faixas ou bandas ou camadas (foliação, textura gnáissica). Alguns grãos ocorrem com resto de ferro nas bordas alterando-se por oxidação (limonitização), produzindo manchas ferruginosas. Sua composição modal é de 34 a 40%, com tamanhos de grãos variando de 0,25 a 2,70mm. Os contatos entre grãos são retos a suturados.



Fotografia 3.34 Bloco de rocha metacarbonática da sub-unidade de granulação média a grossa, exibindo textura brechosa em contato com rocha de tipo *skarn* (textura de substituição) composto por diopsídio, hornblenda, calcita e epidoto, de tonalidade verde a cinza claro, à esquerda da fotografia. Amostra CC-269.

Plagioclásio apresenta-se xenoblástico a subidioblástico, com cristais neoformados, intersticiais, alongados, com extinção ondulante. São exibidos preenchendo espaços vazios entre os cristais neoformados de hornblenda. Exibem textura granular orientada e alguns cristais exibem textura poiquiloblástica, muito fraturados, com geminação polissintética. Ocorrem inclusões de epidoto-clinozoisita, calcita e clorita principalmente nas bordas, em contato com os grãos da hornblenda, sendo estes minerais produtos de alteração da hornblenda. Observando-se também outras inclusões no plagioclásio: diopsídio, titanita, hornblenda e minerais opacos. Apresenta algumas evidências de alteração, de forma pulverulenta (saussuritização) e bordas corroídas.

A forma de ocorrência do plagioclásio na lâmina sugere que este ocorre como veios penetrando a rocha (plagioclásio secundário); também poderia indicar-se a presença de plagioclásio neoformado. Sua composição modal é de **30 a 45%**. Geralmente o tamanho predominante dos grãos é encontrado variando entre **0,20 a 6,35mm**. Os contatos entre os cristais de hornblenda são retilíneos, sugestivos de equilíbrio metamórfico entre estes dois minerais.

Diopsídio ocorre como cristais xenoblásticos a subarredondados, prismáticos, granulares, fraturados, alguns fragmentados, textura poiquiloblástica. Observam-se como minerais intersticiais entre os cristais de hornblenda. Cristais corroídos, bordas fragmentadas, mostrando texturas reliquias e textura de coroa envolvendo a hornblenda, textura de dissolução do clinopiroxênio transformando-se em hornblenda. Inclusões de plagioclásio, apatita, titanita. Ocorre também associado a pequenos cristais alongados de titanita, os quais formam trilhas descontínuas e também se exhibe emoldurado por cristais subidioblásticos, de granulação fina, de epidoto. Em alguns locais mostra alteração para actinolita, mudando a fibroso. Exhibe geminação polissintética, zonados em algumas porções. Sua composição modal é muito variável de **<5 a 20%**, com tamanhos de grãos **<0,80mm**. Os contatos entre grãos são retos a suturados.

Actinolita exhibe-se como cristais subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos, alongados, aciculares. Alguns grãos estão fragmentados, com textura reliquiar e/ou textura de dissolução. Outros cristais prismáticos ocorrem orientados, formando faixas. Em geral apresentam hábito fibroso. Observam-se cristais intersticiais entre os grãos de plagioclásio e hornblenda, produto de alteração dos piroxênios. Mostram-se locais onde a actinolita altera para epidoto/clinozoisita com bordas corroídas. Variedade verde clara a escura, pleocroísmo fraco. Sua composição modal é de **<5 a 10%**. Sendo o tamanho predominante dos grãos variando entre **0,10 a 0,90mm**. Os contatos entre os cristais são suturados a retos.

Titanita ocorre como cristais xenoblásticos a subidioblásticos (em menor proporção), alguns subarredondados, formando faixas paralelas aos minerais máficos (hornblenda e clinopiroxênio), formando trilhas, alguns grãos ocorrem com formas losangulares. São observados grãos de ilmenita (minerais opacos) como inclusões rômbricas na titanita. Também ocorrem como trilhas paralelas a orientação da faixa de cristais alongadas de hornblenda de textura cumulática. Sua composição modal é de **<5 a 10%**. O tamanho predominante dos grãos é encontrado variando entre 0,025 a 3,35mm. Os contatos entre grãos são principalmente retilíneos.

Minerais opacos (Fotomicrografia 17) ocorrem xenoblásticos, em forma de veios e também formando faixas, com tênue alinhamento. Ocorrem veios alteram para limonita. Observam-se às vezes como inclusões na hornblenda. Exhibem-se também grãos na forma de pseudomorfose da hornblenda (textura de substituição, amostra CC-276 B). Observam-se veios intersticiais de minerais opacos, calcita e titanita, preenchendo espaços vazios entre os grãos dos minerais essenciais.

Granada ocorre como cristais reliquias (Fotomicrografia 17) associados aos minerais opacos (sulfetos) nos *skarns* desenvolvidos em substrato máfico-ultramáfico, exhibem formas xenoblásticas, com bordas corroídas e forma assembléia com cristais originários da rocha substrato: diopsídio, anfibólio, plagioclásio e adicionalmente epidoto secundário. Na Amostra CC-277 (Fotomicrografia 18) são observados cristais de especularita, alongados, aciculares, associados com cristais subarredondados de granada formando a matriz com cristais xenoblásticos e alongados de quartzo.

Minerais de *Skarn* tais como hedenbergita comumente sofrem processos de oxidação hipógena, pela qual se gera especularita, próximo do *Skarn* granatífero (Burt & Petersen, 1974).

3.2.5.2 SUBUNIDADE DE SKARNS DESENVOLVIDOS EM SUBSTRATO METACARBONÁTICO

As rochas tipo *skarns* desenvolvidas em substrato metacarbonático ocorrem freqüentemente constituindo corpos descontínuos adjacentes ou intercalados nas metacarbonáticas, exibindo contatos bruscos e/ou difusos. Há dois tipos: um de granulação fina e outro de granulação média a grossa, ambos tipos com granulação herdada do substrato e ambos tipos exibindo textura brechosa e/ou textura de substituição.

3.2.5.2.1 Petrografia Microscópica

Amostras características desta subunidade são: CC-228, CC-293F1, CC-293IA, CC-293IB (Fotomicrografias **19** e **20**), CC-293G, CC-293H.

Diopsídio: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, alongados. Alterando a actinolita, principalmente nas bordas, também altera para complexo de minerais (talco+actinolita-tremolita), Se observa uma constante alteração para actinolita-tremolita. Cristais muito fraturados a fragmentados, com uma tênue orientação. Textura poiquiloblástica, alguns apresentam textura reliquiar. Observam-se inclusões de quartzo + epidoto-clinozoisita (intercrescimento). As proporções nas lâminas variam de **40-45%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 5,375mm**. Contato do tipo subretilíneo a sinuoso, linhas irregulares.

Clinozoisita e Epidoto: Cristais subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos, tabulares, granulares. Apresentam-se na forma de grãos intersticiais, com intercrescimento entre a clinozoisita e epidoto. Ocorrem formando a matriz (calcita+epidoto+clinozoisita+quartzo-plagioclásio). As proporções nas lâminas variam de **20-25%**. Os tamanhos dos cristais subidioblásticos de epidoto **<2,125mm** e clinozoisita **<3,125mm**. Contato reto a subretilíneo.

Calcita: Cristais xenoblásticos, intersticiais, granulares, possivelmente como resultado do produto de alteração dos piroxênios; exibem-se preenchendo os espaços entre os clinopiroxênios (entre as fraturas), também na forma de veios. Ocorrem associados e/ou juntos aos minerais intersticiais de alteração: epidoto e clinozoisita, formando a matriz. As proporções nas lâminas variam de **10-20%**. Os tamanhos variam de **<1,0mm**. Contato reto a sinuoso.

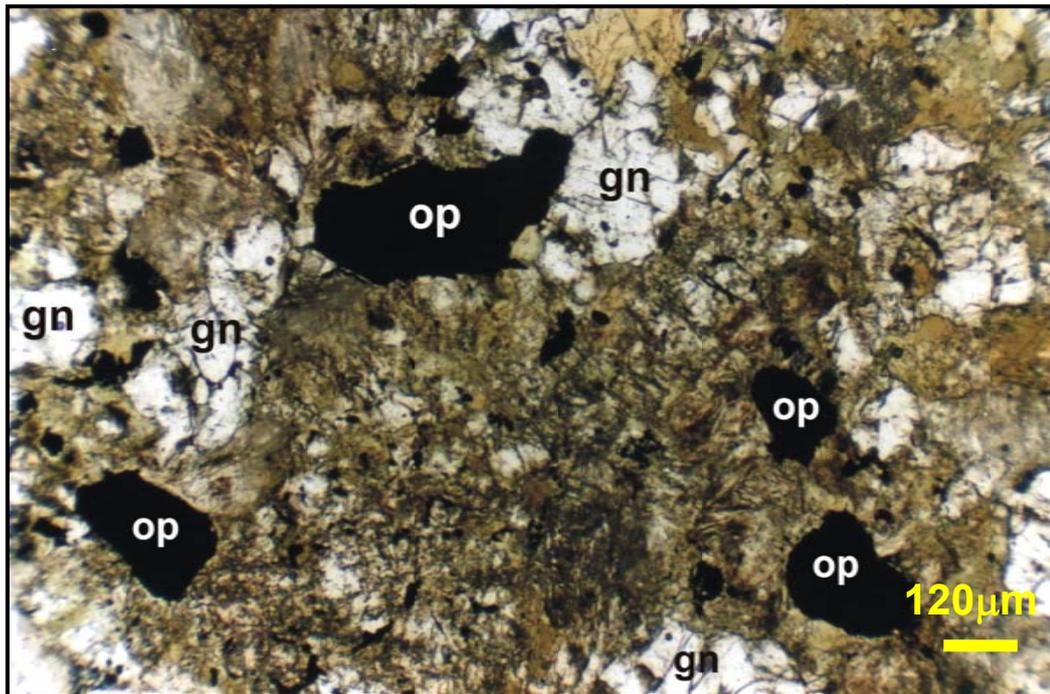
Plagioclásio: Grãos xenoblásticos, neoformados, (na forma de porções de plagioclásio intersticial), formando a matriz, muito alterados (alteração avançada), alteração pulverulenta (saussuritização). Alguns agregados de cristais estão atravessados por veios de quartzo e microclina em uma fase intersticial mais tardia. As proporções nas lâminas variam de **5-15%**. Os tamanhos variam de **<3,5mm**. Contato reto a suturado, linhas irregulares.

Quartzo: Grãos xenoblásticos, subarredondados, granulares, intersticiais. Ingressou na rocha na forma de veios tardios, formando a matriz com os minerais intersticiais de calcita+epidoto-clinozoisita. Ocorrem como inclusões nos clinopiroxênios.

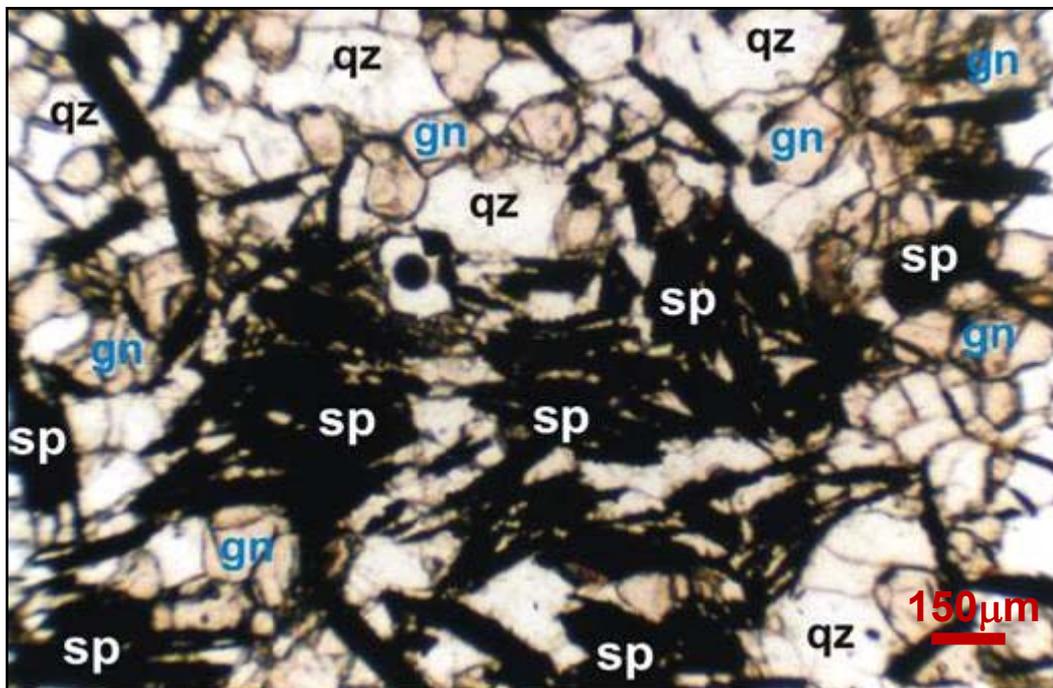
Textura em mosaico poligonal, com cristais alongados. As proporções nas lâminas variam de **5-10%**. Os tamanhos variam de **<1,15mm**. Contato reto a subretilíneo.

Microclina: Grãos xenoblásticos, intersticiais, neoformados, fragmentados, inclusões de epidoto e clinozoisita. Associada à fase intersticial com os minerais de alteração hidrotermal: epidoto,

clinozoisita e quartzo. Geminação cruzada. As proporções nas lâminas variam de <5 a 10%. Os tamanhos variam de 0,05 a 2,125mm. Contato reto.



Fotomicrografia 17 Observa-se cristais de granada associados a minerais opacos (sulfetos), em uma matriz de minerais formando *skarn* (anfibiólio, epidoto, diopsídio, plagioclásio). Amostra CC-276B, objetiva 2,5X.

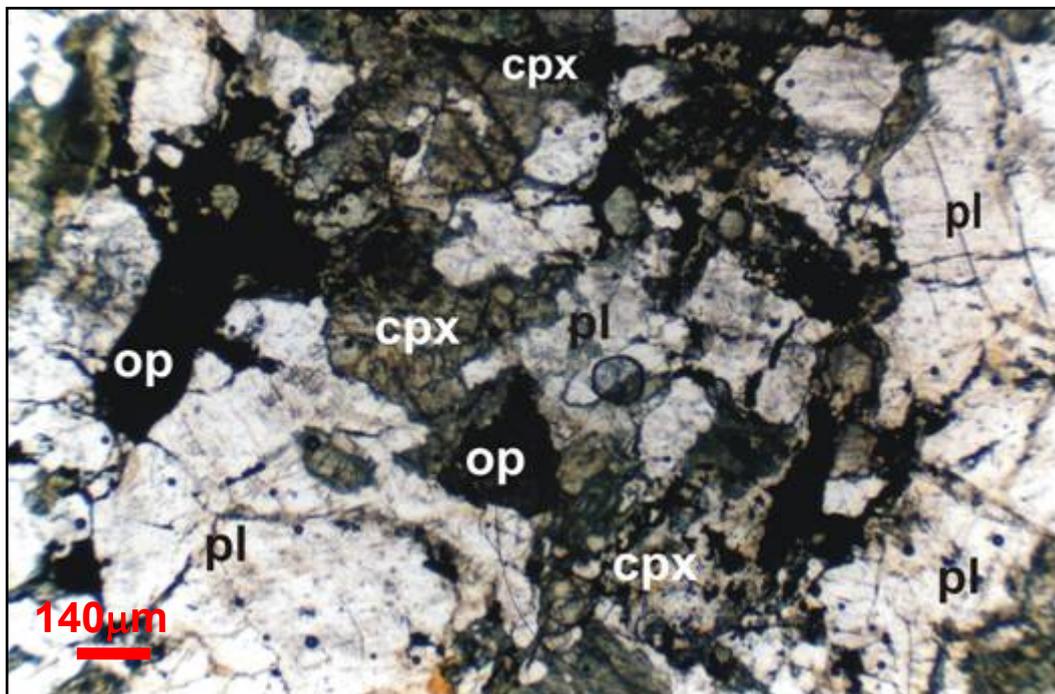


Fotomicrografia 18 Cristais de especularita (sp), alongados, aciculares, associados com cristais subarredondados de granada (gn) formando a matriz com cristais xenoblásticos e alongados de quartzo (qz). Amostra CC-277. Minerais de *Skarn* tais como hedenbergita comumente sofrem processos de oxidação hipógena, pela qual se gera especularita, próximo do *Skarn* granatífero (Burt & Petersen, 1974). Nicóis paralelos, objetiva 2,5X.

Actinolita: Grãos xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, aciculares, alguns fragmentados. Produto de alteração do diopsídio, hábito fibroso. Variedade verde clara, fraco pleocroísmo. As proporções nas lâminas variam de <5 a 10%. Os tamanhos variam de <0,975mm. Contato reto a sinuoso, linhas irregulares.

Titanita: Grãos subidioblásticos a xenoblásticos, fraturados, conservando as formas rômbricas, porém com bordas corroídas, exibe às vezes geminação polissintética. As proporções nas lâminas variam de <5%. Os tamanhos variam de 0,075 a 0,75mm. Contatos intercristalinos do tipo reto.

Clorita: Grãos xenoblásticos, na forma de massas escamosas, intersticiais, tabulares, sendo produto de alteração dos piroxênios, principalmente nas bordas. São observados intercrescimentos na matriz de clorita (em contato com os piroxênios), com os minerais intersticiais: calcita, epidoto e quartzo. As proporções nas lâminas variam de <5%. Os tamanhos variam de <0,675mm. Contato do tipo reto a sinuoso, linhas irregulares.



Fotomicrografia 19 Minerais opacos como inclusões ou associados a plagioclásios neoformados, englobando cristais de clinopiroxênios em uma amostra de *skarn* inserida em rochas metacarbonáticas, com alto teor de sulfetos (pirita e pirrotita) Amostra CC-293IB, objetiva 2,5X.

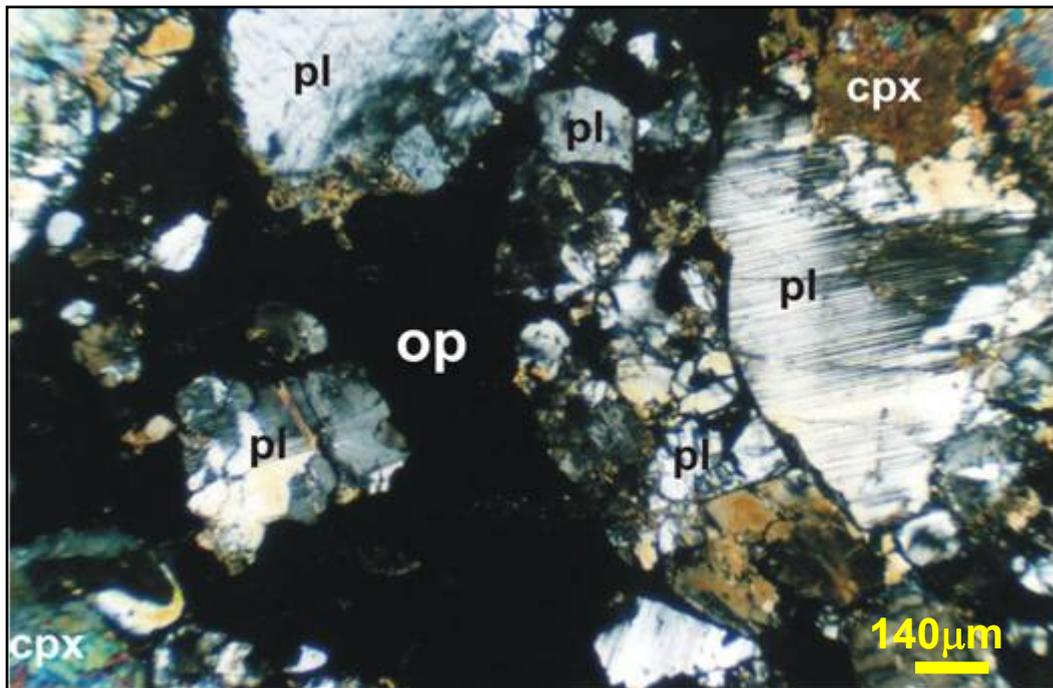
3.2.5.3 SUBUNIDADE DE SKARN “PROPRIAMENTE DITO”

Amostras características desta subunidade são: CC-10, CC-11Q5-3, CC-11Q5-4, CC-11Q5-6.

3.2.5.3.1 Petrografia Microscópica

Epidoto: esta subunidade de rochas de tipo *skarn* exibe fase de epidotização avançada com a matriz composta de cristais idioblásticos a subidioblásticos (grãos mais desenvolvidos de granulação chegando até 2,25mm) de epidoto tardio (intersticial, com cristais xenoblásticos mais finos (<0,125mm) ocupando a matriz. Ocorrem também na forma de veios de epidoto atravessando a matriz, recristalizados (microcristalinos), em possivelmente duas fases ou pulsos de alteração

metassomática. Textura granular a prismática, textura decussada (cristais com orientação difusa ou orientados aleatoriamente, típico de metassomatismo).



Fotomicrografia 20 Minerais opacos como inclusões ou associados a plagioclásios neoformados, englobando cristais de clinopiroxênios em uma amostra de *skarn* inserida em rochas metacarbonáticas, com alto teor de sulfetos (pirita e pirrotita) Amostra CC-293IB, objetiva 2,5X.

Em algumas lâminas são observados também cristais de epidoto mais desenvolvidos de granulação grossa. Grãos irregulares, idioblásticos a subidioblásticos, intersticiais formando a matriz, espalhados ou disseminados ou formando veios em toda lâmina. Observa-se a matriz formada de cristais subidioblásticos e idioblásticos de epidoto (epidotização) e quartzo, ambos intersticiais na forma pervasiva e como veios tardios, possivelmente representando dois pulsos de metassomatismo. Inclusos na matriz ocorrem cristais de diopsídio e actinolita. Observa-se: a) cristais idioblásticos, neoformados, relacionados ou associados ao quartzo intersticial (na forma de veios); textura decussada. Tamanho: de 0,50 a 1,25mm; b) uma fase tardia, formando a matriz, cristais xenoblásticos, intersticiais, preenchendo os espaços e fraturas, na forma de veios e agregados granulares, aciculares, alteração pervasiva (disseminada) da rocha, em alguns lugares se observa a textura decussada. Tamanho: 0,125 até 0,50mm.

Associado à clinozoisita, sob forma de intercrescimentos. As proporções nas lâminas variam de <5 a 70%. Os tamanhos variam de 0,025 a 2,25mm. Contato reto a sinuoso, linhas irregulares.

Plagioclásio: Cristais xenoblásticos, neoformados, cristais intersticiais preenchendo os espaços vazios, relacionados ou associados com outros minerais tardios clinozoisita (epidoto), quartzo e calcita. Observam-se duas fases de cristalização (cristais de granulação mais grossa, entre 1,0 a 3,5mm) e intersticiais (recristalização, mais finos). Apresentam textura granular e geminação polissintética. Cristais emoldurados por clinozoisita e epidoto, textura mortar ou coroa. Apresenta-se

em franco processo de saussuritização, sendo substituído por um complexo de minerais de epidoto, sericita e calcita.

Cristais subidioblásticos a xenoblásticos, intersticiais, ocorrem na matriz (recristalização). As proporções nas lâminas variam de **<5 a 45%**. Os tamanhos variam de **0,02 a 3,50mm**. Contato reto, linhas irregulares.

Diopsídio: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos em geral se encontram alterados, muito fraturados, alguns fragmentados; textura reliquiar, freqüentemente alterando para actinolita; cristais parcialmente absorvidos pela matriz, mostrando processos de dissolução (textura de dissolução). Textura decussada. Os cristais de diopsídio muito alterado são circundados por cristais subidioblásticos e xenoblásticos de epidoto, sem orientação, os quais formam a matriz da rocha.

Cristais xenoblásticos prismáticos, alongados, cristais mais desenvolvidos (1,25 a 3,25mm) em relação às outras lâminas. Inclusões de plagioclásio intersticial, apatita, e veios de epidoto/clinozoisita preenchendo as fraturas. São observados ora como porções ou agrupamentos (*clots*) de grãos ora como faixas. Tamanhos mais finos entre 0,25 a 1,25mm. Em alguns cristais estão circundados por cristais de clinozoisita intersticial, textura coroa e em outros por textura mortar (finos cristais de diopsídio produzidos por sua recristalização dinâmica marginal). Em alguns locais altera para actinolita (hábito fibroso). Apresenta geminação polissintética e contém inclusões de titanita. O diopsídio está sendo substituído pelo epidoto e anfibólio.

As proporções nas lâminas variam de **<5 a 40%**. Os tamanhos variam de **0,10 a 3,25mm**. Contato reto a suturado, linhas irregulares.

Actinolita: Cristais xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, alongados, fibrosos, aciculares, fragmentados; texturas reliquiar e decussada. Cristais de actinolita intersticial muito alterados. Em geral os anfibólios ocorrem desordenados, sem orientação ou orientação aleatória (textura decussada), característica do metassomatismo de contato. Observam-se cristais de actinolita muito fraturados alterando a epidoto. Alguns cristais idioblásticos (prismas de seis lados). Observam-se cristais subidioblásticos de actinolita circundados pelo epidoto intersticial.

Ocorrem alguns cristais mais desenvolvidos, numerosos cristais fragmentados (processo de dissolução), cristais intersticiais e aciculares de actinolita na matriz com textura decussada. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 15%**. Os tamanhos variam de **0,10 a 2,00mm**. Contato reto a suturado, algumas linhas irregulares.

Titanita: Observam-se cristais xenoblásticos a subidioblásticos, seções rômbricas alongadas, inclusos em diopsídio, formando grupos (*clots*) ou trilhas de tênue orientação. Comumente são observados na matriz de quartzo e epidoto-clinozoisita intersticial.

Alguns cristais de titanita ocorrem bem desenvolvidos com formas parcialmente losangulares e bordas subarredondadas, apresentam geminação polissintética. Alguns estão fragmentados. As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,04 a 1,075mm**. Contato reto, algumas linhas subretilíneas.

Clinozoisita: Cristais subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos, associados aos grãos idioblásticos de epidoto, fase precoce. Cristais xenoblásticos, intersticiais, ocorrem formando a matriz, recristalização dinâmica tardia, a marginal. Ocorrem associados ou na forma de intercrescimentos ou

na mesma fase intersticial ao epidoto, na matriz. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 1,25mm**. Contato reto, algumas linhas subretilíneas.

Calcita: Cristais xenoblásticos, intersticiais. Veios (pulso tardio) atravessando a matriz, associado a cristais de epidoto e clinozoisita, granulação fina. As proporções nas lâminas variam de **<5 a 10%**. Os tamanhos variam de **0,01 a 0,50mm**. Contatos retos ou subretilíneos.

Apatita: Cristais subidioblásticos a idioblásticos, arredondadas, alguns cristais idioblásticos, prismas de seis lados (na forma de prisma de seis lados). As proporções nas lâminas variam de **<5%**. Os tamanhos variam de **0,05 a 0,625mm**. Contatos retos a subretilíneos.

3.2.6 UNIDADE DE ROCHAS GRANÍTIICAS-GRANODIORÍTICAS ASSOCIADAS

Na área pesquisada de Fagundes-Itatuba é comum a ocorrência de corpos granitóides de granulação equigranular fina a porfírica grossa, orientados segundo a direção W-E até WSW-ENE. Estes corpos apresentam-se como elevações topográficas ou altos morfológicos em relação às outras unidades litológicas da área. Classificam-se como biotita *augên*-gnaisses de composição granítica-granodiorítica, encontrando-se bastante deformados, afetados pela tectônica transcorrente (localmente de caráter sinistral) de idade possivelmente pré a sin-Brasiliana, embora exibam-se com as feições ígneas originais ainda preservadas. Estas rochas ocorrem posicionadas discordantemente da estruturação regional, possivelmente como intrusivas das outras unidades litológicas.

Estes corpos granitóides ocorrem ocupando as porções norte da região pesquisada, sob forma de um alto morfológico intrusivo e discordante (denominado Serra da Catuama a oeste do corpo intrusivo central e Serra Velha a leste), tratando-se de um grande corpo granítico porfírico, orientado segundo a direção E-W.

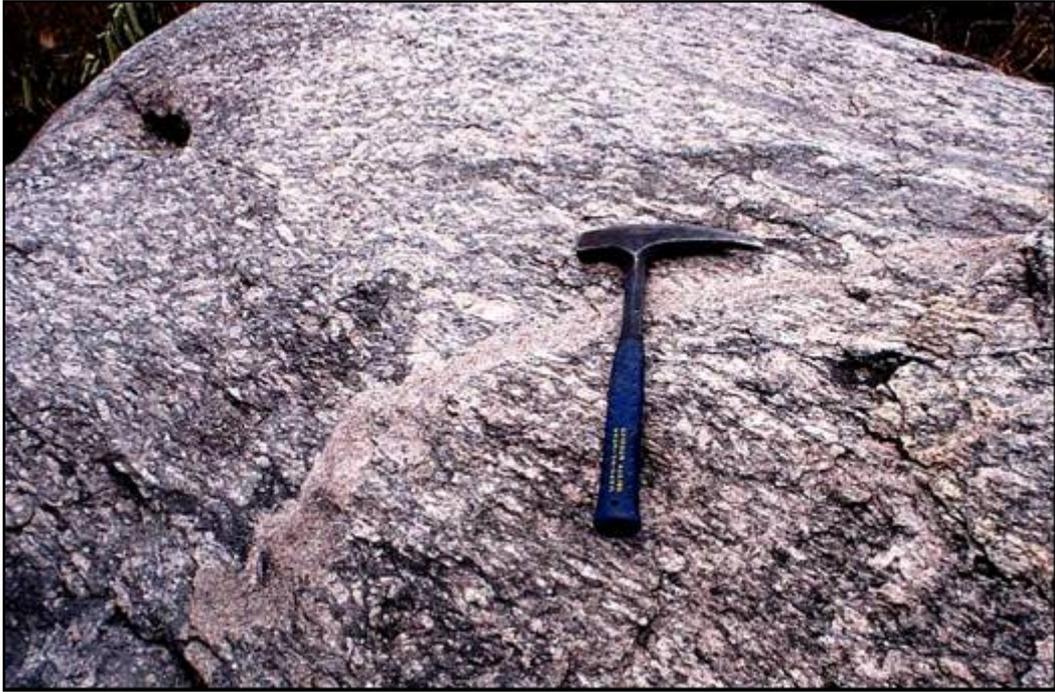
Na parte oeste da área, se apresenta sob forma de um grande corpo arredondado (*stock*) tipo *augên*-gnaisse de composição biotita granítica-granodiorítica com fenocristais de feldspato alcalino euédricos deformados, denominado Granito Salvador, CC-21 e CC-297 (Fotografias **3.35** e **3.36**).

Na porção central ou núcleo da área ocorre uma intrusão granitóide de granulação fina equigranular, de composição granodiorítica (Granodiorito Quati, CC-282). A intrusão deste granitóide foi responsável, aparentemente, pelo padrão subcircular concêntrico visto em planta e em fotointerpretação das lentes metamáfico-ultramáficas e metacarbonáticas, que se dispõem ao redor do mesmo.

Outros dois corpos menores também de forma arredondada e com similares características litológicas são observados na porção sul e sudeste da área, na forma de ortognaisses bandados de composição tonalítico-granodiorítico com intercalações de rochas máficas, sendo que o relevo exhibe formas dômicas.

A presença de corpos granitóides dentro de Fagundes-Itatuba é comum na forma de diques muito deformados e fraturados, evidenciando possivelmente uma tectônica rúptil e dúctil.

São observados também diques graníticos finos tardios perpendiculares à foliação. É possível observar nestes corpos a presença de fácies mais máficas sugerindo possíveis processos de mistura ou coexistência de magmas. Exibem-se também nesta unidade algumas porções/faixas de composição anfibolítica.



Fotografia 3.35 Feições de campo do biotita *augên*-gnaisse de composição granítico-granodiorítico, denominado Granito Salvador: mesocrático, coloração cinzenta a rósea, porfirítico de granulação média a grossa, foliado, cortado por diques graníticos finos tardios. Afloramento **CC-21**.

O biotita *augên*-gnaisse Salvador (CC-21 e CC-297), é um granito foliado, porfirítico, mesocrático, holocristalino, com cristais orientados, de composição granítica-granodiorítica, afetado pela tectônica brasiliana transcorrente, sinistral. Observando-se diques graníticos finos tardios perpendiculares à foliação principal. São observadas várias fácies ou porções mais máficas, indicando uma possível mistura de magma. São observados grandes blocos (matacões) deste granitóide. Este granito ocorre alongado na direção NE. Também se apresenta com porções migmatizadas (fusão parcial *in situ*). O ponto CC-11C, trata-se de uma ocorrência peculiar pela grande variedade litológica (rochas metacarbonáticas, *skarn* e granitóides associados) e características petrogenéticas expostas. Neste ponto ocorre o ortognaisse granítico foliado de granulação fina, mesocrático, de coloração avermelhada a cinza claro com fácies esverdeada (epidotizado), textura gnáissica. O granito está invadido entre camadas, por bolsões de epidoto secundário. Este granito alcalino potássico, intrusivo, possivelmente foi alojado em fase tardia, apresenta tectônica transcorrente de *rake* baixo.

3.2.6.1 Petrografia Microscópica

Foram analisadas sete amostras de granitóides, sendo as mesmas classificadas petrograficamente como biotita sienogranitos (CC-21 e CC-297), biotita anfíblio sienogranitos (CC-FF1 e CC-FF2) a monzogranitos (CC-11C), biotita granodiorito (CC-282) e granodiorito (CC-03AG), vide Figura 3.1 (Diagrama QAP, classificação modal de Streckeisen, 1976). Em anexo, apresentam-se as tabelas petrográficas referentes a esta unidade das rochas graníticas-granodioríticas.

As amostras CC-21 e CC-297 pertencem ao plúton denominado Granito Salvador e petrograficamente pode ser descrita como biotita sienogranitos de coloração cinzenta a rósea avermelhada, foliado, textura fanerítica, porfirítica de granulação média a grossa, composta

basicamente por feldspato alcalino (40%), plagioclásio (28%), quartzo (20%) e biotita (10%) como minerais principais; e por apatita e titanita como minerais acessórios (2%). Os fenocristais de feldspato alcalino deformados conferem a esta rocha textura *augên*-gnáissica. Os fenocristais responsáveis pela textura porfírica são feldspatos alcalinos róseo-avermelhados, com tamanhos variando de 1,0 a 4,0 cm, deformados em forma de olhos (textura *augên*).



Fotografia 3.36: Biotita *augên*-gnaisse de composição granítica-granodiorítica, mesocrático, foliado, exibindo feições de interdigitação (“*commingling*”) de fácies mais máficas e mais félsicas, sugerindo mistura ou coexistência de magmas. Afloramento **CC-21**.

O biotita anfibólio monzogranito (amostra CC-11C) pode ser descrito como um ortognaisse exibindo coloração rósea acinzentada, foliado (Fotomicrografias **21** e **22**), a foliação é dada pela orientação dos minerais máficos, textura fanerítica, equigranular de granulação fina.

Exibe alternância das faixas de minerais félsicos e máficos (bandamento gnáissico). É composta basicamente por feldspato alcalino (35%), plagioclásio (25%), quartzo (20%), biotita (10%) e anfibólio (5%) como minerais principais; e apatita e titanita como minerais acessórios (acessórios <5%).

Esta rocha (biotita anfibólio monzogranito) está atravessada por fluidos metassomatizantes, sendo identificados em lâmina processos de epidotização (transformação de plagioclásio para epidoto e calcita) e substituição da porção granítica por carbonatos.

Para a classificação no Diagrama QAP (Figura **3.1**) foi utilizada apenas a porção granítica da rocha, supostamente a rocha original, pré-metassomatismo. Neste mesmo afloramento CC-11 ocorrem os biotita anfibólio sienogranitos CC-11 FF1 e CC-11 FF2, petrograficamente similares ao CC-11C mas com maior volume modal de microclina em relação a este. Apresentam-se mais metassomatizados (epidotizados) que o CC-11C, sobretudo o CC-11FF2.

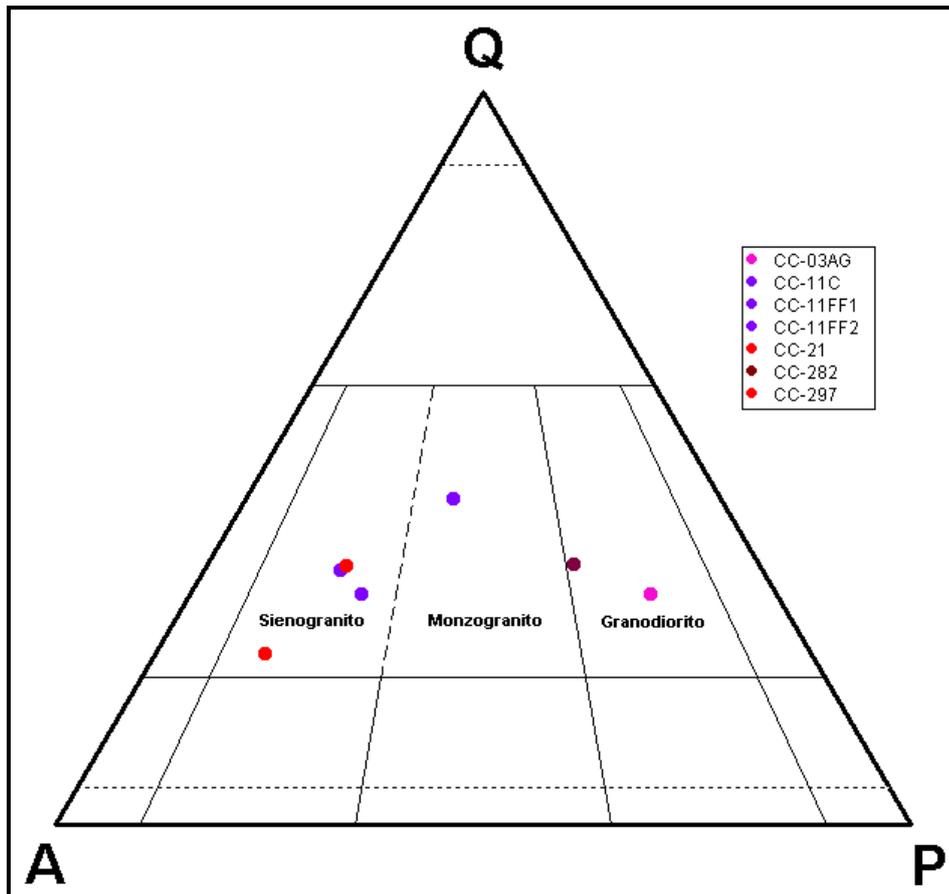
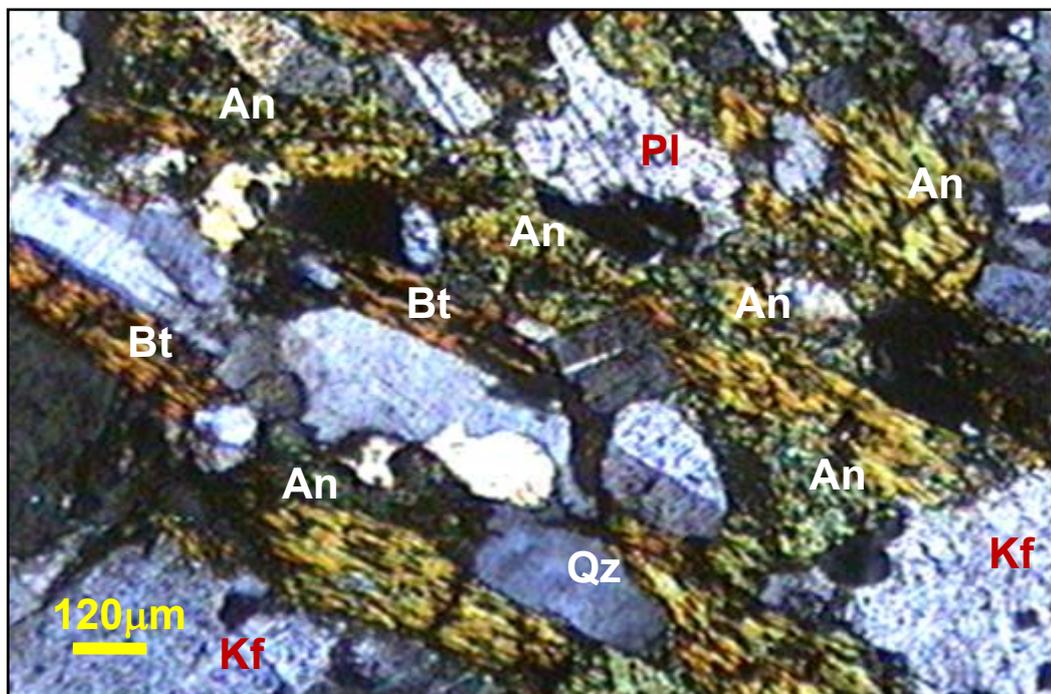
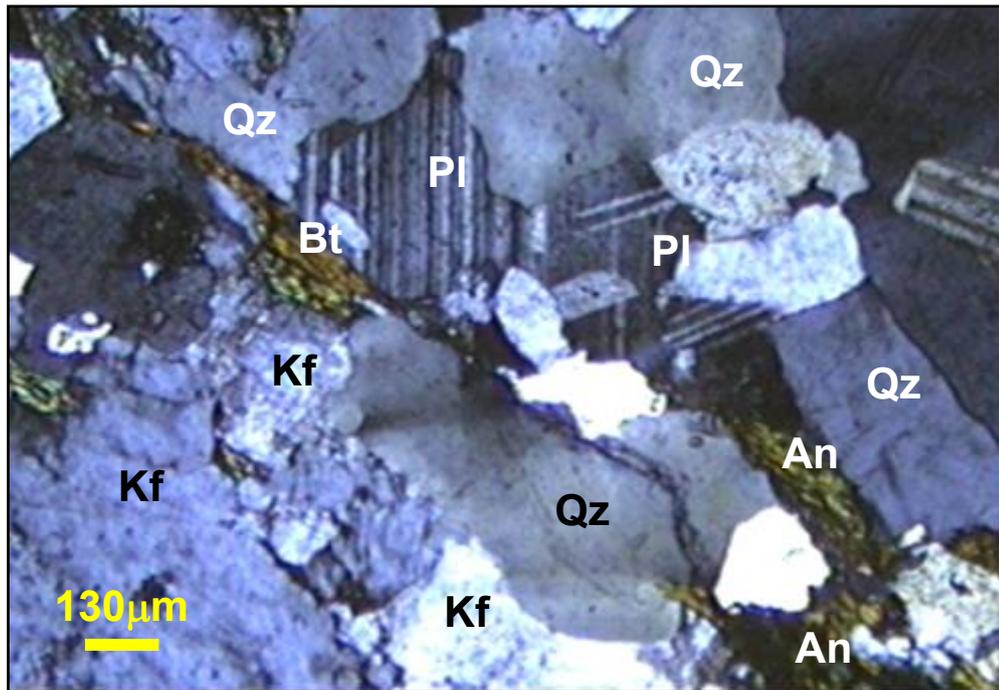


Figura 3.1 Diagrama QAP de classificação modal (Streckeisen, 1976) para as rochas graníticas a granodioríticas da região de Fagundes-Itatuba.



Fotomicrografia 21 Biotita anfibólio monzogranito foliado mostrando alternância de faixas félsicas e máficas (bandamento gnáissico), e orientação dos máficos definindo a foliação. Mineralogia dominante: feldspato alcalino (Kf), plagioclásio (Pl), quartzo (Qz), biotita (Bt) e anfibólio (An). Afloramento **CC-11C**.



Fotomicrografia 22 Biotita anfibólio monzogranito foliado exibindo sua mineralogia dominante: feldspato alcalino (Kf), plagioclásio (Pl), quartzo (Qz), biotita (Bt) e anfibólio (An). Neste local a rocha granítica ocorre ainda preservada dos efeitos do metassomatismo que domina neste afloramento. Afloramento **CC-11C**.

O granitóide intrusivo central da área de Fagundes-Itatuba (CC-282), denominado Granodiorito Quati, tem composição biotita granodiorítica (Figura 3.1) e ocorre deformado e metamorizado, sendo já descrito como um biotita ortogneisse milonitizado, protomilonito: em lâmina mostra 25-30% de matriz félsica indiferenciada, triturada, cominuída pelo cisalhamento, recristalizada, e *augên*-porfiroblástico, os porfiroblastos são de quartzo, plagioclásio e microclina, deformados. No extremo nordeste da área, na localidade de Riachão, ocorre o leucogranitóide CC-03AG, que a princípio foi interpretado como possível trondhjemito. As análises petrográficas da amostra CC-03AG proporcionaram os seguintes volumes modais: (Quartzo=28%, Plagioclásio=48%, Microclina=13 % e Máficos=11%), os valores modais recalculados plotam a amostra no campo dos granodioritos (Figura 3.1, Diagrama QAP). Esta apresenta baixo conteúdo de biotita e anfibólio (<5%), e os máficos são essencialmente granada (5-10%).

CAPÍTULO IV - LITOGEOQUÍMICA

Pretende-se neste capítulo investigar a gênese das rochas metacarbonáticas e metamáfico-ultramáficas, e de alguns granitóides intrusivos neste trato litosférico, do ponto de vista da geoquímica multi-elementar (elementos maiores, traços e terras raras). Salienta-se os elementos terras raras como fundamentais para caracterizar a origem das metacarbonáticas, juntamente com as análises isotópicas de C e O que serão investigadas em capítulo subsequente, fornecendo fortes indícios úteis na distinção entre protólito ígneo (carbonatito) e sedimentar (carbonatos).

Em uma primeira etapa deste estudo foram selecionadas nove (09) amostras das unidades das rochas metacarbonáticas, das rochas metamáfico-ultramáficas e dos granitos intrusivos na Região de Fagundes-Itatuba. As análises de elementos maiores foram feitas por FRX no Laboratório de FRX do NEG-LABISE (UFPE); e as análises de elementos traços e terras raras foram feitas por ICP-AES, no Laboratório ALS CHEMEX (Canadá). Para controle da qualidade dos dados foram utilizadas análises de amostras em duplicata.

Em uma segunda etapa, foram selecionadas trinta e três (33) amostras representativas das diferentes unidades, sendo analisados 38 elementos traços e terras raras por fusão com metaborato de lítio e dosagens por ICP-MS e ICP-AES, no ALS CHEMEX (Canadá). E os elementos maiores foram analisados por FRX (Fluorescência de Raios X) no NEG-LABISE (UFPE). O método utilizado consiste: uma alíquota de cada amostra foi colocada em estufa para secar a 110°C e então levada a uma mufla, a 1.000°C por 2 horas, para a determinação de perda ao fogo (H₂O+CO₂). Para cada amostra foi feita uma pérola fundida, usando tetraborato de lítio como fundente. As amostras foram analisadas em espectrômetro de fluorescência de raios Rigaku modelo RIX 3000, equipado com tubo de Rh, pelo método de curvas de calibração, preparadas com materiais de referências internacionais. As amostras (total de 42, sendo 5 *skarns*), são listadas no Quadro 4.1.

Os resultados são mostrados nas Tabelas 4.1 (ao final deste Capítulo), totalizando 42 amostras. Os dados foram tratados utilizando os programas petrológicos NEWPET (Clarke, 1991) e MINPET (Richard, 1995), e o programa EXCEL 2003 (Microsoft). Os resultados analíticos de litogeoquímica dos *skarns* são mostrados nas Tabelas 4.1 mas não são aqui tratados geoquimicamente, por não constituírem o objetivo principal desta Tese, sendo reservados para estudos posteriores.

Adicionalmente, dentre as amostras selecionadas foram escolhidas seis (6) amostras (três da unidade das metamáfico-ultramáficas e três *skarns*), cuja petrografia mostrou maior percentual em volume de minerais opacos (sulfetos e óxidos) em relação às demais, e foram analisadas para Au, Pt e Pd por *fire-assay* e dosagens por ICP-AES (30 gramas por amostra) no Laboratório ALS CHEMEX (Canadá). O objetivo destas análises foi testar a possibilidade de mineralização em jazimentos associados a *skarns* e rochas metamáfico-ultramáficas. Os resultados são mostrados na Tabela 4.2

(ao final deste Capítulo), e forneceram teores-traço para os elementos metálicos preciosos analisados.

Quadro 4.1: Listagem das amostras de Fagundes-Itatuba, analisadas para litogeoquímica, as análises são mostradas nas Tabelas 4.1 (ao final do presente capítulo). *A amostra CC-58 está mineralizada com minério de Fe (vide Capítulo VIII de Geologia Econômica).** A amostra CC-92 é um granada piroxenito, com pouco plagioclásio, mas neste capítulo foi agrupada com os piroxênio-gabros.

| Rochas Metamáfico-ultramáficas | Rochas Metacarbonáticas | Rochas Graníticas-granodioríticas | Skarns |
|--|---|---|--|
| Hornblenda gabros = 12 (CC-6, CC-9, CC-12, CC-47, CC-58*, CC-84, CC-86, CC-98, CC-116, CC-276, CC-283, CC-303) | 11 (CC-3 A, CC-11B, CC-30 A, CC-30B, CC-293 A, CC-293B, CC-298A, CC-298B, CC-302 A, CC-305B, CC-308C) | 07 (CC-3 AG, CC-11C, CC-11FF1, CC-11FF2, CC-21, CC-282, CC-297) | 05 (CC-11 Q5/6, CC-275 B, CC-293H, CC-293I, CC-308D) |
| Piroxênio gabros = 03 (CC-92**, CC-280, CC-305 A) | | | |
| Hornblenda piroxênio gabro = 01 (CC-156) | | | |
| Rochas de filiação anortosítica = 03 (CC-13, CC-13A, CC-207A) | | | |
| Total = 19 amostras | 11 amostras | 07 amostras | 05 amostras |

4.1 LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS

Foram analisadas conjuntamente as rochas metamáfico-ultramáficas (MUM), os meta-anortositos e os *skarns* de substrato máfico-ultramáfico, sendo onze (11) delas classificadas petrograficamente como hornblenda gabros metamorfizados, três (03) delas como piroxênio gabros metamorfizados, uma (01) como hornblenda-piroxênio gabro (CC-156), três (03) como anortositos metamorfizados (meta-anortositos).

4.1.1 CARACTERIZAÇÃO DAS SÉRIES QUÍMICAS E AMBIENTES TECTÔNICOS DAS MUM DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA

Analisando a afinidade química destas rochas, observa-se que todas as amostras gabróicas mostram teores de SiO₂ < 52% exceto uma (CC-280, SiO₂=55%), configurando rochas ígneas básicas, de afinidade basáltica. Neste caso, utiliza-se diagramas químicos para rochas vulcânicas, para caracterizar a série química a que pertencem os magmas básicos que originaram estas rochas, que são quimicamente similares, a diferença entre eles é que, devido ao ambiente tectônico em que estes magmas foram gerados, poderão extravasar e constituir derrames basálticos (rochas vulcânicas) ou permanecer aprisionados na base da crosta por *underplating* e cristalizar em profundidade, constituindo então rochas plutônicas máficas (gabróicas) e ultramáficas (piroxeníticas).

Contudo, deve-se ter cautela na interpretação destes diagramas para rochas plutônicas pois como os elementos Na e K não são relativamente retidos nas rochas gabróicas e anortosítica, estas rochas tendem normalmente a ter assinaturas subcalinas em diagramas que utilizam estes elementos.

Observa-se que no diagrama TAS (Irvine & Baragar, 1971) todas as amostras (gabróicas e anortosíticas) projetam-se no campo das séries sub-alcálicas, exceto CC-47, CC-303 e CC-305 A (Figura 4.1A). O mesmo diagrama TAS pode ser mais adequadamente utilizado para rochas máficas plutônicas, com os campos de Cox et al. (1979) adaptados por Wilson (1989). (Figura 4.1B).

No diagrama AFM (Kuno, 1968, com os campos de Irvine & Baragar, 1971) que todos os hornblenda-gabros, hornblenda-piroxênio gabro e piroxênio-gabros projetam-se no campo das séries basálticas toleióticas (exceto o *skarn* piroxenítico CC-303), ao passo que os anortositos projetam-se no campo das séries basálticas cálcio-alcálicas (Figura 4.2).

Análise dos elementos maiores pelos diagramas discriminantes de Le Maitre (1989) sugere composição basáltica para a maioria dos hornblenda-gabros (ex: CC-6, CC-12, CC-58), basáltica-andesítica para um piroxênio-gabro (CC-280) e dacítica-riolítica para os anortositos (CC-13, CC-13A e CC-207A): Figuras 4.3, 4.4 e 4.5.

Sendo que alguns piroxênio-gabros (CC-92, CC-305A) são muito empobrecidos em álcalis e praticamente não se projetam nestes diagramas, ao passo que alguns hornblenda-gabros (CC-47, CC-303) são ligeiramente enriquecidos em álcalis com relação aos demais hornblenda-gabros e separam-se composicionalmente da média das amostras de afinidade basáltica. Outros (CC-84, CC-116, CC-275B, CC-156) projetam-se no campo dos basaltos ricos em Mg (série komatiítica: picrobasaltos, picritos, komatiitos/meimechitos).

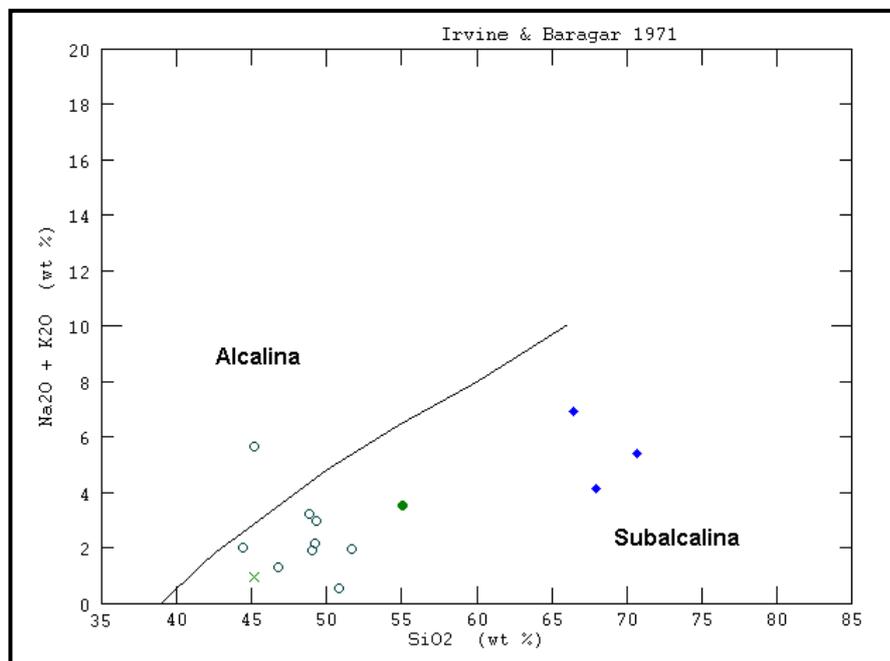


Figura 4.1A Diagrama TAS com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros, anfibólio-piroxênio gabro: ●; Anortositos: ◆.

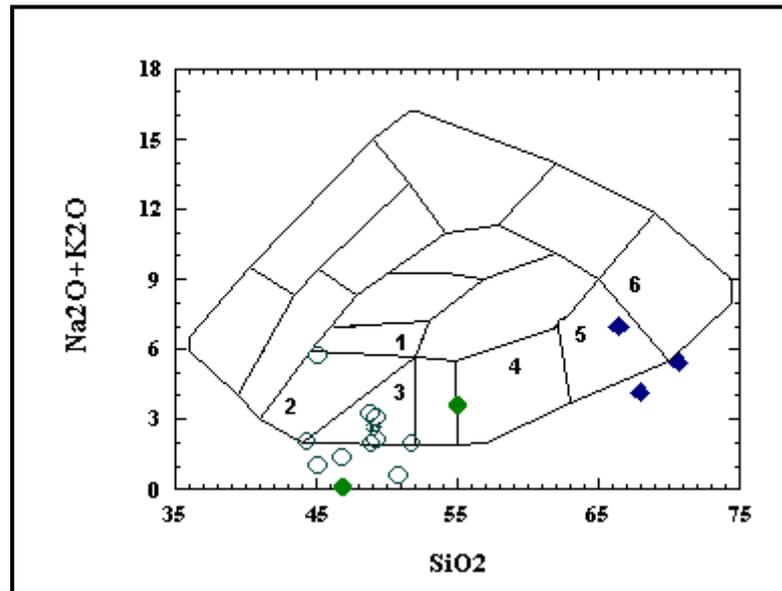


Figura 4.1B Diagrama TAS com os campos de Cox et al. (1979) adaptados por Wilson (1989), para as rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros, anfibólio-piroxênio gabro: ●; Anortositos: ◆. 1, 2 e 3: campos dos gabros; 4: campo do diorito; 5: campo do quartzo-diorito (granodiorito) e 6: campo do granito.

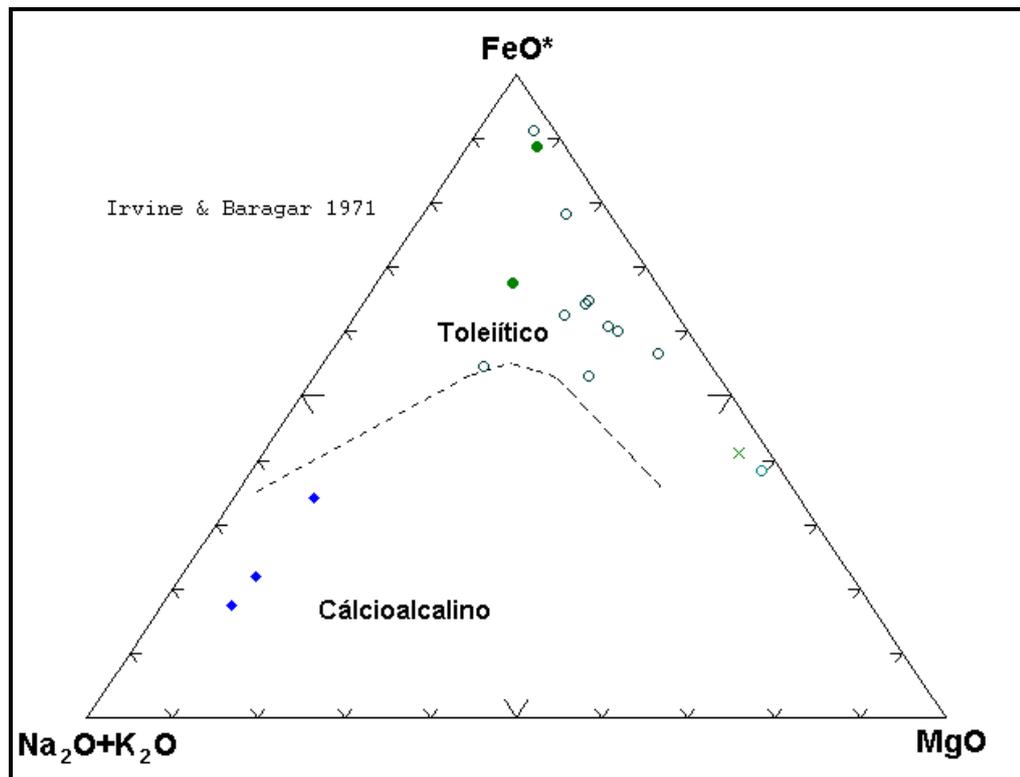


Figura 4.2 Diagrama AFM (Kuno, 1968, com os campos de Irvine & Baragar, 1971) para as rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas.

Legenda: Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros, anfibólio-piroxênio gabro: ●; Anortositos: ◆.

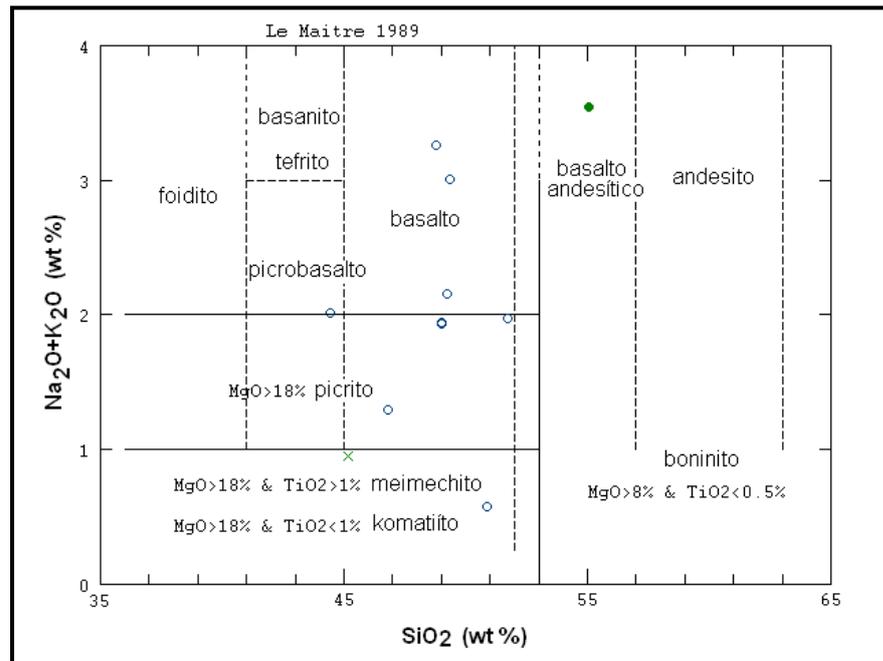


Figura 4.3 Diagrama SiO_2 X $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989) exibindo a classificação primária das rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) da região pesquisada. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros, anfibólio-piroxênio gabro: ●; Anortositos: ◆.

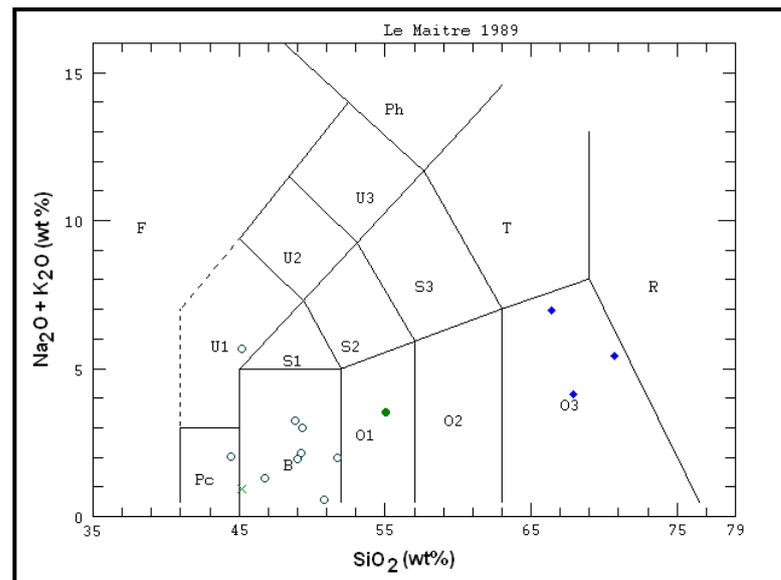


Figura 4.4 Diagrama SiO_2 X $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989) exibindo a classificação primária das rochas metamáfico-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) pesquisadas. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros, anfibólio-piroxênio gabro: ●; Anortositos: ◆. Pc= Picritos, B=Basaltos, O1=Andesitos Basálticos, O2=Andesitos, O3=Dacitos, R=Riolitos, S1=Traquibasaltos, S2 e S3=Traquiandesitos, T=Traquitos, U1=Basanitos e Tefritos, U2=Fonotefritos, U3=Tefrifonólitos, Ph=Fonólitos, F=Fóides (Feldspatóides).

O diagrama 4.5 (SiO_2 x K_2O) mostra que os magmas básicos que originaram as MUM da região estudada pertencem todos às séries de baixo K. Sendo que o diagrama de Jensen (1976) mostra as rochas metamáfico-ultramáficas estudadas distribuídas por três séries magmáticas: toleíticas (T), cálcio-alcalinas (C) e komatiíticas (K), Figura 4.6.

Vale recordar que são conhecidas sete séries magmáticas para as rochas basálticas: komatiítica, toleítica, cálcio-alcalina, shoshonítica, alcalina, peralcalina e ultrapotássica, sendo que as

séries são divididas em sub-séries, por exemplo: cálcio-alcálicas de baixo-K, médio-K e alto-K, alcálicas sódicas e potássicas, a série komatiítica em picrítica, komatiítica e meimechítica, entre outras (Rollinson, 1993).

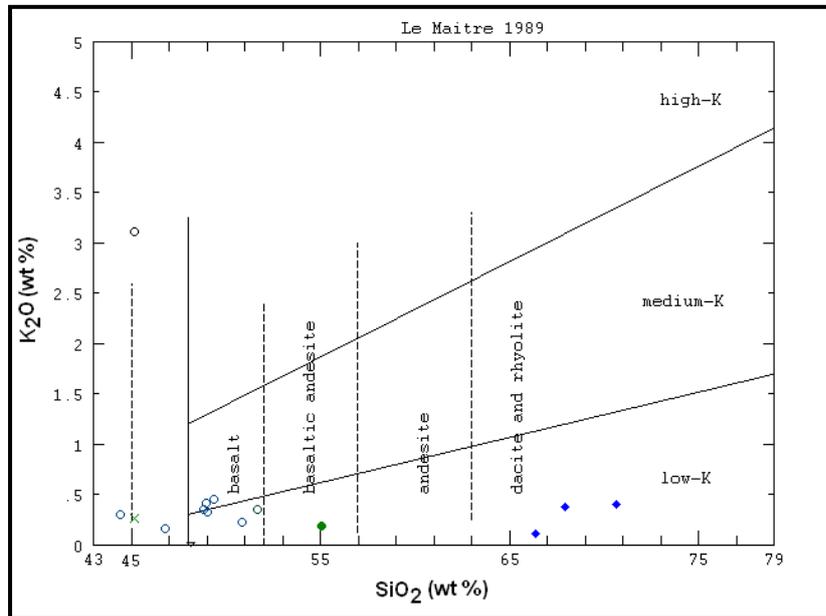


Figura 4.5 Diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989) exibindo a classificação primária das rochas metamáficó-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas. **Legenda:** Hornblenda-gabros: \circ ; Piroxênio-gabros, anfibólio-piroxênio gabro: \bullet ; Anortositos: \blacklozenge .

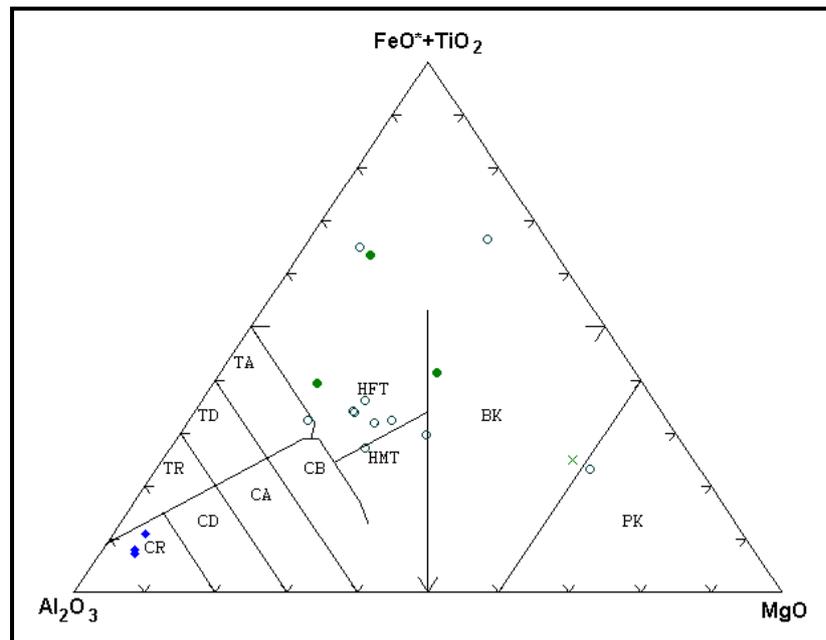


Figura 4.6 Diagrama de Jensen (1976) exibindo a distribuição em séries magmáticas das rochas metamáficó-ultramáficas (metagabros e meta-anortositos) estudadas. **Legenda:** Hornblenda-gabros: \circ ; Piroxênio-gabros, anfibólio-piroxênio gabro: \bullet ; Anortositos: \blacklozenge . T=séries toleíticas: HFT= toleióitos de alto-F, HMT=toleióitos de alto-Mg, TA=toleióitos andesíticos, TD=toleióitos dacíticos, TR= toleióitos riolíticos. C=séries cálcio-alcálicas: CB=cálcio-alcálica basáltica, CA= cálcio-alcálica andesítica, CD=cálcio-alcálica dacítica, CR=cálcio-alcálica riolítica. K=séries komatiíticas: BK=komatióitos basálticos, PK=komatióitos picríticos. FeO^* (todo Fe como Fe^{+2}).

No diagrama ternário MgO-CaO-Al₂O₃ de Arndt et al. (1977), diversas amostras de hornblenda-gabro e uma de piroxênio-gabro projetam-se no campo dos toleíitos, enquanto as amostras anortosíticas projetam-se decididamente fora deste campo (Figura 4.7).

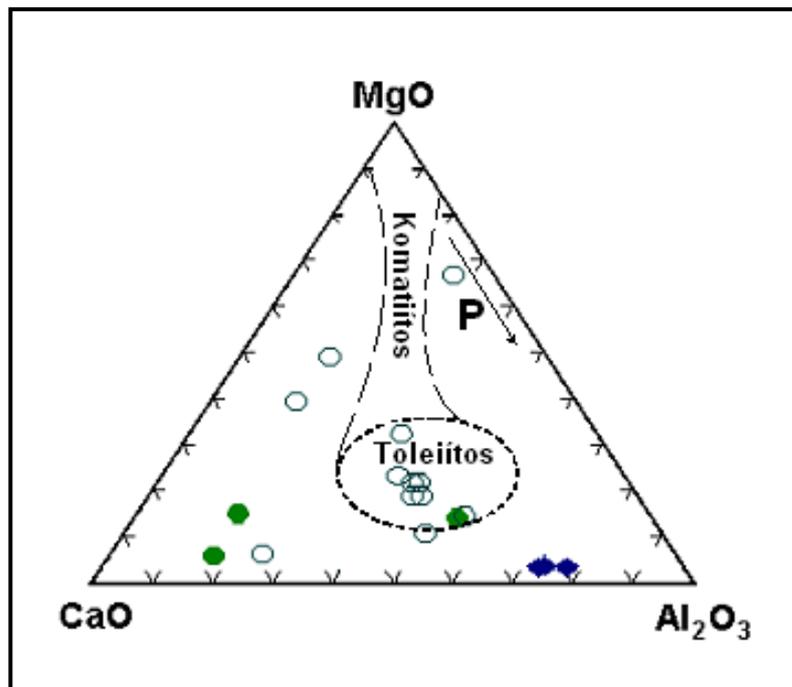


Figura 4.7 Diagrama ternário MgO-CaO-Al₂O₃ de Arndt et al. (1977), para as rochas metamáfico-ultramáficas da região estudada, mostrando o campo de rochas de composição toleítica. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros, anfíbólio-piroxênio gabro: ●; Anortositos: ◆. P = Picritos.

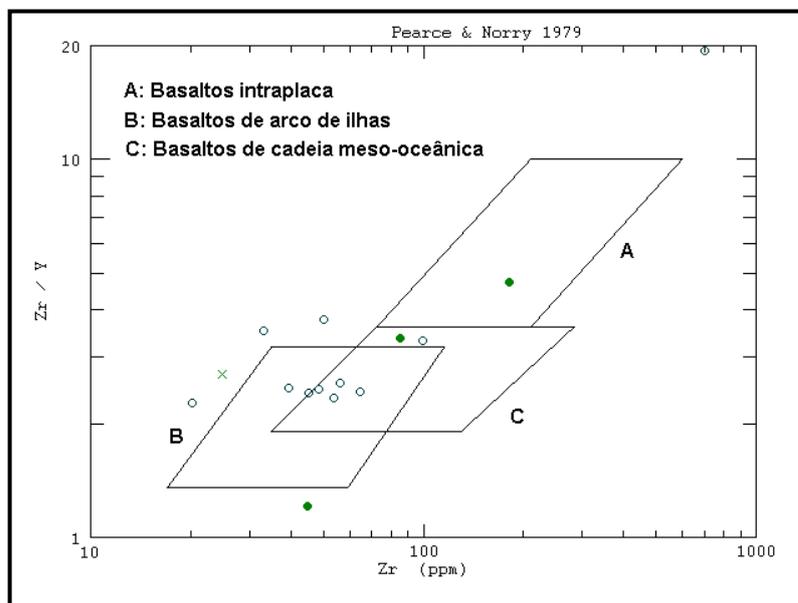


Figura 4.8 Diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Pearce & Norry (1979), para as rochas metamáfico-ultramáficas estudadas. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros, anfíbólio-piroxênio gabro: ●; Anortositos: ◆.

No diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Pearce & Norry (1979), as amostras de hornblenda-gabros projetam-se predominantemente na sobreposição do campo dos basaltos de

cadeias mesoceânicas (MORBs) com o campo dos basaltos de arco de ilha (IABs), enquanto os piroxênio-gabros mostram-se dispersos (Figura 4.8). Esta inferência é confirmada pelo diagrama de Meschede (1986), onde a maioria dos hornblenda-gabros projetam-se no campo D (N-MORBs e VAB), enquanto os piroxênio-gabros mostram dispersão (Figura 4.9).

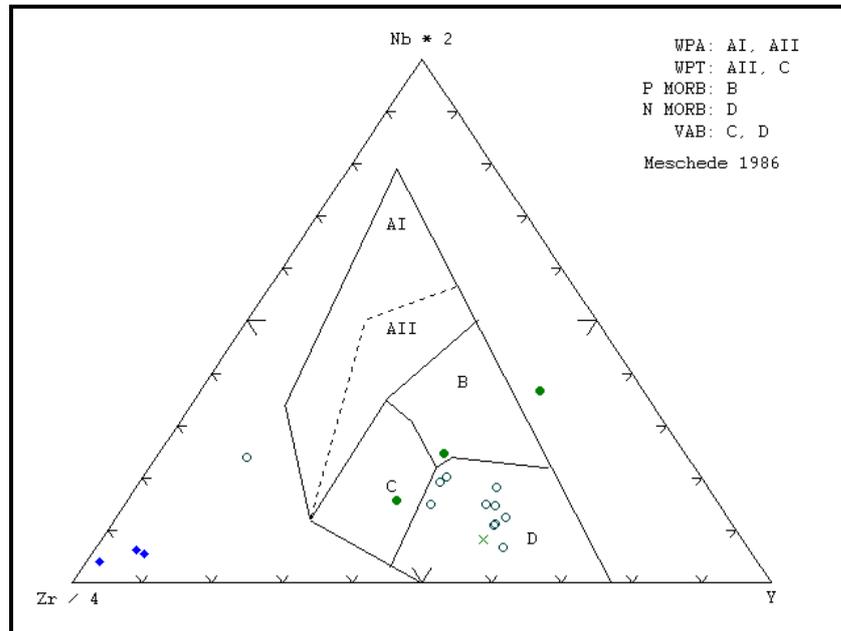


Figura 4.9 Diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Meschede (1986), para as rochas metamáfico-ultramáficas estudadas. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros, anfibólio-piroxênio gabro: ●; Anortositos: ◆. WPA= Álcali-basaltos intraplacas; WPT = Toleiítos intraplacas; P-MORB = Basaltos de crista meso-oceânica tipo P (influenciado por plumas mantélicas), enriquecido em elementos incompatíveis; N-MORB = Basaltos de crista meso-oceânica tipo N (normal), empobrecido em elementos incompatíveis; VAB = Basaltos de arco vulcânico.

4.1.2 DIAGRAMAS HARKER E OS PROCESSOS EVOLUTIVOS (CRISTALIZAÇÃO FRAZIONADA E FUSÃO PARCIAL) ENVOLVIDOS NA DIFERENCIAÇÃO DAS ROCHAS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA

Os diagramas de variação tipo Harker para elementos maiores em forma de óxidos foram projetados contra o $\#Fe = (FeO^t/FeO^t+MgO)$, o qual representa um bom índice para avaliar a diferenciação de rochas máfico-ultramáficas, ferro-magnesianas (Figura 4.10).

Observa-se em todos os diagramas uma nítida separação entre as rochas gabróicas e as anortosíticas. Esta separação reflete os processos de diferenciação atuantes nas rochas máfico-ultramáficas, quando da cristalização de fases cristalinas máficas (ferro-magnesianas) em líquidos basálticos mantélicos introduzidos por *underplating* na base da crosta inferior e aprisionados em bolsões, que promovem fusão parcial nas rochas crustais adjacentes.

Esta cristalização das fases máficas é refletida nos *trends* de empobrecimento no líquido em MgO e CaO, produzindo piroxênios+granadas nas rochas gabróicas de fácies granulito e anfibólios nas rochas gabróicas de fácies anfibolito. A cristalização dos plagioclásios, fase mais aluminosa, pode ser visualizada no diagrama Al_2O_3 versus $\#Fe$ que mostra dois *trends* paralelos de empobrecimento de Al nos líquidos gabróicos e anortosíticos. Esta

separação, com a diferenciação do líquido basáltico em porções mais gabróicas e mais anortosfíticas, também fica bem evidente no diagrama SiO_2 versus $\#Fe$, que exibe claramente dois grupos de rochas, um mais pobre em sílica (gabros) e um mais rico em sílica (anortositos). Alguns óxidos exibem teores muito baixos (K_2O e P_2O_5) refletindo a ausência de fracionamento de K-feldspato e apatita (ou presença em proporções mínimas), enquanto leve enriquecimento em TiO_2 nos anfibólio-gabros sugere a ausência de fracionamento de titanita nos mesmos, ao contrário dos piroxênio-gabros que mostram um *trend* de empobrecimento em TiO_2 sugerindo fracionamento de titanita e/ou opacos. O diagrama Na_2O versus $\#Fe$ também mostra dois *trends* antagônicos: um positivo para os anfibólio-gabros sugerindo a ausência de fases sódicas cristalizadas (ou seja, enriquecimento em Na_2O no líquido) e negativo para os anortositos e piroxenitos (que apresentam fases sódicas: os plagioclásios dos anortositos são oligoclásios a andesinas, relativamente sódicos; e nos piroxênios dos piroxênio-gabros há um componente sódico nos diopsídios). O diagrama MnO versus $\#Fe$ não introduz nenhuma inferência, pelo baixo teor de MnO nestas rochas.

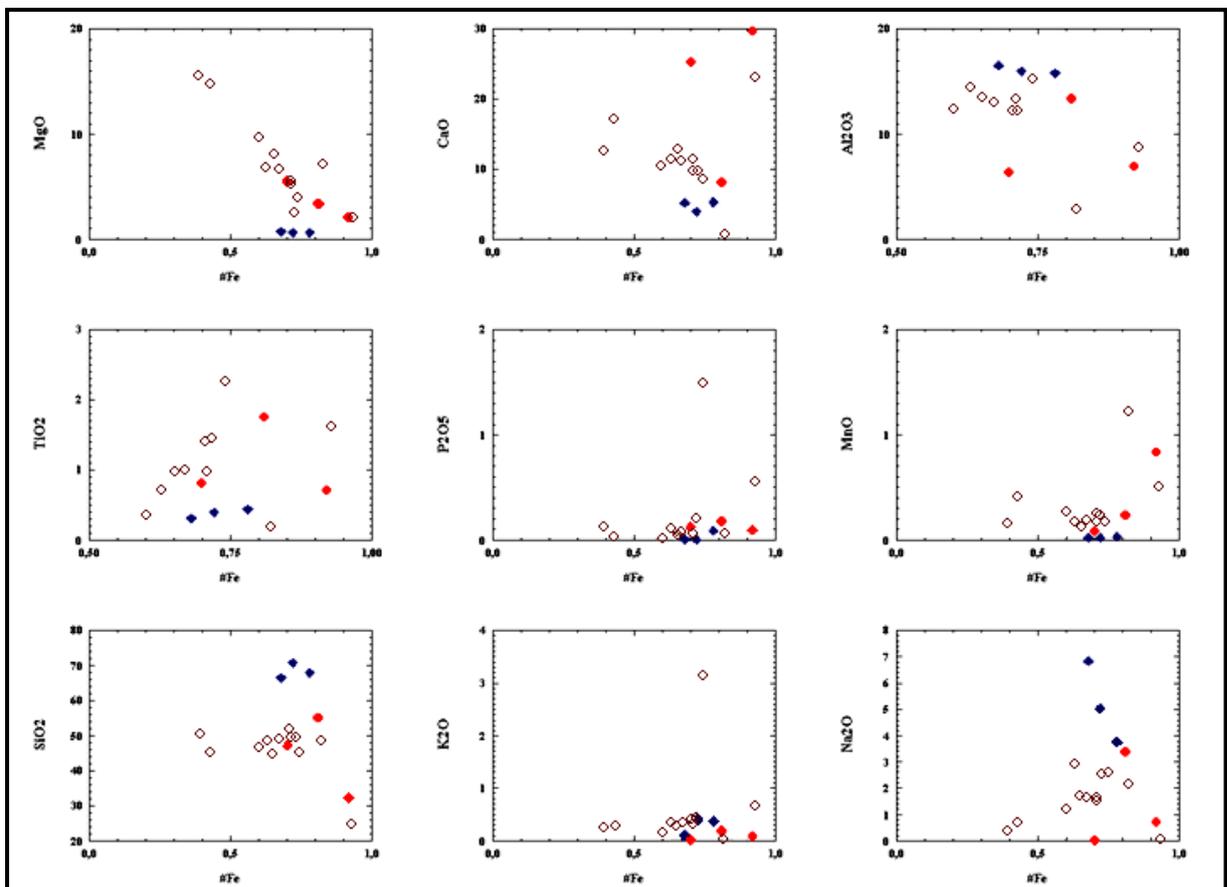


Figura 4.10 Diagramas de variação tipo Harker dos elementos maiores contra o $\#Fe=(\text{FeO}^{\text{II}}/\text{FeO}^{\text{II}}+\text{MgO})$, mostrando a cristalização das principais fases minerais para as rochas metamáfico-ultramáficas da região de Fagundes-Itatuba. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros: ●; Anortositos: ◆.

Nos diagramas de variação tipo Harker para elementos traços compatíveis (Figura 4.11) observa-se, conforme esperado para rochas máficas, empobrecimento no líquido para Cr, Ni e Co, com a diferenciação das rochas segundo o #Fe. Quanto aos elementos Cu, Pb, Zn e V, apresentam os seguintes comportamentos: o diagrama Cu vs #Fe exibe dois *trends* negativos paralelos, sugerindo cristalização de fases metálicas (minerais opacos) contendo Cu (os sulfetos calcopirita e covellita) em ambos anfibólio-gabros e piroxênio-gabros, sendo os teores mais baixos (maior empobrecimento no líquido) nas rochas piroxeníticas. Pb, Zn e V não apresentam empobrecimento no líquido, sugerindo o não fracionamento de fases metálicas contendo estes minerais nas rochas MUM da região pesquisada.

Enquanto os diagramas anteriores (Harker maiores vs #Fe e Harker compatíveis vs #Fe) são mais usados para explicar os processos de cristalização fracionada envolvidos na evolução destes magmas basálticos (relacionados com o fracionamento de fases minerais), diagramas usando elementos traços incompatíveis (especialmente aqueles cujo coeficiente de partição sólido/líquido se aproxima de zero, como Nb e Zr) são mais úteis para investigar processos de fusão parcial operantes na gênese destas rochas (Sial & McReath, 1984 Pág. 126; Accioly, 2000). Os diagramas de elementos traços Sr/Zr vs Ti/Zr e Zr/Nb vs Zr (Figura 4.12A) mostram que processos de fusão parcial foram importantes na geração dos magmas basálticos que originaram as rochas MUM da região estudada, provavelmente extraídos de um protólito do manto superior de composição lherzolítica deixando no manto um resíduo harzburgítico (Silva, 2004), Figura 4.12B. Magmas basálticos de composição komatiítica e toleítica como são os magmas que deram origem às rochas MUM da região pesquisada, sugerem altas taxas (%) de fusão parcial do manto lherzolítico.

Magmas podem ser gerados a partir da fusão parcial do manto e/ou da crosta, por processos tais como: a) decompressão adiabática do manto produzida em zonas de tectônica expansional (bacias oceânicas, bacia de *back-arc*) e ambientes intraplaca (*riffts*); b) rebaixamento da curva do *solidus* do manto, pela adição de fluidos, produzidas em ambientes associados às zonas de subducção (arcos de ilha, arcos continentais) e c) anomalias geotérmicas localizadas (*hot-spots*) o seja, pontos estacionários sob placas continentais ou oceânicas, determinando ambientes intraplacas oceânicos (ilhas oceânicas, dorsais oceânicas, platôs oceânicos) ou intraplacas continentais (domos, zonas de vulcanismo fissural, *riffts* continentais) (Silva, 2004).

A composição do magma, em qualquer das situações acima referidas, depende da composição do manto e da taxa de fusão. Altas taxas de fusão levam a geração de magmas ricos em elementos compatíveis com o manto (Mg, Fe, Cr, Ni...), exemplos: magmas komatiíticos e toleíticos, por outro lado, baixas taxas de fusão promovem geração de magmas pobres em elementos compatíveis e ricos em incompatíveis com o manto (Na, K, ETR, Nb, P, Sr, etc...), exemplo: magmas alcalinos.

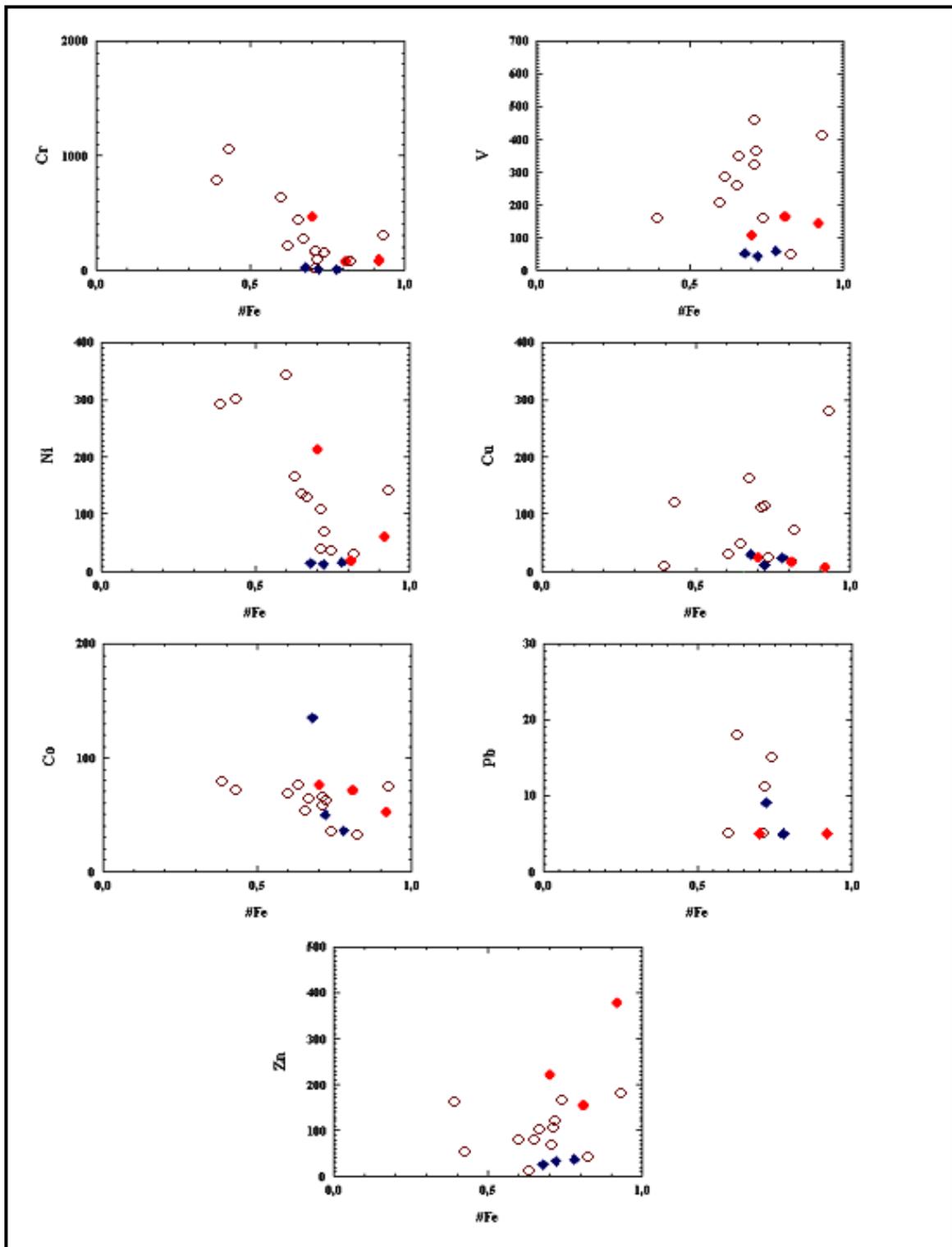


Figura 4.11 Diagramas de variação tipo Harker dos elementos compatíveis (Cr, Ni, Co, V, Pb, Zn e Cu) contra o $\#Fe = FeO^t/(FeO^t+MgO)$, mostrando a cristalização de opacos contendo Cu (os sulfetos calcopirita e covellita) e a não-cristalização de opacos contendo Pb e Zn, para as rochas metamáfico-ultramáficas da região de Fagundes-Itatuba. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros: ●; Anortositos: ◆.

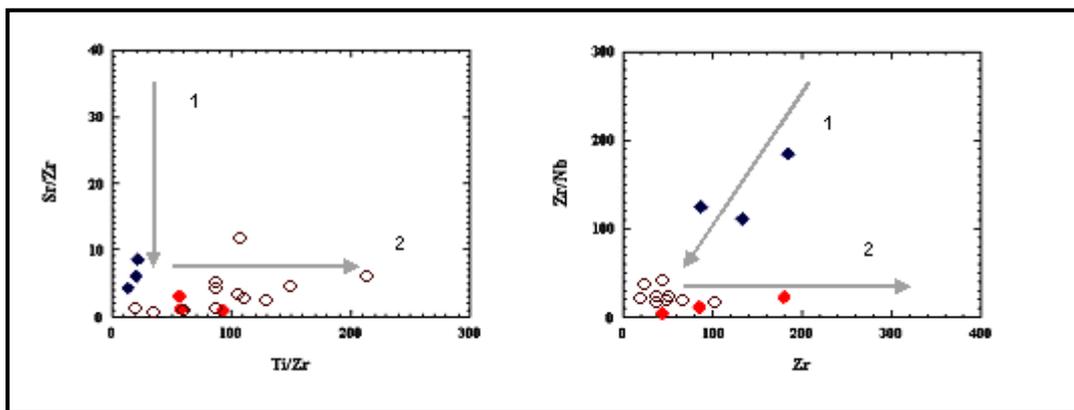


Figura 4.12 A Diagramas de variação tipo Harker (elementos traços Sr/Zr vs Ti/Zr e Zr/Nb vs Zr) dos elementos incompatíveis mostrando os processos de fusão parcial (1) e cristalização fracionada (2), referidos em Sial & McReath (1984) e Accioly (2000) (com modificações) que deram origem às rochas metamáfico-ultramáficas da região de Fagundes-Itatuba. **Legenda:** Hornblenda-gabros: ○; Piroxênio-gabros: ●; Anortositos: ◆.

| PRINCIPAIS TIPOS DE MAGMAS QUE PODEM SER GERADOS A PARTIR DA FUSÃO PARCIAL DO MANTO | |
|---|---|
| Komatiíticos | Mais altas taxas de fusão; ambientes de tectônica de expansão e ambientes intraplaca oceânico |
| Toleíticos | Taxas elevadas de fusão; ambientes de expansão, subducção e intraplaca |
| Cálcio-Alcalinos | Taxas moderadas de fusão em regime hidratado; ambientes de subducção |
| Alcalinos (incluindo ultrapotássicos) | Baixas taxas de fusão; ambientes de subducção e intraplaca |

Figura 4.12 B Principais tipos de magmas que podem ser gerados a partir da fusão parcial do manto. **Fonte:** Silva (2004).

4.1.3 PADRÕES TERRAS RARAS E DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO MULTIELEMENTARES

As amostras das rochas metamáfico-ultramáficas da região pesquisada foram projetadas em diagramas multielementares, com padrões normalizados em relação ao Condrito de Thompson (1982), onde os elementos incompatíveis distribuem-se de forma crescente dos extremos para o centro do diagrama. Foi escolhido utilizar este fator de normalização em vez do manto primitivo (que seria talvez mais adequado para rochas MUM) porque valores condríticos são diretamente medidos,

enquanto que valores do manto primitivo são estimados (Thompson, 1982). Observou-se uma gama de padrões distintos: um para os hornblenda-gabros, dois para os piroxênio-gabros e um para os anortositos (Figuras 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16).

Os diagramas multielementares para os hornblenda-gabros (Figura 4.14) mostram picos em Th e Ce, sugerindo enriquecimento no líquido em elementos LIL (elementos de raio iônico grande), que não fracionaram fases minerais, e depressões em Nb, Ta e P, sugerindo empobrecimento em elementos HFSE (elemento de ligação iônica forte), que fracionaram fases minerais contendo estes elementos ou a fonte destas rochas era originalmente empobrecida nestes elementos, portanto compatíveis com crosta inferior. Depressões em Nb e Ta ocorrem em ambientes de subducção, ou seja, basaltos de arco de ilha (Wilson, 1989), e são também associados à crosta continental inferior (Rollinson, 1993) e a *rifts* (Wilson, 1989).

Os diagramas multielementares para os piroxênio-gabros (Figura 4.13 e 4.15) mostram picos em Th, La, Ce e Nd (enriquecimento) e depressões em Nb, Ta, Sr e P. Depressões em Sr são compatíveis com crosta continental inferior, Nb e Ta já foi explicado, P pode significar fracionamento de apatita. São padrões também encontrados em ambientes de subducção (arco de ilha), onde os magmas são similares aos MORBs.

Quanto aos anortositos, os padrões (Figura 4.16) caracterizam-se por enriquecimento em Ba, Sr, P, Hf, Zr (sendo o anortosito uma rocha cumulática, todos estes elementos permaneceram nas fases residuais formando minerais, como plagioclásio, apatita, zircão) e empobrecimento em Rb, Th, Ce, Nb, Sm e Nd (estes elementos foram para o líquido e produziram minerais nos líquidos graníticos gerados a partir da fusão do protólito, que deixou como resíduo refratário os anortositos).

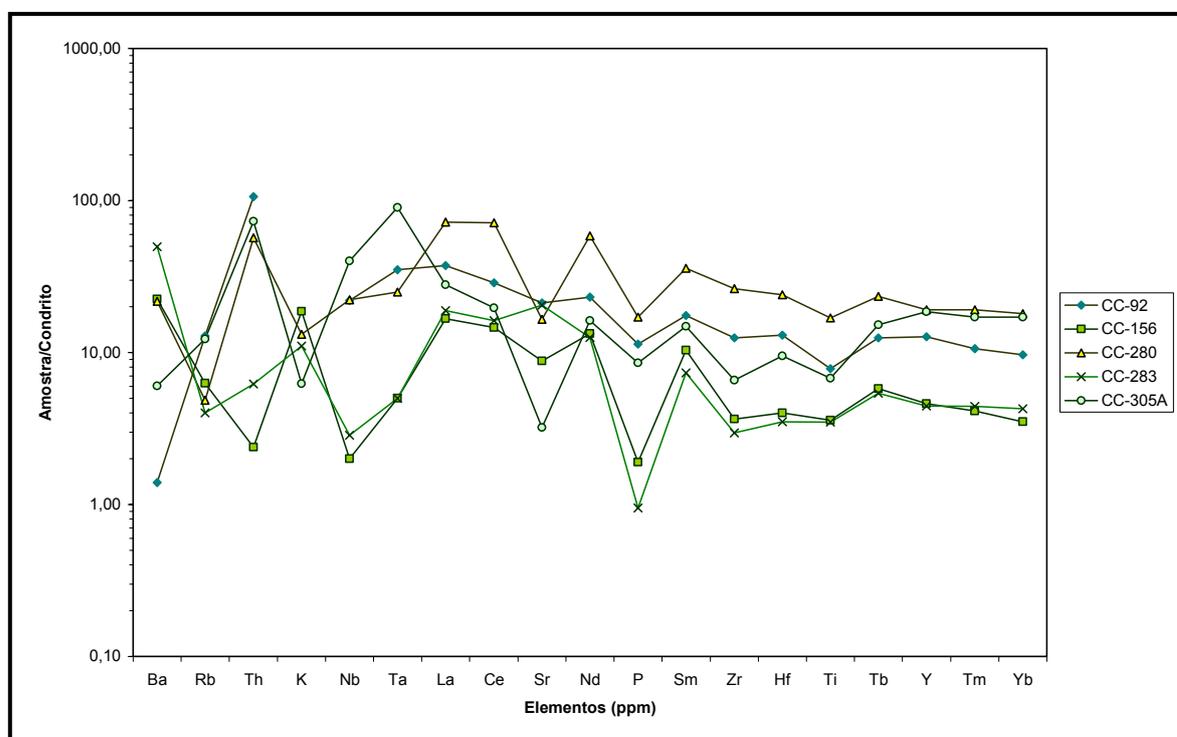


Figura 4.13 Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), mostrando a distribuição dos elementos incompatíveis para as rochas piroxênio-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas.

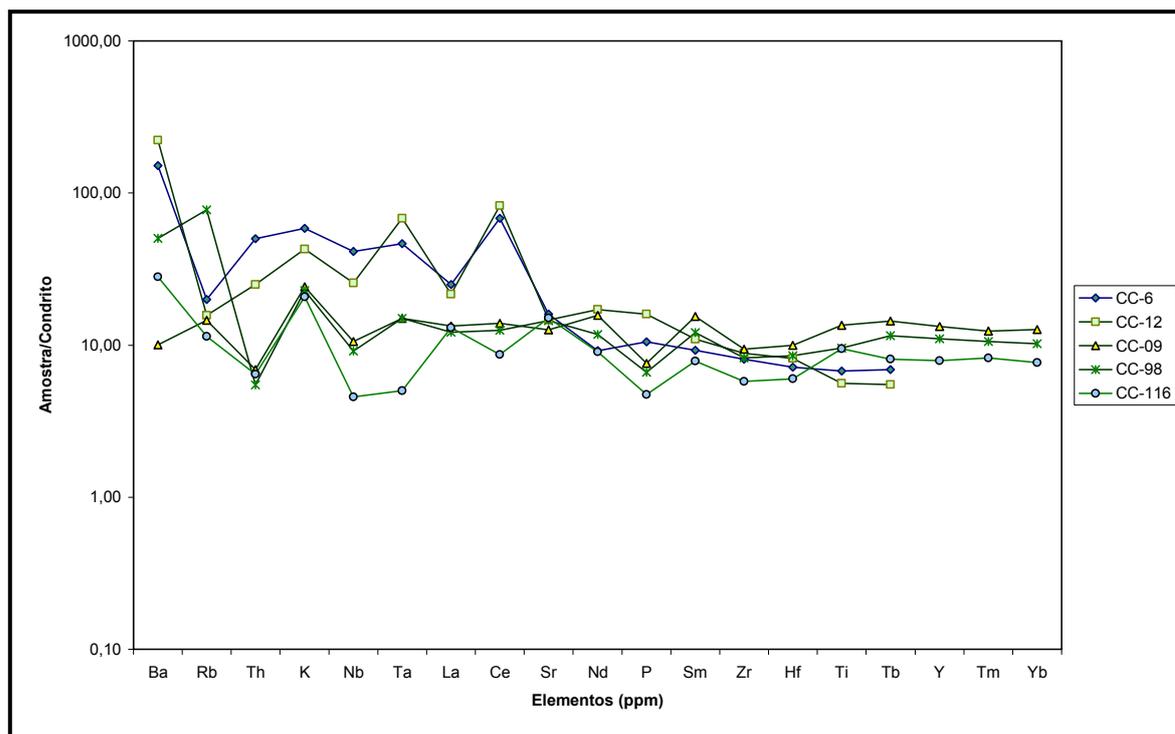


Figura 4.14 Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), mostrando a distribuição dos elementos incompatíveis para as rochas hornblenda-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas.

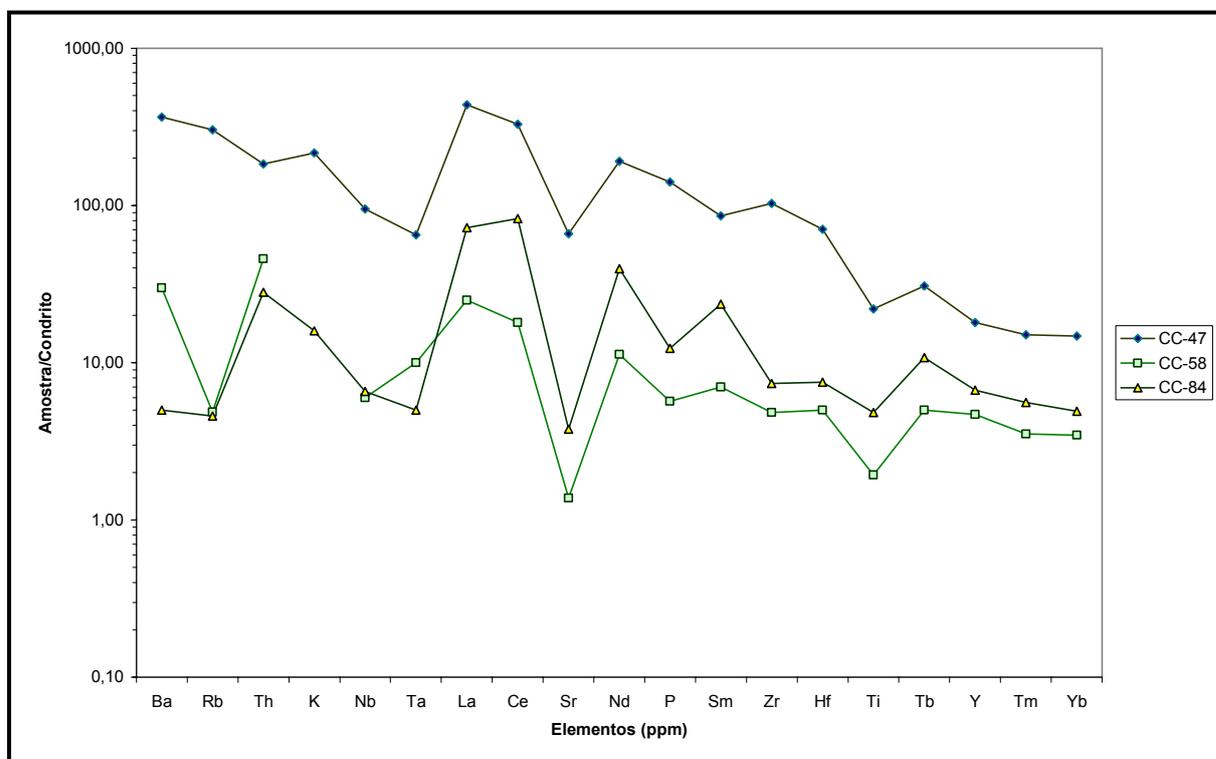


Figura 4.15 Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), mostrando a distribuição dos elementos incompatíveis para as rochas piroxênio-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas.

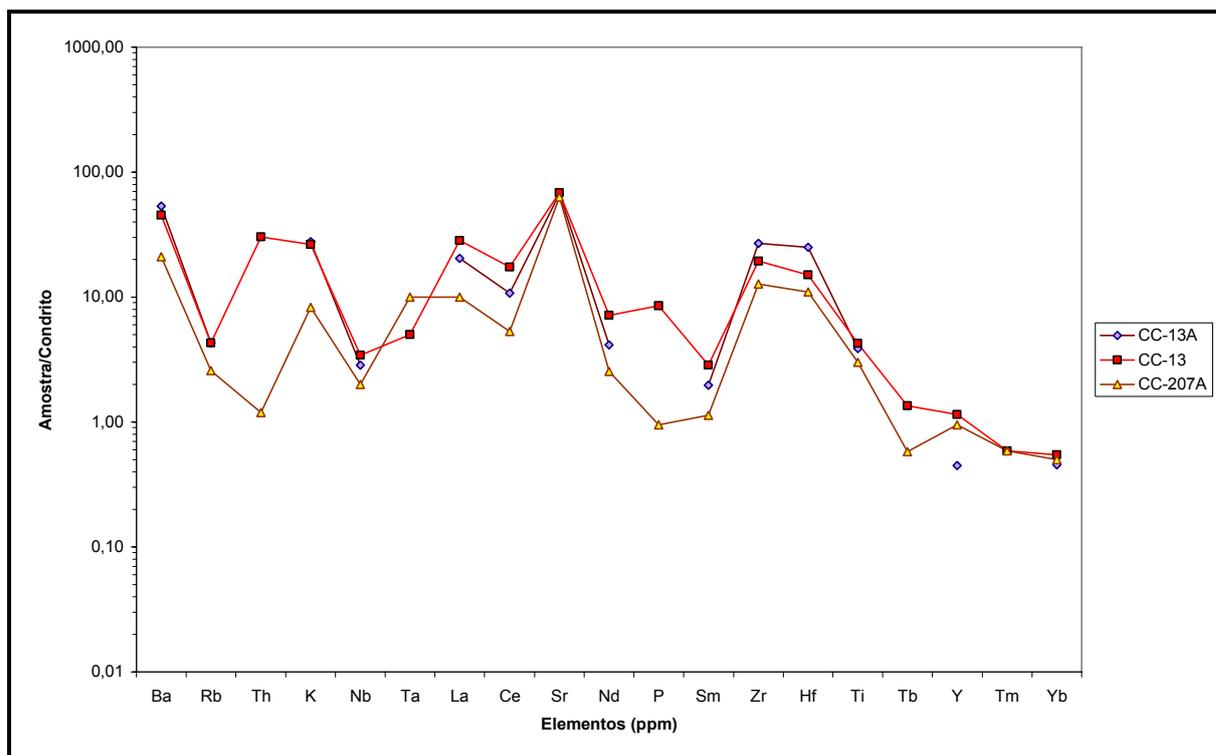


Figura 4.16 Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), mostrando a distribuição dos elementos incompatíveis para as rochas anortósicas da unidade das metamáfico-ultramáficas estudadas.

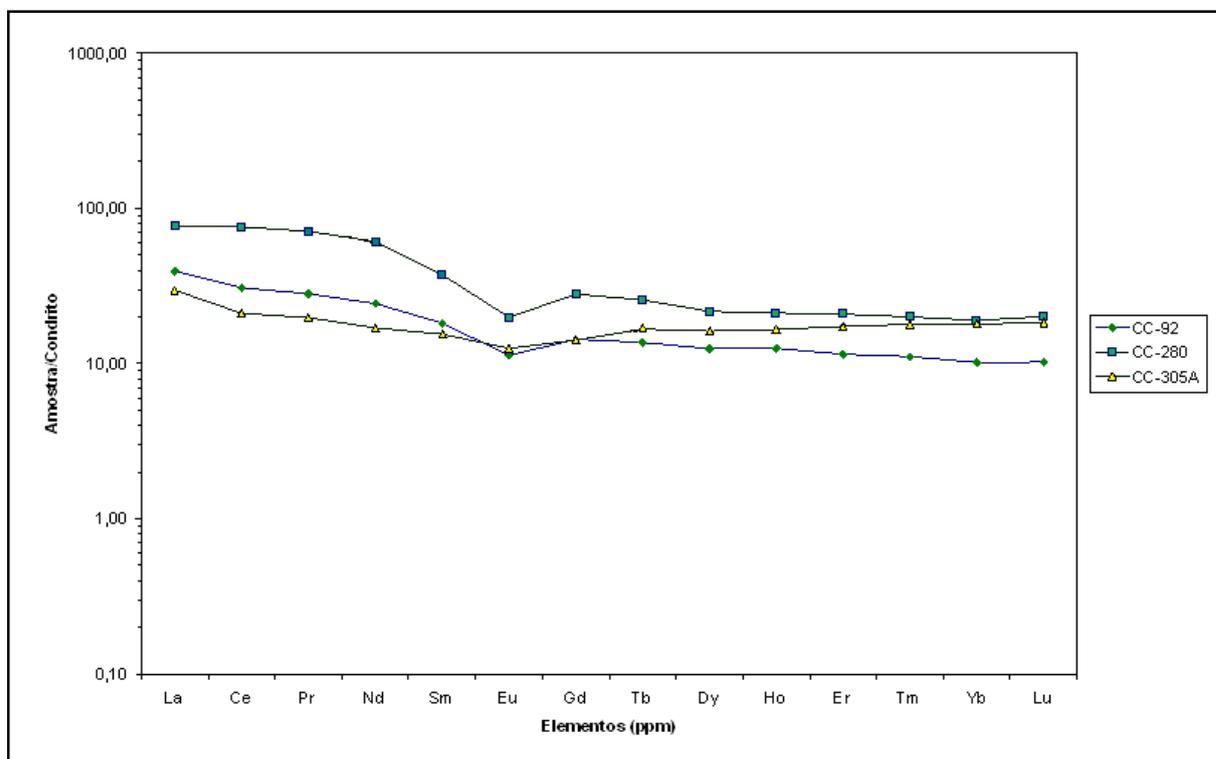


Figura 4.17 Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Boynton, 1984), para as rochas piroxênio-gabros da unidade das metamáfico-ultramáficas.

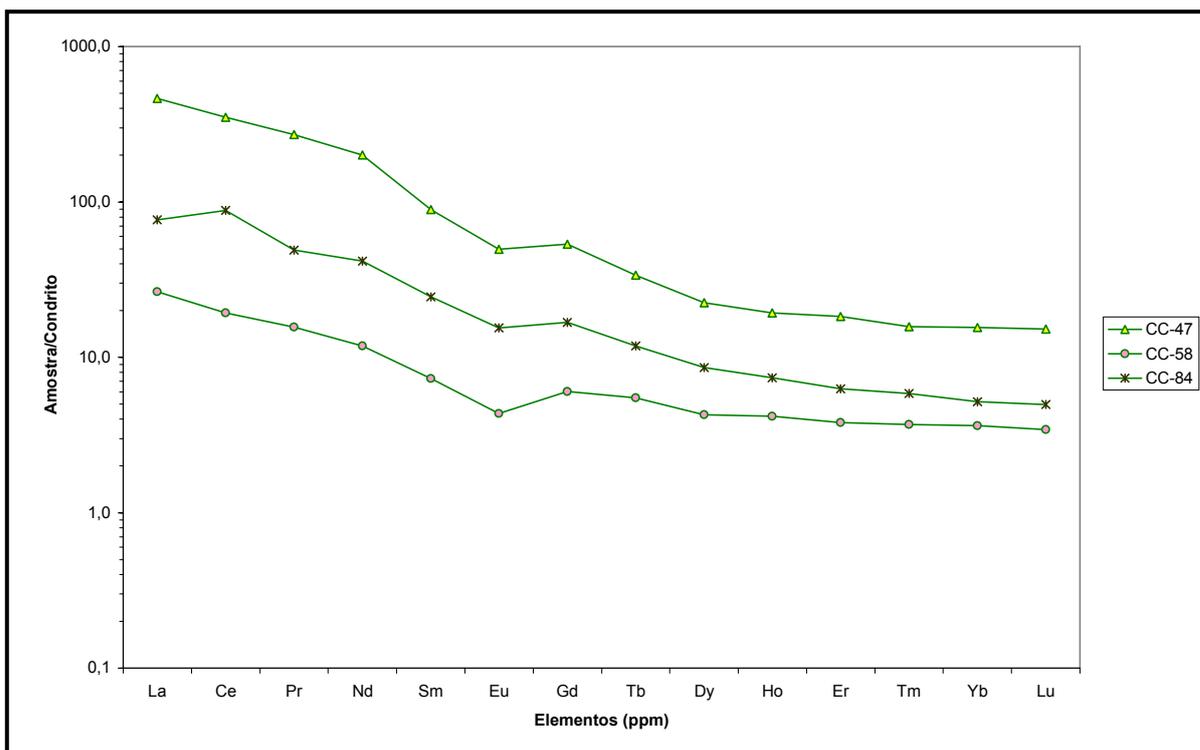


Figura 4.18 Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Boynton, 1984), para as rochas hornblenda-gabros da unidade das metamáficó-ultramáficas estudadas.

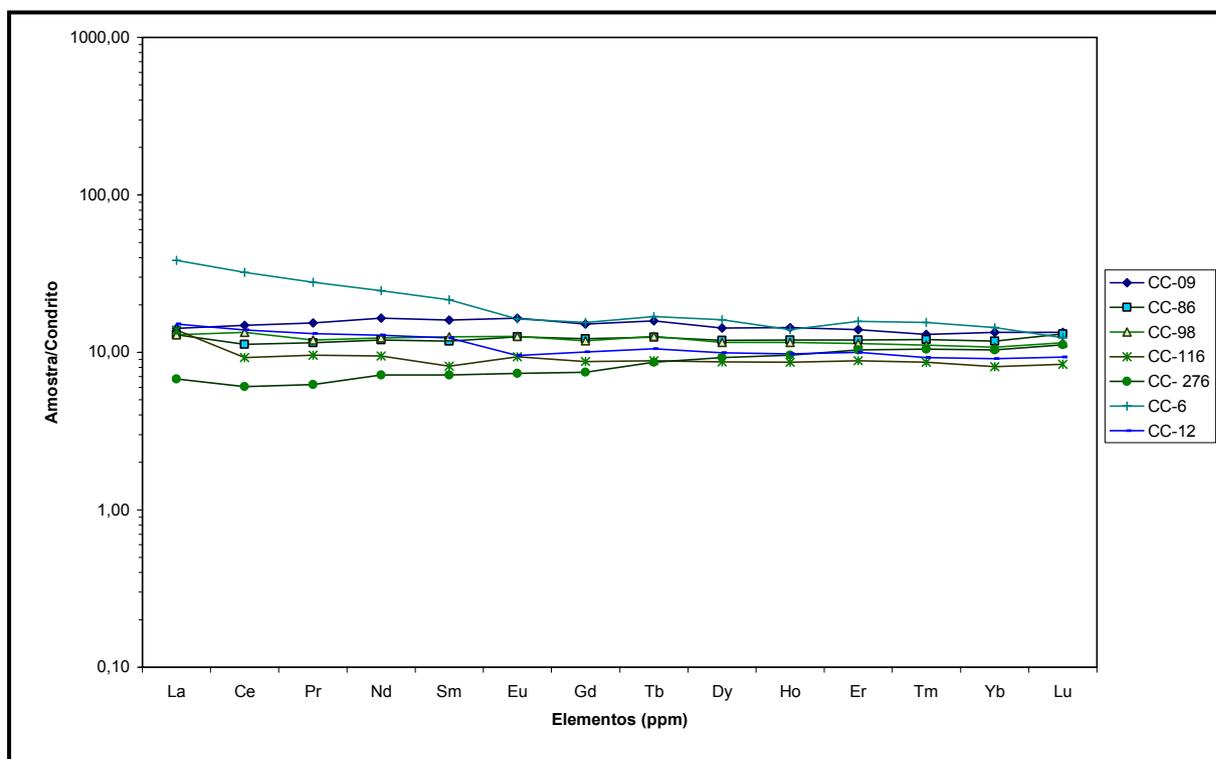


Figura 4.19 Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Boynton, 1984), para as rochas hornblenda-gabros da unidade das metamáficó-ultramáficas estudadas.

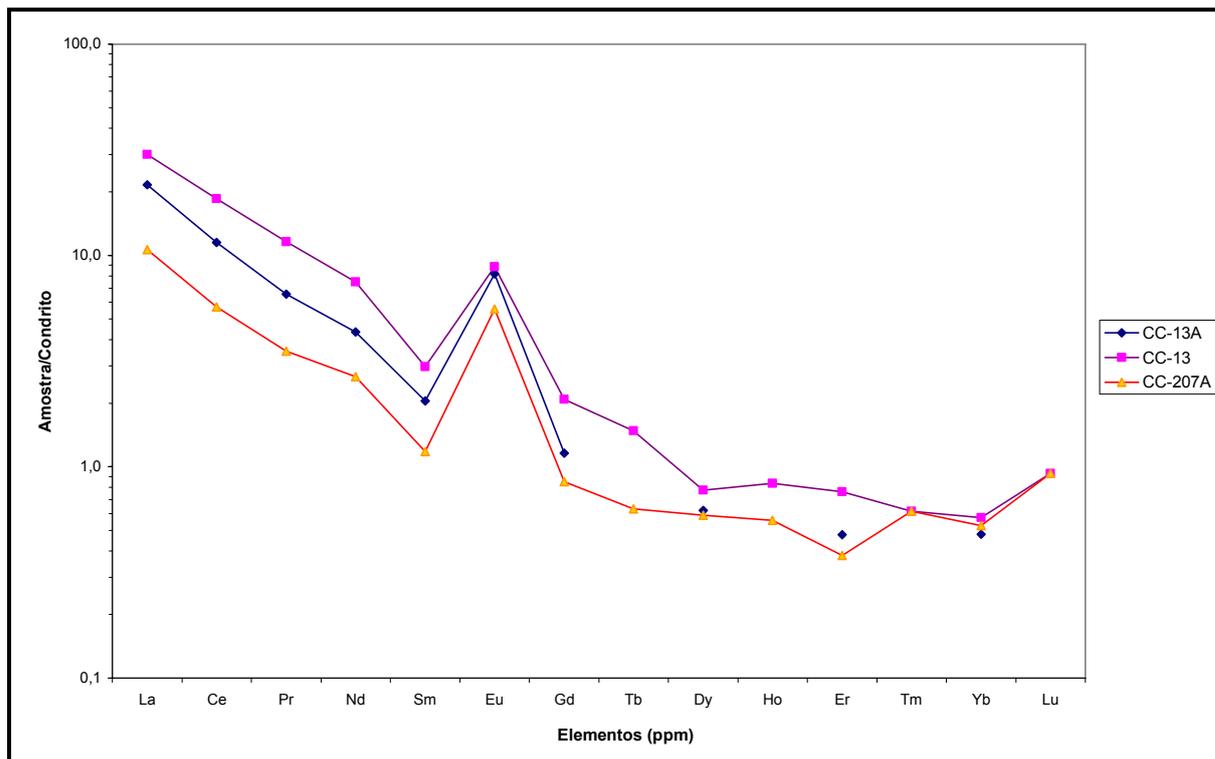


Figura 4.20 Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Boynton, 1984), para as rochas anortosíticas da unidade das metamáficas-ultramáficas da região estudada.

As rochas piroxênio-gabros (CC-92, CC-280, CC-305A) mostram padrões pouco fracionados, com suaves anomalias negativas de európio (fracionamento de plagioclásio) (Figura 4.17). Os padrões de distribuição dos elementos terras raras normalizados para o condrito (Boynton, 1984), da mesma forma exibiram variados padrões, sendo dois padrões para os hornblenda-gabros: as amostras CC-47, CC-58 e CC-84 (Figura 4.18) são mais fracionados e mais similares aos padrões de rochas mais alcalinas (basaltos enriquecidos em álcalis), com tênue anomalia negativa de európio. As amostras menos diferenciadas CC-6, CC-09, CC-12, CC-98, CC-116 (Figura 4.19) são compatíveis com os padrões de basaltos toleíticos de arco de ilhas oceânicas (Wilson, 1989, Pág.178). Os anortositos (Figura 4.20) exibem enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados, e marcante anomalia positiva de európio característica da presença de plagioclásio no resíduo sólido, uma vez que o anortosito é uma rocha cumulática formada quase totalmente de plagioclásio, e európio entra na rede cristalina dos plagioclásios por substituição ao cálcio, em resposta a condições de baixa fugacidade de oxigênio.

4.1.3.1 DISCUSSÃO PARCIAL

Os gabros da região pesquisada são predominantemente de afinidade basáltica subalcalina toleítica (baixo K) e alguns de afinidade komatiítica (alto Mg) e os anortositos são de afinidade cálcio-alcalina de baixo-K, segundo mostram os diagramas de litogeoquímica. Quanto aos ambientes tectônicos, os diagramas não são conclusivos, pois os basaltos toleíticos podem ocorrer em diversos ambientes: dorsais meso-oceânicas e ambientes intra-placas que incluem as províncias de derrames basálticos continentais e ilhas oceânicas (todos estes ambientes extensionais) como também em

arcos de ilhas jovens (ambientes compressionais). As rochas anortosíticas da região pesquisada têm afinidade cálcio-alcálica e em geral são relacionadas com ambientes extensionais. Quanto às rochas de afinidade komatiítica, podem simplesmente indicar uma origem mantélica ou rochas muito pouco diferenciadas, principalmente para os piroxênio-gabros e hornblenda-piroxênio gabro, nada tendo que ver com a definição clássica de komatiitos, rochas típicas do Arqueano.

Os dados apresentados são sugestivos de diques (ambiente extensional) máfico-ultramáficos intrusivos no complexo metamórfico de alto grau do embasamento, mas há também possibilidade de ser um complexo gabro-anortosítico (ambiente extensional), embora o volume de rochas de afinidade anortosítica seja muito reduzido para configurar este tipo de complexo, sendo talvez apenas uma diferenciação interna das rochas gabróicas, por diferença de densidade, e as mesmas (rochas gabróicas) podem conservar vestígios do protólito ultramáfico mantélico piroxenítico, como rochas ultramáficas associadas (CC-92, granada-piroxenítico em fácies eclogítica). Contra a hipótese de diferenciação interna pesa o fato de aparentemente os gabros e os anortositos pertencerem a séries magmáticas diferentes (toleítica e cálcio-alcálica).

Dentre as muitas teorias petrogenéticas para as máfico-ultramáficas, existem os que advogam a hipótese de serem líquidos mantélicos (basálticos) extraídos de um manto superior peridotítico (olivina+opx+cpx) ou eclogítico (granada+ opx+cpx+plagioclásio), aprisionados e cristalizados na crosta inferior devido à sua alta densidade (seriam então rochas plutônicas derivadas de magmas basálticos e andesíticos retidos na crosta inferior). Quanto ao protólito mantélico destes basaltos, Ringwood (1962) sugeriu que os basaltos (das várias séries magmáticas) seriam os líquidos extraídos após a fusão parcial de uma rocha hipotética do manto superior (pirólito), onde os peridotitos seriam as assembléias residuais refratárias remanescentes após a fusão parcial dos pirólitos. Haveria variados tipos de pirólitos (anfíbólio pirólitos, granada pirólitos, etc...), daí a grande variedade de séries basálticas. Meissner (1973, 1986) sugeriu que o Moho continental (Descontinuidade de Mohorovicic) seria uma transição entre a crosta inferior gabróica e o manto superior eclogítico. Hipóteses mais modernas consideram um manto superior lherzolítico sofrendo fusão parcial na astenosfera (LVZ) e originando líquidos basálticos que migram para a base da crosta inferior, deixando no manto litosférico, como resíduo refratário, rochas harzburgíticas (opx-peridotitos sem cpx ou com muito pouco cpx) (Silva, 2004).

Patiño-Douce (1995, 1999, 2005) sugere que as rochas gabróicas seriam o resíduo granulítico máfico deixado na crosta inferior pela prévia extração de um líquido granítico a partir de um protólito crustal metamórfico, induzido por aquecimento devido ao *underplating* de magmas basálticos de composição olivina-toleíta de alto-Al, provenientes do manto superior. Ainda segundo Patiño-Douce (1997), em se tratando de protólitos crustais granitoides cálcio-alcálicos (tonalitos e granodioritos contendo hornblenda e biotita), a fusão desidratada a altas temperaturas (~900°C) e baixas pressões ($P \leq 4$ Kbar), produziria líquidos graníticos tipo-A e resíduos cumuláticos anortosíticos-mangeríticos de natureza cálcio-alcálica. Esta segunda hipótese (Patiño-Douce op. cit.) favorece um protólito crustal inferior para a origem das máfico-ultramáficas, que podem resultar em cumulados híbridos caso ocorram interações manto-crosta em nível de mistura de magma.

Outra hipótese é de que as máfico-ultramáficas representem fragmentos de crosta oceânica obductados após fechamento de oceano. Crosta oceânica obductada apresenta três seções distintas: uma inferior constituída de rochas ultramáficas peridotíticas, representativas do manto litosférico; uma média com rochas máficas, gabróicas, representativas da crosta oceânica máfica, e com diques e lavas basálticos acima dos gabros, finalizando em forma de lavas almofadadas; e uma superior com sedimentos pelágicos, de fundo oceânico. Esta seqüência litoestratigráfica é conhecida como seqüência ofiolítica, e pode ocorrer completa ou, mais comumente, disrupta e com lacunas, pois são rochas facilmente alteráveis.

Alguns argumentos em objeção à hipótese de crosta oceânica obductada na região de Fagundes-Itatuba são: em primeiro lugar, as rochas de seqüências ofiolíticas costumam apresentar evidências de metamorfismo de fundo oceânico e metassomatismo induzido pelo contato com grandes volumes de água oceânica (Shelley, 1995). Assim, seria de se esperar encontrar: serpentinitos e/ou talco-xistos (alteração dos peridotitos), basaltos espilitizados (alteração das lavas almofadadas), rodingitos (metassomatitos formados por diopsídio+grossulária, gerados nas proximidades dos peridotitos serpentinizados, como assembléias complementares), gabros epidioritizados (alteração dos gabros), etc... Nenhuma destas feições tampouco foi encontrada na área. Em segundo lugar, mineralizações comumente associadas a complexos ofiolíticos são também ausentes: cromititos, depósitos de EGP (elementos do grupo da platina), não são reportados na área. Em terceiro lugar, é registrada a presença de rochas de afinidade anortosítica, características de ambientes extensionais continentais. Em quarto lugar, a aparente ausência de cherts (a "Trindade de Steinman": serpentinito-espilito-chert, simboliza a associação litológica esperada em seqüências ofiolíticas).

Contudo, a hipótese de crosta oceânica subductada permanece válida e foi adotada por muitos autores (e.g. Almeida et al., 1997) porque existem também contra-argumentos que respondem a estas questões acima relacionadas: i) Freqüentemente seqüências ofiolíticas ocorrem incompletas, com lacunas seja devido à intemperização completa das rochas ausentes seja simplesmente por não terem sido encontradas em campo, o que não significa que não existam, ii) Por outro lado, o metamorfismo atingiu um grau altíssimo (Fácies Eclogito) e depois retrometamorfismo + metassomatismo atingiram estas rochas, posicionando-as no Fácies Granulito que é ainda muito alto. Quando as condições de P-T atingem estes níveis, as feições metamórficas de grau muito baixo e baixo como serpentinição, espilitização e epidioritização, não costumam ser preservadas. O que pode explicar a ausência das mesmas.

Salienta-se que o objetivo da presente Tese não é endossar ou negar algum dos vários modelos possíveis para as rochas MUM da área, e sim caracterizar a gênese das rochas metacarbonáticas da área, nunca antes estudadas, tendo as MUM sido estudadas e discutidas por questão de melhor compreensão das relações entre estas e as metacarbonáticas.

4.2 LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS

As rochas metacarbonáticas analisadas constituem onze amostras (CC-3A, CC-11B, CC-30A, CC-30B, CC-293A, CC-293B, CC-298A, CC-298B, CC-302A, CC-305B, CC-308C), mais dois *skarns* de substrato de rocha metacarbonática (CC-293H e CC-293I) sendo compostas basicamente por

calcita, quartzo, diopsídio, feldspato alcalino e titanita, e no caso dos *skarns* epidoto e actinolita, a mais, (ver Capítulo 3 Geologia Local), sendo que alguns metacarbonatos estão metassomatizados ainda que não passaram totalmente a *skarn* (e.g. CC-11B) e outras (e.g. CC-30B) estão silicificadas e milonitizadas.

Os diagramas de padrão ETR normalizado para o Condrito de Boynton (1984) e o spidergrama normalizado para o Condrito de Thompson (1982) são mostrados a seguir, assim como uma tabela com os dados ETR normalizados para o Condrito de Boynton (1984) (Tabela 4.1).

O padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizado para o Condrito de Boynton (1984) na Figura 4.21, para as rochas metacarbonáticas estudadas, mostra enriquecimento dos elementos terras raras leves com relação aos pesados, tênue fracionamento, discreta anomalia negativa de európio e valores < 100, normalizados em relação ao condrito, e se distribuem conforme a média mundial dos metacarbonatos metassedimentares (mármore).

O diagrama multielementar de elementos traços normalizado para o Condrito de Thompson (1982), para as rochas metacarbonáticas estudadas (Figura 4.22), exibe anomalias positivas ou picos (enriquecimento) em Th, Ta, Sr, Hf e Y; e depressões ou empobrecimento em Rb, K, Nb, Ce, Ti.

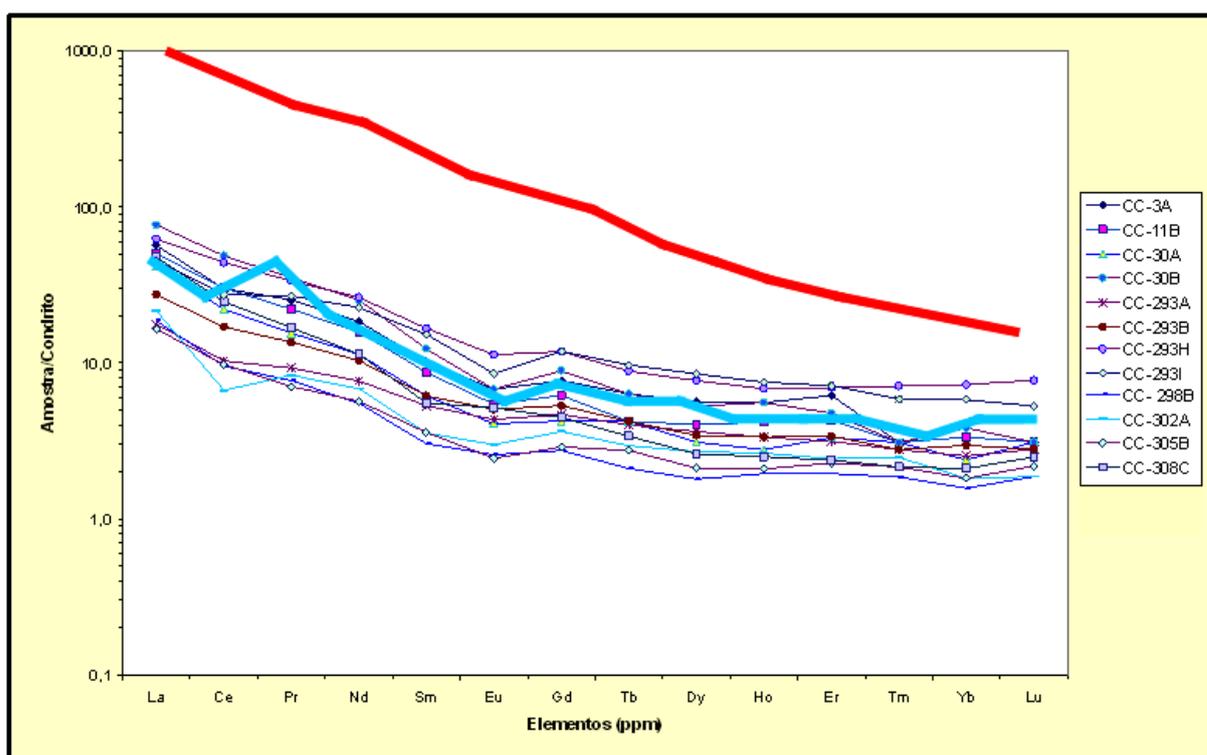


Figura 4.21 Diagrama de padrão ETR com os dados projetados das amostras de rochas metacarbonáticas, normalizadas segundo Condrito de Boynton (1984), mostrando a uniformidade dos padrões de distribuição e similaridade com os dados médios de carbonatos marinhos (linha contínua azul), também é observado a grande diferença com padrões de distribuição da média dos carbonatitos mundiais (linha em vermelho) (dados obtidos de Le Bas et al., 2002).

As Figuras 4.21 e 4.22 têm como finalidade a comparação dos diagramas multielementares de elementos traços e os padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) das rochas metacarbonáticas estudadas, com outros diagramas representativos que apresentam valores médios

de diferentes ocorrências de importância mundial, tanto de carbonatitos como de rochas carbonáticas de origem sedimentar. Segundo o observado, os diagramas sugerem em forma preliminar, uma possível origem metassedimentar para as rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba.

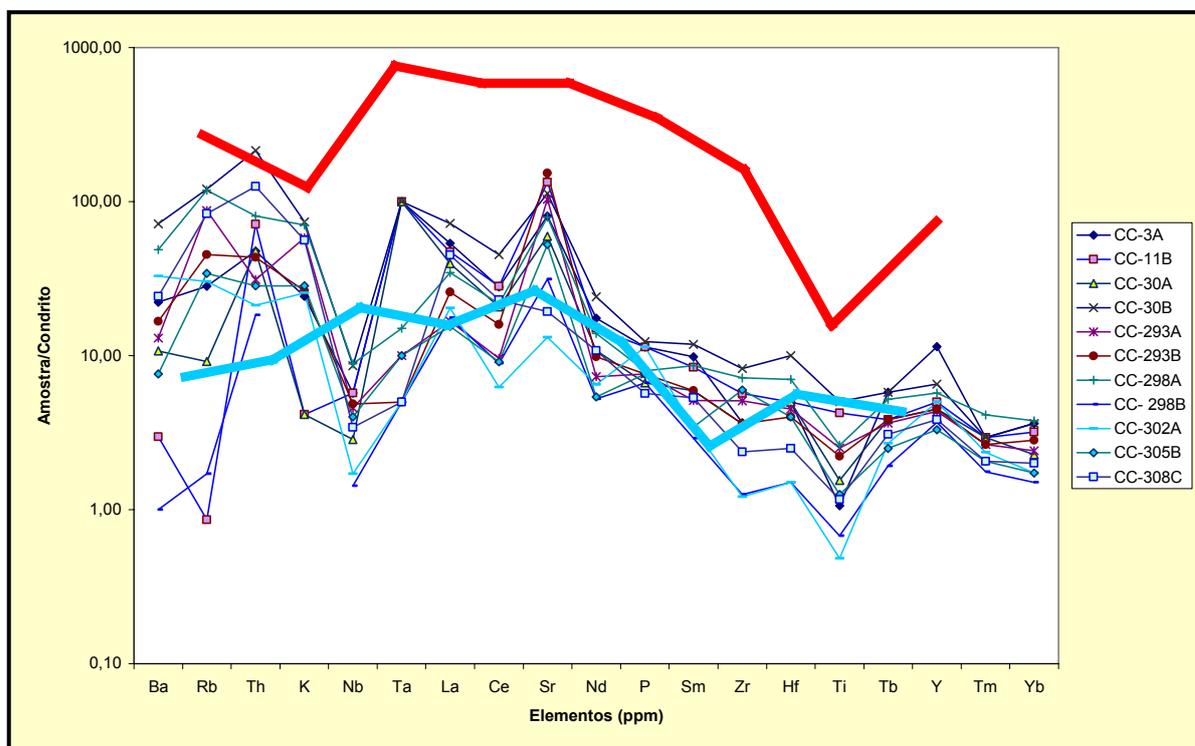


Figura 4.22 Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para as rochas metacarbonáticas mais algumas amostras de *skarns* estudadas, comparados com os dados médios de: A) a linha contínua vermelha representa os dados médios mundiais dos carbonatitos (Le Bas, 1999); B) Bem como, a linha contínua azul representa os dados médios de carbonatos de origem sedimentar (Locke & Buthler, 1993). Fonte: (Le Bas et al., 2002).

Portanto, elevados valores de Sr, Nb, La, Ce, Nd e conteúdos de REE, ausência de anomalia negativa de európio, em geral caracterizam carbonatitos. Em contraste, baixos valores de Sr, Nb, La, Ce, Nd e conteúdos de REE, presença de anomalia negativa de európio, geralmente caracterizam rochas carbonáticas de protólito sedimentar (Le Bas et al., 2002).

Existem diagramas ternários que são úteis para representar paragêneses minerais metamórficas carbonáticas (Winkler, 1977), entre eles citamos: O Diagrama $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ e o Diagrama CaO-MgO-SiO_2 . O Diagrama ACF para minerais de Ca, Al, Mg e Fe ricos em Ca, onde $A = [\text{Al}_2\text{O}_3] + [\text{Fe}_2\text{O}_3] - [(\text{Na}_2\text{O}) + (\text{K}_2\text{O})]$; $C = [\text{CaO}] - 3,3 [\text{P}_2\text{O}_5]$; e $F = [\text{MgO}] + [\text{MnO}] + [\text{FeO}]$ e a representação gráfica é recalculada de maneira a dar $A+C+F = 100\%$ em porcentagem molecular.

Utilizamos estes diagramas para projetar as rochas metacarbonáticas da região estudada (Figuras 4.23, 4.24 e 4.25), e os resultados obtidos mostram que as amostras são metacarbonatos relativamente puros, com pequena contaminação por sílica e relativamente distantes dos pólos aluminosos (argilas e folhelhos), intermediários entre A e F (margas e grauvacas) e ferro-magnesianos (rochas ultrabásicas, basálticas e andesíticas), sugerindo que os minerais silicáticos ou ferro-magnesianos inclusos nos metacarbonatos tenham possivelmente sido assimilados de porções

das rochas adjacentes, não relacionados geneticamente com os metacarbonatos. Esta interpretação é mais coerente com metacarbonatos de origem metassedimentar, que em resposta à processos tectônicos, mostraram comportamento plástico, englobando porções de rochas adjacentes, como no caso dos mármore altamente móveis do Cinturão Central Metassedimentar do Orógeno Grenville, que se comportaram como fluidos de baixa viscosidade ao serem transportados durante empurrões regionais (Hanmer, 1988).

Aparentemente as metacarbonáticas da região examinada comportaram-se de forma móvel (reologia dúctil) devido ao intenso tectonismo atuante na área, e introduziram-se ao longo dos planos de foliação das rochas e zonas de cisalhamento transcorrentes existentes na área, incorporando porções das rochas adjacentes às lentes metacarbonáticas, fossem eles provenientes do embasamento gnáissico-migmatítico félsico, silicático, ou das lentes MUM que ocorrem com frequência associadas às lentes metacarbonáticas. Este comportamento dúctil explicaria as feições de brechação e estruturas fluidais comuns às rochas metacarbonáticas na região Fagundes-Itatuba.

Estas rochas metacarbonáticas estendem-se controladas principalmente pelas zonas de falhas, notadamente nas Zonas de Cisalhamento Cinco Passagens e Salvador, por mais de 15 Km, e ocorrem associados à formação dos metassomatitos em ambiente de tensão tectônica nas zonas de falha, fato que promove neles o desenvolvimento de estrutura orientada ou gnáissica, em geral concordantes com as atitudes das rochas.

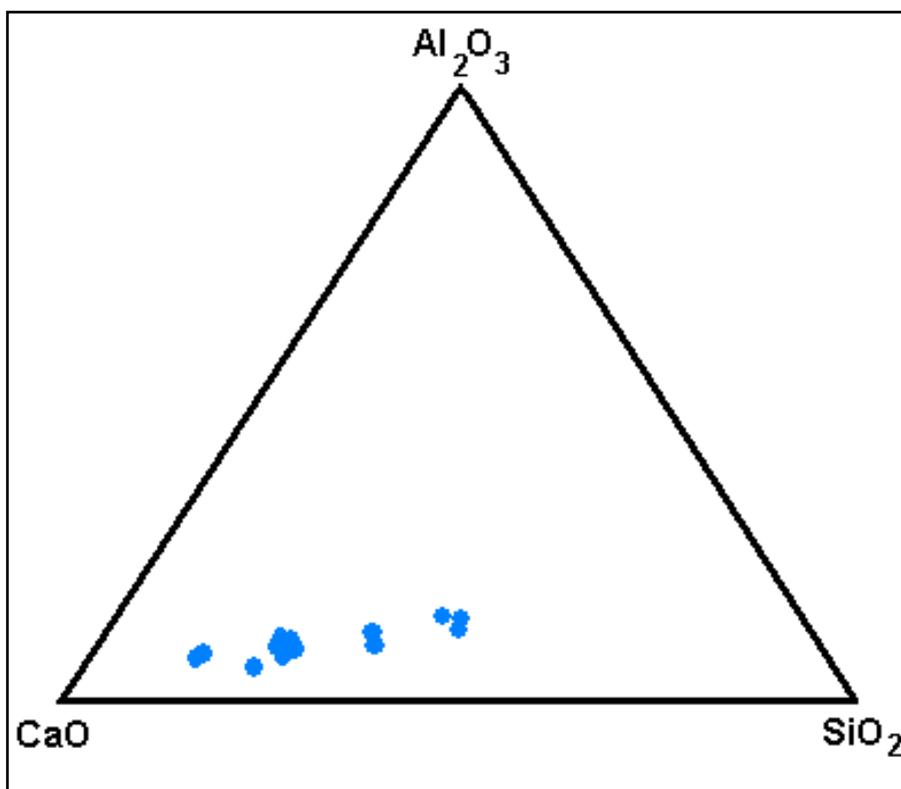


Figura 4.23 Diagrama ternário CaO-Al₂O₃-SiO₂ para as rochas metacarbonáticas da região estudada.

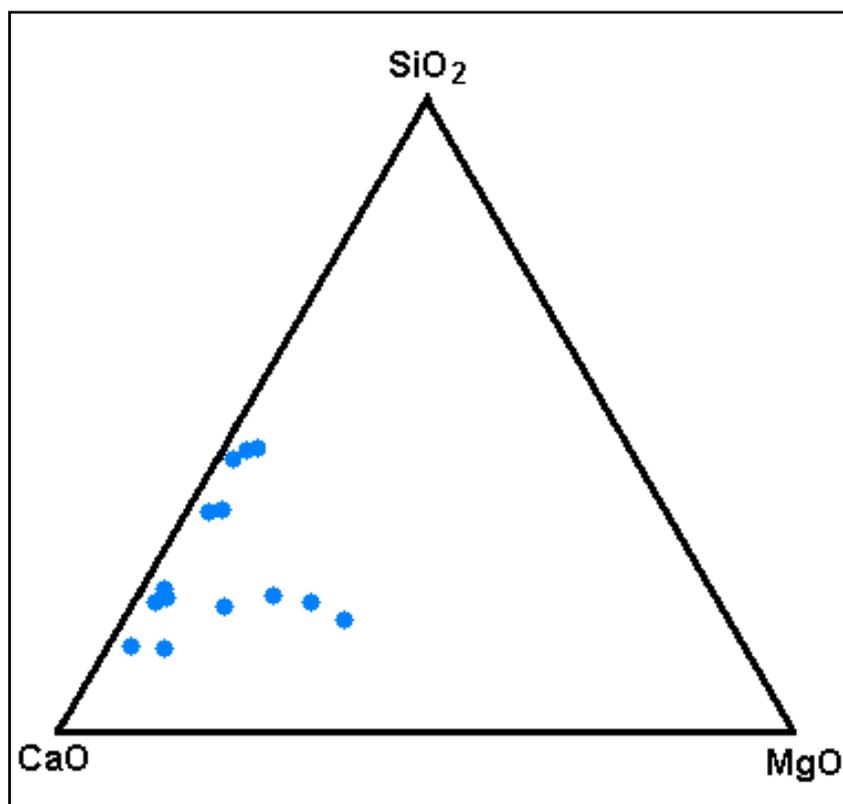


Figura 4.24 Diagrama ternário CaO-SiO₂-MgO para as rochas metacarbonáticas da região pesquisada, mostrando dois *trends* sugestivos de rochas metacarbonáticas contaminadas com rochas silicáticas e com rochas magnesianas.

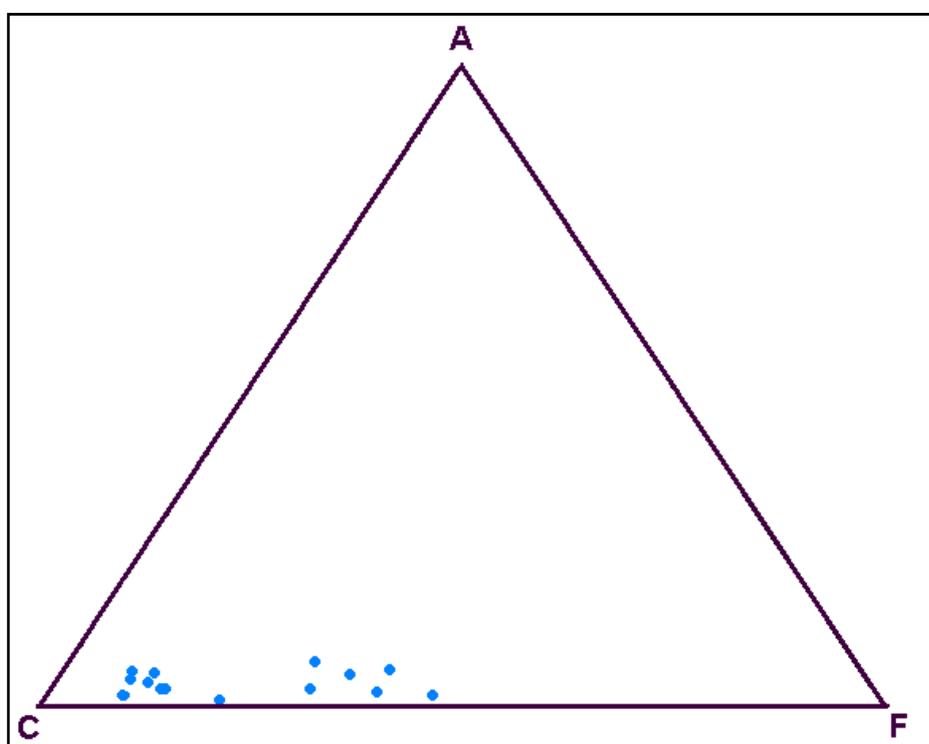


Figura 4.25 Diagrama ternário ACF para as rochas metacarbonáticas da região estudada.

A seguir, uma tabela mostrando as razões entre elementos terras raras normalizados para o Condrito de Boynton (1984) para as rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba (Quadro 4.2).

Quadro 4.2 Tabela exibindo as razões entre elementos terras raras normalizados para o Condrito de Boynton (1984) para as rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba, incluindo uma amostra de *skarn* de substrato metacarbonático (CC-308D).

| Amostras/razões | CC-3A | CC-11B | CC-30A | CC-30B | CC-293A | CC-293B |
|-----------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| (Ce/Yb)N | 7,79 | 9,02 | 9,26 | 12,67 | 4,05 | 5,76 |
| (La/Yb)N | 14,83 | 14,93 | 17,53 | 20,06 | 7,00 | 9,24 |
| (La/Sm)N | 5,54 | 5,74 | 6,81 | 6,24 | 3,33 | 4,46 |
| (Gd/Yb)N | 2,02 | 1,84 | 1,78 | 2,32 | 1,84 | 1,80 |
| (Eu/Eu*)N | 0,76 | 0,74 | 0,80 | 0,65 | 0,87 | 0,88 |
| ∑REE (ppm) | 188,83 | 164,76 | 127,51 | 245,82 | 81,54 | 107,85 |
| | | | | | | |
| | CC-298A | CC-298B | CC-302A | CC-305B | CC-308C | CC-308D |
| (Ce/Yb)N | 5,86 | 6,04 | 3,68 | 5,38 | 11,70 | 27,26 |
| (La/Yb)N | 9,26 | 11,85 | 11,89 | 9,05 | 22,68 | 40,02 |
| (La/Sm)N | 4,12 | 6,18 | 6,11 | 4,58 | 8,62 | 6,59 |
| (Gd/Yb)N | 1,84 | 1,74 | 2,00 | 1,59 | 2,13 | 3,73 |
| (Eu/Eu*)N | 1,05 | 0,90 | 0,84 | 0,76 | 1,04 | 0,91 |
| ∑REE (ppm) | 149,56 | 62,90 | 70,53 | 63,26 | 133,40 | 1654,13 |

4.3 LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTIAS-GRANODIORÍTICAS ASSOCIADAS

Foram analisadas 07 (sete) amostras de rochas graníticas-granodioríticas intrusivas na Região de Fagundes-Itatuba. Foram realizados estudos preliminares de geoquímica de elementos maiores, com sua utilização na classificação destes granitóides quanto à caracterização das séries químicas a que pertence cada granitóide e ao possível ambiente tectônico de intrusão dos mesmos. Foram utilizados diagramas discriminantes para ambientes tectônicos, diagramas de variação de elementos terras raras normalizados para o condrito (Boynton, 1984) e diagramas de variação multielementares normalizados para o condrito (Thompson, 1982). A análise destes dados, e principalmente dos padrões ETR, confirmou o que a petrografia já mostrava: são granitóides de diversas séries e afinidades, não relacionados entre si e nem diretamente com as rochas metamáficoultamáficas da região pesquisada. Por esta razão, não foram analisados os Harker para maiores e traços, pois as amostras não representam um conjunto de dados coerente com um só sistema ígneo, mas com vários sistemas ígneos. Assim, as rochas graníticas-granodioríticas associadas desta região permanecem disponíveis para estudos mais aprofundados no futuro, não sendo este o objetivo principal desta Tese.

4.3.1 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES

As rochas dos granitóides intrusivos estudados, separam-se em dois grupos quanto aos teores de SiO₂: elevados (68,37% para CC-11C, 69,72% para CC-03AG e 70,40% para CC-21) e moderados (59,23% para CC-11FF1, 59,95% para CC-297, 61,90% para CC-282 e 63,51% para CC-11FF2).

Observe-se que CC-11C, CC-11FF1 e CC-11FF2 são do mesmo afloramento CC-11, sendo que CC-11C pertence ao maciço rochoso mais distante das lentes metacarbonáticas e *skarns* que ocorrem neste local, e as outras duas estão mais próximas do contato, refletindo em sua química os variados graus de interação sistema granítico-sistema carbonático-fluidos metassomáticos. Os teores de sílica diminuem à medida que se aproxima o contato com as lentes carbonáticas, e aumenta o teor de álcalis: ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,11\%$ para CC-11C, $12,63\%$ para CC-11FF2 e $13,18\%$ para CC-11FF1), do mesmo modo as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ variam de 1,21 para CC-11C; 1,50 para CC-11FF2 atingindo um pico de $3,74\%$ para CC-11FF1. As razões $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$, ou seja, #Fe, variam de 0,84 para CC-11C, 0,89 para CC-11FF2 e 0,91 para CC-11FF1.

Petrograficamente CC-11C projeta-se no campo dos monzogranitos, ao passo que CC-11FF1 e CC-11FF2 projetam-se no campo dos sienogranitos, refletindo maior volume modal de microclina presente (variação faciológica), sendo que CC-11FF1 está na zona dos *skarns* e é um epidoto-granito (epidoto modal 15-20%)

O granito CC-03 AG é um leucogranito ($\text{SiO}_2=69,72\%$), com teor de álcalis elevado ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 13,83\%$), porém baixa razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,50) e baixo valor #Fe =0,63. Suspeitou-se em campo tratar-se de um metatrondhjemito, podendo fazer parte de uma suíte tonalítica-trondhjemitica cálcio-alcalina que se origina a partir de diferenciação de rochas gabróicas (Lameyre & Bowden, 1982), ou ainda tratar-se de um plagiogranito comum em complexos ofiolíticos (Coleman & Peterman, 1975), neste caso apontando na direção da hipótese de crosta oceânica obductada. Em ambos casos, seria uma rocha de afinidade trondhjemitica.

É importante ressaltar que trondhjemitos não se classificam no campo, pois projetam-se no mesmo campo dos tonalitos e podem projetar-se no campo dos granodioritos; a classificação tem que ser química e feldspato-normativa (O'Connor, 1965). Em todo caso, uma característica dos trondhjemitos, além do alto teor de sílica (68-75%), é o baixo valor de K_2O (<2,5%, sendo nos trondhjemitos típicos <2%). A amostra CC-03AG exibe valores de $\text{K}_2\text{O}=8,30\%$. Outra característica química dos trondhjemitos são teores de CaO de 1,5 a 3% em trondhjemitos típicos, e de 4,4 a 4,5% em trondhjemitos cálcicos. A amostra CC-03AG mostra teores de CaO = 0,76%. Estes dados implicam que a amostra CC-03AG não é um trondhjemito, mas sim um leucotonalito, e portanto aparentemente não está relacionado geneticamente com as rochas gabróicas da região de Fagundes-Itatuba.

Quanto às amostras CC-297 e CC-21, provém de locais muito próximos e talvez sejam variações faciológicas de um mesmo granito, apesar das diferenças no teor de sílica, podendo ser também intrusões distintas em contato, porque apresentam muitas diferenças químicas: CC-297 tem $\text{SiO}_2 = 59,95\%$ contra $70,54\%$ de CC-21, álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 15,07$ para CC-297 e $8,63\%$ para CC-21), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,42$ para CC-297 e $1,62$ para CC-21, e #Fe= 0,92 para CC-297 e 0,77 para CC-21. Ambos CC-297 e CC-21 são monzogranitos a granodioritos porfiríticos com fenocristais de K-feldspato e contendo matriz escura biotítica e enclaves máficos e híbridos (evidências de processos de mistura e coexistência de magma), ou seja, o típico granito cálcio-alcalino de alto-K comum no TAP (e.g. batólito Caruaru-Arcoverde), sendo possível que CC-21 represente as porções félsicas e CC-297 as porções híbridas a máficas deste granito. Granitos cálcio-alcalinos de alto-K na Província

Borborema são em geral tardi-orogênicos em relação ao Brasileiro, portanto tardios em relação às rochas gabróicas da região estudada, que supostamente são Meso a Paleoproterozóicas.

Por fim, o granito CC-282 mostra teores de $\text{SiO}_2 = 61,90\%$, álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) = 13,61, razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1,81$ e $\#\text{Fe}=0,92$. Petrograficamente é um monzogranito próximo ao contato com os sienogranitos, e apresenta-se milonitizado, com 30 a 35% de matriz félsica triturada, cominuída, sendo, portanto, um protomilonito segundo a classificação de Sibson (1977). Aparentemente não tem relação com as rochas gabróicas da região pesquisada nem com as outras rochas graníticas próximas.

4.3.2 CLASSIFICAÇÃO DOS GRANITOS ASSOCIADOS DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA, DENTRO DAS SÉRIES MAGMÁTICAS

As rochas dos granitos intrusivos na região estudada, ao serem projetadas no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Maniar & Piccoli (1989), o qual é baseado nos Índices de Shand (1927), projetam-se duas no campo das peraluminosas. (CC-11C e CC-21) e as demais no campo das peralcalinas (Figura 4.26).

Da mesma forma, quando projetadas no diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 , com os campos de Irvine & Baragar (1971), duas apresentam-se projetadas no campo das séries subalcalinas (CC-11C e CC-21) e as demais no campo das séries alcalinas (Diagrama TAS, Figura 4.27).

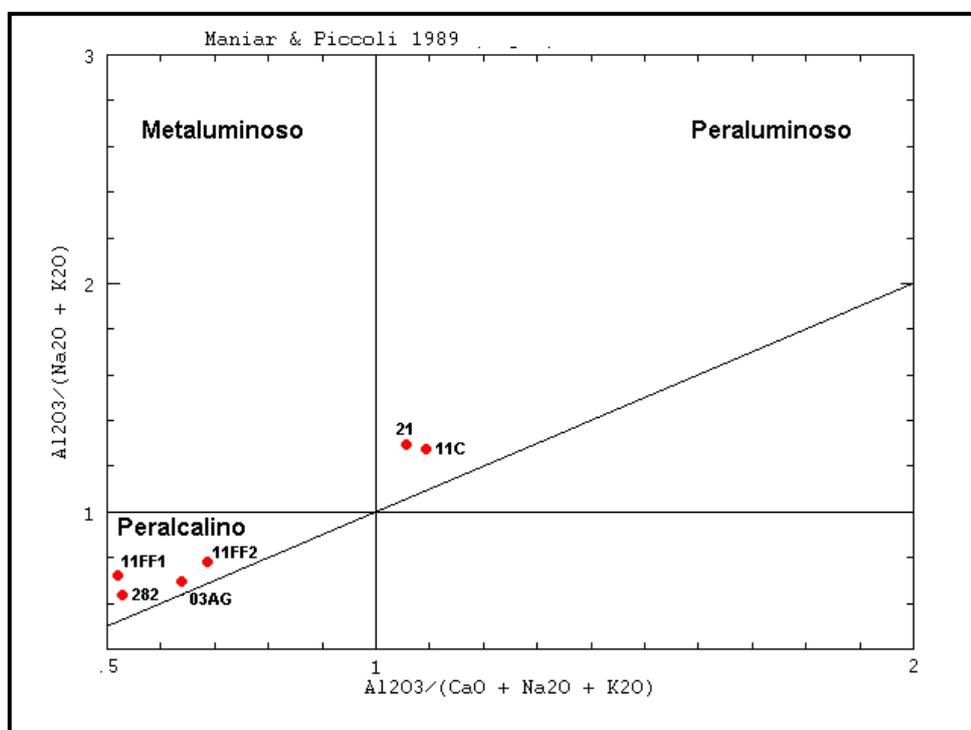


Figura 4.26 Diagrama A/NK versus A/CNK (Índice de Shand) com os campos de Maniar & Piccoli (1989) para as rochas graníticas intrusivas estudadas.

No diagrama AFM com os campos de Irvine & Baragar (1971), as rochas dos granitos intrusivos estudados projetam-se no campo das rochas da série cálcio-alcalina (Figura 4.28). Entretanto, este diagrama não discrimina as rochas da série alcalina das cálcio-alcalinas.

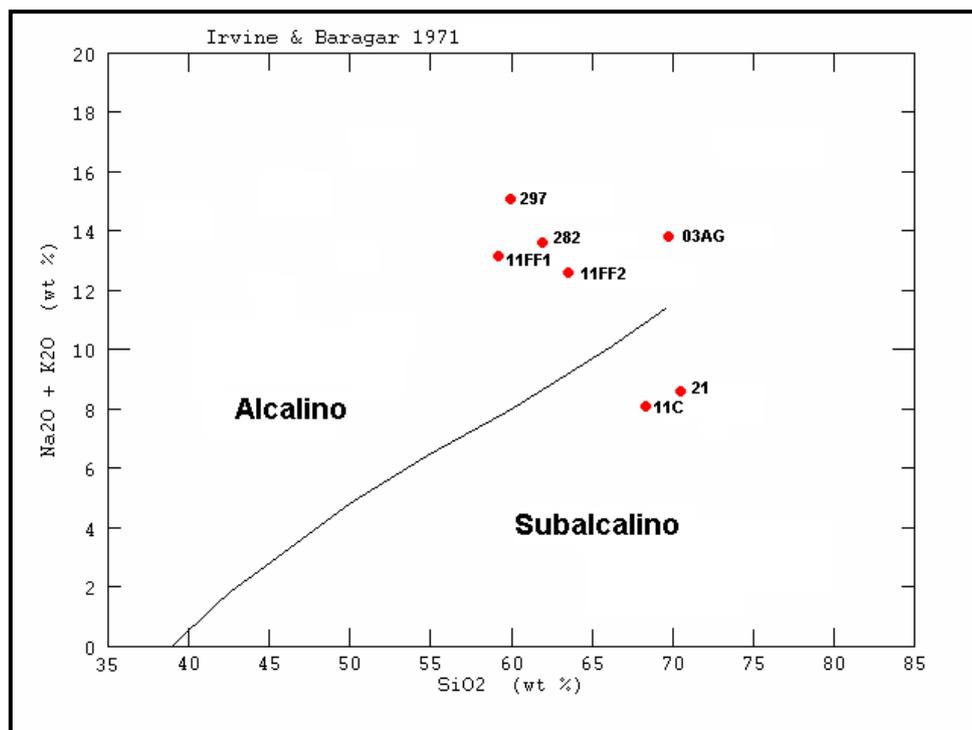


Figura 4.27 Diagrama TAS com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas graníticas intrusivas da região estudada.

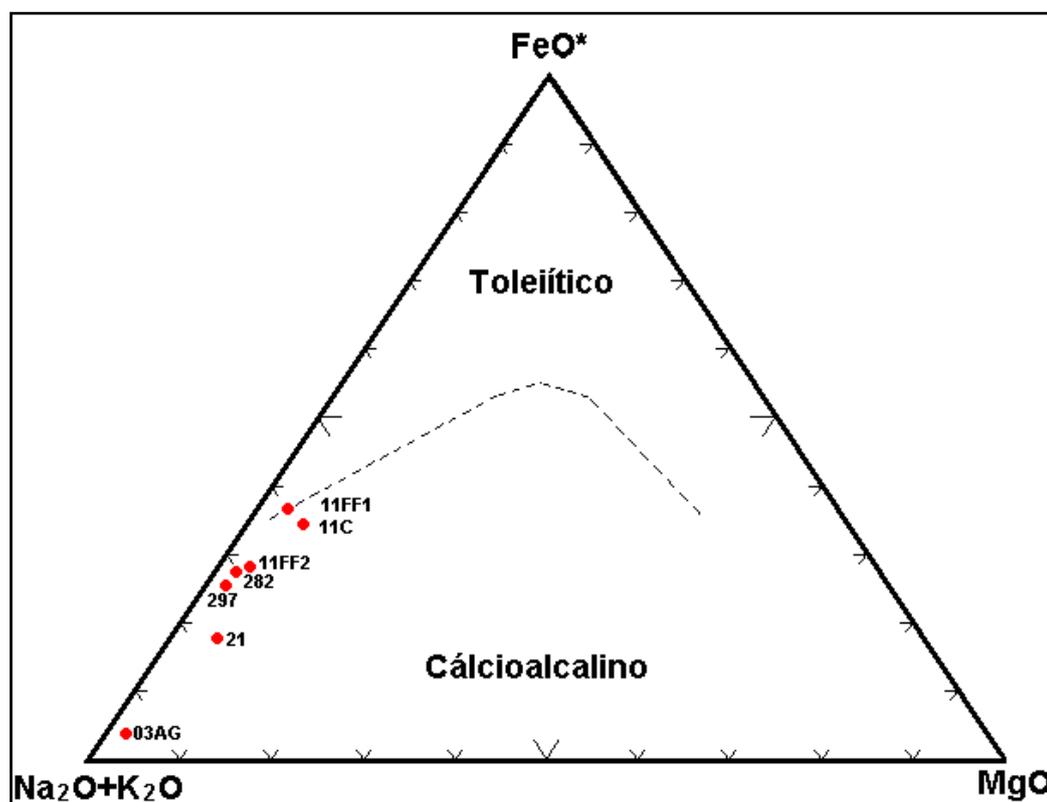


Figura 4.28 Diagrama AFM com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas graníticas intrusivas.

No diagrama Q-P (Debon & Le Fort, 1983), duas amostras (CC-11C e CC-21) projetam-se no campo dos granitos (sienogranitos e monzogranitos) e duas amostras projetam-se no campo dos

sienitos (CC-03AG e CC-11FF2), as outras três amostras não se projetaram neste gráfico. Este gráfico foi uma tentativa dos autores de fazer uma classificação ao mesmo tempo química e mineralógica (modal). Observe-se a dificuldade de se trabalhar em áreas metassomatizadas: as três amostras CC-11 são do mesmo maciço granítico, porém devido à metassomatização que afetou a rocha neste local, duas delas projetam-se em campos completamente distintos no diagrama Q-P (Figura 4.29).

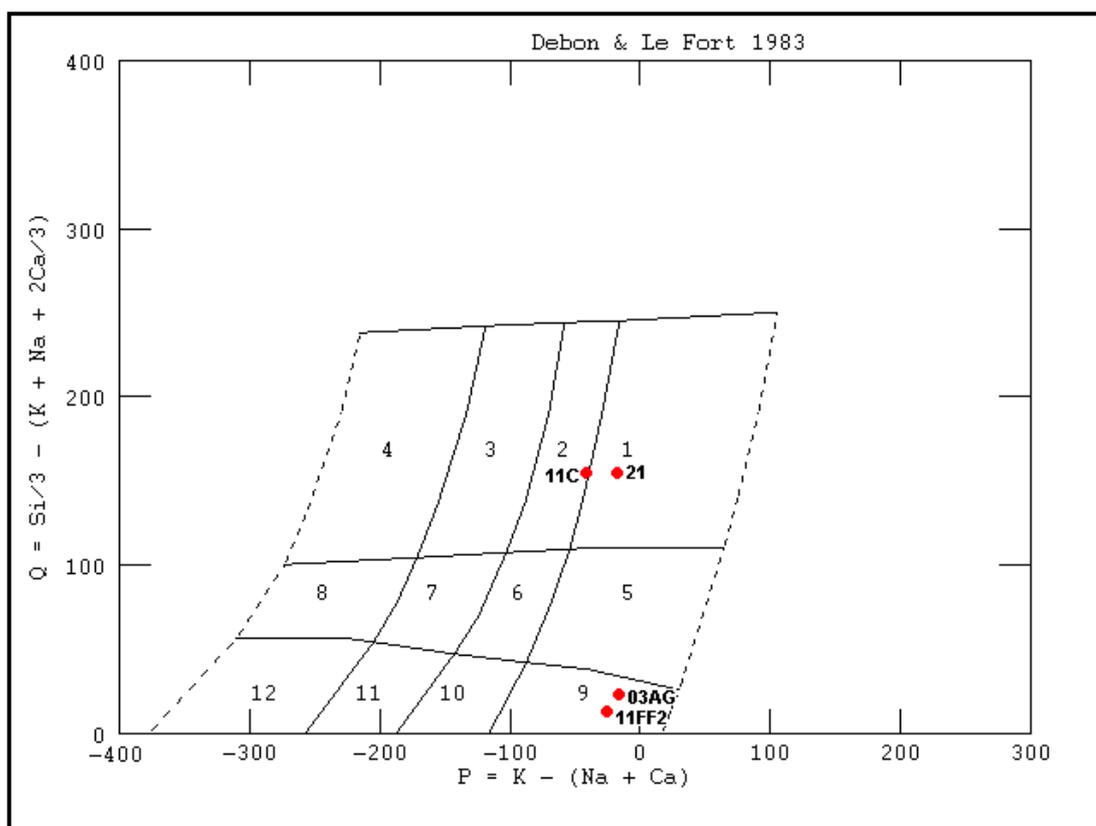


Figura 4.29 Diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983) com os campos de De La Roche (1978) para as rochas graníticas intrusivas da região pesquisada. **Legenda:** 1=granito (sienogranito), 2=adamelito (monzogranito), 3=granodiorito, 4=tonalito (trondhjemito), 5=quartzo-sienito, 6=quartzo-monzonito, 7=quartzo-monzodiorito, 8=quartzo-diorito, 9=sienito, 10=monzonito, 11=monzodiorito (monzogabro), 12=diorito (gabro, anortosito).

4.3.3 DIAGRAMAS DISCRIMINANTES PARA AMBIENTES TECTÔNICOS

Os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para granitos Rb vs (Y+Nb) e Nb vs Y (Pearce et al., 1984), mostram que os granitóides intrusivos pesquisados, projetam-se quatro deles (CC-03AG, CC-21, CC-282 e CC-297) no campo dos granitos de arco vulcânico e/ou dos granitos sin-colisionais e três deles (CC-11 C, CC-11FF1 e CC-11FF2) no campo dos granitos intraplacas (Figuras 4.30 e 4.31).

No diagrama discriminante de ambientes tectônicos para granitos R1 versus R2, proposto por De La Roche (1980) com os campos sugeridos por Batchelor & Bowden (1985), as rochas graníticas intrusivas na região pesquisada projetam-se duas delas (CC-11C e CC-21) no campo dos granitos

sin-colisionais e quatro delas (CC-03AG, CC-11FF1, CC-11FF2 e CC-282 no campo dos granitos anorogênicos (Figura 4.32).

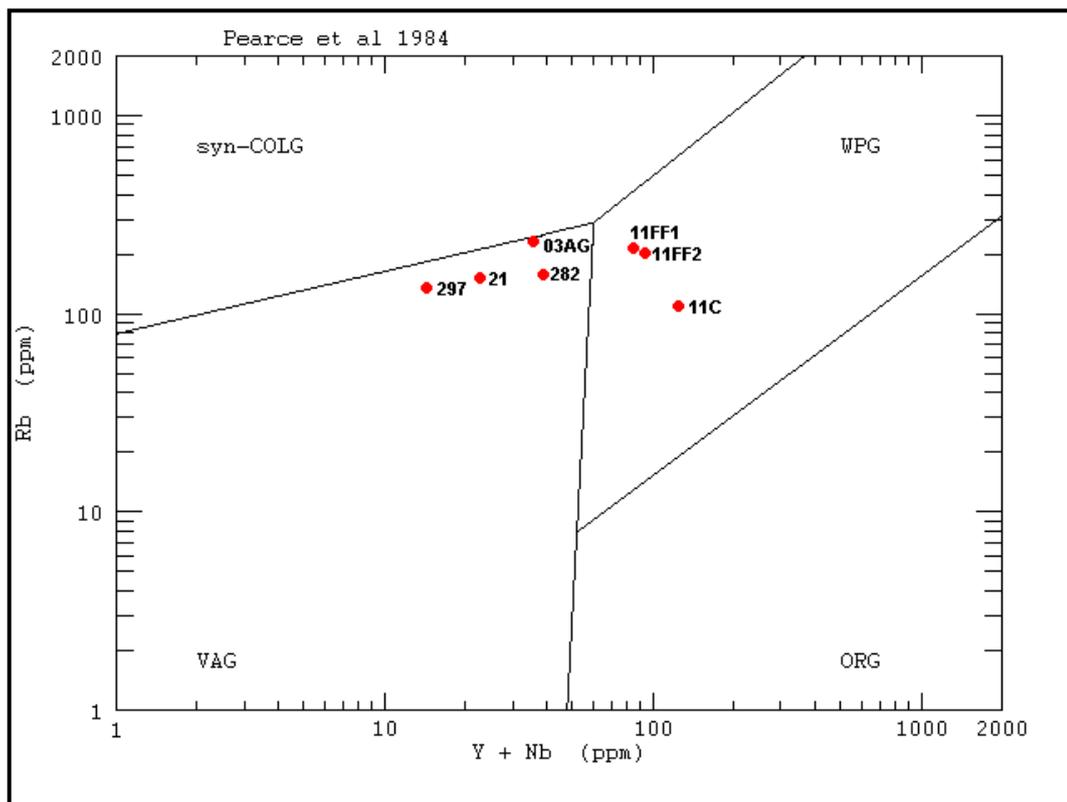


Figura 4.30 Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para granitos Rb versus Y+Nb, proposto por Pearce et al. (1984) para as rochas graníticas intrusivas estudadas.

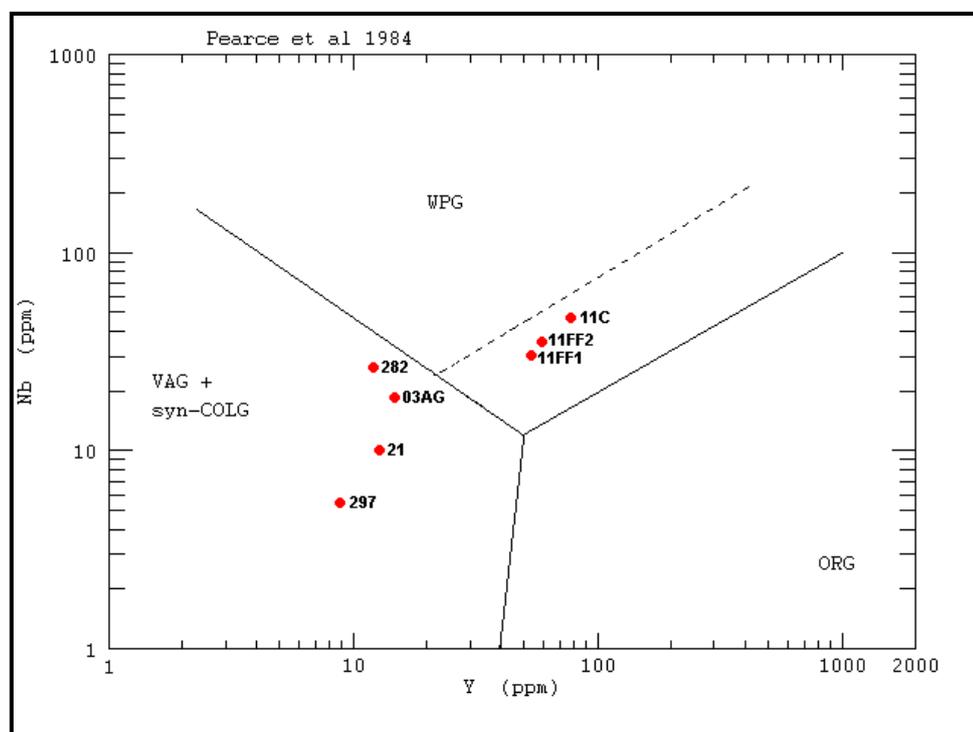


Figura 4.31 Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para granitos Nb versus Y, proposto por Pearce et al. (1984) para as rochas graníticas intrusivas na região estudada.

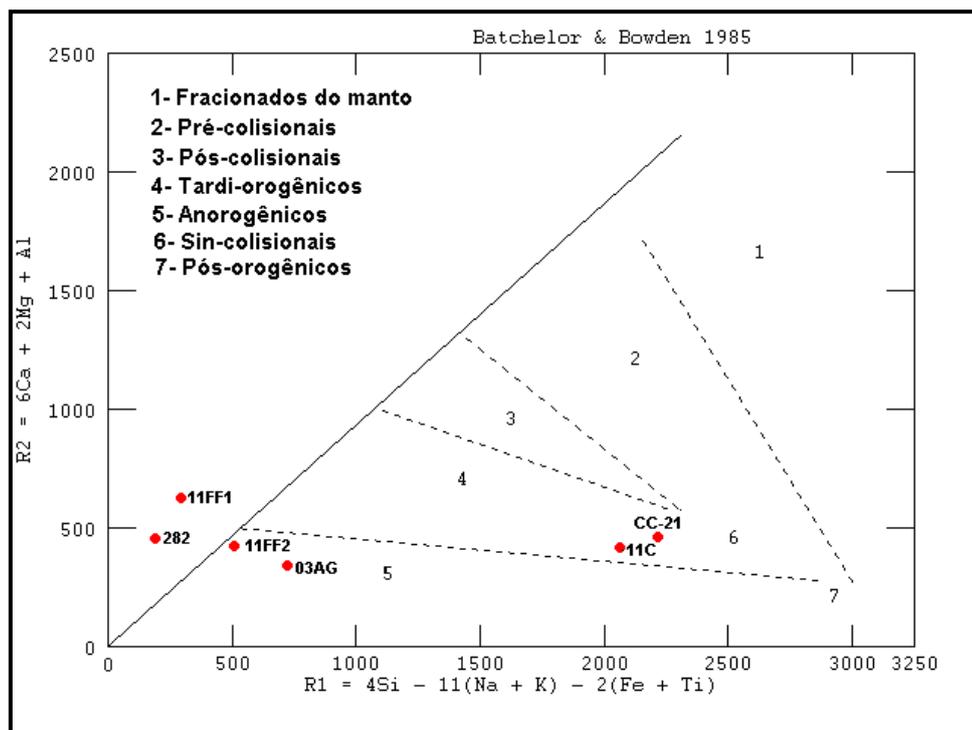


Figura 4.32 Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para granitos R1 versus R2, proposto por De La Roche (1980) com os campos sugeridos por Batchelor & Bowden (1985) para as rochas graníticas intrusivas da região estudada.

4.3.4 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (PADRÃO ETR E DIAGRAMAS DE VARIÇÃO MULTIELEMENTARES)

Os diagramas de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Boynton, 1984) para as rochas graníticas associadas à região pesquisada, exibem no mínimo três padrões ETR.

Um grupo mostra padrões alcalinos: as rochas CC-11C, CC-11FF1 e CC11-FF2 exibem padrões semelhantes a granitos tipo A (alcalinos, anorogênicos), e CC-282 a granitos alcalinos pós-orogênicos (trans-alcalinos), muito fracionados (Figura 4.33), com elevado enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados dado pelas altas razões $(La/Yb)_N$ (e.g. 42,43 para CC-11C). As razões $(La/Sm)_N$ (e.g. 7,26 para CC-11C) e $(Gd/Yb)_N$ (e.g. 3,39 para CC-11C) mostram pouco fracionamento dos ETR leves entre si e pesados entre si.

Presença de marcante anomalia negativa de európio (sugestiva de fracionamento de plagioclásio durante sua diferenciação magmática) para todas estas amostras, dada pelas razões pronunciadas de Eu/Eu^* (e.g. 0,33 para CC-11C), sugerem padrão tipo “asas de andorinha”, típico de séries alcalinas (razões $Eu/Eu^* < 1$ configuram anomalias negativas de Eu).

O teor total de ETR para estas rochas é muito alto (e.g. 3089,77 ppm para CC-11C), observando-se um visível enriquecimento em ETR para o granito metassomatizado, provavelmente transportados pelos fluidos metassomáticos.

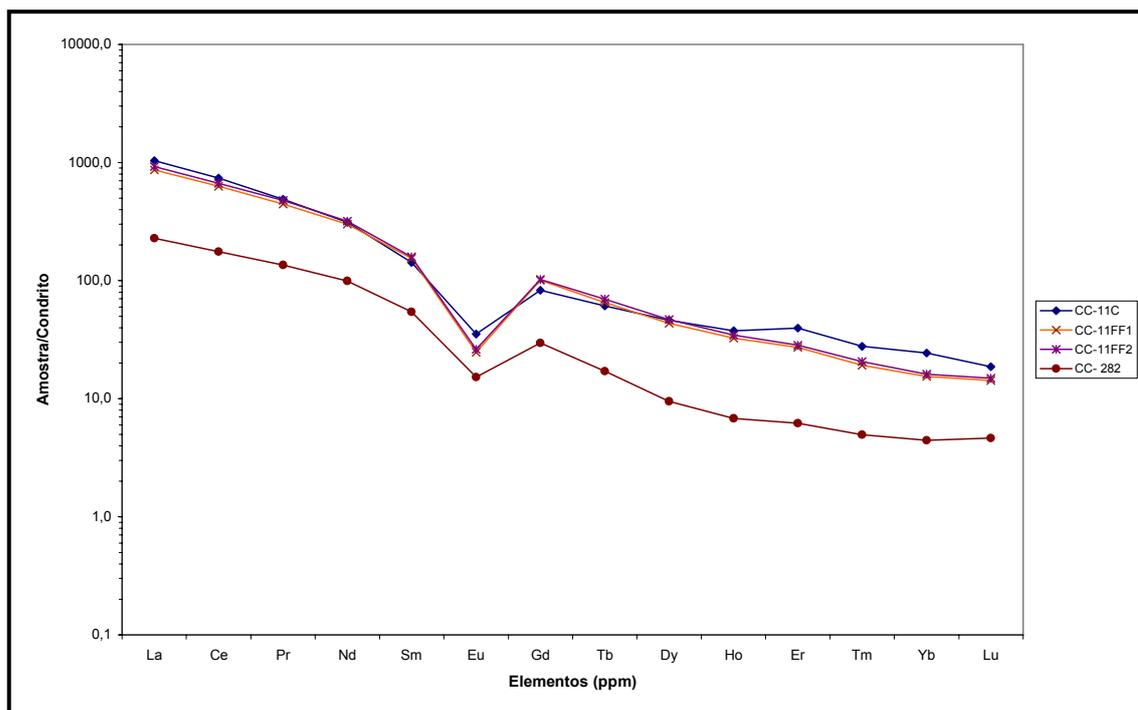


Figura 4.33 Diagrama de distribuição dos elementos terras raras (Padrão ETR) normalizado para o condrito (Boynton, 1984) para as rochas graníticas CC-11C, CC-11FF1, CC-11FF2 e CC-282, intrusivas na região estudada.

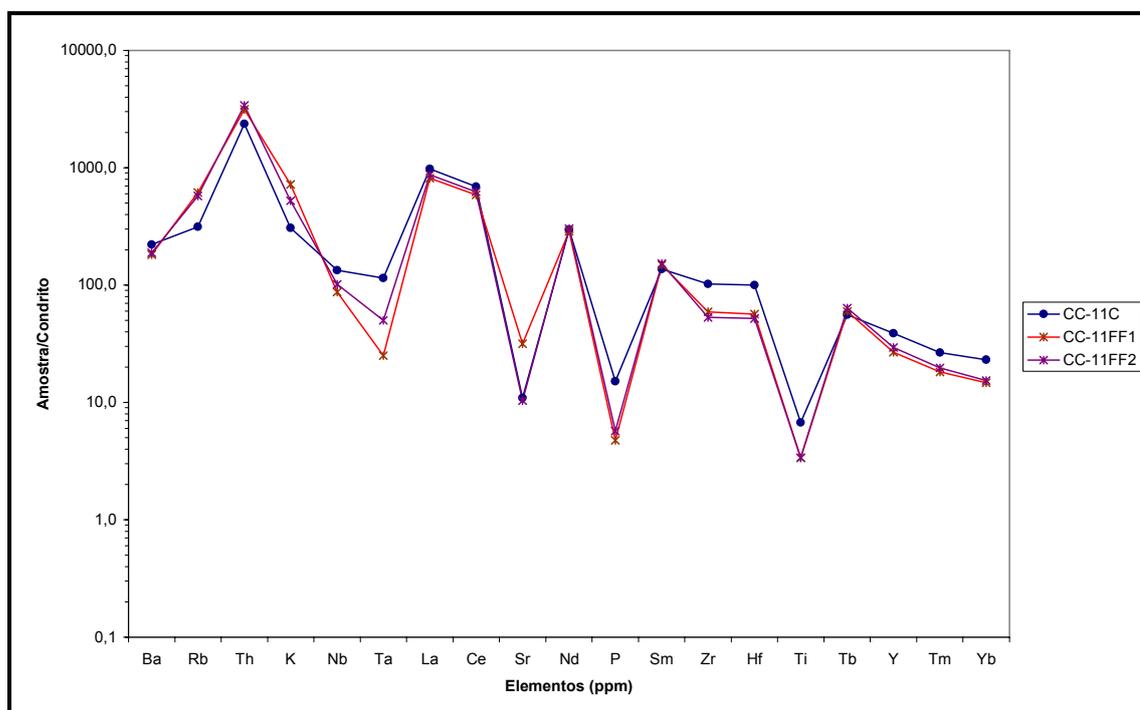


Figura 4.34 Diagrama de variação multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para as rochas graníticas CC-11C, CC-11FF1 e CC-11FF2, intrusivas na região estudada.

O diagrama de variação multielementar para as rochas alcalinas CC-11C, CC-11FF1 e CC-11FF2 (Figura 4.34) mostra picos em Th, La, Ce, Nd, Sm e Hf, ou seja, enriquecimento em ETR e em

elementos incompatíveis tipo HFSE (forte campo iônico), e depressões em Nb e Ta (referidas na literatura em ambientes de *rift*, segundo Wilson, 1989), Sr (associada ao fracionamento de plagioclásio), P (fracionamento de apatita) e Ti (fracionamento de titanita). Sendo que depressões em Sr e Ti são também comuns em granitos referidos como alcalinos na literatura como o Complexo Jamon (Dall'Agnol, 1995), o Complexo Prata (Melo, 1997) e o Granitóide de Queimadas (Almeida, 1999).

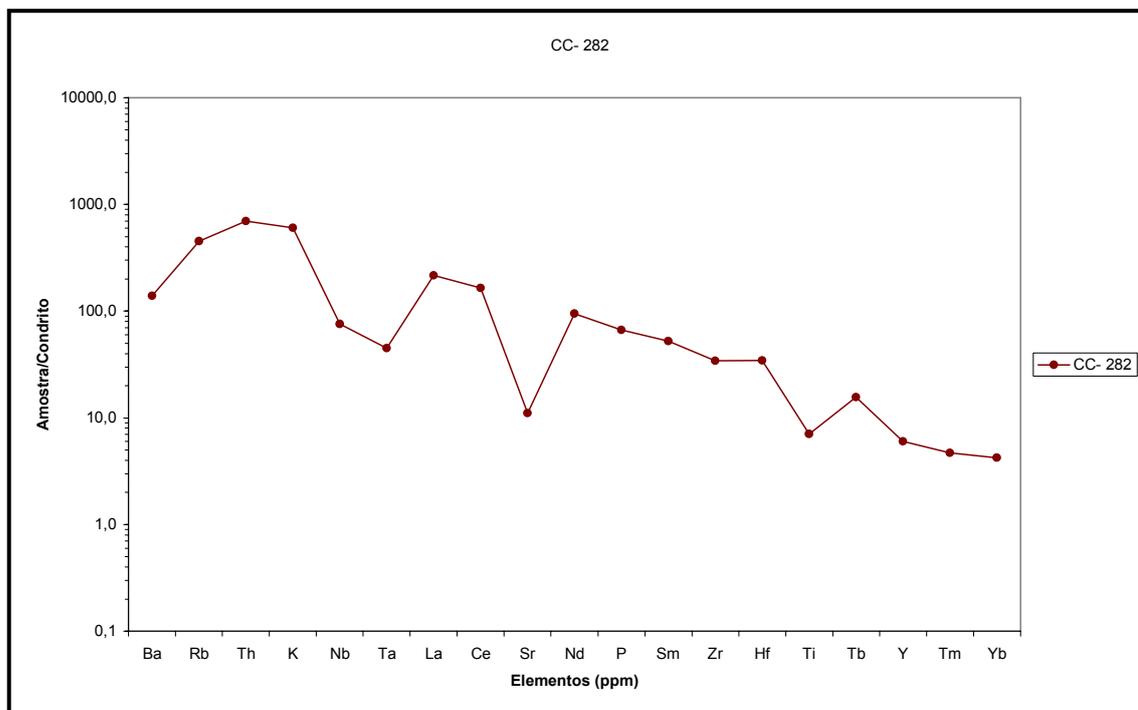


Figura 4.35 Diagrama de variação multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para a rocha granítica CC-282, intrusivas na região pesquisada.

O diagrama de variação multielementar para a rocha CC-282 (Figura 4.35) mostra picos em Th, K, La, Nd e Tb, e depressões em Nb, Ta, Sr e Ti, sugerindo componente crustal na fonte do granito CC-282, afinidade alcalina (depressões em Sr e Ti), porém com teores comparativamente mais baixos que os CC-11, CC-11FF1 e CC-11FF2.

Estes padrões de variação multielementar associados aos padrões ETR sugerem para o CC-282 uma afinidade com os granitóides trans-alcalinos pós-orogênicos, um subtipo dos alcalinos (Ferre et al., 1998), mas tem alguma semelhança também com os padrões shoshoníticos (Nardi, 1989): conteúdo de ETR total de 793,3 ppm, $(Ce/Yb)_N = 39,63$, $(La/Sm)_N = 4,19$, exceto por $Eu/Eu^* = 0,38$ (padrão alcalino). Como já dito, necessitam-se maiores estudos para estas rochas graníticas, aqui nesta Tese registrando-se tão somente dados preliminares.

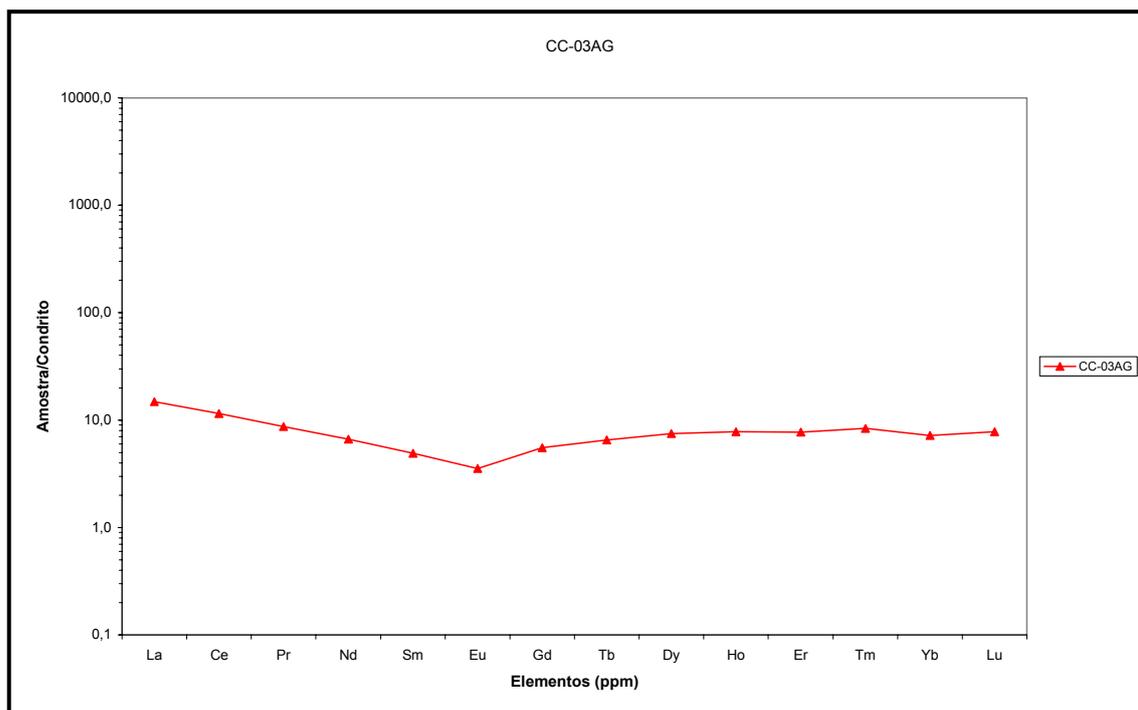


Figura 4.36 Diagrama de distribuição dos elementos terras raras (Padrão ETR) normalizado para o condrito (Boynton, 1984) para a rocha granítica CC-03AG, intrusiva na região estudada.

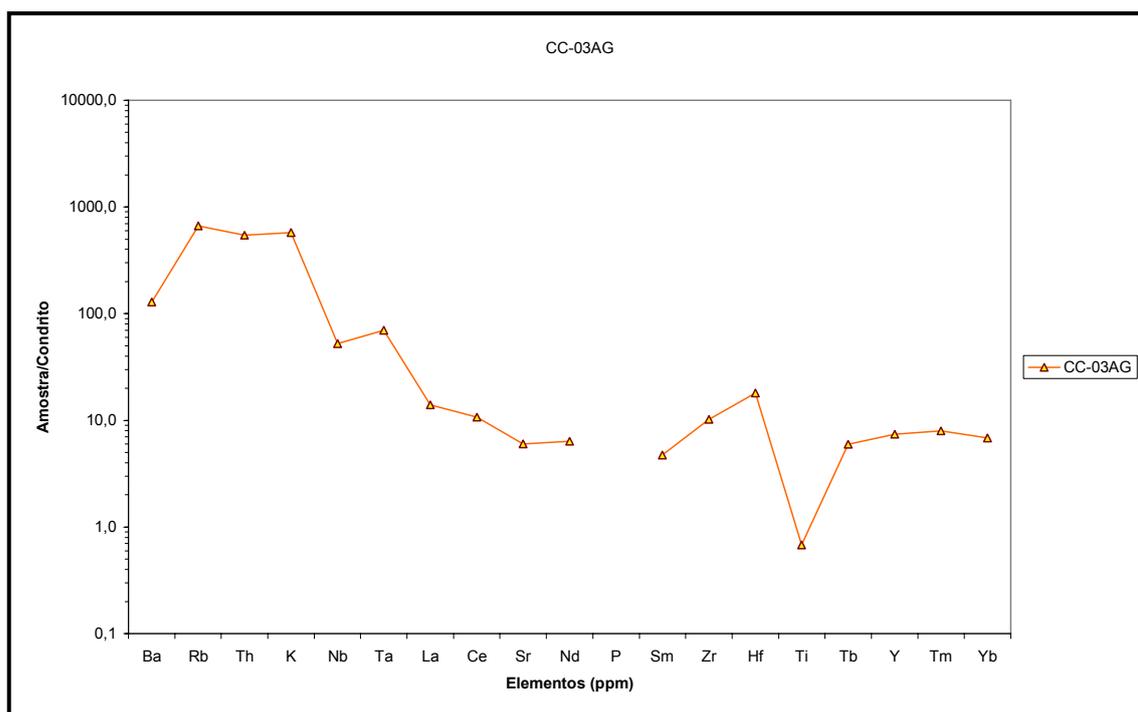


Figura 4.37 Diagrama de variação multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para a rocha granítica CC-03AG, intrusiva na região estudada.

O padrão ETR do granito CC-03AG é muito incomum (Figura 4.36) e precisaria ser analisado com mais detalhamento, fugindo ao objetivo desta Tese: mostra características da série toleítica (também chamada série gabróica-trochjêmica por Debon & LeFort, 1983), como baixo conteúdo de

ETR (28,53 ppm, a série toleítica típica mostra conteúdos de ETR entre 25 e 30 ppm), forte empobrecimento em ETR em relação ao condrito, baixo fracionamento $(Ce/Yb)_N$ (1,60, na série toleítica típica a razão $(Ce/Yb)_N \sim 1$), leve enriquecimento dos leves com relação aos pesados e discreta anomalia negativa de európio (0,68). Todavia, como já foi anteriormente explicado, a amostra CC-03AG não é um trondhjemito (exibe altos teores de K_2O).

O diagrama de variação multielementar para a amostra CC-03AG (Figura 4.37) mostra picos em Rb e K, ou seja, enriquecimento nestes elementos incompatíveis tipo LIL (*large-ion lithophile*, ou seja, de afinidade crustal), devido à ausência de fracionamento de K-feldspato ou significando forte componente crustal na fonte do CC-03AG. As profundas depressões em Ti e P, tão profundas que a depressão de P nem se projeta porque são valores nulos ($P_2O_5=0,0$ ppm), significando talvez que P ficou retido no resíduo cumulático obtido após a fusão do protólito e não participou do líquido granítico que gerou CC-03AG, ou que o protólito de CC-03AG já era empobrecido neste elemento. Quanto à depressão em Ti, pode significar fracionamento de titanita.

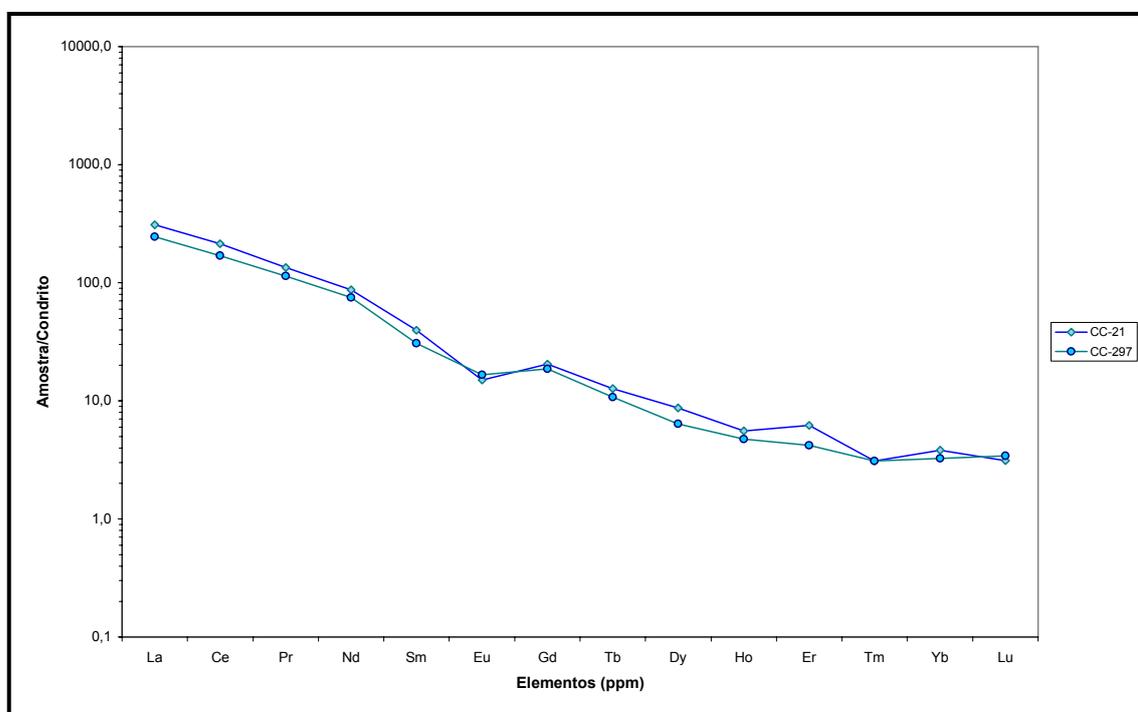


Figura 4.38 Diagrama de distribuição dos elementos terras raras (Padrão ETR) normalizado para o condrito (Boynton, 1984) para as rochas graníticas CC-21 e CC-297, intrusivas na região estudada.

O padrão ETR para os granitos CC-21 e CC-297 (Figura 4.38) mostram padrões semelhantes aos padrões das séries shoshoníticas: forte fracionamento dos leves em relação aos pesados, com razões $(Ce/Yb)_N$ de 55,9 (CC-21) e 52,30 (CC-297) (os padrões shoshoníticos mostram $(Ce/Yb)_N$ em torno de 14-50 para o Condrito de Sun 1980), enriquecimento dos leves em relação aos pesados, discreta a ausente anomalia negativa de európio $(Eu/Eu^*)_N = 0,53$ para CC-21 e 0,69 para CC-297, teores de ETR moderados a altos (862,1 ppm para CC-21 e 706,2 ppm para CC-297, os padrões de conteúdo de ETR shoshoníticos variam de 100 a 1000 ppm), fracionamento dos leves entre si

moderado a alto $(La/Sm)_N = 7,81$ para CC-21 e 7,99 para CC-297, o padrão shoshonítico de $(La/Sm)_N$ varia de 3 a 5).

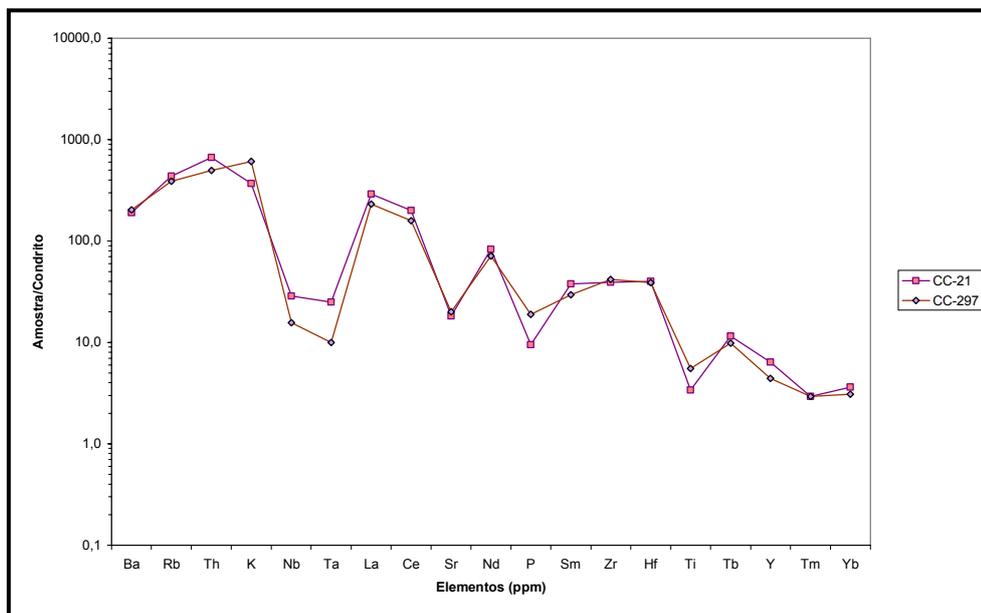


Figura 4.39 Diagrama de variação multielementar de elementos traços, normalizado para o condrito (Thompson, 1982), para as rochas graníticas CC-21 e CC-297, intrusivas na região estudada.

Da mesma forma, o diagrama de variação multielementar para as amostras CC-21 e CC-297 (Figura 4.39) exibe picos em Th, K, La, Ce e Nd; e depressões em Nb, Ta, Sr, P e Ti. Picos em La, Ce e Nd significam enriquecimento em terras raras leves característico de rochas crustais, da mesma forma que os picos em Th e K, elementos litófilos de íon-largo (LIL) mais freqüentes em rochas crustais. Depressões em Nb e Ta podem ocorrer em ambientes associados à subducção, mas também em ambientes de *rift* (Wilson, 1989). Depressões em Nb são típicas de crosta continental e podem indicar envolvimento crustal nos processos que originaram estes granitos (Rollinson, 1993). Depressões em Sr, P e Ti podem significar respectivamente fracionamento de plagioclásio, apatita e titanita.

4.4 OBSERVAÇÕES ADICIONAIS A RESPEITO DAS TABELAS 4.1 E 4.2

Observando-se os teores dos elementos menores (elementos incompatíveis LIL: íons de tamanho grande e HSFE: elementos de forte campo iônico, e elementos compatíveis) e dos elementos terras raras (ETR) das amostras das rochas analisadas, verifica-se que algumas amostras exibem teores anômalos em relação às demais rochas de seu grupo de rochas. Embora estes teores já tenham sido interpretados em alguns itens anteriores do presente capítulo, optou-se por deixar bastante explícito o significado dos mesmos, a fim de subsidiar futuras pesquisas que utilizem estes dados.

Assim, listamos teores anômalos de algumas amostras e sua interpretação:

- i. Na amostra CC-47, os elevados teores de Ti, Zr, La, Ce e Nd sugerem que este hornblenda gabro é mais fracionado que os demais, e portanto mais enriquecido em álcalis e em elementos

- LIL, assemelhando-se aos padrões geoquímicos típicos de rochas mais alcalinas (interpretação mencionada no item 4.1.3).
- ii. Nas amostras CC-84 e CC-156, os elevados teores de Cr, sugerem a retenção deste elemento nestas rochas metamáfico-ultramáficas residuais, com o respectivo empobrecimento do mesmo nos líquidos graníticos derivados da fusão do protólito que deixou estas rochas CC-84 e CC-156 como resíduo (interpretação mencionada no item 4.1.2)
 - iii. Da mesma forma, os elevados teores de Cr nas rochas metacarbonáticas CC-293H e CC-293I deve-se ao fato de estas serem *skarns*, e portanto terem recebido adição de elementos provenientes de rochas metamáfico-ultramáficas adjacentes, sendo por sinal rochas mineralizadas em calcopirita e pirita (sulfetos de Cu e Fe) de origem hidrotermal, hipógena (vide Capítulo VIII).
 - iv. Os elevados teores de Cu, V, Pd e Pt (todos elementos compatíveis) na amostra metamáfico-ultramáfica CC-276 sugere possível tendência à mineralização de minérios contendo estes elementos como fases de minerais opacos (talvez isto ocorra em maior profundidade). Em superfície foi detectada uma mineralização de Fe-Ti no Afloramento CC-276, próximo à Fazenda Souza, com presença de magnetita (vide Capítulo VIII).
 - v. Os elevados teores de Zn na amostra metamáfico-ultramáfica CC-305 A sugere a possível presença de ZnS (esfalerita) em profundidade neste local, todavia pode ser que os teores não tenham sido suficientes para cristalizar estes sulfetos como fases diferenciadas.
 - vi. Os elevados teores de W nas amostras CC-207 A (rocha de afinidade anortosítica) e CC3AG (rocha granítica) sugerem possibilidade de scheelita (CaWO_4) associada a estas rochas, sobretudo próximo ao contato com os mármore. Todavia não foi feita uma prospecção sistemática que confirmasse esta hipótese, podendo se tratar apenas de um enriquecimento local.
 - vii. Os elevados teores dos elementos compatíveis Cu e V, dos elementos incompatíveis Ti e Zr, e dos elementos incompatíveis terras raras La, Ce, Nd, Sm, Gd e Dy na amostra metacarbonática CC-308D, sugere que esta rocha é um *skarn* altamente mobilizado por fluidos provenientes tanto de protólitos máfico-ultramáficos (elementos compatíveis Cu e V) quanto de protólitos graníticos (elementos incompatíveis), sendo portanto localizada em um local de intenso metassomatismo e de possível assimilação de rochas adjacentes pela lente carbonática CC-308D, mobilizada pelo tectonismo.
 - viii. Os elevados teores dos elementos incompatíveis Th e os ETR: La, Ce, Nd e Gd nas amostras de rochas graníticas CC-11FF1 e CC-11FF2 com relação às demais rochas graníticas sugerem tratar-se de granitos mais alcalinos que os demais (o que aliás é demonstrado nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos do presente capítulo, no item 4.3.3) e portanto mais ricos em álcalis.

Tabela 4.1: Análises de Litogeoquímica (geoquímica de rocha total) de óxidos, elementos traços das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (**MUM**), Afinidade Anortosítica (**AA**) e Metacarbonáticas (**MC**) da região de Fagundes-Itatuba.

| (%) Óxidos | CC-6 | CC-9 | CC-12 | CC-47 | CC-58 | CC-84 | CC-86 | CC-92 | CC-98 | CC-116 | CC-156 | CC-276 | CC-280 | CC-283 | CC-303 | CC-305A |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|
| Rocha | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM |
| SiO ₂ | 49,34 | 51,71 | 48,80 | 45,17 | 49,24 | 50,85 | 48,99 | 46,91 | 49,01 | 44,42 | 45,18 | 24,69 | 55,08 | 46,78 | 48,02 | 32,08 |
| TiO ₂ | 1,45 | 1,40 | 0,70 | 2,27 | 0,20 | 0,50 | 0,98 | 0,81 | 0,99 | 0,98 | 0,37 | 1,62 | 1,75 | 0,36 | 1,72 | 0,70 |
| Al ₂ O ₃ | 12,60 | 12,67 | 14,43 | 15,32 | 2,92 | 4,99 | 13,32 | 6,28 | 13,19 | 13,55 | 5,47 | 8,73 | 13,33 | 12,44 | 15,50 | 6,90 |
| Fe ₂ O ₃ ¹ | 16,15 | 14,25 | 12,82 | 13,04 | 37,20 | 11,35 | 15,26 | 13,80 | 14,68 | 16,73 | 12,11 | 31,23 | 16,08 | 15,96 | 11,08 | 25,46 |
| MnO | 0,23 | 0,19 | 0,17 | 0,18 | 1,23 | 0,16 | 0,23 | 0,08 | 0,19 | 0,13 | 0,42 | 0,51 | 0,24 | 0,28 | 0,14 | 0,83 |
| MgO | 5,65 | 5,16 | 6,97 | 4,06 | 7,13 | 15,76 | 5,50 | 5,43 | 6,59 | 7,94 | 14,68 | 2,00 | 3,37 | 9,71 | 6,17 | 2,07 |
| CaO | 9,91 | 10,00 | 11,36 | 8,53 | 0,70 | 11,64 | 11,36 | 25,20 | 11,08 | 12,85 | 17,38 | 23,23 | 8,04 | 10,48 | 8,08 | 29,71 |
| Na ₂ O | 2,56 | 1,62 | 2,91 | 2,55 | 2,16 | 0,35 | 1,51 | 0,00 | 1,61 | 1,72 | 0,68 | 0,00 | 3,35 | 1,14 | 5,19 | 0,73 |
| K ₂ O | 0,45 | 0,35 | 0,35 | 3,12 | 0,00 | 0,23 | 0,42 | 0,00 | 0,33 | 0,30 | 0,27 | 0,68 | 0,19 | 0,16 | 1,06 | 0,09 |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,08 | 0,10 | 1,49 | 0,06 | 0,13 | 0,05 | 0,12 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,56 | 0,18 | 0,01 | 0,34 | 0,09 |
| LOI | 0,65 | 0,56 | 0,80 | 0,50 | 0,52 | 1,66 | 0,66 | 0,05 | 0,78 | 0,93 | 1,32 | 2,45 | 0,29 | 0,61 | 4,41 | 1,31 |
| TOTAL | 99,20 | 97,98 | 99,40 | 96,23 | 101,36 | 97,62 | 98,28 | 98,70 | 98,49 | 99,59 | 97,90 | 95,70 | 101,89 | 97,93 | 101,70 | 99,97 |
| (ppm) Ag | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Cu | 114 | < 1 | 18 | 23 | 73 | 9 | 110 | 24 | 164 | 48 | 120 | 277 | 16 | 27 | 57 | 8 |
| Pb | 11 | 5 | 11 | 15 | <5 | <5 | <5 | 5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | 5 | <5 | 5 |
| Zn | 116 | 66 | 112 | 164 | 42 | 160 | 104 | 221 | 99 | 80 | 51 | 178 | 152 | 80 | 102 | 376 |
| Cr | 90 | 10 | 210 | 140 | 70 | 780 | 160 | 460 | 240 | 430 | 1070 | 310 | 70 | 630 | 300 | 80 |
| Ni | 67 | 42 | 166 | 37 | 31 | 290 | 107 | 212 | 127 | 133 | 301 | 140 | 19 | 343 | 91 | 61 |
| Co | 62 | 57 | 76 | 35 | 31 | 80 | 65 | 76 | 64 | 53 | 71 | 75 | 71 | 69 | 50 | 52 |
| V | 358 | 459 | 286 | 155 | 42 | 158 | 320 | 106 | 345 | 262 | 221 | 405 | 162 | 209 | 195 | 142 |
| Ba | 692 | 69 | 97 | 2510 | 207 | 35 | 267 | 10 | 348 | 194 | 155 | 153 | 150 | 343 | 325 | 42 |
| Rb | 7 | 5 | 20 | 106 | 2 | 2 | 23 | 5 | 27 | 4 | 2 | 8 | 2 | 1 | 20 | 4 |
| Sr | 136 | 149 | 243 | 782 | 16 | 45 | 139 | 250 | 171 | 178 | 104 | 261 | 195 | 242 | 538 | 38 |
| Sn | 2 | 2 | 2 | 3 | 2 | 1 | 1 | 4 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | <1 | 3 | 118 |
| W | 118 | 118 | 103 | 52 | 249 | 75 | 114 | 209 | 130 | 72 | 61 | 152 | 253 | 95 | 79 | 244 |
| Mo | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | 4 | 2 |
| Ga | 17 | 18 | 16 | 24 | 7 | 11 | 16 | 12 | 16 | 14 | 8 | 19 | 21 | 12 | 22 | 23 |
| Nb | 7 | 4 | 2 | 33 | 2 | 2 | 4 | 8 | 3 | 2 | 1 | 1 | 8 | 1 | 19 | 14 |
| Ta | < 1 | < 1 | < 1 | 1 | 0 | < 1 | 2 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 1 | 2 |
| Tl | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Y | 30 | 27 | 20 | 36 | 9 | 13 | 23 | 25 | 22 | 16 | 9 | 19 | 38 | 9 | 18 | 37 |
| Zr | 100 | 65 | 49 | 703 | 33 | 50 | 54 | 86 | 56 | 39 | 25 | 45 | 181 | 20 | 158 | 45 |
| Cs | < 1 | < 1 | < 1 | 1 | 0 | 0 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Hf | 3 | 2 | 1 | 14 | 1 | 2 | 2 | 3 | 2 | 1 | < 1 | 1 | 5 | < 1 | 4 | 2 |
| Th | 1 | < 1 | < 1 | 8 | 2 | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 2 | < 1 | 2 | 3 |
| U | < 1 | < 1 | < 1 | 2 | < 1 | < 1 | < 1 | 3 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 4 |

Tabela 4.1: Continuação...

| (%) Óxidos | CC-13 | CC-13A | CC-207A | CC-3A | CC-11B | CC-30A | CC-30B | CC-293A | CC-293B | CC-298A | CC-298B | CC-302A | CC-305B | CC-308C |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| Rocha | AA | AA | AA | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC |
| SiO ₂ | 67,92 | 70,68 | 66,41 | 23,30 | 7,27 | 12,86 | 13,10 | 13,77 | 13,95 | 22,50 | 11,49 | 11,97 | 7,26 | 11,93 |
| TiO ₂ | 0,44 | 0,40 | 0,31 | 0,11 | 0,44 | 0,16 | 0,52 | 0,26 | 0,23 | 0,27 | 0,07 | 0,05 | 0,13 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 15,79 | 15,99 | 16,45 | 3,76 | 2,31 | 2,93 | 4,33 | 4,64 | 5,29 | 6,46 | 1,85 | 1,44 | 3,19 | 3,35 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 2,78 | 1,92 | 1,81 | 1,50 | 5,63 | 2,37 | 7,95 | 2,91 | 2,67 | 3,99 | 1,41 | 0,57 | 1,33 | 1,62 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,09 | 0,03 | 0,13 | 0,05 | 0,03 | 0,08 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,04 |
| MgO | 0,69 | 0,68 | 0,76 | 2,86 | 0,83 | 11,09 | 1,07 | 1,58 | 1,61 | 1,73 | 19,34 | 7,79 | 4,74 | 15,38 |
| CaO | 5,26 | 3,99 | 5,16 | 38,30 | 49,20 | 36,62 | 44,52 | 41,56 | 41,59 | 38,50 | 31,93 | 41,77 | 45,34 | 33,88 |
| Na ₂ O | 3,77 | 5,04 | 6,83 | 0,19 | 0,24 | 0,00 | 0,37 | 0,00 | 0,02 | 0,53 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 |
| K ₂ O | 0,38 | 0,40 | 0,12 | 0,35 | 0,06 | 0,06 | 1,07 | 0,84 | 0,38 | 1,02 | 0,00 | 0,37 | 0,41 | 0,81 |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,00 | 0,01 | 0,12 | 0,12 | 0,07 | 0,13 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,12 | 0,08 | 0,06 |
| LOI | 0,32 | 0,45 | 0,50 | 27,69 | 33,33 | 32,81 | 27,63 | 33,01 | 32,04 | 24,70 | 33,33 | 35,41 | 36,84 | 32,85 |
| TOTAL | 97,47 | 99,56 | 98,37 | 98,20 | 99,52 | 99,01 | 100,82 | 98,70 | 97,89 | 99,86 | 99,51 | 99,51 | 99,40 | 100,09 |
| (ppm) Ag | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Cu | 24 | 12 | 29 | <5 | 27 | 19 | 16 | 11 | 19 | 14 | 6 | <5 | 9 | <5 |
| Pb | 5 | 9 | <5 | 12 | 12 | 7 | 11 | 5 | 6 | 8 | 6 | 10 | <5 | 6 |
| Zn | 37 | 32 | 25 | 33 | 48 | 51 | 63 | 47 | 57 | 57 | 56 | 21 | 25 | 46 |
| Cr | 10 | 10 | 20 | 20 | 80 | 40 | 90 | 80 | 80 | 110 | 40 | 20 | 60 | 60 |
| Ni | 16 | 13 | 15 | 9 | 31 | 20 | 37 | 33 | 39 | 45 | 17 | 9 | 27 | 25 |
| Co | 36 | 50 | 135 | 8 | 20 | 10 | 14 | 13 | 12 | 17 | 7 | 5 | 10 | 8 |
| V | 59 | 44 | 50 | 20 | 52 | 37 | 67 | 61 | 59 | 74 | 28 | 20 | 42 | 40 |
| Ba | 312 | 370 | 145 | 154 | 21 | 74 | 494 | 90 | 116 | 337 | 7 | 226 | 53 | 167 |
| Rb | 2 | 2 | <1 | 10 | 0 | 3 | 42 | 31 | 16 | 41 | 1 | 11 | 12 | 29 |
| Sr | 809 | 790 | 747 | 952 | 1575 | 701 | 1335 | 1225 | 1805 | 936 | 370 | 155 | 621 | 228 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | <1 |
| W | 355 | 464 | 1175 | 39 | 34 | 17 | 11 | 14 | 14 | 31 | 20 | 10 | 22 | 16 |
| Mo | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 |
| Ga | 17 | 16 | 15 | 5 | 6 | 4 | 8 | 5 | 7 | 9 | 3 | 2 | 4 | 4 |
| Nb | 1 | 1 | <1 | 2 | 2 | 1 | 3 | 2 | 2 | 3 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Ta | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Tl | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Y | 2 | <1 | 2 | 23 | 10 | 9 | 13 | 9 | 9 | 11 | 7 | 10 | 7 | 8 |
| Zr | 133 | 185 | 87 | 25 | 39 | 25 | 57 | 35 | 25 | 49 | 9 | 8 | 41 | 16 |
| Cs | <1 | <1 | <1 | 0 | <1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| Hf | 3 | 5 | 2 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| Th | 1 | <1 | <1 | 2 | 3 | 2 | 9 | 1 | 2 | 3 | 1 | 1 | 1 | 5 |
| U | <1 | <1 | <1 | 2 | 4 | 2 | 4 | 3 | 2 | 3 | 2 | 0 | 1 | 2 |

Tabela 4.1: Continuação...

| (%) Óxidos | CC-11Q5/5 | CC-275B | CC-293H | CC-293I | CC-308D | CC-3AG | CC-11C | CC-11FF1 | CC-11FF2 | CC-21 | CC-282 | CC-297 |
|---|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Rocha | SK | SK | SK | SK | SK | GGA |
| SiO ₂ | 50,97 | 48,17 | 33,38 | 27,86 | 34,24 | 69,72 | 68,37 | 59,23 | 63,51 | 70,54 | 61,90 | 59,95 |
| TiO ₂ | 0,76 | 0,24 | 0,96 | 1,13 | 2,55 | 0,07 | 0,70 | 0,35 | 0,35 | 0,35 | 0,73 | 0,57 |
| Al ₂ O ₃ | 12,38 | 15,36 | 8,41 | 7,93 | 14,78 | 12,54 | 13,81 | 11,43 | 12,95 | 14,15 | 11,12 | 11,96 |
| Fe ₂ O ₃ ^T | 7,86 | 8,45 | 18,54 | 21,92 | 10,64 | 0,62 | 5,24 | 8,99 | 5,80 | 2,22 | 5,93 | 5,87 |
| MnO | 0,09 | 0,07 | 0,16 | 0,13 | 0,10 | 0,01 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,09 |
| MgO | 3,82 | 1,65 | 0,72 | 0,84 | 7,62 | 0,33 | 0,87 | 0,76 | 0,65 | 0,59 | 0,48 | 0,49 |
| CaO | 20,28 | 22,05 | 31,33 | 30,10 | 15,60 | 0,76 | 0,99 | 3,40 | 1,29 | 1,39 | 1,97 | 2,97 |
| Na ₂ O | 2,52 | 0,70 | 0,00 | 0,00 | 1,45 | 5,53 | 3,67 | 2,78 | 5,06 | 3,30 | 4,85 | 6,24 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,01 | 2,19 | 3,22 | 0,67 | 8,30 | 4,44 | 10,40 | 7,57 | 5,33 | 8,76 | 8,83 |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,40 | 0,72 | 0,87 | 0,78 | 0,00 | 0,16 | 0,05 | 0,06 | 0,10 | 0,70 | 0,20 |
| LOI | 3,26 | 0,88 | 2,44 | 2,57 | 5,95 | 0,44 | 1,49 | 1,01 | 0,54 | 0,77 | 0,74 | 0,51 |
| TOTAL | 102,03 | 97,99 | 98,85 | 96,56 | 94,38 | 98,31 | 99,79 | 98,42 | 97,80 | 98,77 | 97,20 | 97,68 |
| (ppm) Ag | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Cu | 7 | 12 | 25 | 71 | 243 | 8 | 15 | 16 | 6 | <5 | 6 | <5 |
| Pb | 13 | 5 | 9 | 6 | 9 | 28 | 18 | 18 | 10 | 40 | 30 | 28 |
| Zn | 168 | 76 | 122 | 140 | 54 | 18 | 83 | 50 | 60 | 49 | 79 | 42 |
| Cr | 130 | 40 | 250 | 290 | 30 | 20 | 10 | 10 | 20 | 10 | 10 | 10 |
| Ni | 73 | 24 | 100 | 167 | 50 | 12 | 6 | 8 | 10 | 5 | 7 | 8 |
| Co | 66 | 43 | 53 | 67 | 56 | 42 | 38 | 32 | 39 | 32 | 40 | 19 |
| V | 132 | 87 | 125 | 160 | 202 | 12 | 28 | 25 | 21 | 22 | 17 | 23 |
| Ba | 26 | 12 | 342 | 133 | 216 | 886 | 1525 | 1250 | 1300 | 1315 | 958 | 1400 |
| Rb | 1 | 5 | 32 | 54 | 26 | 233 | 110 | 215 | 201 | 153 | 159 | 137 |
| Sr | 724 | 934 | 549 | 804 | 551 | 71 | 129 | 373 | 123 | 215 | 131 | 236 |
| Sn | 9 | 2 | 2 | 2 | 3 | 2 | 3 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| W | 343 | 294 | 249 | 96 | 44 | 524 | 337 | 277 | 420 | 353 | 468 | 194 |
| Mo | <2 | <2 | <2 | 2 | 4 | <2 | 3 | <2 | 5 | <2 | <2 | <2 |
| Ga | 23 | 26 | 16 | 19 | 18 | 21 | 18 | 17 | 25 | 20 | 23 | 19 |
| Nb | 7 | 8 | 7 | 6 | 12 | 18 | 47 | 31 | 35 | 10 | 27 | 6 |
| Ta | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | <1 | 1 | 0 |
| Tl | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | 1 | <1 | 1 | 1 | <1 | 1 | <1 |
| Y | 22 | 16 | 14 | 16 | 32 | 15 | 78 | 54 | 59 | 13 | 12 | 9 |
| Zr | 68 | 38 | 63 | 117 | 223 | 70 | 697 | 405 | 363 | 268 | 234 | 286 |
| Cs | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| Hf | 2 | 1 | 2 | 3 | 6 | 4 | 20 | 11 | 10 | 8 | 7 | 8 |
| Th | 2 | 6 | 7 | 5 | 37 | 23 | 99 | 132 | 143 | 28 | 29 | 21 |
| U | 2 | 2 | 2 | 4 | 8 | 7 | 3 | 4 | 4 | 2 | 3 | 2 |

Tabela 4.1 A: Análises de Litogeoquímica de elementos terras raras das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (**MUM**), Afinidade Anortosítica (**AA**) e Metacarbonáticas (**MC**) da região de Fagundes-Itatuba.

| (ppm) | CC-6 | CC-9 | CC-12 | CC-47 | CC-58 | CC-84 | CC-86 | CC-92 | CC-98 | CC-116 | CC-156 | CC-276 | CC-280 | CC-283 | CC-303 | CC-305A |
|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| Rocha | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM |
| La | 11,9 | 4,4 | 4,7 | 143,5 | 8,2 | 23,8 | 4,0 | 12,3 | 4,0 | 4,3 | 5,5 | 2,1 | 23,7 | 6,2 | 21,2 | 9,2 |
| Ce | 26,0 | 12,0 | 11,2 | 284,0 | 15,6 | 71,2 | 9,1 | 24,9 | 10,8 | 7,5 | 12,6 | 4,9 | 61,6 | 14,0 | 43,8 | 17,0 |
| Pr | 3,4 | 1,9 | 1,6 | 33,1 | 1,9 | 6,0 | 1,4 | 3,5 | 1,5 | 1,2 | 1,9 | 0,8 | 8,7 | 1,9 | 5,6 | 2,4 |
| Nd | 14,8 | 9,9 | 7,7 | 120,5 | 7,1 | 25,0 | 7,2 | 14,6 | 7,4 | 5,7 | 8,4 | 4,3 | 36,8 | 7,9 | 23,7 | 10,2 |
| Sm | 4,2 | 3,1 | 2,4 | 17,5 | 1,4 | 4,8 | 2,3 | 3,6 | 2,5 | 1,6 | 2,1 | 1,4 | 7,3 | 1,5 | 5,5 | 3,0 |
| Eu | 1,2 | 1,2 | 0,7 | 3,7 | 0,3 | 1,1 | 0,9 | 0,8 | 0,9 | 0,7 | 0,7 | 0,5 | 1,5 | 0,5 | 1,8 | 0,9 |
| Gd | 4,0 | 3,9 | 2,6 | 13,9 | 1,6 | 4,3 | 3,2 | 3,7 | 3,1 | 2,3 | 2,0 | 1,9 | 7,3 | 1,7 | 5,2 | 3,7 |
| Tb | 0,8 | 0,8 | 0,5 | 1,6 | 0,3 | 0,6 | 0,6 | 0,7 | 0,6 | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 1,2 | 0,3 | 0,8 | 0,8 |
| Dy | 5,2 | 4,6 | 3,2 | 7,3 | 1,4 | 2,8 | 3,8 | 4,0 | 3,7 | 2,8 | 1,8 | 3,0 | 7,0 | 1,6 | 3,8 | 5,2 |
| Ho | 1,0 | 1,0 | 0,7 | 1,4 | 0,3 | 0,5 | 0,9 | 0,9 | 0,8 | 0,6 | 0,3 | 0,7 | 1,5 | 0,3 | 0,7 | 1,2 |
| Er | 3,3 | 2,9 | 2,1 | 3,9 | 0,8 | 1,3 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 1,9 | 1,0 | 2,2 | 4,4 | 1,0 | 1,9 | 3,7 |
| Tm | 0,5 | 0,4 | 0,3 | 0,5 | 0,1 | 0,2 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,1 | 0,3 | 0,7 | 0,2 | 0,2 | 0,6 |
| Yb | 3,0 | 2,8 | 1,9 | 3,3 | 0,8 | 1,1 | 2,5 | 2,1 | 2,3 | 1,7 | 0,8 | 2,2 | 4,0 | 0,9 | 1,5 | 3,8 |
| Lu | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,5 | 0,1 | 0,2 | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,1 | 0,4 | 0,7 | 0,2 | 0,2 | 0,6 |

| (ppm) | CC-13 | CC-13A | CC-207A | CC-3A | CC-11B | CC-30A | CC-30B | CC-293A | CC-293B | CC-298A | CC-298B | CC-302A | CC-305B | CC-308C |
|-------|-------|--------|---------|-------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Rocha | AA | AA | AA | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC |
| La | 9,3 | 6,7 | 3,3 | 17,6 | 15,5 | 13,0 | 23,8 | 5,5 | 8,5 | 11,4 | 5,8 | 6,7 | 5,1 | 14,8 |
| Ce | 15,0 | 9,3 | 4,6 | 24,1 | 24,4 | 17,9 | 39,2 | 8,3 | 13,8 | 18,8 | 7,7 | 5,4 | 7,9 | 19,9 |
| Pr | 1,4 | 0,8 | 0,4 | 3,1 | 2,7 | 1,9 | 4,3 | 1,1 | 1,7 | 2,3 | 0,9 | 1,0 | 0,9 | 2,1 |
| Nd | 4,5 | 1,0 | 1,6 | 11,0 | 9,5 | 1,0 | 3,0 | 4,6 | 6,2 | 8,8 | 3,3 | 4,1 | 3,4 | 6,8 |
| Sm | 0,6 | 0,4 | 0,2 | 2,0 | 1,7 | 1,2 | 2,4 | 1,0 | 1,2 | 1,7 | 0,6 | 0,7 | 0,7 | 1,1 |
| Eu | 0,7 | 0,6 | 0,4 | 0,5 | 0,4 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,4 | 0,6 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,4 |
| Gd | 0,5 | 0,3 | 0,2 | 2,0 | 1,6 | 1,1 | 2,3 | 1,2 | 1,4 | 1,9 | 0,7 | 0,9 | 0,8 | 1,2 |
| Tb | 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 |
| Dy | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 1,8 | 1,3 | 1,0 | 1,7 | 1,2 | 1,1 | 1,6 | 0,6 | 0,9 | 0,7 | 0,8 |
| Ho | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
| Er | 0,2 | 0,1 | < 0,1 | 1,3 | 0,9 | 0,7 | 1,0 | 0,7 | 0,7 | 0,9 | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| Tm | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| Yb | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,8 | 0,7 | 0,5 | 0,8 | 0,5 | 0,6 | 0,8 | 0,3 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| Lu | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |

Tabela 4.1 A: Continuação...

| (ppm) | CC-11Q5/5 | CC-275B | CC-293H | CC-293I | CC-308D | CC-3AG | CC-11C | CC-11FF1 | CC-11FF2 | CC-21 | CC-282 | CC-297 |
|-------|-----------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|----------|----------|-------|--------|--------|
| Rocha | SK | SK | SK | SK | SK | GGA | GGA | GGA | GGA | GGA | GGA | GGA |
| La | 6,6 | 34,4 | 19,3 | 14,1 | 165,0 | 4,6 | 321,0 | 268,0 | 286,0 | 95,6 | 71,0 | 76,1 |
| Ce | 15,2 | 75,2 | 35,7 | 22,1 | 293,0 | 9,3 | 596,0 | 509,0 | 537,0 | 173,0 | 142,5 | 137,5 |
| Pr | 2,2 | 9,3 | 4,1 | 3,3 | 31,8 | 1,1 | 59,7 | 54,4 | 58,4 | 16,4 | 16,5 | 13,9 |
| Nd | 10,2 | 35,8 | 15,8 | 13,6 | 112,0 | 4,0 | 187,0 | 181,0 | 190,5 | 10,0 | 59,7 | 44,9 |
| Sm | 3,0 | 7,1 | 3,2 | 3,0 | 15,8 | 1,0 | 27,8 | 30,1 | 31,0 | 7,7 | 10,7 | 6,0 |
| Eu | 0,8 | 1,3 | 0,8 | 0,6 | 4,2 | 0,3 | 2,6 | 1,8 | 1,9 | 1,1 | 1,1 | 1,2 |
| Gd | 3,6 | 5,9 | 3,1 | 3,1 | 12,9 | 1,4 | 21,4 | 26,0 | 26,4 | 5,3 | 7,7 | 4,8 |
| Tb | 0,7 | 0,7 | 0,4 | 0,5 | 1,4 | 0,3 | 2,9 | 3,1 | 3,3 | 0,6 | 0,8 | 0,5 |
| Dy | 3,9 | 3,3 | 2,5 | 2,7 | 6,4 | 2,4 | 14,8 | 14,0 | 15,1 | 2,8 | 3,1 | 2,1 |
| Ho | 0,8 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 1,3 | 0,6 | 2,7 | 2,3 | 2,5 | 0,4 | 0,5 | 0,3 |
| Er | 2,3 | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 3,4 | 1,6 | 8,3 | 5,7 | 6,0 | 1,3 | 1,3 | 0,9 |
| Tm | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,5 | 0,3 | 0,9 | 0,6 | 0,7 | 0,1 | 0,2 | 0,1 |
| Yb | 2,1 | 1,0 | 1,5 | 1,2 | 2,8 | 1,5 | 5,1 | 3,2 | 3,4 | 0,8 | 0,9 | 0,7 |
| Lu | 0,3 | 0,1 | 0,3 | 0,2 | 0,4 | 0,3 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 0,1 | 0,2 | 0,1 |

Tabela 4.2: Análises para Au, Pt e Pd por *fire-assay* e dosagens por ICP-AES para um grupo de amostras da região pesquisada. Estes valores sugerem baixa expectativa de mineralizações de Au, Pd e Pt, nas rochas mineralizadas em ferro e associadas a *skarns* de Fagundes-Itatuba.

| Amostras | Platina (ppb) | Paládio (ppb) | Ouro (ppb) |
|------------|---------------|---------------|------------|
| CC-11Q 5/5 | 15 | 14 | 2 |
| CC-58 | <5 | <1 | 3 |
| CC-276 | 38 | 47 | 6 |
| CC-280 | <5 | <1 | <1 |
| CC-293 H | 6 | 3 | 9 |
| CC-293 I | 7 | 5 | 5 |

CAPÍTULO V - QUÍMICA MINERAL

5.1 INTRODUÇÃO

As análises químicas de minerais foram realizadas no Laboratório de microsonda eletrônica no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). Utilizou-se o equipamento *Superprobe JXA-8600S* marca JEOL com sistema de automação acoplado *Voyager-ThermoNoran*, sob as seguintes condições analíticas: aceleração de voltagem de 15 kV, corrente de feixe de 20 nA e o diâmetro do feixe eletrônico de 1 a 10 µm (análises de rotina). Os padrões analíticos empregados foram minerais e compostos sintéticos e as correções para os efeitos de matriz seguiram a sistemática PROZA. Os resultados analíticos apresentados neste trabalho são referidos ao intervalo de confiança de 95%.

Este Laboratório é utilizado nas análises de imagens eletrônicas de varredura (SE, BSE), análises qualitativas e semi-quantitativas por espectroscopia de dispersão de energia (EDS) e de comprimentos de onda (WDS) e, particularmente, para análises pontuais quantitativas por WDS de minerais e outros materiais sólidos. Esta microsonda JEOL-JXA8600 é provida de 05 espectrômetros WD, um espectrômetro ED e um sistema de automação *Voyager (Thermo-Noran)* completo (*hardware* e *softwares* para aquisição e tratamento de dados numéricos e imagens), tendo como responsável técnico o Sr. Marcos Mansueto.

Estas análises foram feitas em 12 amostras de diferentes unidades litológicas, com ênfase nas rochas metacarbonáticas, objeto principal da investigação desta Tese, mas também abarcando piroxênio-gabros das rochas metamáfico-ultramáficas (MUM), rochas de afinidade anortosíticas e *skarns*, perfazendo um total de 243 pontos analisados nos seguintes minerais: plagioclásios (70), piroxênios (50), anfibólios (33), calcita (28), granadas (17), titanitas (17), escapolitas (18), epidoto (05) e flogopita (05).

Além de se determinar a composição química dos principais minerais que constituem os litotipos predominantes na região de Fagundes-Itatuba, os estudos de química mineral permitiram diversas inserções petrológicas e petrogenéticas.

Devido à variedade litológica da área, optamos por estudar a química mineral de cada unidade litológica separadamente **5.2** Unidade das Rochas Metamáfico-Ultramáficas; **5.3** Unidade de *Skarns*; **5.4** Unidade das Rochas de Afinidade Anortosítica; **5.5** Unidade das Rochas Metacarbonáticas) e ao final do capítulo, apresentar estimativas geotermobarométricas (para as rochas de afinidade anortosítica) e geotermométricas (para as rochas de afinidade anortosítica e metamáfico-ultramáficas) da região de Itatuba-Fagundes. As rochas de afinidade anortosítica de Itatuba-Fagundes nunca haviam sido estudadas antes, sendo então estes dados de grande relevância, também pelo caráter inédito dos mesmos. Nas rochas metacarbonáticas não foi possível utilizar geotermobarometria, pois não ocorre grafita, impossibilitando o uso do par grafita-calcita. As Tabelas de Análises de Química Mineral (Tabelas **5.1** a **5.9**) estão colocadas ao fim do presente capítulo, para facilitar o manuseio sem interromper a leitura do texto.

5.2 UNIDADE DAS ROCHAS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS

Desta unidade, composta por granada-piroxênio gabros, piroxênio gabros sem granada e anfibólio gabros, foram analisadas duas amostras de granada-piroxênio gabros (CC-92 e CC-275 B) sendo que a amostra CC-275B está alterando a *skarn*, sendo melhor classificada como um *skarn* de protólito metamáfico-ultramáfico, com os pontos analíticos distribuídos de acordo com o quadro abaixo:

| Amostras | CC-92 | CC-275 B |
|---------------------------|--------------|-----------------|
| Plagioclásio | 25 | 05 |
| Granada | 09 | 08 |
| Piroxênio | 05 | 07 |
| Titanita | 01 | 02 |
| Escapolita | ---- | 03 |
| Total de Análises: | 40 | 25 |

Os dados obtidos permitem as seguintes interpretações a respeito de cada mineral analisado:

Plagioclásios: Foram analisados 30 pontos, entre núcleo e borda, de cristais de plagioclásio, a maioria dos quais estava em contato com cristais de piroxênio e/ou granada, sendo que alguns continham como inclusões titanitas e simplectitas de granadas. Os resultados destas análises podem ser vistas na Tabela 5.1.

A composição dos plagioclásios foi projetada no Diagrama Ab-An-Or.

Os resultados obtidos mostram plagioclásios da amostra **CC-92** com composições puramente anortita exceto por uma análise bitonita e os plagioclásios da amostra CC-275B variando de labradorita a bitonita (Figura 5.1), ou seja, plagioclásios preponderantemente cálcicos. Este contraste de composição entre as duas amostras é uma grande evidência para dizer que a CC-275B se trata realmente de um *skarn*.

Um ponto que merece comentário é o fato de que das 30 análises de plagioclásio desta unidade, praticamente todas com exceção de uma, fornecem valores com somatório total dos óxidos <100%, havendo inclusive três análises com somatório total dos óxidos < 95% (vide Tabela 5.1). A explicação para este comportamento é que ocorreu metassomatismo nestas rochas, com ingresso de fluidos ricos em elementos não analisados pela microsonda (CO₂ e SO₄, por exemplo, evidenciados pela presença de escapolitas nestas rochas, mineral secundário de alteração metassomática dos plagioclásios), sendo que uma das amostras (CC-275B) encontra-se transformada em *skarn*, embora ainda reconhecível como rocha de substrato granada-piroxênio gabro.

Granadas: Foram analisados 17 pontos, incluindo pontos em núcleo e borda de um mesmo cristal, de cristais de granada, a maioria dos quais estava em contato com cristais de piroxênio, sendo que seis análises correspondem a granadas simplectíticas, inclusas em plagioclásio. Os resultados destas análises podem ser vistas na Tabela 5.4.

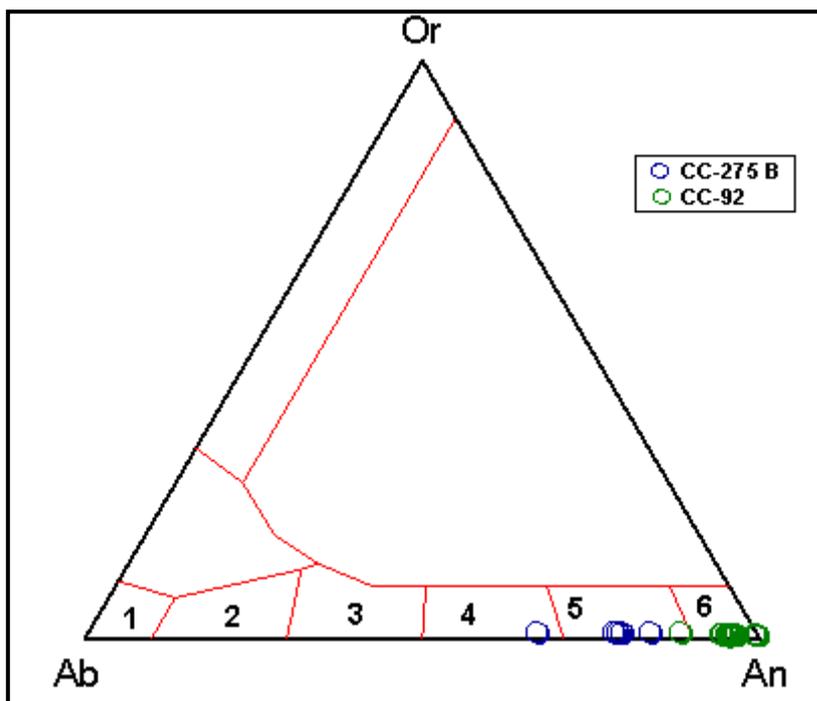


Figura 5.1 Diagrama de classificação dos Plagioclásios (Ab-An-Or) analisados para a unidade das rochas metamárfico-ultramáficas. (1) Albita:0-10; (2) Oligoclásio:10-30; (3) Andesina:30-50; (4) Labradorita: 50-70; (5) Bitonita:70-90; (6) Anortita:90-100.

A fórmula geral das granadas puras é $A_3B_2(SiO_4)_3$, onde A pode ser Ca, Mn^{+2} , Mg ou Fe^{+2} , e B pode ser Al, Fe^{+3} , Ti ou Cr (Dana & Hurlbut, 1986). Conforme a predominância dos pares de elementos, temos as seguintes subespécies: Piropo (A=Mg e B=Al), Almandina (A= Fe^{+2} , B=Al), Espessartita (A= Mn^{+2} , B=Al), Grossulária (A= Ca, B=Al), Andradita (A= Ca, B= Fe^{+3}) e Uvarovita (A= Ca, B=Cr).

Esta classificação separa dois grupos, as granadas aluminosas (piropo, almandina, espessartita), em geral derivadas de metassedimentos (ex: paragneisses e micaxistos) ou de refusão crustal (ex: migmatitos e granitos tipo S); e as granadas cálcicas (uvarovita, grossulária, andradita), em geral derivadas de rochas ultramáficas (ex: uvarovita típica de serpentinitos, associadas a cromita) ou de rochas de metamorfismo de contato ou regional (ex: grossulária nos contatos de rochas ígneas com calcários cristalinos) (Dana & Hurlbut, 1986).

Em geral, todavia, dificilmente ocorre granadas puras de qualquer uma das seis subespécies, o mais comum na natureza é encontrar-se granadas cuja fórmula é uma combinação das seis possibilidades, três a três (ou seja, a granada pode ser decomposta em membros-finais ou componentes pertencentes a qualquer uma das seis possibilidades, mas em geral as combinações caem ou no grupo das granadas aluminosas ou no grupo das granadas cálcicas). Esta simples constatação já permite, portanto, inferências petrogenéticas.

Os resultados obtidos (Tabela 5.4) mostram que as granadas dos granada-piroxênio gabros CC-275B e CC-92 são do grupo das granadas cálcicas e predominando o componente grossulária sobre o componente almandina na proporção de 80-85% para 15-18%, sendo os demais componentes não significativos em termos composicionais. Apenas um ponto analítico (CC-92 C2/B1) forneceu a composição grossulária pura (quase 100%).

A presença do componente almandina, do grupo das granadas aluminosas, na proporção de 15-18%, não é esperada para este tipo de rocha ígnea, sugerindo contaminação da rocha ígnea plutônica (no caso as ultramáficas) por material argiloso (ou xistoso) das encaixantes por assimilação das impurezas argilosas (ou xistosas) durante o alojamento, ou pode ser pelo fato de estas mostrarem-se transformadas em *skarn*. Este resultado evidencia que também a amostra CC-92 passou por processos metassomáticos, embora não tenha se transformado totalmente em *skarn* como a CC-275B.

Piroxênios: Foram analisados 12 pontos, entre núcleo e borda, de cristais de clinopiroxênio, a maioria dos quais estava em contato com cristais de granada e alguns com cristais de granada e plagioclásio. As análises podem ser vistas na Tabela 5.2.

Os membros-finais (componentes) dos clinopiroxênios (En-Fs-Wo) foram calculados e projetados segundo os diagramas de Morimoto (1988): Figuras 5.2 e 5.3. Os piroxênios são inossilicatos (silicatos em cadeia) cuja fórmula geral é $XY(\text{SiO}_3)_2$. Se as posições X e Y são ocupadas respectivamente por íons grandes (Ca, Na) e pequenos (Mg, Fe^{+2} ou Fe^{+3} , Al, Mn^{+2} ou Mn^{+3} , Li ou Ti^{+4}) resulta em piroxênios de simetria monoclinica (clinopiroxênios). Se as duas posições X e Y são ocupadas por íons pequenos, resulta numa simetria ortorrômbica (ortopiroxênios). Se ambas as posições X e Y são ocupadas por íons grandes, resulta numa simetria triclinica (são exemplos a rodonita, a wollastonita e a pectolita).

Os resultados obtidos (Tabela 5.2) mostram que os piroxênios dos granada-piroxenitos gabros CC-275B e CC-92 plotam no grupo primário Quad (dentro do Quadrilátero contendo os piroxênios de Ca-Mg-Fe) e são da série diopsídio-hedenbergita do grupo dos clinopiroxênios, ou seja, variam dentro da solução sólida diopsídio $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ - hedenbergita $\text{CaFe}(\text{SiO}_3)_2$, ou em termos de componentes, $\text{En}_{20-29} \text{Fs}_{20-29} \text{Wo}_{49-50}$, conforme pode ser visualizado nas Figuras 5.2 e 5.3 (sendo que os clinopiroxênios da amostra CC-92 são quase diopsídio puro). Nas rochas metamáfico-ultramáficas (granada-piroxênio gabros) da região de Fagundes-Itatuba não foi encontrado ortopiroxênio.

Titanitas: Foram analisados 03 pontos, sendo 02 cristais (núcleo) de titanita da amostra CC-275B e 01 de uma titanita inclusa em cristal hospedeiro de plagioclásio da amostra CC-92. As análises podem ser vistas na Tabela 5.7.

O teor de $\text{Al}_2\text{O}_3 < 6,0\%$ é sugestivo de titanitas primárias (Tulloch et al., 1979; Enami et al., 1993; Galindo et al., 2000), sugerindo cristalização precoce. Titanitas secundárias (metamórficas ou metassomáticas) exibem teor de $\text{Al}_2\text{O}_3 > 6,0\%$. As titanitas são primárias, exibindo teor de Al_2O_3 variando de 2,41 a 2,81, tendo o ingresso de fluidos causados pelo metassomatismo interagido com as titanitas pré-existentes na rocha, arredondando e corroendo suas bordas.

O metassomatismo também pode ser responsável pelo fato de o somatório total dos óxidos das análises de titanita ser $< 100\%$ (uma delas $< 95\%$), à semelhança do ocorrido com os plagioclásios.

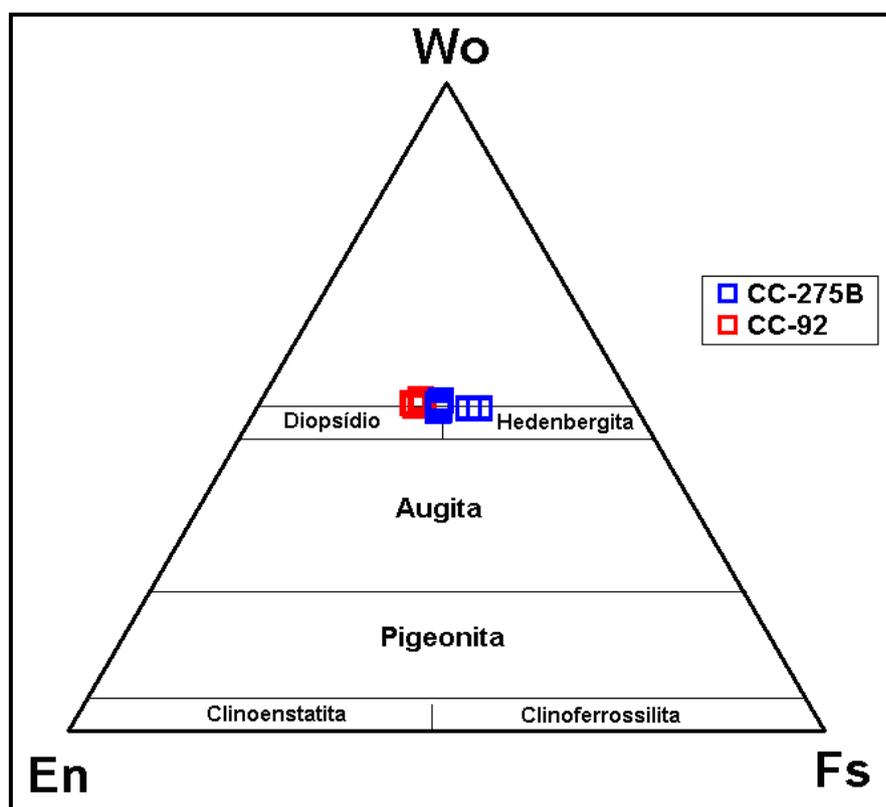


Figura 5.2 Diagrama de classificação dos Clinopiroxênios (En-Wo-Fs) analisados da unidade das rochas metamáfico-ultramáficas. (Segundo Morimoto, 1988).

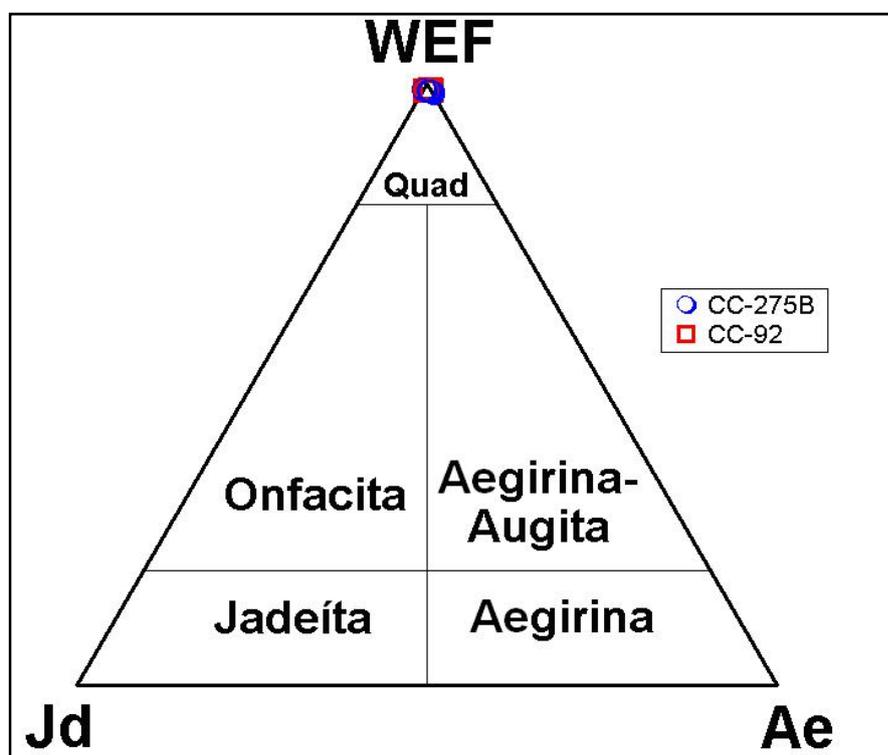


Figura 5.3 Diagrama de classificação dos Piroxênios analisados da unidade das rochas metamáfico-ultramáficas, separando o campo dos Quad (Fe-Mg-Ca), cálcio-sódicos (Ca-Na): onfacitas e aegirina-augitas e sódicos (Na): jadeíta e aegirina. (Morimoto, 1988).

Escapolitas: Foram analisados 03 pontos, sendo um de borda (CC-275B C1/B1) e dois de núcleo (CC-275B C1/N1 e C1/N2), de cristais de escapolita. As análises podem ser vistas na Tabela 5.6.

Utilizando um diagrama apropriado para a classificação de escapolitas (semelhante ao Ab-An-Or, mas substituindo o termo sódico albita por marialita e o termo cálcico anortita por meionita), observa-se que as escapolitas da unidade das metamáfico-ultramáficas da região de Fagundes-Itatuba projetam-se no campo das **meionitas** (Figura 5.4). Os resultados obtidos sugerem que as escapolitas da amostra CC-275B foram derivadas de plagioclásios com composições de bitonita a anortita.

Segundo Deer et al. (1966), escapolita forma uma solução sólida variando de Me_{0-20} (marialita)- Me_{20-50} (dipyrolita)- Me_{50-80} (mizzonita)- Me_{80-100} (meionita), sendo que os membros intermediários (Me_{20-80}) também são conhecidos em conjunto pelo nome genérico wernerita (Dana & Hurlbut, 1986). O grupo da escapolita faz parte dos tectossilicatos (juntamente com o grupo da sílica, dos feldspatos, dos feldspatóides e das zeólitas), sendo derivado da alteração metamórfica e metassomática dos plagioclásios. Ocorre também de forma característica em calcários cristalinos em metamorfismo de contato com rochas ígneas intrusivas, mas também em xistos cristalinos, gnaisses e anfibolitos, sendo também um mineral comum em *skarns* e em rochas básicas alteradas pneumatolítica e hidrotermalmente por gases e soluções ricas em Cl, CO_2 , SO_3 e água. A marialita em geral consiste na fórmula de 3 moléculas de albita para 1 molécula de NaCl, enquanto a meionita consiste na fórmula de 3 moléculas de anortita para 1 molécula de $CaCO_3$ ou $CaSO_4$.

A presença das escapolitas, mineral secundário de alteração metassomática dos plagioclásios (Deer et al., 1966), é mais um indício de metassomatismo nestas rochas. Pelo mesmo motivo (ingresso de fluidos não registrados pela microsonda, no caso SO_4 , CO_2 e H_2O), o somatório total dos óxidos das análises de escapolitas é <95%.

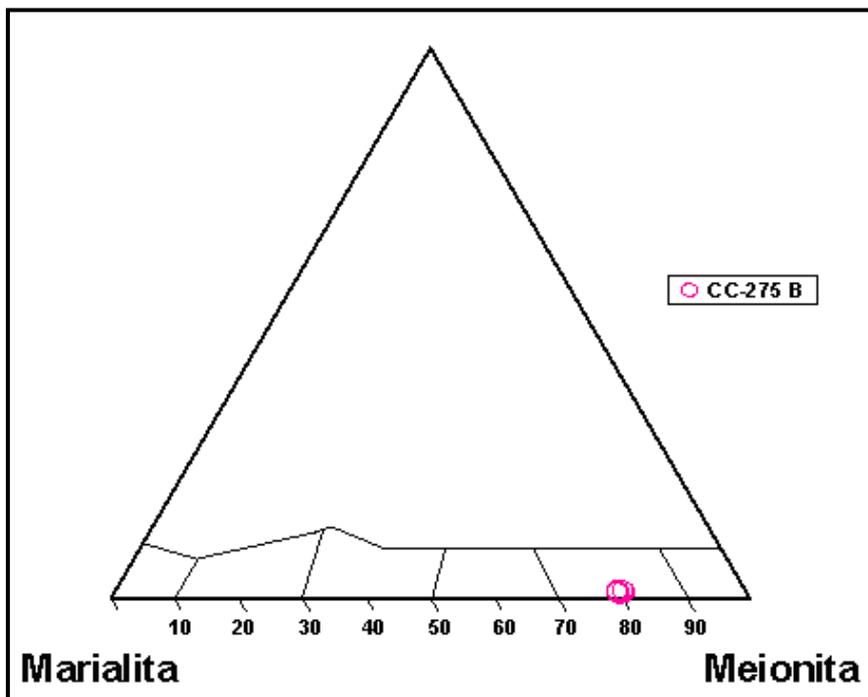


Figura 5.4 Diagrama de classificação das Escapolitas (baseado em Deer et al., 1966) analisados da unidade das rochas metamáfico-ultramáficas. (Marialita:0-20, Dipyrolita:20-50, Mizzonita:50-80, Meionita:80-100).

5.3 UNIDADE DE SKARNS

Desta unidade uma só amostra foi estudada (CC-11 Q5/6), sendo que o número de pontos analisados por mineral foram distribuídos da seguinte forma:

| Amostra | CC-11 Q5/6 |
|--------------------------|------------|
| Epidoto | 05 |
| Piroxênio | 03 |
| Titanita | 02 |
| Total de Análises | 10 |

A amostra CC-11 Q5/6 faz parte de um afloramento rochoso complexo (CC-11), onde existe registro das diferentes intensidades do processo de interação metassomática entre a rocha metacarbonática, o *skarn*, as rochas graníticas e as encaixantes leucognáissicas. Algumas porções do afloramento são metacarbonáticas, outras metacarbonáticas passando a *skarn* em variados graus de metassomatização (incipiente, fraco, moderado, forte) até atingirem o estágio completamente *skarn*, de estrutura maciça, da qual a amostra CC-11 Q5/6 é um representante, com a seguinte mineralogia: epidoto 60-65%, clinopiroxênio tipo diopsídio 15-20%, clinozoisita 5-10% e como minerais acessórios: actinolita 5-10%, quartzo 5-10%, calcita <5%, titanita <5% e apatita <5%.

Com exceção do clinopiroxênio, titanita e apatita, os demais minerais da amostra CC-11 Q5/6 são secundários e metassomáticos (epidoto, clinozoisita, actinolita, calcita, quartzo tardio), restando poucos vestígios (mineralógico, textural, estrutural) do substrato do *skarn*. Sendo que inclusive estes minerais (clinopiroxênio, titanita e apatita) estão bastante alterados pelo metassomatismo.

Epidoto: Foram analisados 05 pontos nas bordas de cristais de epidoto, os quais constituem na rocha uma matriz epidoto-carbonática. As análises podem ser vistas na Tabela 5.8.

A amostra analisada mostra uma fase de epidotização avançada com a matriz composta de cristais de idioblásticos e subidioblásticos (nos cristais mais desenvolvidos a granulação atinge até 2,25mm) de epidoto tardio intersticial, com cristais xenoblásticos mais finos (<0,125mm) também ocupando a matriz (duas gerações). O epidoto ocorre também na forma de veios atravessando a matriz, microcristalinos, em pelo menos duas fases ou pulsos de alteração metassomática, com textura decussada (grãos com orientação difusa ou aleatoriamente distribuídos, típicos de metassomatismo).

Piroxênios: Foram analisados 03 pontos nas bordas de cristais de clinopiroxênio, imersos em uma matriz epidoto-carbonática. As análises podem ser vistas na Tabela 5.2. Os membros-finais (componentes) dos clinopiroxênios (Enstatita-Ferrosilita-Wollastonita) foram calculados e projetados segundo Morimoto (1988), na Figura 5.5 (Diagrama Ternário En (MgSiO₃)-Fs (FeSiO₃)-Wo (CaSiO₃) para clinopiroxênios).

Os resultados obtidos (Tabela 5.2) mostram que os clinopiroxênios deste *skarn* CC-11Q5/6 são membros do grupo primário Quad (Quadrilátero contendo os piroxênios de Ca-Mg-Fe) e apresentam grande variação composicional, sendo todos clinopiroxênios cálcicos (paragênese cálcica): o resultado de uma análise plota na série diopsídio-hedenbergita, outra análise plota na série da augita e por último, outra análise plota no campo da wollastonita (Figura 5.5). Esta variação

composicional dos clinopiroxênios sugere vários pulsos metassomáticos, pois havendo um só pulso metassomático não ocorreria esta variação. Nos *skarns*, a composição mineral reflete não apenas o substrato original e a composição dos fluidos, mas também as reações físico-químicas entre os fluidos formadores dos *skarns* e os minerais preexistentes. Neste caso, parece ter havido progressiva perda de cálcio nos clinopiroxênios, provavelmente incorporado nos cristais de epidoto das várias gerações que compõem a matriz epidoto-carbonática. Esta perda de cálcio é sugerida pela cristalização de uma paragênese cálcica (epidoto neoforado), às expensas do clinopiroxênio o qual exibe texturas de dissolução (a perda de cálcio é inferida pela petrografia, que mostra epidoto neoforado e clinopiroxênio dissolvendo-se).

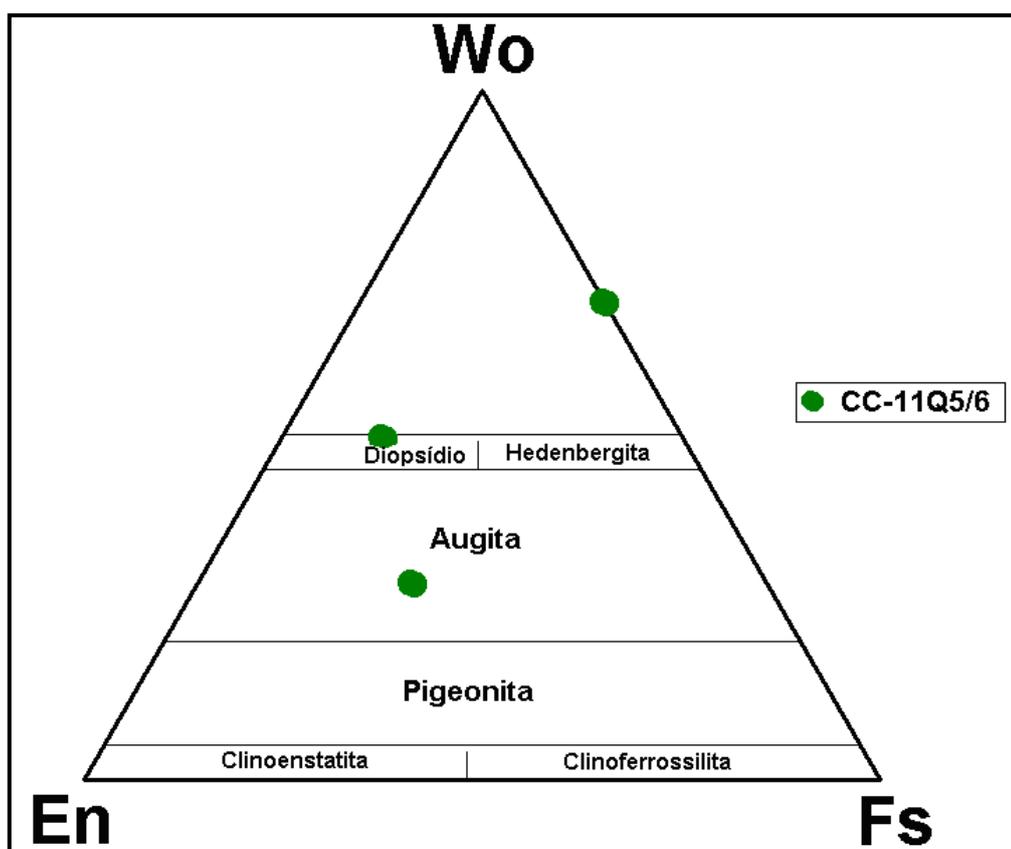


Figura 5.5 Diagrama de classificação dos Clinopiroxênios (En-Wo-Fs) analisados da unidade dos *skarns*. (Segundo Morimoto, 1988). En=Enstatita, Fs=Ferrosilita, Wo=Wollastonita.

Titanitas: Foram analisados 02 cristais de titanita da amostra **CC-11Q5/6** (campo 1, borda e campo 2, borda). Os resultados destas análises são mostrados na Tabela 5.7.

O teor de Al_2O_3 nas titanitas corresponde aos seguintes valores: campo 1: 3, 19 e campo 2: 3,97 (<6%), sugerindo titanitas primárias (Galindo et al., 2000).

Estas titanitas foram metassomatizadas, com incorporação de elementos terras raras, F, Nb e Zr. Apenas o F atinge valores significativos ($C1/B1=1,13\%$, $C2/B1=0,76\%$), incorporados às bordas das titanitas, sugerindo que os fluidos metassomáticos que alteram a mesma tardiamente eram ricos em F.

5.4 UNIDADE DAS ROCHAS DE AFINIDADE ANORTOSÍTICA

Desta unidade foram analisados plagioclásios e anfibólios de duas amostras de afinidade anortosítica (CC-13 e CC-13 A):

| Amostra | CC-13 | CC-13A |
|----------------|--------------|---------------|
| Plagioclásio | 09 | 20 |
| Anfibólio | 16 | 10 |
| Total | 25 | 30 |

As amostras de afinidade anortosítica CC-13 e CC-13 A exibem um número significativo de análises de plagioclásio e anfibólio, permitindo o uso do geotermômetro de Holland & Blundy (1994) através do método do par anfibólio-plagioclásio e dos geobarômetros de Schmidth (1994), Hollister et al. (1987), Hammarstrom & Zen (1986) e Johnson & Rutherford (1989). Este estudo geotermobarométrico encontra-se no item **5.6**.

Plagioclásios: Foram analisados 29 pontos, envolvendo tanto núcleo como borda, de cristais de plagioclásio, a maioria dos quais estava em contato com cristais de anfibólio. As análises podem ser vistas na Tabela **5.1**. Os plagioclásios foram projetados no Diagrama Ab-An-Or.

Os resultados obtidos mostram plagioclásios da amostra CC-13 com composições puramente andesina; e os plagioclásios da amostra CC-13A variando de oligoclásio a andesina (Figura **5.6**). Cabe salientar que na literatura, existem anortositos com composição preponderantemente rica em andesina (e.g. Accioly, 2000), e são admitidas para anortositos composições até An₃₅ (e.g. Buddington, 1959).

Este é o caso das amostras estudadas de Fagundes-Itatuba as quais exibem teores um pouco mais baixos de anortita (a maioria exibe teores \leq An₃₆), daí porque denomina-se de rochas de afinidade anortosítica, em vez de simplesmente anortositos.

Anfibólios: Foram analisados 26 pontos em cristais de anfibólio de 02 amostras de afinidade anortosítica da região de Fagundes-Itatuba, incluindo pontos analisados em borda e núcleo: 10 pontos na amostra CC-13 A e 16 pontos na amostra CC-13 (Tabela **5.3**).

Com relação à amostra CC-13 A, após projetar-se os dados obtidos nos Diagramas de Leake (1997) para classificação primária de anfibólios (Figura **5.7**), verificou-se que todos os anfibólios analisados plotam no campo dos anfibólios cálcicos. Segundo Leake (1997), o grupo dos anfibólios cálcicos é definido como sendo anfibólios monoclinicos cujos teores de (Ca+Na) no sítio B são maiores ou iguais a 1.00, sendo que os teores apenas do (Na) no sítio B são menores que 0.50 e apenas do (Ca) no sítio B usualmente (mas não sempre) são maiores que 1.50.

Projetando os dados nos Diagramas de Leake (1997) para classificação dos anfibólios cálcicos (Figuras **5.8** e **5.9**), seis análises plotaram no campo das ferro-hornblendas (os campos 1/borda e 1/núcleo, 2/borda e 2/núcleo e 4/borda e 4/núcleo), duas análises plotaram no campo das magnésio-hornblendas (campo 3-2/borda e 3-2/núcleo), todas sem zonação borda-núcleo. Em outras duas análises (campo 3-1), verificou-se discreta zonação borda-núcleo (borda=ferro-hornblenda, núcleo=ferro-edenita).

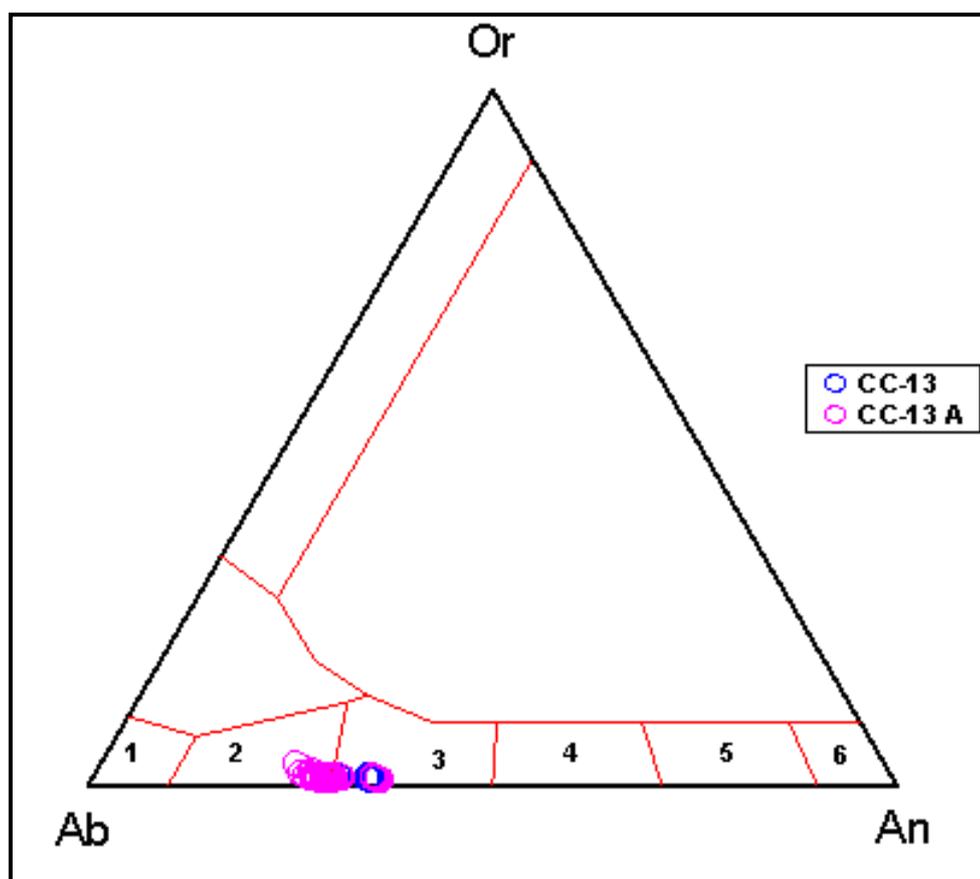


Figura 5.6 Diagrama de classificação dos Plagioclásios (Ab-An-Or) analisados da unidade das rochas de afinidade anortosítica. (1) Albita:0-10; (2) Oligoclásio:10-30; (3) Andesina:30-50; (4) Labradorita: 50-70; (5) Bitonita:70-90; (6) Anortita:90-100.

A composição química mais uniforme dos anfibólios da amostra **CC-13A**, predominantemente cálcicos e praticamente sem zonação borda-núcleo, sugere que se trata de uma rocha primária (protólito ígneo), ou mais próxima do protólito, tendo sofrido pouca variação durante o metamorfismo posterior.

Com relação à amostra **CC-13**, os dados obtidos quando projetados nos Diagramas de Leake (1997) para classificação primária de anfibólios (Figura 5.10), verificou-se que os anfibólios analisados plotam todos no campo dos anfibólios cálcicos.

Projetando-se os dados nos Diagramas de Leake (1997) para classificação dos anfibólios cálcicos (Figuras 5.11 e 5.12), todas as análises mostraram zonação borda-núcleo, sendo que cinco análises mostraram núcleos de composição ferro-edenita e três análises núcleos de composição ferro-hornblenda, ao passo que as bordas variavam de ferro-hornblenda a magnésio-hornblenda e actinolita. Esta variação na composição de núcleo para borda nos cristais de anfibólio sugere aporte de água e elementos exógenos transportados pelos fluidos, produzindo hidratação dos anfibólios primários.

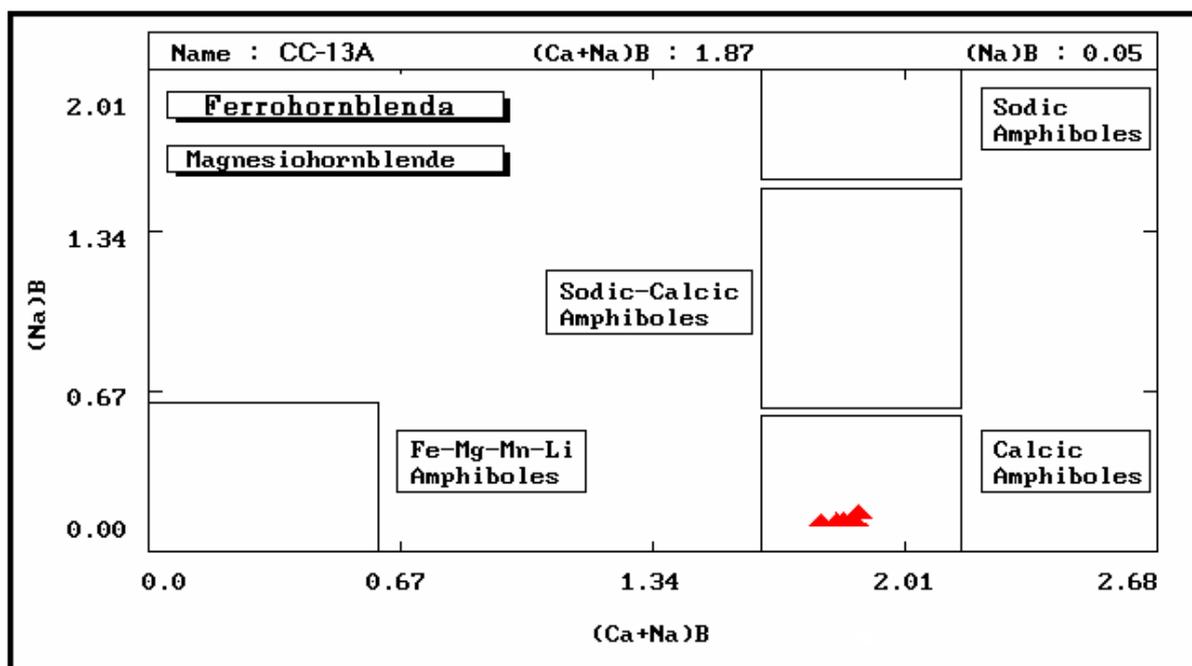


Figura 5.7 Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para os quatro grupos primários de anfibólios, para os anfibólios da amostra **CC-13A**, da unidade de rochas de afinidade anortosítica.

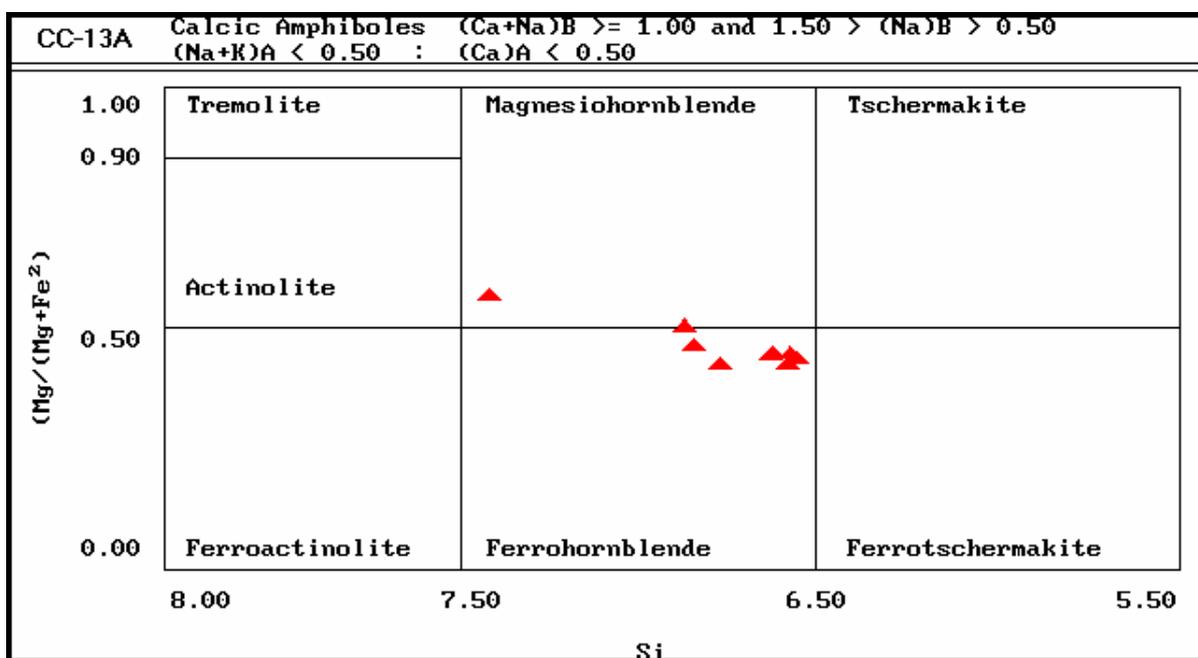


Figura 5.8 Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra **CC-13A**, da unidade de rochas de afinidade anortosítica.

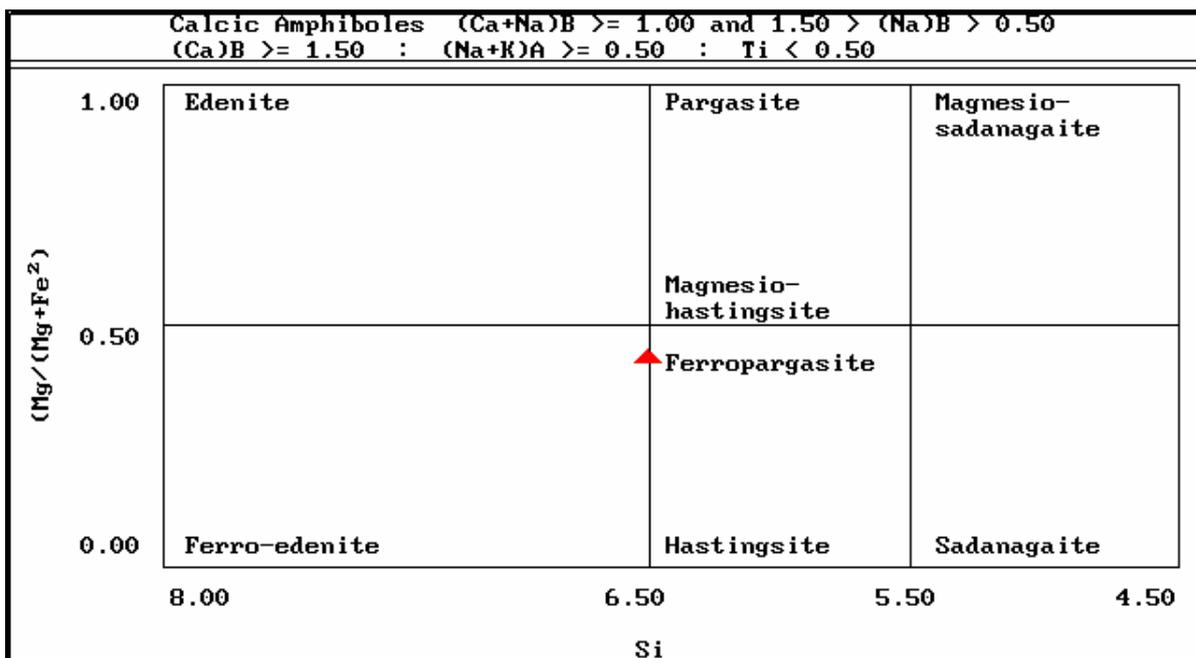


Figura 5.9 Diagrama de classificação para anfibólios cálcicos, segundo Leake (1997), para os anfibólios da amostra **CC-13**, da unidade de rochas de afinidade anortosítica.

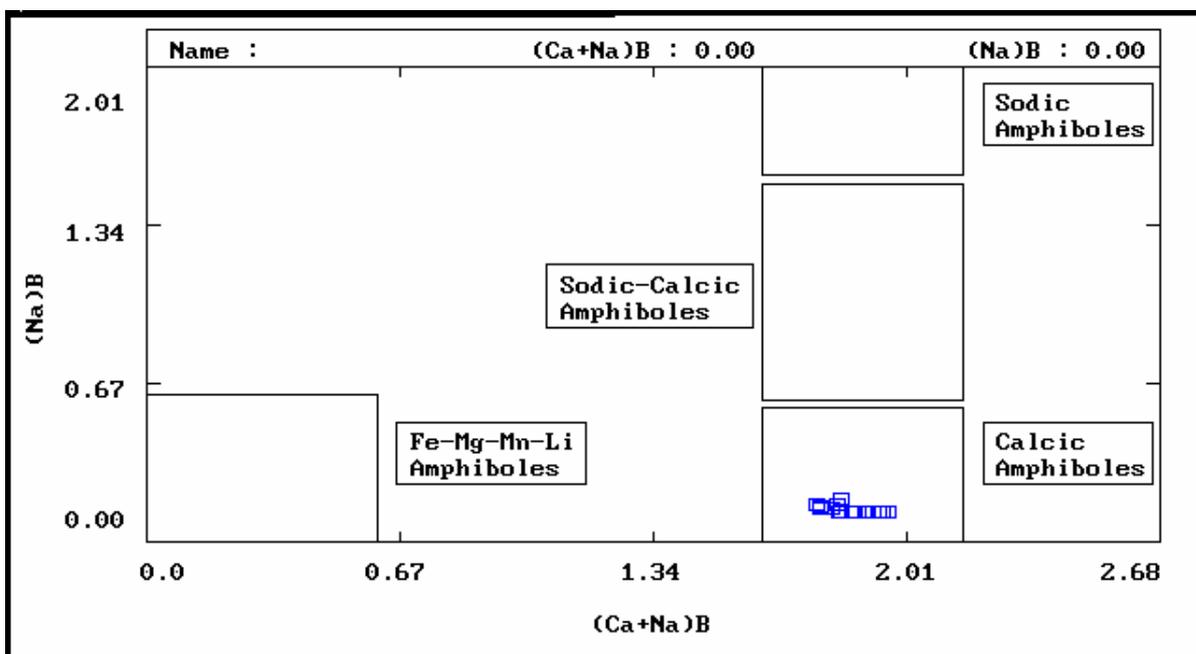


Figura 5.10 Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para os quatro grupos primários de anfibólios, para os anfibólios da amostra **CC-13**, da unidade de rochas de afinidade anortosítica.

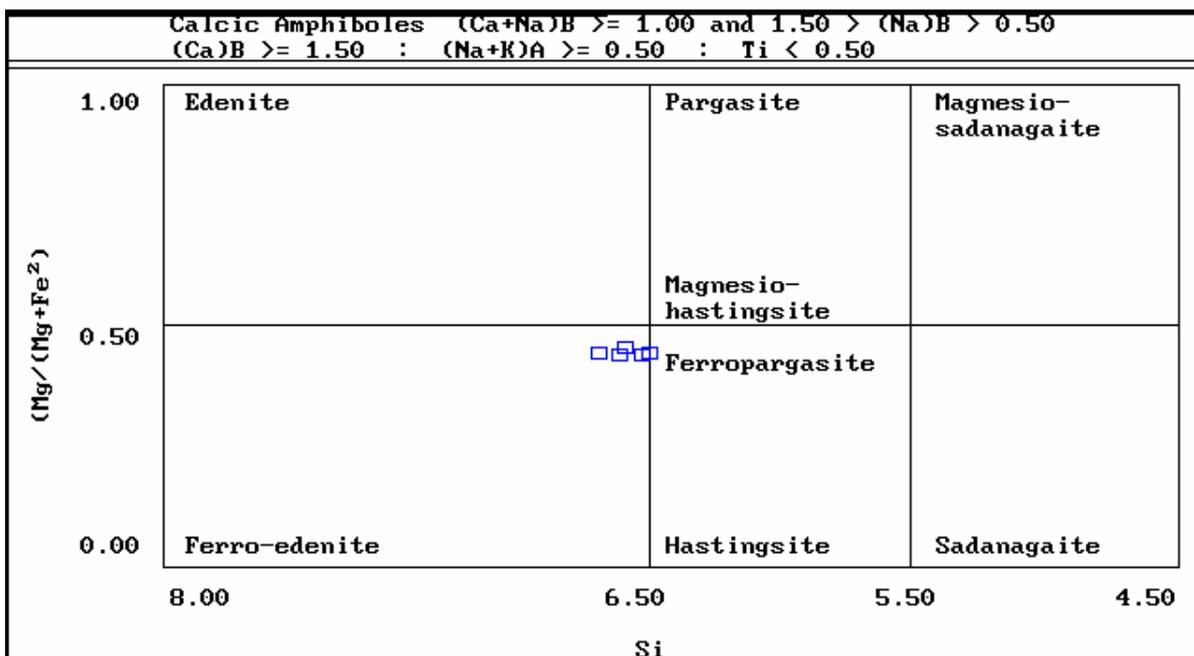


Figura 5.11 Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra **CC-13**, da unidade de rochas de afinidade anortosítica.

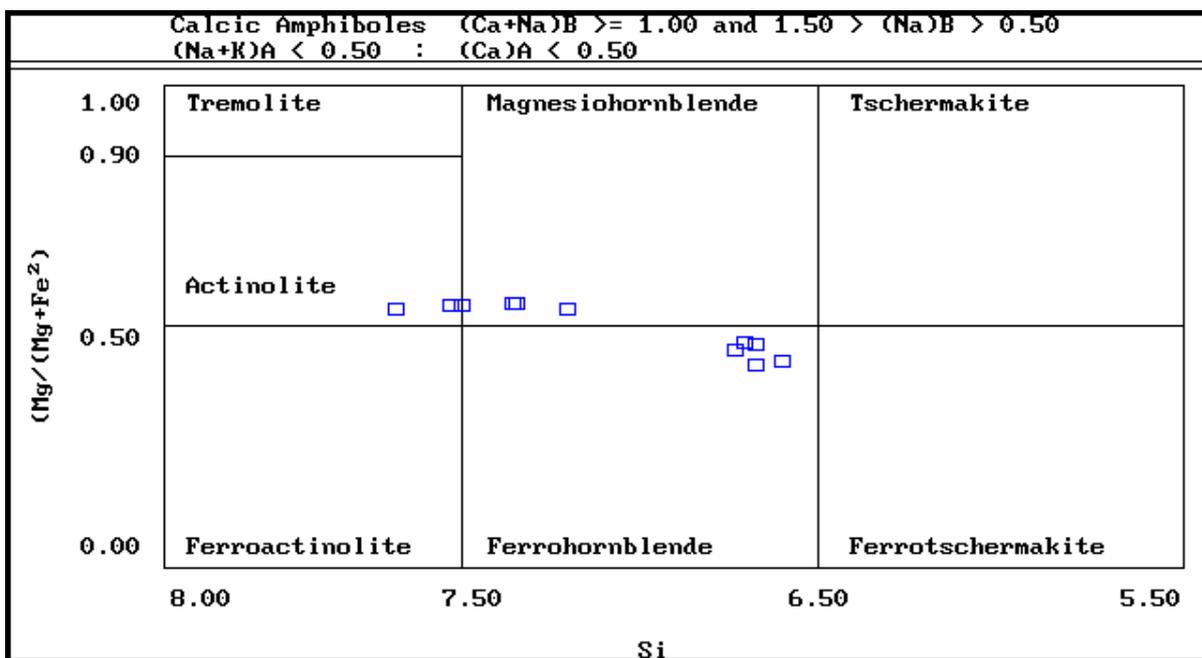


Figura 5.12 Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra **CC-13**, da unidade de rochas de afinidade anortosítica.

5.5 UNIDADE DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS

A ocorrência CC-293 foi selecionada para estudos de química mineral por se tratar de um afloramento-chave na elucidação da origem das rochas metacarbonáticas, pois apresentava muitas feições de campo sugestivas de origem ígnea, bem como de processos metassomáticos.

Desta unidade, foram estudadas sete amostras (CC-293A, CC-293B, CC-293 C, CC-293D, CC-293F, CC-293 G e CC-129C), com os pontos analisados por minerais distribuídos da seguinte forma:

| Amostras | CC-293A | CC-293B | CC-293C | CC-293D | CC-293F | CC-293G | CC-129C |
|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Calcita | 09 | 06 | 09 | - | 01 | - | 03 |
| Piroxênio | 10 | 06 | 08 | 07 | 02 | 04 | - |
| Plagioclásio | 02 | - | - | 02 | 02 | 05 | - |
| Escapolita | - | 02 | 01 | 03 | 02 | 06 | 01 |
| Titanita | 04 | - | 04 | 03 | 01 | - | - |
| Anfibólio | - | - | - | - | 07 | - | - |
| Flogopita | - | - | - | - | - | 05 | - |
| Total: | 25 | 14 | 22 | 15 | 15 | 20 | 04 |

Os dados obtidos permitem as seguintes observações:

Calcita: Foram analisados 28 pontos, incluindo núcleo e borda, de vários cristais de carbonato. As análises podem ser vistas na Tabela 5.5.

Pode-se concluir que os carbonatos da unidade das rochas metacarbonáticas são calcitas praticamente puras (CaO em torno de 50%).

Uma dificuldade presente na análise de rochas metacarbonáticas é o alto teor de voláteis tais como CO₂ (em teores de 40-95%) e H₂O, que neste caso não foram quantificados impedindo maiores estimativas quanto às condições de pressão e temperatura. Outro problema é que as assembléias minerais diagnósticas de rochas metacarbonáticas incluem minerais raros como perovskita, pirocloro, apatita; mas ausência destes não exclui uma possível origem carbonatítica.

Todavia, há um diagrama (Figura 5.13) proposto por Le Bas (2002) que separa um campo para as calcitas provenientes de metacarbonatos metassedimentares, distinguindo-as daqueles de protólito ígneo, e neste campo projetam-se a maioria das análises das calcitas dos metacarbonatos de Fagundes-Itatuba.

Reforçando esta hipótese, observa-se que em rochas calcárias (origem sedimentar) impuras metamorfoseadas a calcita costuma estar associada a minerais como: tremolita, diopsídio, vesuvianita, grossulária e forsterita (Deer et al. 1966), os quais são diagnósticos de fácies metamórficos progressivamente atingidos por estas rochas (Bucher & Frey, 1994). Com exceção de vesuvianita, os demais minerais foram encontrados nas rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba.

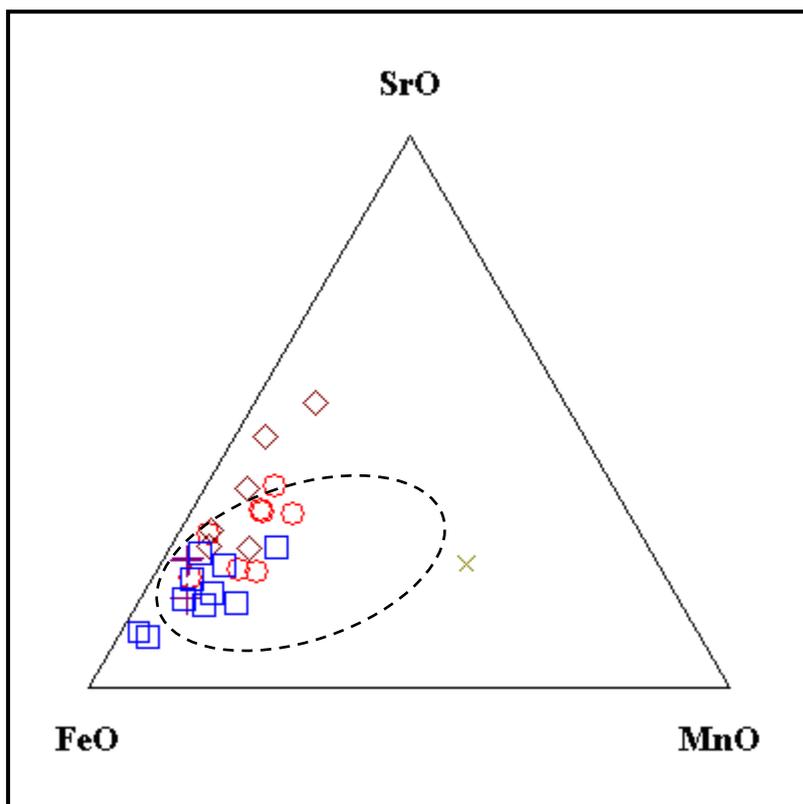


Figura 5.13 Diagrama mostrando o campo das calcitas de carbonatos metassedimentares dentro do círculo tracejado, segundo Le Bas (2002), com a projeção dos dados de microsonda das calcitas da unidade das rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba. **Legenda:** CC-293 A= círculo vermelho, CC-293 B= losango marrom, CC-293 C= quadrado azul, CC-293 F= xis verde-oliva, CC-129 C= cruz violeta.

Piroxênio: Foram analisados 37 pontos de borda-núcleo de cristais de piroxênio, imersos na matriz das rochas carbonáticas. Não ocorrem ortopiroxênios. Os resultados destas análises podem ser vistas na Tabela 5.2.

Os membros-finais (componentes) dos clinopiroxênios (En-Fs-Wo) foram calculados segundo Morimoto (1988) e projetados nos diagramas para classificação de piroxênios de Morimoto (1988): Figuras 5.14 e 5.15. Os resultados obtidos (Tabela 5.2) mostram que os clinopiroxênios destas rochas metacarbonáticas são em sua maioria do grupo primário Quad (dentro do Quadrilátero contendo os piroxênios de Ca-Mg-Fe), tendo apenas três análises relativas ao grupo primário Ca-Na (cálcio-sódicos).

Os piroxênios das amostras CC-293A, CC-293B, CC-293C, CC-293D e CC-293F mostram grande variação composicional, sugerindo uma origem metassomática (*skarn*): a **CC-293A** mostra oito análises na série da augita e duas na série diopsídio-hedenbergita, a **CC-293B** mostra quatro análises na série da augita, a **CC-293C** mostra três análises na série da augita, quatro na série diopsídio-hedenbergita e uma no campo da astonita, a **CC-293D** mostra cinco análises na série diopsídio-hedenbergita e uma no campo da wollastonita, a **CC-293F** mostra uma análise na série da augita e outra na série diopsídio-hedenbergita. A amostra **CC-293G** mostra uma análise na série da augita e três na série diopsídio-hedenbergita. Os piroxênios da amostra **CC-293B** exibem-se localmente uralitizados (transformando-se em anfibólio), isto é observado na petrografia da lâmina e na química mineral, vide análises da Tabela 5.2 (CC-293B/ C2-B e CC-293B/ C2-N).

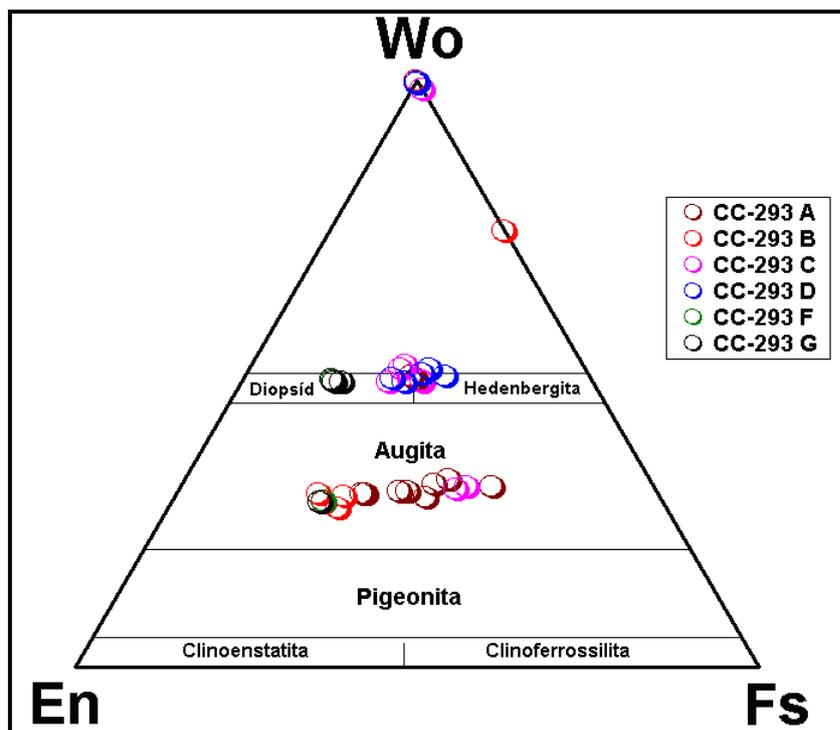


Figura 5.14 Diagrama de classificação dos Clinopiroxênios (En-Wo-Fs) analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba. (Segundo Morimoto, 1988).

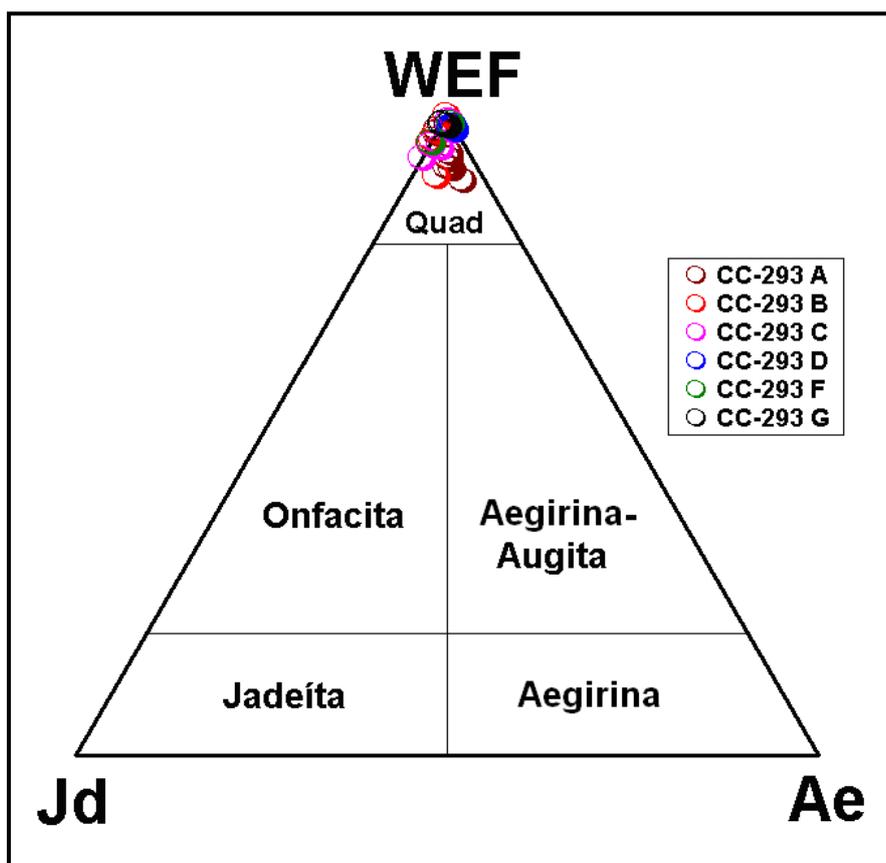


Figura 5.15 Diagrama de classificação dos Piroxênios analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba, separando o campo dos Quad (Fe-Mg-Ca), cálcio-sódicos (Ca-Na): onfacitas e aegirina-augitas e sódicos (Na): jadeíta e aegirina. (Morimoto, 1988).

Plagioclásio: Foram analisados 11 pontos, entre núcleo e borda, de cristais de plagioclásio, a maioria dos quais estava incluso na matriz da rocha carbonática. As análises podem ser vistas na Tabela 5.1. Os plagioclásios foram projetados no Diagrama Ab-An-Or (Figura 5.16).

Foram analisados plagioclásios das amostras CC-293 A (2), CC-293 D (2), CC-293 F (2) e CC-293 G (5), obtendo-se os seguintes resultados: CC-293 A e CC-293 D caíram no campo das anortitas, CC-293 F e G no campo das andesinas. Estas diferentes composições para os plagioclásios das amostras CC-293A, CC-293D, CC-293F e CC-293G refletem a origem diferente dos mesmos e está coerente com a hipótese de comportamento plástico das rochas metacarbonáticas devido à tectônica atuante na área, as quais englobaram porções das rochas adjacentes, e assimilaram os minerais constituintes dos mesmos. No caso de assimilação de rochas metamáfico-ultramáficas, plagioclásios anortíticos (CC-293A e CC-293D); no caso de assimilação de rochas anortosíticas, plagioclásios andesíticos (CC-293F e CC-293G).

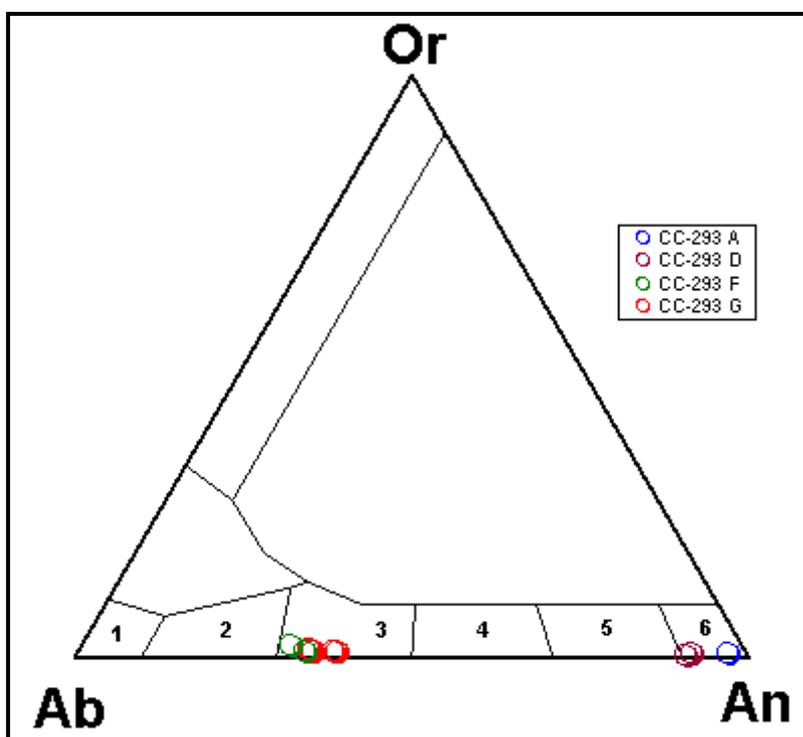


Figura 5.16 Diagrama de classificação dos Plagioclásios (Ab-An-Or) analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba. (1) Albita: 0-10; (2) Oligoclásio:10-30; (3) Andesina:30-50; (4) Labradorita: 50-70; (5) Bitonita:70-90; (6) Anortita:90-100).

Escapolita: Foram analisados 15 pontos, entre núcleo e borda, de cristais de escapolita, mineral secundário derivado de alteração do plagioclásio. As análises podem ser vistas na Tabela 5.6.

Utilizando um diagrama apropriado para escapolitas (semelhante ao Ab-An-Or, mas substituindo o termo sódico albita por marialita e o termo cálcico anortita por meionita), temos que as escapolitas da unidade das metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba projetam-se: CC-293B, CC-293C, CC-293F e CC-129C no campo das meionitas (Me_{80-100}), e CC-293D e CC-293G no campo das mizzonitas (Me_{50-80}) (Figura 5.17) e devem ter tido como precursores plagioclásios com composição

variando de bitonita a anortita. A meionita consiste na fórmula de 3 moléculas de anortita para 1 molécula de CaCO_3 ou CaSO_4 . As escapolitas desta unidade são cálcicas (mizzonitas a meionitas), constituintes comuns em *skarns* (Deer et al., 1966). Escapolita é um mineral metassomático por definição, o que pode ser observado por sua composição rica em compostos moleculares tais como: CO_2 , H_2O , SO_3 e Cl , os quais normalmente são adicionados às rochas, mediante aporte de fluidos metassomáticos (Deer et al., 1966). Estes citados compostos moleculares não computados pela microsonda, o que explica o fato de que apenas quatro pontos analisados de escapolita fecharem seu balanço químico acima de 95%. Para estas análises de escapolita fecharem em torno de 100%, seria necessário estimar estes valores de CO_2 , H_2O , SO_3 e Cl , os quais são constituintes reais da fórmula química das escapolitas.

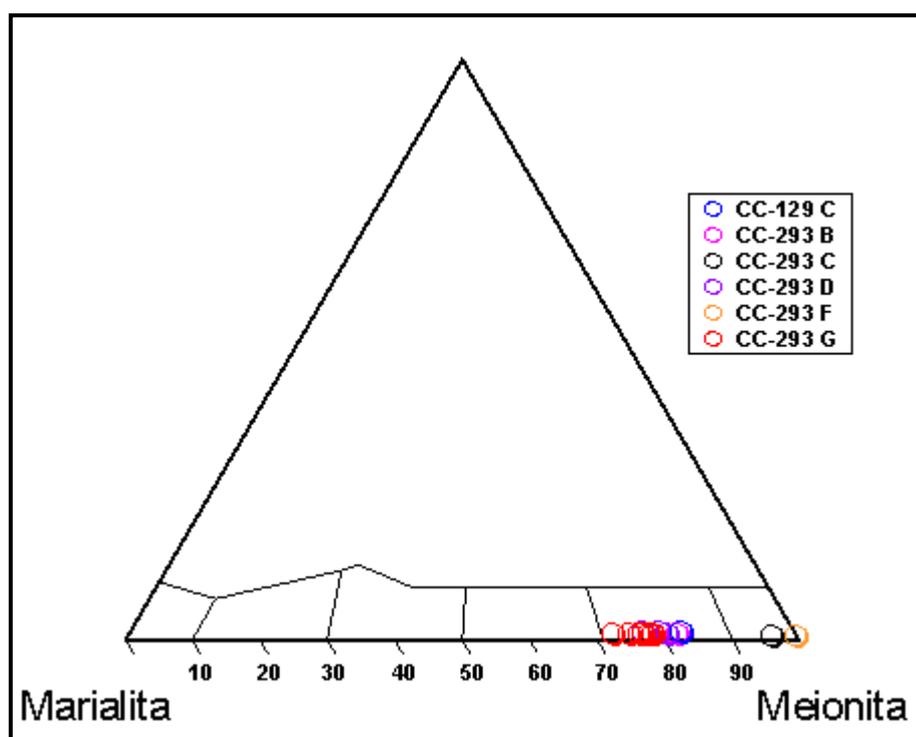


Figura 5.17 Diagrama de classificação das Escapolitas (baseado em Deer et al., 1966) analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba. (Marialita:0-20, Dipyrolita:20-50, Mizzonita:50-80, Meionita:80-100).

Titanitas: Foram analisados 11 pontos, sendo 03 da amostra CC-293 A (núcleo e borda), 04 da amostra CC-293 C (núcleo e borda), 03 da amostra CC-293 D (borda) e 01 da amostra CC-293 F (borda). As análises podem ser vistas na Tabela 5.7.

O teor de $\text{Al}_2\text{O}_3 < 6,0\%$ é sugestivo de titanitas primárias (Enami et al., 1993; Tuloch et al., 1979; Galindo et al., 2000). O que é o caso das titanitas destas rochas metacarbonáticas que são primárias, detríticas (originárias das rochas assimiladas pelas rochas metacarbonáticas). As titanitas desta unidade, todavia, foram afetadas pelos processos de metassomatismo locais, incorporando F em sua composição, apresentando valores de 0,36 até 1,89% de flúor.

Anfibólio: Foram analisados 07 (sete) pontos em cristais de anfibólio da amostra CC-293F, incluindo borda e núcleo.

Com relação à amostra CC-293 F, ao projetarmos os dados obtidos nos Diagramas de Leake (1997) para classificação primária de anfibólios (Figura 5.18), verificou-se que todos plotam no campo dos anfibólios cálcicos e são magnésio-hornblendas (três) e magnésio-hastingsitas (quatro). Alguns anfibólios são ricos em flúor e/ou potássio, sugerindo enriquecimento nestes elementos por assimilação de fluidos ricos em F e K, no caso do F este enriquecimento já havia sido constatado nas escapolitas e titanitas. A classificação dos anfibólios é mostrada nos Diagramas de Leake (1997) das Figuras 5.19 e 5.20 e na Tabela 5.3.

Embora seja um número de dados pequeno, há de todo modo evidência de aporte de fluidos metassomáticos ricos em K e F, durante a evolução petrogenética da rocha. A química dos anfibólios desta rocha sugere que trata-se de uma rocha metamórfica metassomatizada, com protólito máfico de filiação cálcica identificado pela petrografia, o que sugere que estes anfibólios foram assimilados de porções máficas capturadas pelas rochas metacarbonáticas durante seu estado plástico. No estudo petrográfico é comum observar porfiroblastos e/ou porções de rochas metamáfico-ultramáficas sendo envolvidas pela matriz metacarbonática. É possível que tenha havido interação entre as rochas carbonáticas com comportamento plástico e os fragmentos de rocha metamáfico-ultramáfica envolvidas, ou seja, processos de assimilação.

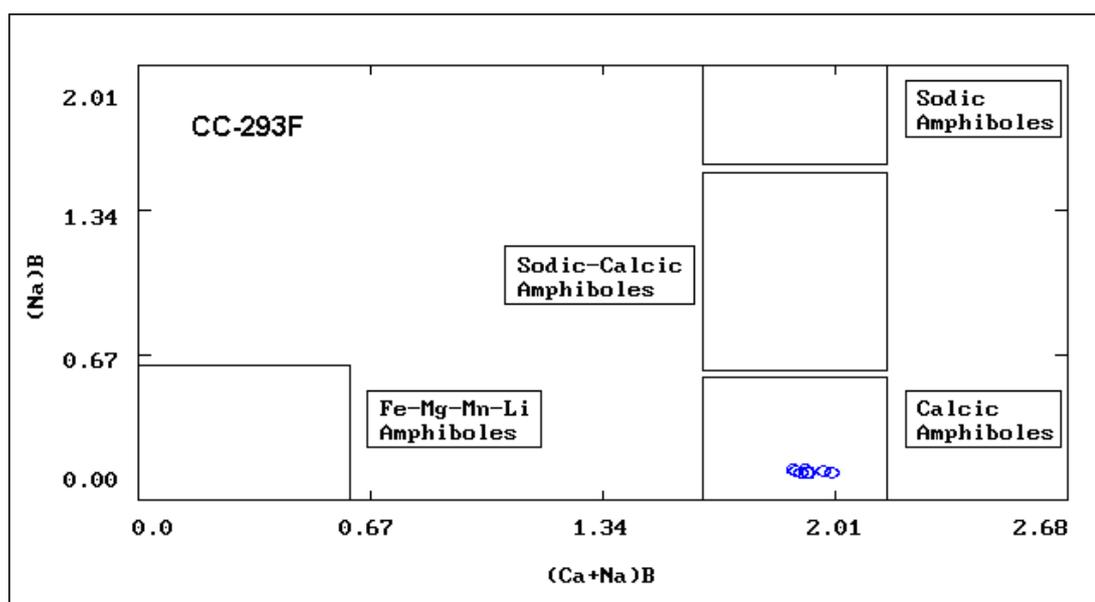


Figura 5.18 Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra **CC-293F**, da unidade de rochas metacarbonáticas.

Flogopitas: Foram realizadas 05 análises pontuais no centro de cristais de flogopitas pertencentes à amostra CC-293G. As análises podem ser vistas na Tabela 5.9.

As flogopitas foram projetadas no diagrama classificatório Al^{IV} vs $Fe/(Fe+Mg)$, proposto por Deer et al. (1966).

Os resultados obtidos mostram que as flogopitas da amostra **CC-293G** apresentam composições projetando-se dentro do campo das flogopitas próximo ao limite com o campo das biotitas (Figura 5.21).

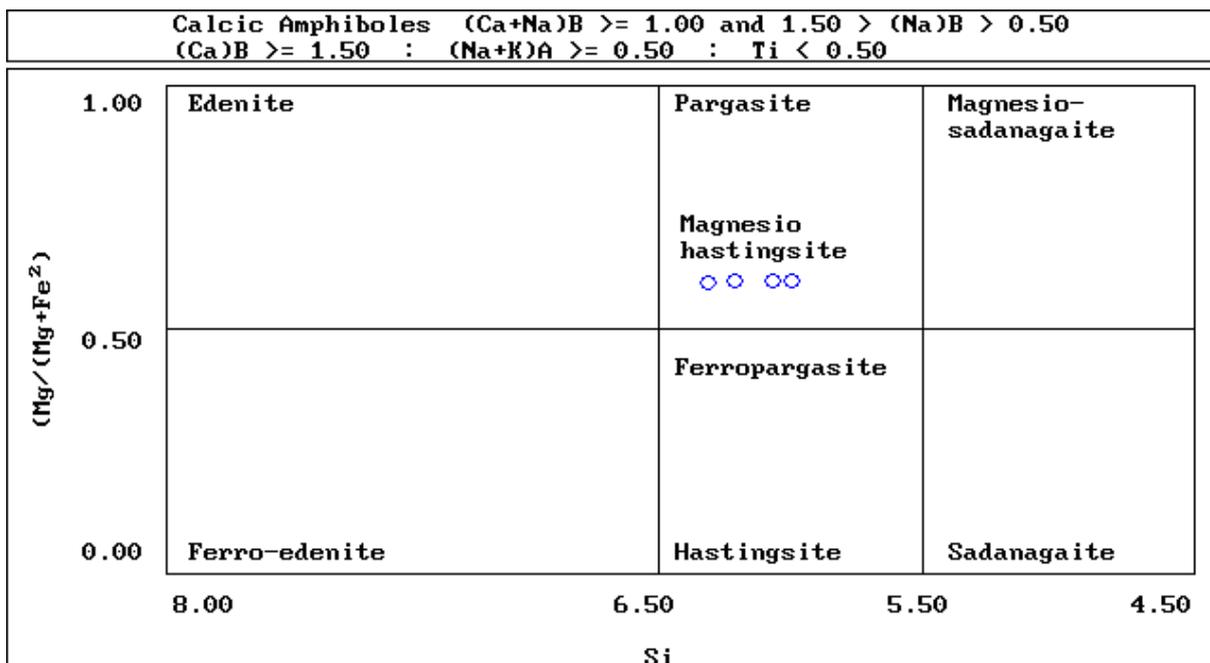


Figura 5.19 Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra **CC-293F**, da unidade de rochas metacarbonáticas.

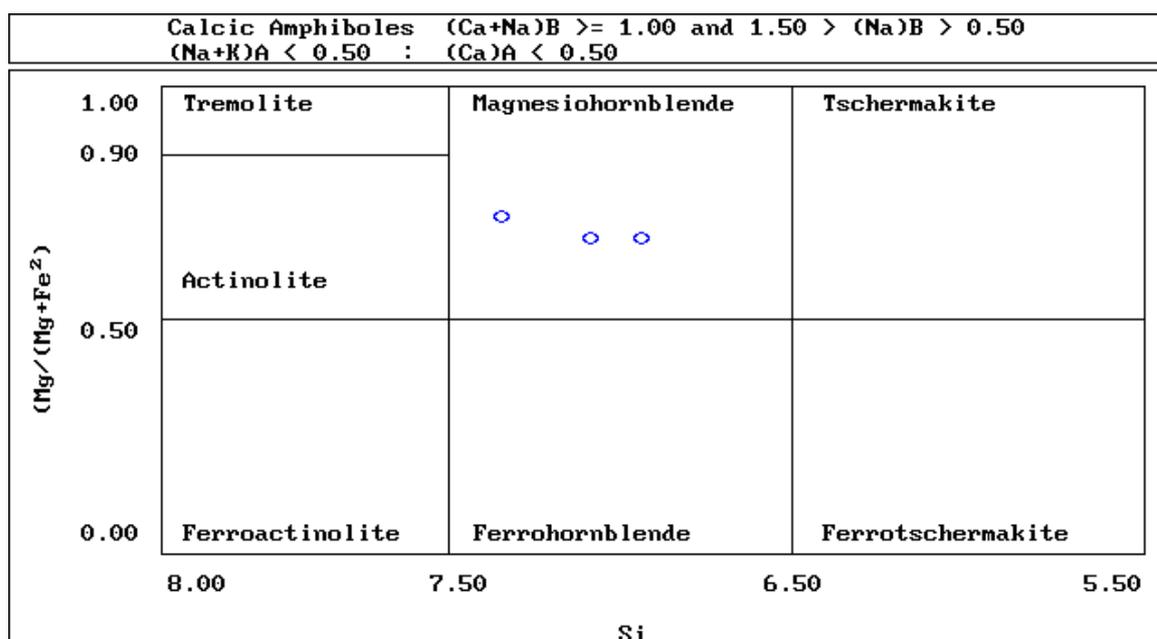


Figura 5.20 Diagrama de classificação segundo Leake (1997) para anfibólios cálcicos, para os anfibólios da amostra **CC-293F**, da unidade de rochas metacarbonáticas.

Na amostra onde foram analisadas a flogopita, CC-293G, ocorrem duas rochas em contato: um anfibólito e uma rocha metacarbonática e a porção anfibolítica é que contém hornblenda, flogopita, quartzo.

A porção metacarbonática contém calcita e os seguintes minerais: plagioclásio, flogopita, escapolita, olivina, apatita, titanita, minerais opacos, havendo no contato entre as duas rochas, uma massa epidotizada.

A flogopita corresponde a 1-2% do volume modal da rocha metacarbonática, medindo tamanhos submilimétricos (<0,75mm). Ocorre nos interstícios dos cristais do anfibólio subcentrímetros a milimétrico. Flogopita é um mineral comum em rochas metacarbonáticas (mármore por exemplo).

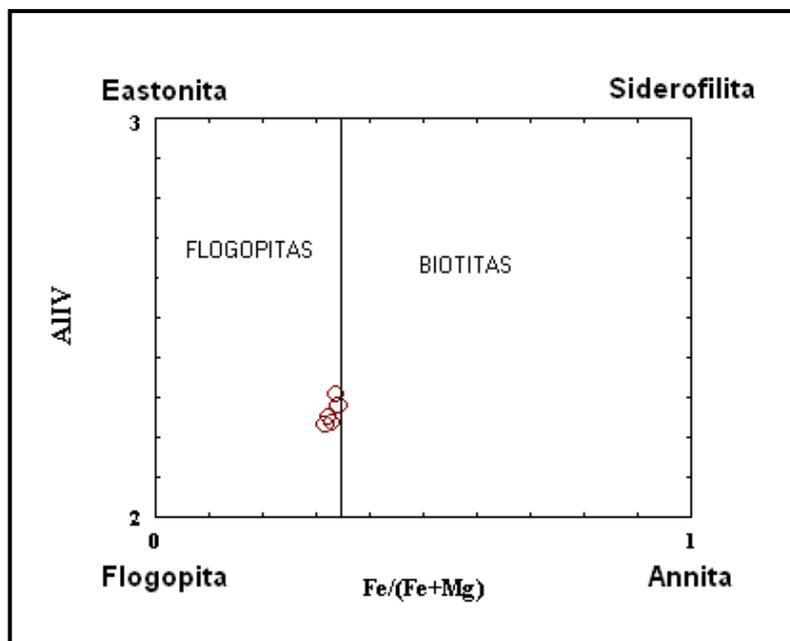


Figura 5.21 Diagrama de classificação Al^{IV} vs $Fe/(Fe+Mg)$, proposto por Deer et al. (1966), para as micas ferro-magnesianas analisados da unidade das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba.

5.6 GEOTERMOBARMETRIA DAS ROCHAS DE AFINIDADE ANORTOSÍTICA DE FAGUNDES-ITATUBA

Neste estudo foi executado uma avaliação geotermobarométrica das rochas de afinidade anortosítica, especificamente usando-se os geotermômetros envolvendo as paragêneses minerais plagioclásio-anfibólio cálcico e os geobarômetros utilizando o teor de Al na hornblenda para rochas cálcio-alcálicas. A geotermobarometria é uma aplicação prática dos estudos de química mineral, pois os métodos geotermobarométricos utilizam resultados de análises de microsonda dos minerais (por exemplo, teor de Al na hornblenda).

O estudo de litogeoquímica sugere que a rocha de afinidade anortosítica CC-13A está inserida no campo das suítes cálcio-alcálicas (Vide Figura 4.2 do Capítulo 4, Diagrama AFM). Como a amostra CC-13 é outra fácies (CC-13: plagioclásio 55-60%, hornblenda 30-35%, actinolita 4-6%, clorita 2-3%, biotita 1%, minerais opacos 1%, apatita 0,5-1%, CC-13 A: plagioclásio: 60-65%, hornblenda 5-8%, actinolita 15-20%, biotita 1-2%, minerais opacos 1-2%, apatita 1%, não tem clorita) desta mesma rocha de afinidade anortosítica, assumiu-se que a mesma também faça parte igualmente da mesma suíte cálcio-alcálica.

Na literatura existem vários geobarômetros que utilizam os teores de Al na hornblenda para rochas cálcio-alcálicas (Zen & Hammarstrom, 1984; Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson & Rutheford, 1989; Schmidh, 1994). O geobarômetro de Zen & Hammarstrom (1984, 1986)

é calculado a partir da fórmula $P (\pm 3 \text{ Kbar}) = - 3,92 + 5,03 \text{ Al}_T$, $r^2 = 0,97$ e foi calibrado para rochas de cinco plútons cálcio-alcálicos com composições variando de granodiorítica a tonalítica. A margem de erro $r^2 = 0,97$ é de 3 Kbar. A condição para a aplicação desta equação seria a presença de uma assembléia mineral tampão composta por quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina), hornblenda, biotita, titanita, magnetita (ou ilmenita) \pm epidoto. O geobarômetro de Hollister et al. (1987) foi calibrado para rochas cálcio-alcálicas do Complexo Central da Colúmbia Britânica e é calculado pela equação $P (\pm 1 \text{ Kbar}) = - 4,76 + 5,64 \text{ Al}_T$, $r^2 = 0,99$. Embora equivalente ao geobarômetro anterior, apresenta a vantagem de reduzir o erro de 3 para 1 Kbar (a margem de erro $r^2 = 0,99$ é de 1Kbar).

O geobarômetro de Schmidt (1994) reduziu ainda mais o erro (de 1 para 0.6 Kbar) e é expresso pela equação $P (\pm 0,6 \text{ Kbar}) = - 3,01 + 4,76 \text{ Al}_T$, $r^2 = 0,99$, além de ter ampliado o intervalo de pressões calculadas para 2,5 a 13,0 Kbar (enquanto as calibrações anteriores chegavam apenas a 8,0 Kbar), tendo sido calibrado para rochas de composição tonalítica e em condições saturadas em água.

Anderson & Smith (1995) recomendam que somente anfibólios com razões $\text{Fe}_T / (\text{Fe}_T + \text{Mg})$ dentro do intervalo **0,45-0,65** sejam utilizados para a geobarometria baseada no teor de Al nas hornblendas.

No caso das amostras de afinidade anortosítica, CC-13A e CC-13, descartou-se as amostras fora do intervalo recomendado por Anderson & Smith (1995), para utilização da geobarometria e foram utilizados todos os demais geobarômetros apresentados acima para o cálculo da pressão.

Além disto, escolheu-se para os cálculos geobarométricos, apenas as análises de borda dos anfibólios, mais representativas do equilíbrio químico do anfibólio com o líquido. Também o teor de albita utilizado para cada caso foi a média aritmética dos teores das albitas de amostras de borda, de cada campo (campos 1, 2, 3 e 4) analisado.

As pressões foram então calculadas pelos métodos de Hammarstrom & Zen (1986); Hollister et al. (1987); Schmidt (1994) e Johnson & Rutherford (1989), utilizando-se recursos do programa NEWAMPHCALC (Yavuz, 1999). Os resultados podem ser vistos na Tabela **5.10**.

A geotermometria das rochas de afinidade anortosítica foi calculada utilizando o equilíbrio térmico entre o par anfibólio cálcico-plagioclásio (Holland & Blundy, 1994), o qual é baseado nas substituições que ocorrem envolvendo o Al na estrutura dos anfibólios, regidas pela troca do vetor (Na, K) com o Al^{IV} , e pode ser utilizada tanto por rochas contendo quartzo (através da reação edenita + quartzo = tremolita + albita) quanto para rochas que não contém quartzo (através da reação edenita + albita = richterita + anortita).

Nos dois casos pode ser utilizada para estimar temperaturas entre 400 e 1000° C dentro do intervalo de pressão entre 1 e 15 Kbar.

Dos vários métodos apresentados, optou-se por utilizar os valores fornecidos pelo geobarômetro de Schmidt (1994), por apresentar o menor erro (0,6 Kbar) e por ter sido calibrado para rochas de composição tonalítica (dominantemente formadas por plagioclásios, como é o caso das rochas de afinidade anortosítica CC-13 A e CC-13). Os resultados geotermobarométricos, utilizando os teores de Al na hornblenda para rochas cálcio-alcálicas (Schmidt, 1994) e geotermometria usando o par anfibólio cálcico-plagioclásio (Holland & Blundy, 1994) forneceram valores de P entre **5,5 e 6,0 Kb** e de T entre **775 e 780° C**, para CC-13 A e entre **5,0 e 5,5 Kb** e de T em torno de **785° C**, para

CC-13. São condições metamórficas de início do fácies granulítico, ou do limite entre os fácies anfibolito alto e granulito (Figura 5.22). Para fins de comparação, deixamos as estimativas de P-T feitas pelos outros métodos.

Quanto à amostra CC-293F, não se pode utilizá-la para geotermobarometria, porque os citados métodos geotermobarométricos não são aplicáveis para rochas metacarbonáticas, e sim para rochas silicáticas cálcio-alcálicas. Quanto aos métodos geotermométricos disponíveis para metacarbonáticas, o par grafita-calcita é o mais utilizado, mais não tem grafita nas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba.

5.7 GEOTERMOMETRIA DAS UNIDADES METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS E ANORTOSÍTICAS, PELO MÉTODO DOS TEORES DE Zr EM ROCHA TOTAL

Há um geotermômetro proposto por Watson (1987), a partir do teor de Zr em rocha total, que estima a temperatura em que o magma torna-se saturado neste elemento, podendo fornecer uma estimativa para a temperatura do *liquidus* do sistema. Esta temperatura marca o início da cristalização do plúton, e juntamente com as estimativas de pressão e fugacidade de oxigênio, permite estimar a profundidade em que o plúton cristalizou (este método refere-se a temperaturas de cristalização ígnea e não a cristalização metamórfica subsequente).

$$\text{A fórmula utilizada é: } T(^{\circ}\text{C}) = -273 + [12900 / (17,18 - \ln \text{Zr})]$$

Para a rocha de afinidade anortosítica **CC-13 A**, o teor de Zr obtido foi 184,5 ppm (Tabela 4.1, Capítulo 4) e a geotermometria segundo este método, portanto, forneceu para esta rocha temperaturas de cristalização de 805,4°C. Este resultado é compatível com aquele obtido pelas calibrações utilizadas no item 5.6 para **CC-13 A**, que forneceram temperaturas em torno de **785° C**, para CC-13. Como já foi mostrado (Figura 5.22), são condições metamórficas de início do fácies granulítico, ou do limite entre os fácies anfibolito alto e granulito

Para as rochas da unidade metamáfico-ultramáficas **CC-06** e **CC-12**, os teores de Zr obtidos foram de 99,8 ppm e 48,5 ppm, respectivamente (Tabela 4.1, Capítulo 4) e a geotermometria segundo este método forneceu para estas rochas temperaturas de cristalização em torno de **700-750°C** (696,92 -752,44°C), ou seja, condições metamórficas também compatíveis com início de fácies granulítico, ou limite entre os fácies anfibolito alto e granulito. Como se sabe cada intervalo de temperatura corresponde a um grau metamórfico e em cada grau cristaliza no estado sólido determinada assembléia mineral característica deste grau. Assim, nos graus correspondentes aos fácies anfibolito alto e granulito cristalizam os minerais metamórficos correspondentes a estes fácies (e.g. Figura 5.22, assembléias diagnósticas de fácies metamórficas de rochas máfico-ultramáficas). A Figura 5.22 mostra o diagrama clássico do metamorfismo das rochas MUM.

Para as rochas metacarbonáticas o método dos teores de Zr em rocha total só teria sentido no caso de serem rochas de protólito ígneo (metacarbonatitos). Fazendo esta presunção (de origem ígnea), as amostras CC-03 A, CC- 30 A e CC-30 B, cujos teores de Zr são respectivamente: 24,7; 25,1 e 56,6 ppm (Tabela 4.1, Capítulo 4) forneceram temperaturas de cristalização entre 650 e 700 °C (650,41°C; 651,27°C e 708,44°C), as quais não são compatíveis com temperaturas de cristalização de carbonatitos (entre 900 e 1100°C, segundo Haggerty, 1989, Figura 21.3, Pág. 552). Supondo que se trate de rochas metacarbonáticas de origem metassedimentar e que todo o Zr destas rochas esteja

hospedado em zircões e que estes sejam herdados (detriticos), estes valores não têm significado para estas rochas metacarbonáticas e representam a temperatura de cristalização das rochas-fonte de onde provieram os zircões, e que foram provavelmente assimiladas durante o estado plástico das rochas metacarbonáticas.

Para os *skarns*, não é possível utilizar este método, pois se trata de rocha de natureza metassomática (onde os fluidos atuaram aportando e/ou lixiviando elementos químicos) e não magmática, portanto não teria sentido falar em temperatura de *liquidus*.

Uma tentativa de se estimar as temperaturas envolvidas nos processos que afetaram as rochas do afloramento CC-11, onde ocorrem os *skarns* aqui estudados (amostra de *skarn* CC-11Q 5/6), as quais mostram um contato granito-rocha metacarbonática-*skarn*, é estimar a geotermometria do termo granítico (amostra granítica CC-11 C) e a geotermometria do termo metacarbonático (amostra CC-11 B).

A geotermometria do termo granítico (amostra CC-11C), considerando seu teor de Zr= 697,0 ppm em rocha total, forneceu temperatura de T= 940,54°C, obtida pela calibração de Watson (1987). Já para a rocha metacarbonática (amostra CC-11B), com teor de Zr= 38,9 ppm em rocha total, fornece uma temperatura de T= 681,14°C, usando-se a mesma calibração, supondo que esta rocha metacarbonática tenha origem ígnea. Mas, se a rocha tivesse origem ígnea, ou seja, protólito carbonatítico, os zircões deveriam fornecer temperaturas de cristalização de carbonatitos, que caem no intervalo entre 900 e 1100°C (Haggerty, 1989, Figura 21.3, Pág. 552). Em caso contrário, estes valores representam a temperatura de cristalização da rocha de onde provieram os zircões, e é similar àquelas obtidas para as amostras metacarbonáticas CC-03 A, CC- 30 A e CC-30 B (Tabela 5.11). Assim, o mais provável é que os zircões destas rochas metacarbonáticas tenham origem exógena, tendo sido assimilados durante o processo de brechação, por incorporação de porções de rochas contendo zircão pelos metacarbonatos durante seu estado plástico.

Tabela 5.10 Estimativas geotermobarométricas para as rochas de afinidade anortosítica da região de Fagundes-Itatuba, feitas com auxílio do programa NEWAMPHCAL, Yavuz (1999). Legenda: (1) Geobarômetro de Hammarstrom & Zen, 1986; (2) Geobarômetro de Johnson & Rutherford 1989; (3) Geobarômetro de Hollister et al., 1987; (4) Geobarômetro de Schmidth, 1994. Temperaturas estimadas segun albitado o Geotermômetro de Holland & Blundy (1994). Obs: as diferenças obtidas são devidas às variações nos teores de Al_T (alumínio total) dos anfibólios e de albita dos plagioclásios, e são compatíveis com os métodos utilizados.

| AMOSTRA | P _{Kb} - T°C (1) | P _{Kb} - T°C (2) | P _{Kb} - T°C (3) | P _{Kb} - T°C (4) |
|---------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| CC-13 A C4/B1 | 5,37 Kb – 784,0°C | 4,35 Kb – 801,1°C | 5,66 Kb – 779,5°C | 5,78 Kb – 777,5°C |
| CC-13 A C1/B1 | 3,96 Kb – 806,3°C | 3,17 Kb – 818,8°C | 4,07 Kb – 804,4°C | 4,45 Kb – 798,6°C |
| CC-13 A C2/B1 | 5,17 Kb – 787,2°C | 4,18 Kb – 802,7°C | 5,43 Kb – 783,0°C | 5,59 Kb – 780,5°C |
| CC-13 A C3/B1 | 5,33 Kb – 784,6°C | 4,32 Kb – 800,5°C | 5,61 Kb – 780,1°C | 5,75 Kb – 778,0°C |
| CC-13 C3/B2 | 4,87 Kb – 791,8°C | 3,93 Kb – 806,7°C | 5,10 Kb – 788,3°C | 5,31 Kb – 784,9°C |
| CC-13 C4/B2 | 4,77 Kb – 793,5°C | 3,85 Kb – 808,0°C | 4,98 Kb – 790,1°C | 5,21 Kb – 786,5°C |
| CC-13 C4/B1 | 1,99 Kb – 837,3°C | 1,51 Kb – 844,9°C | 1,87 Kb – 839,2°C | 2,58 Kb – 828,0°C |

A temperatura obtida para o termo granítico (T= 940,54°C) é também muito alta, compatível com base da crosta inferior (limite com o manto litosférico) e apenas poucas variedades graníticas apresentam temperaturas tão altas de cristalização (e.g. granitos tipo A gerados a partir de resíduo

granulítico seco, deixado na crosta inferior após a prévia extração de um granito tipo I, que exigem temperaturas muito altas, em torno de 900°C, para fundir o protólito granulítico). Isto sugere que provavelmente esta temperatura muito alta tem relação com eventos de elevação de temperatura por ingresso de fluidos magmáticos ou por metamorfismo regional ou de contato, não sendo válida para fins de determinação da temperatura de cristalização da rocha granítica.

Os valores geotermométricos obtidos segundo o método dos teores de Zr em rocha total (Watson, 1987) são mostrados na Tabela 5.11.

Tabela 5.11 Estimativas geotermobarométricas para rochas metacarbonáticas, metamáfico-ultramáficas, de afinidade anortosítica e granitos da região de Fagundes-Itatuba, utilizando o Método dos teores de Zr em rocha total (Watson, 1987).

| AMOSTRAS | Zr (ppm) | T (°C) |
|--------------------------------|----------|--------|
| AFINIDADE ANORTOSÍTICA | | |
| CC-13 A | 184,5 | 805,4 |
| METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS | | |
| CC- 06 | 99,8 | 752,4 |
| CC-12 | 48,5 | 696,5 |
| METACARBONÁTICAS | | |
| CC- 03 A | 25,1 | 651,3 |
| CC- 30 A | 24,7 | 650,4 |
| CC- 30 B | 56,6 | 708,4 |
| CC-11 B | 38,9 | 681,1 |
| GRANÍTICAS | | |
| CC- 11 C | 697,0 | 940,5 |

5.8 COMPARAÇÃO DA QUÍMICA MINERAL DAS DIVERSAS UNIDADES LITOLÓGICAS DE FAGUNDES-ITATUBA

As análises feitas em 12 amostras das diferentes unidades litológicas de Fagundes-Itatuba (rochas metacarbonáticas, piroxênio-gabros, rochas de afinidade anortosítica e *skarns*, perfazendo 243 pontos analisados em plagioclásios, piroxênios, anfibólios, calcita, granadas, titanitas, escapolitas, epidotos e flogopitas, forneceram resultados que são mostrados de forma comparativa na Tabela 5.12.

A composição química dos principais minerais constituintes dos litotipos predominantes na região de Fagundes-Itatuba, permitem as seguintes observações, abaixo sumarizadas:

i) De um modo geral há uma separação química e mineralógica entre os piroxênio gabros e os anortositos, sendo os primeiros formados essencialmente por plagioclásios cálcicos, granadas cálcicas e clinopiroxênios cálcicos (paragênese cálcica) ao passo que os segundos formados essencialmente por plagioclásios mais sódicos e anfibólios (hornblendas e actinolitas) cálcicos, porém contendo componentes sódicos (paragênese cálcio-sódica).

Possivelmente representem dois magmas primários, pois em complexos gabro-anortosíticos diferenciados em uma porção gabróica e uma porção anortosítica, a diferenciação costuma ser gravitacional (por diferença de densidade) e não química e mineralógica. Seria esperado, por

exemplo, que os plagioclásios fossem cálcicos tanto dos gabros quanto dos anortositos, e que os anortositos tivessem piroxênios do mesmo modo que os gabros, o que não ocorre. Logo gabros e anortositos têm origens distintas refletidas em suas composições químicas e mineralógicas distintas.

ii) As rochas metacarbonáticas são constituídas por calcitas puras (não dolomitas), porém tiveram comportamento plástico e resultaram em metacarbonatos brechóides, com minerais silicáticos incorporados provenientes dos gabros, anortositos e encaixantes gnáissicas. Os minerais de cada litotipo incorporado mantiveram as características químicas de seus protólitos, assim nos metacarbonatos há, por exemplo, claramente dois tipos de plagioclásio: um mais sódico, proveniente dos anortositos, e um mais cálcico, proveniente dos gabros.

iii) A hipótese de metassomatismo atuante na área se confirma em todos os litotipos primários (gabros, anortositos e metacarbonatos), com minerais como titanita primária modificada por ingresso de fluidos ricos em F (titanitas metassomatizadas) e presença de escapolita, mineral metamórfico e metassomático derivado dos plagioclásios metassomatizados.

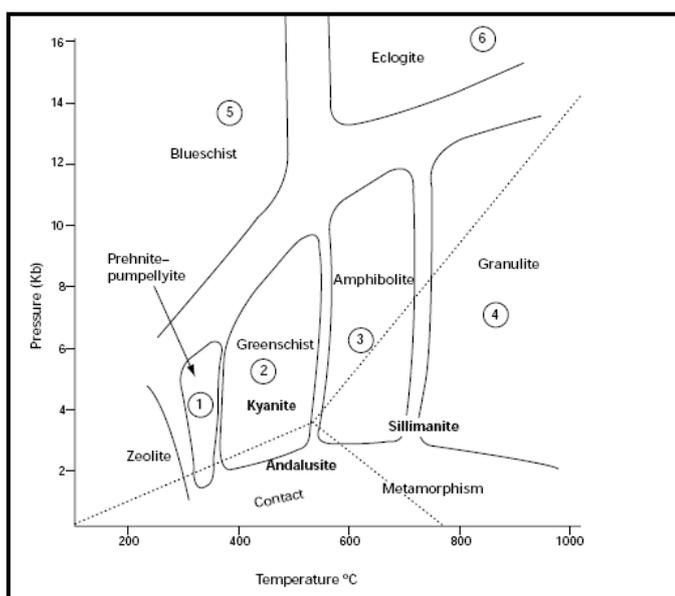


Figura 5.22 Distribuição dos campos de temperatura e pressão de várias fácies metamórficas e exemplos de assembléias e minerais diagnósticos (segundo Bucher & Frey, 1994 e Yardley, 1989).

- 1 Laumontita, prehnita + pumpellyíta, prehnita + actinolita, pumpellyíta + actinolita, pirofilita.
- 2 Actinolita + clorita + epidoto + albita, cloritóides.
- 3 Hornblenda + plagioclásio, estaurólita.
- 4 Ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio, safirina, osumilita, kornepurina. sem staurólita, sem muscovita.
- 5 Glaucofana, lawsonita, piroxênio jadeítico, aragonita. Sem biotita.
- 6 Onfacita + granada. Sem plagioclásio.

A continuação a Tabela 5.12, comparativa da química dos minerais das diversas unidades estudadas na região de Fagundes-Itatuba e as **Tabelas de Análises de Química Mineral** (Tabelas 5.1 a 5.9) no final do presente capítulo.

Tabela 5.12 Tabela comparativa da química dos minerais das diversas unidades estudadas na região de Fagundes-Itatuba.

| MINERAIS | METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS | METACARBONÁTICAS | SKARNS | AFINIDADE ANORTOSÍTICA |
|---------------------|--|---|---|--|
| PLAGIOCLÁSIO | CC-92: Bitonita a Anortita; CC-275B: Labradorita a Bitonita. | CC-293 A e CC-293D: Anortita; CC-293F e CC-293G: Andesina. | - | CC-13: Andesina; CC-13 A: Oligoclásio a Andesina. |
| PIROXÊNIO | CC-92: Diopsídio; CC-275B: Diopsídio- Hedenbergita. | CC-293 A: Augita e Diopsídio- Hedenbergita; CC-293B: Augita; CC-293C: Augita, Diopsídio- Hedenbergita e Wollastonita; CC-293D: Diopsídio- Hedenbergita e Wollastonita; CC-293F: Augita e Diopsídio; CC-293G: Augita e Diopsídio. | CC-11Q 5/6: Augita, Diopsídio e Wollastonita. | - |
| ANFIBÓLIO | - | Magnésio-hornblenda e Magnésio-hastingsita | - | CC-13: núcleos de ferro-hornblenda e ferro-edenita, bordas de ferro- hornblenda, magnésio-hornblenda e actinolita; CC-13 A: ferro-hornblenda (núcleo e borda), magnésio-hornblenda (núcleo e borda), ferro-edenita (núcleo) e ferro- hornblenda (borda) |
| CALCITA | - | Calcita pura: CaCO ₃ | - | - |
| GRANADA | CC-92: grossulária 80-85%- almandina 10-15%; grossulária pura. CC-275B: grossulária 80-85%- almandina 10-15% | - | - | - |
| TITANITA | Titanita com Al ₂ O ₃ <6%; primária | Titanita com Al ₂ O ₃ <6%; primária | Titanita rica em F, metassomatizada | - |
| ESCAPOLITA | CC-275B: Meionita com precursor Bitonita a Anortita. | Meionitas e Mizzonitas com precursor Bitonita a Anortita. | - | - |
| MICA | - | Flogopita | - | - |
| EPIDOTO | - | - | Epidoto cálcico | - |

TABELAS DE QUÍMICA MINERAL

Tabela 5.1 Resultados das análises de microsonda eletrônica dos **Plagioclásios** das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (**MUM**), Afinidade Anortosítica (**AA**) e Metacarbonáticas (**MC**) da região de Fagundes-Itatuba. As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 32 oxigênios e considerando Fe₂O₃ como Fe total. **Legenda:** Z=Si+Al, X=Ti+Fe+Mn+Mg+Ba+Ca+Na+K+Sr, Or=Ortoclásio, Ab=Albita, An= Anortita. **Análises:** C=Campo, B=Borda, N=Núcleo.

| Amostra | CC-92 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C1-B1-4 | C1-B2-4 | C1-N1-4 | C1/B1 | C1/N1 | C1/N2 | C1/B2 | C1/B3 | C1/N3 | C2/B1 | C2/B2 | C2/B2-1 | C2/B3 | C2/N1 | C2/N2 |
| Rocha | MUM |
| SiO ₂ | 42,54 | 42,48 | 43,72 | 43,56 | 42,57 | 43,67 | 38,12 | 42,43 | 43,23 | 42,54 | 42,86 | 43,46 | 42,71 | 43,04 | 42,89 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,26 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 34,78 | 34,68 | 35,40 | 35,43 | 35,01 | 35,34 | 19,50 | 34,60 | 35,22 | 34,43 | 34,56 | 34,72 | 34,57 | 34,75 | 34,83 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,17 | 0,19 | 0,13 | 0,16 | 0,07 | 0,16 | 9,18 | 0,09 | 0,06 | 0,21 | 0,28 | 0,10 | 0,17 | 0,12 | 0,13 |
| MnO | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,17 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| MgO | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,33 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| BaO | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 18,85 | 18,78 | 18,95 | 19,07 | 19,15 | 18,82 | 31,01 | 19,04 | 18,96 | 18,80 | 18,93 | 18,72 | 18,73 | 18,66 | 18,84 |
| Na ₂ O | 0,42 | 0,44 | 0,47 | 0,37 | 0,33 | 0,46 | 0,05 | 0,37 | 0,42 | 0,57 | 0,47 | 0,56 | 0,48 | 0,57 | 0,49 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 |
| SrO | 0,48 | 0,50 | 0,55 | 0,36 | 0,46 | 0,42 | 0,00 | 0,45 | 0,45 | 0,35 | 0,33 | 0,32 | 0,35 | 0,30 | 0,35 |
| Total: | 97,32 | 97,09 | 99,25 | 98,98 | 97,66 | 98,89 | 98,64 | 97,00 | 98,44 | 96,94 | 97,45 | 97,93 | 97,07 | 97,53 | 97,58 |
| N° Cations | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 8,12 | 8,12 | 8,17 | 8,15 | 8,10 | 8,18 | 7,85 | 8,12 | 8,14 | 8,14 | 8,16 | 8,22 | 8,16 | 8,17 | 8,15 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Al | 7,82 | 7,82 | 7,80 | 7,82 | 7,85 | 7,80 | 4,73 | 7,81 | 7,82 | 7,77 | 7,76 | 7,74 | 7,78 | 7,78 | 7,80 |
| Fe | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 1,42 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ba | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 3,85 | 3,85 | 3,79 | 3,82 | 3,90 | 3,78 | 6,84 | 3,90 | 3,83 | 3,86 | 3,86 | 3,79 | 3,83 | 3,80 | 3,84 |
| Na | 0,16 | 0,16 | 0,17 | 0,13 | 0,12 | 0,17 | 0,02 | 0,14 | 0,15 | 0,21 | 0,17 | 0,21 | 0,18 | 0,21 | 0,18 |
| K | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Sr | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,04 |
| Total: | 20,04 | 20,04 | 20,01 | 20,00 | 20,04 | 19,99 | 21,05 | 20,04 | 20,01 | 20,06 | 20,03 | 20,01 | 20,03 | 20,03 | 20,03 |
| Z | 15,94 | 15,94 | 15,96 | 15,97 | 15,94 | 15,98 | 12,58 | 15,93 | 15,96 | 15,92 | 15,92 | 15,96 | 15,94 | 15,95 | 15,95 |
| X | 4,10 | 4,10 | 4,05 | 4,02 | 4,10 | 4,01 | 8,46 | 4,11 | 4,05 | 4,14 | 4,12 | 4,06 | 4,09 | 4,07 | 4,08 |
| Componentes Finais (%) | | | | | | | | | | | | | | | |
| Or | 0,09 | 0,13 | 0,03 | 0,14 | 0,20 | 0,05 | 0,08 | 0,00 | 0,05 | 0,10 | 0,19 | 0,17 | 0,27 | 0,17 | 0,18 |
| Ab | 3,91 | 4,02 | 4,33 | 3,36 | 2,97 | 4,22 | 0,31 | 3,38 | 3,85 | 5,20 | 4,25 | 5,13 | 4,43 | 5,21 | 4,51 |
| An | 96,00 | 95,85 | 95,64 | 96,50 | 96,83 | 95,73 | 99,61 | 96,62 | 96,10 | 94,70 | 95,57 | 94,70 | 95,30 | 94,62 | 95,31 |

Tabela 5.1 Continuação.

| Amostra | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B |
|--------------------------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C3/B2 | C3/N1 | C3/N2 | C4/P1 | C4/B1 | C4-N-2 | C4-B2 | C4-N1 | | C2/B1 | C2/N1 | C2/N2 | C3/B1 | C3/N1 |
| Rocha | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM |
| SiO ₂ | 38,59 | 42,86 | 37,46 | 43,25 | 43,30 | 42,93 | 44,75 | 42,93 | | 44,27 | 44,44 | 44,64 | 51,01 | 46,63 |
| TiO ₂ | 0,32 | 0,00 | 0,36 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,04 |
| Al ₂ O ₃ | 19,96 | 35,02 | 19,21 | 34,86 | 35,04 | 34,93 | 33,90 | 35,38 | | 27,40 | 27,64 | 27,46 | 30,70 | 33,22 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,65 | 0,16 | 9,94 | 0,10 | 0,10 | 0,13 | 0,37 | 0,11 | | 0,36 | 0,00 | 0,31 | 0,12 | 0,10 |
| MnO | 0,08 | 0,00 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| MgO | 0,52 | 0,00 | 0,42 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | | 0,04 | 0,02 | 0,12 | 0,00 | 0,00 |
| BaO | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,03 | 0,00 |
| CaO | 30,84 | 18,95 | 31,40 | 18,97 | 19,06 | 18,86 | 17,78 | 19,12 | | 18,81 | 18,65 | 18,66 | 13,61 | 16,75 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,37 | 0,00 | 0,40 | 0,35 | 0,39 | 1,14 | 0,33 | | 2,57 | 2,79 | 2,64 | 3,62 | 1,73 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | | 0,12 | 0,09 | 0,13 | 0,09 | 0,06 |
| SrO | 0,00 | 0,54 | 0,00 | 0,35 | 0,27 | 0,38 | 0,36 | 0,38 | | 0,13 | 0,17 | 0,12 | 0,17 | 0,18 |
| Total: | 100,02 | 97,94 | 98,84 | 97,97 | 98,16 | 97,67 | 98,39 | 98,34 | | 93,71 | 93,87 | 94,13 | 99,35 | 98,72 |
| N° Cations | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 7,83 | 8,12 | 7,73 | 8,18 | 8,17 | 8,61 | 8,87 | 8,57 | | 8,84 | 8,85 | 8,87 | 9,34 | 8,68 |
| Ti | 0,05 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Al | 4,77 | 7,83 | 4,68 | 7,77 | 7,79 | 8,26 | 7,92 | 8,32 | | 6,45 | 6,49 | 6,43 | 6,63 | 7,29 |
| Fe | 1,47 | 0,02 | 1,54 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,09 | 0,03 | | 0,05 | 0,00 | 0,05 | 0,02 | 0,01 |
| Mn | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,16 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,00 |
| Ba | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 6,70 | 3,85 | 6,95 | 3,85 | 3,85 | 2,23 | 2,08 | 2,25 | | 4,02 | 3,98 | 3,97 | 2,67 | 3,34 |
| Na | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,15 | 0,13 | 0,09 | 0,27 | 0,08 | | 1,00 | 1,08 | 1,02 | 1,28 | 0,62 |
| K | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,01 |
| Sr | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| Total: | 21,00 | 20,02 | 21,10 | 20,00 | 19,99 | 19,28 | 19,27 | 19,30 | | 20,42 | 20,45 | 20,42 | 19,99 | 19,98 |
| Z | 12,60 | 15,95 | 12,41 | 15,95 | 15,96 | 16,88 | 16,78 | 16,89 | | 15,29 | 15,34 | 15,30 | 15,97 | 15,97 |
| X | 8,40 | 4,07 | 8,69 | 4,05 | 4,03 | 2,41 | 2,48 | 2,41 | | 5,13 | 5,12 | 5,12 | 4,01 | 4,02 |
| Componentes Finais (%) | | | | | | | | | | | | | | |
| Or | 0,09 | 0,10 | 0,00 | 0,14 | 0,00 | 0,06 | 0,28 | 0,14 | | 0,58 | 0,47 | 0,66 | 0,54 | 0,35 |
| Ab | 0,00 | 3,37 | 0,00 | 3,63 | 3,21 | 3,97 | 11,36 | 3,35 | | 19,73 | 21,18 | 20,23 | 32,29 | 15,69 |
| An | 99,91 | 96,53 | 100,00 | 96,22 | 96,79 | 95,97 | 88,36 | 96,51 | | 79,69 | 78,36 | 79,11 | 67,17 | 83,96 |

Tabela 5.1 Continuação.

| Amostra | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13A | CC-13A | CC-13A | CC-13A | CC-13A | CC-13A |
|--------------------------------|---------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C1-B-1 | C1-N-1 | C2-B1 | C2-N1 | C2-N-2 | C3-B-1 | C3-N-1 | C4-B-1 | C4-N-1 | C1-B-1 | C1-B-2 | C1-B-3 | C1-N--3 | C1-N-1 | C1-N-2 |
| Rocha | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA |
| SiO ₂ | 59,92 | 60,21 | 59,30 | 57,48 | 59,73 | 58,65 | 59,31 | 58,47 | 59,22 | 60,69 | 60,70 | 61,24 | 61,00 | 60,23 | 61,18 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,06 | 0,00 | 0,10 | 0,10 | 0,00 | 0,10 | 0,02 | 0,10 | 0,00 | 0,06 | 0,04 |
| Al ₂ O ₃ | 25,40 | 24,52 | 25,30 | 24,93 | 25,36 | 25,39 | 25,44 | 25,17 | 25,51 | 24,43 | 24,58 | 24,46 | 23,92 | 23,61 | 23,51 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,20 | 0,01 | 0,07 | 0,02 | 0,05 | 0,39 | 0,10 | 0,22 | 0,07 | 0,22 | 0,35 | 0,14 | 0,12 | 0,00 | 0,08 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,09 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| BaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,09 | 0,10 | 0,00 | 0,11 |
| CaO | 7,25 | 6,54 | 7,32 | 7,40 | 7,33 | 7,53 | 7,35 | 7,39 | 7,41 | 6,12 | 6,48 | 6,03 | 5,96 | 5,76 | 5,54 |
| Na ₂ O | 7,51 | 8,00 | 7,47 | 7,33 | 7,50 | 7,35 | 7,38 | 7,48 | 7,38 | 8,11 | 8,04 | 8,31 | 8,41 | 8,18 | 8,48 |
| K ₂ O | 0,09 | 0,17 | 0,12 | 0,09 | 0,12 | 0,09 | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,16 | 0,12 | 0,12 | 0,14 | 0,24 | 0,21 |
| SrO | 0,07 | 0,13 | 0,00 | 0,07 | 0,06 | 0,08 | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,10 | 0,08 | 0,07 | 0,10 | 0,05 |
| Total: | 100,44 | 99,57 | 99,59 | 97,35 | 100,22 | 99,66 | 99,89 | 99,02 | 99,73 | 99,92 | 100,40 | 100,56 | 99,73 | 98,18 | 99,21 |
| N° Cations | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 10,64 | 10,78 | 10,63 | 10,56 | 10,64 | 10,54 | 10,60 | 10,56 | 10,60 | 10,81 | 10,78 | 10,84 | 10,90 | 10,91 | 10,97 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| Al | 5,32 | 5,18 | 5,34 | 5,40 | 5,32 | 5,38 | 5,36 | 5,36 | 5,38 | 5,13 | 5,15 | 5,11 | 5,04 | 5,04 | 4,97 |
| Fe | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,01 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ba | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| Ca | 1,38 | 1,25 | 1,41 | 1,46 | 1,40 | 1,45 | 1,41 | 1,43 | 1,42 | 1,17 | 1,23 | 1,14 | 1,14 | 1,12 | 1,06 |
| Na | 2,59 | 2,78 | 2,60 | 2,61 | 2,59 | 2,56 | 2,56 | 2,62 | 2,56 | 2,80 | 2,77 | 2,85 | 2,91 | 2,87 | 2,95 |
| K | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,06 | 0,05 |
| Sr | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Total: | 19,99 | 20,04 | 20,01 | 20,06 | 20,00 | 20,03 | 19,99 | 20,06 | 20,00 | 20,01 | 20,02 | 20,02 | 20,05 | 20,02 | 20,03 |
| Z | 15,97 | 15,96 | 15,97 | 15,95 | 15,96 | 15,92 | 15,96 | 15,92 | 15,98 | 15,95 | 15,93 | 15,95 | 15,93 | 15,96 | 15,94 |
| X | 4,02 | 4,08 | 4,04 | 4,10 | 4,04 | 4,11 | 4,03 | 4,14 | 4,02 | 4,06 | 4,09 | 4,07 | 4,12 | 4,07 | 4,09 |
| Componentes Finais (%) | | | | | | | | | | | | | | | |
| Or | 0,50 | 0,94 | 0,65 | 0,49 | 0,69 | 0,52 | 0,70 | 0,78 | 0,76 | 0,88 | 0,69 | 0,66 | 0,77 | 1,38 | 1,18 |
| Ab | 64,88 | 68,24 | 64,44 | 63,87 | 64,47 | 63,52 | 64,03 | 64,18 | 63,81 | 69,97 | 68,72 | 70,89 | 71,31 | 70,99 | 72,59 |
| An | 34,62 | 30,81 | 34,91 | 35,65 | 34,84 | 35,96 | 35,27 | 35,04 | 35,42 | 29,15 | 30,59 | 28,45 | 27,92 | 27,63 | 26,22 |

Tabela 5.1 Continuação.

| Amostra | CC-13A |
|------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Análise | C2-B-1 | C2-B-2 | C2-N-1 | C2-N-2 | C3-B-1 | C3-B-2 | C3-B-3 | C3-N-1 | C3-N-2 | C3-N-3 | C4-B-1 | C4-B-2 | C4-N-1 | C4-N-2 |
| Rocha | AA |
| SiO₂ | 60,30 | 60,82 | 60,99 | 61,51 | 59,85 | 59,17 | 61,28 | 61,69 | 61,64 | 59,19 | 60,76 | 59,74 | 61,17 | 61,10 |
| TiO₂ | 0,02 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,08 | 0,00 |
| Al₂O₃ | 24,26 | 24,26 | 24,07 | 24,00 | 24,31 | 26,01 | 24,36 | 24,35 | 23,49 | 25,51 | 24,65 | 24,43 | 24,22 | 24,22 |
| Fe₂O₃ | 0,25 | 0,05 | 0,02 | 0,07 | 0,02 | 0,25 | 0,21 | 0,09 | 0,18 | 0,13 | 0,09 | 0,03 | 0,07 | 0,03 |
| MnO | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| MgO | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| BaO | 0,00 | 0,04 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,22 | 0,10 | 0,09 | 0,17 | 0,06 | 0,10 | 0,05 | 0,11 | 0,16 |
| CaO | 6,20 | 6,06 | 5,97 | 5,78 | 6,31 | 7,63 | 6,04 | 5,86 | 5,24 | 7,53 | 6,38 | 6,60 | 5,97 | 6,01 |
| Na₂O | 8,06 | 8,28 | 8,28 | 8,58 | 8,19 | 7,41 | 8,32 | 8,40 | 8,46 | 7,51 | 8,09 | 7,96 | 8,44 | 8,24 |
| K₂O | 0,16 | 0,12 | 0,13 | 0,17 | 0,11 | 0,09 | 0,12 | 0,23 | 0,47 | 0,06 | 0,10 | 0,15 | 0,14 | 0,16 |
| SrO | 0,09 | 0,08 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,11 | 0,09 | 0,09 | 0,06 | 0,10 | 0,11 | 0,09 | 0,08 | 0,06 |
| Total: | 99,38 | 99,89 | 99,63 | 100,18 | 98,87 | 100,90 | 100,53 | 100,95 | 99,75 | 100,09 | 100,36 | 99,05 | 100,30 | 99,99 |
| N° Cations | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 10,81 | 10,84 | 10,89 | 10,92 | 10,79 | 10,51 | 10,86 | 10,88 | 11,00 | 10,57 | 10,79 | 10,76 | 10,87 | 10,88 |
| Ti | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Al | 5,13 | 5,10 | 5,07 | 5,02 | 5,17 | 5,44 | 5,09 | 5,06 | 4,94 | 5,37 | 5,16 | 5,19 | 5,07 | 5,09 |
| Fe | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Mn | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ba | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| Ca | 1,19 | 1,16 | 1,14 | 1,10 | 1,22 | 1,45 | 1,15 | 1,11 | 1,00 | 1,44 | 1,21 | 1,27 | 1,14 | 1,15 |
| Na | 2,80 | 2,86 | 2,87 | 2,95 | 2,86 | 2,55 | 2,86 | 2,87 | 2,93 | 2,60 | 2,79 | 2,78 | 2,91 | 2,84 |
| K | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,11 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,04 |
| Sr | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Total: | 20,02 | 20,03 | 20,02 | 20,06 | 20,07 | 20,04 | 20,03 | 20,03 | 20,03 | 20,04 | 20,02 | 20,05 | 20,05 | 20,02 |
| Z | 15,94 | 15,94 | 15,96 | 15,95 | 15,95 | 15,95 | 15,95 | 15,95 | 15,94 | 15,95 | 15,95 | 15,95 | 15,94 | 15,97 |
| X | 4,08 | 4,09 | 4,06 | 4,11 | 4,12 | 4,09 | 4,08 | 4,08 | 4,09 | 4,09 | 4,07 | 4,11 | 4,11 | 4,05 |
| Componentes Finais (%) | | | | | | | | | | | | | | |
| Or | 0,89 | 0,67 | 0,76 | 0,93 | 0,62 | 0,53 | 0,67 | 1,28 | 2,64 | 0,33 | 0,59 | 0,82 | 0,78 | 0,90 |
| Ab | 69,56 | 70,72 | 70,97 | 72,19 | 69,72 | 63,40 | 70,88 | 71,23 | 72,54 | 64,13 | 69,24 | 68,03 | 71,34 | 70,62 |
| An | 29,55 | 28,61 | 28,28 | 26,88 | 29,66 | 36,07 | 28,45 | 27,48 | 24,82 | 35,54 | 30,17 | 31,16 | 27,88 | 28,48 |

Tabela 5.1 Continuação.

| Amostra | CC-293A | CC-293A | CC-293D | CC-293D | CC-293G | CC-293G | CC-293G | CC-293G | CC-293G | CC-293F | CC-293F |
|------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Análise | C1-B | C1-N-1 | C1-B-1 | C2-B-1 | C3-B-2-P1 | C3-B-1 | C3-B-2 | C3-N-1 | C3-N-2 | C1-B-1 | C2-B1 |
| Rocha | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC |
| SiO₂ | 42,92 | 43,74 | 44,71 | 44,65 | 58,46 | 54,66 | 58,18 | 59,07 | 58,55 | 57,08 | 58,79 |
| TiO₂ | 0,08 | 0,14 | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,08 | 0,00 | 0,04 | 0,10 | 0,08 | 0,12 |
| Al₂O₃ | 34,84 | 34,88 | 34,07 | 34,25 | 25,16 | 23,96 | 25,53 | 25,51 | 25,45 | 24,27 | 24,95 |
| Fe₂O₃ | 0,21 | 0,12 | 0,24 | 0,07 | 0,11 | 0,00 | 0,02 | 0,11 | 0,00 | 0,07 | 2,25 |
| MnO | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,03 |
| MgO | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 1,46 |
| BaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 19,39 | 19,69 | 18,25 | 18,27 | 7,27 | 7,62 | 7,68 | 7,45 | 7,42 | 7,32 | 6,46 |
| Na₂O | 0,29 | 0,29 | 0,89 | 0,97 | 7,50 | 6,53 | 7,25 | 7,40 | 7,44 | 7,65 | 7,53 |
| K₂O | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,15 | 0,05 | 0,06 | 0,11 | 0,12 | 0,08 | 0,27 |
| SrO | 0,17 | 0,12 | 0,09 | 0,06 | 0,41 | 0,31 | 0,40 | 0,33 | 0,33 | 0,00 | 0,00 |
| Total: | 97,97 | 99,01 | 98,28 | 98,34 | 99,23 | 93,22 | 99,22 | 100,02 | 99,46 | 96,55 | 101,86 |
| N° Cations | | | | | | | | | | | |
| Si | 8,13 | 8,19 | 8,39 | 8,38 | 10,56 | 10,50 | 10,51 | 10,57 | 10,54 | 10,58 | 10,39 |
| Ti | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| Al | 7,78 | 7,70 | 7,54 | 7,58 | 5,36 | 5,43 | 5,44 | 5,38 | 5,40 | 5,31 | 5,20 |
| Fe | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,30 |
| Mn | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,39 |
| Ba | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 3,93 | 3,95 | 3,67 | 3,67 | 1,41 | 1,57 | 1,49 | 1,43 | 1,43 | 1,45 | 1,22 |
| Na | 0,11 | 0,11 | 0,32 | 0,35 | 2,63 | 2,43 | 2,54 | 2,57 | 2,60 | 2,75 | 2,58 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,06 |
| Sr | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,00 |
| Total: | 20,02 | 19,99 | 19,98 | 20,01 | 20,08 | 19,99 | 20,05 | 20,03 | 20,06 | 20,13 | 20,16 |
| Z | 15,90 | 15,88 | 15,94 | 15,96 | 15,92 | 15,93 | 15,95 | 15,95 | 15,94 | 15,89 | 15,59 |
| X | 4,12 | 4,11 | 4,04 | 4,05 | 4,17 | 4,06 | 4,10 | 4,08 | 4,12 | 4,24 | 4,57 |
| Componentes Finais (%) | | | | | | | | | | | |
| Or | 0,10 | 0,08 | 0,10 | 0,00 | 0,87 | 0,33 | 0,35 | 0,64 | 0,70 | 0,43 | 1,59 |
| Ab | 2,61 | 2,62 | 8,11 | 8,79 | 64,55 | 60,57 | 62,86 | 63,84 | 64,02 | 65,13 | 66,75 |
| An | 97,30 | 97,30 | 91,79 | 91,21 | 34,58 | 39,10 | 36,79 | 35,52 | 35,27 | 34,44 | 31,66 |

Tabela 5.2 Resultados das análises de microsonda eletrônica de **Piroxênios** das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (**MUM**), *Skarns* (**SK**) e Metacarbonáticas (**MC**) da região de Fagundes-Itatuba. As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 06 oxigênios e considerando FeO como Fe total. Parâmetros obtidos através do programa MINPET (Richard, 1995) e EXCEL 2007. **Análises:** C=Campo, B=Borda, N=Núcleo.

| Amostra | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-92 | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B |
|--------------------------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C1-B | C2-B | C3-B | C4-B | C4-N | C1-B | C2-B | C3-B | C3-N | C4-B | C4/B1-1 | C4/N1-1 |
| Rocha | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM |
| SiO ₂ | 49,98 | 50,15 | 50,85 | 50,86 | 49,95 | 48,44 | 50,27 | 50,19 | 49,84 | 50,52 | 50,67 | 49,94 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,14 | 0,26 | 0,08 | 0,08 | 0,10 | 0,00 | 0,14 | 0,10 | 0,02 | 0,08 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 1,90 | 1,57 | 2,28 | 2,24 | 1,80 | 0,90 | 0,84 | 1,39 | 1,63 | 1,47 | 1,42 | 1,65 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,07 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,07 | 0,03 | 0,01 | 0,00 |
| FeO | 13,48 | 13,53 | 13,06 | 12,85 | 12,53 | 17,22 | 18,01 | 14,90 | 14,69 | 14,76 | 14,32 | 14,84 |
| MnO | 0,09 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,15 | 0,21 | 0,07 | 0,08 | 0,12 | 0,08 | 0,09 |
| MgO | 9,78 | 9,74 | 10,17 | 9,52 | 10,04 | 7,72 | 7,17 | 9,06 | 8,76 | 8,98 | 8,79 | 9,13 |
| CaO | 24,28 | 24,05 | 24,27 | 24,08 | 24,13 | 23,90 | 23,64 | 23,70 | 24,43 | 23,73 | 23,52 | 23,51 |
| Na ₂ O | 0,18 | 0,17 | 0,17 | 0,19 | 0,15 | 0,22 | 0,22 | 0,19 | 0,24 | 0,21 | 0,19 | 0,21 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Total: | 99,83 | 99,43 | 101,13 | 99,89 | 98,78 | 98,70 | 100,39 | 99,70 | 99,83 | 99,84 | 99,09 | 99,37 |
| Si | 1,91 | 1,93 | 1,91 | 1,94 | 1,92 | 1,91 | 1,95 | 1,93 | 1,92 | 1,94 | 1,97 | 1,93 |
| Al ^{IV} | 0,09 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,08 | 0,09 | 0,05 | 0,07 | 0,08 | 0,06 | 0,03 | 0,07 |
| sumT | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 |
| Al ^{VI} | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,04 | 0,01 | -0,05 | -0,01 | 0,00 | -0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,00 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,56 | 0,56 | 0,57 | 0,54 | 0,58 | 0,45 | 0,41 | 0,52 | 0,50 | 0,51 | 0,51 | 0,53 |
| Fe ²⁺ | 0,43 | 0,43 | 0,41 | 0,41 | 0,40 | 0,57 | 0,59 | 0,48 | 0,47 | 0,48 | 0,46 | 0,48 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| sumM1 | 0,99 | 1,00 | 1,01 | 1,00 | 0,99 | 0,98 | 1,00 | 1,01 | 0,98 | 1,01 | 1,01 | 1,01 |
| Ca | 0,99 | 0,99 | 0,98 | 0,99 | 1,00 | 1,01 | 0,98 | 0,98 | 1,01 | 0,98 | 0,98 | 0,97 |
| Na | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| sumM2 | 1,01 | 1,00 | 0,99 | 1,00 | 1,01 | 1,02 | 1,00 | 0,99 | 1,02 | 0,99 | 0,99 | 0,99 |
| Total | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 |
| Componentes Finais (%): | | | | | | | | | | | | |
| En | 28,05 | 28,10 | 29,08 | 27,96 | 29,16 | 22,28 | 20,83 | 26,25 | 25,32 | 26,11 | 26,02 | 26,54 |
| Fs | 21,85 | 21,99 | 21,04 | 21,22 | 20,47 | 28,13 | 29,75 | 24,36 | 23,94 | 24,28 | 23,92 | 24,34 |
| Wo | 50,10 | 49,90 | 49,88 | 50,82 | 50,37 | 49,59 | 49,42 | 49,39 | 50,75 | 49,61 | 50,06 | 49,11 |
| Jo | 0,15 | 0,09 | 0,08 | 0,05 | 0,06 | 0,25 | 0,35 | 0,12 | 0,12 | 0,19 | 0,13 | 0,15 |
| WEF | 98,61 | 98,66 | 98,69 | 98,58 | 98,85 | 98,26 | 98,33 | 98,50 | 98,14 | 98,37 | 98,55 | 98,37 |
| JD | 0,00 | 0,00 | 0,25 | 0,95 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,23 | 0,98 | 0,07 |
| AE | 1,39 | 1,34 | 1,06 | 0,47 | 1,06 | 1,74 | 1,67 | 1,50 | 1,86 | 1,39 | 0,47 | 1,56 |

Tabela 5.2 Continuação.

| Amostra | CC-11Q5/6 | CC-11Q5/6 | CC-11Q5/6 | CC-293A | CC-293A | CC-293A | CC-293A | CC-293A | CC-293A | CC-293A | CC-293A | CC-293A | CC-293A | CC-293B |
|--------------------------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C1-B1 | C1-B2 | C3-B | C1-B | C1-N | C2-B | C2-N | C3-B | C3-N | C4-B | C4-N | C4-B1 | C4-N1 | C1-B |
| Rocha | SK | SK | SK | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC |
| SiO ₂ | 37,80 | 54,38 | 52,30 | 53,03 | 45,43 | 42,12 | 45,14 | 51,88 | 50,99 | 43,06 | 44,98 | 52,06 | 40,36 | 47,58 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,06 | 0,00 | 0,04 | 0,37 | 0,54 | 0,39 | 0,02 | 0,04 | 0,23 | 0,27 | 0,00 | 0,54 | 0,49 |
| Al ₂ O ₃ | 22,18 | 0,41 | 0,14 | 3,91 | 7,81 | 12,62 | 7,75 | 0,43 | 0,96 | 10,25 | 8,24 | 3,13 | 10,99 | 9,90 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,05 | 0,17 | 0,13 | 0,07 | 0,05 | 0,03 | 0,27 | 0,12 | 0,03 | 0,16 | 0,08 |
| FeO | 13,46 | 15,87 | 8,31 | 14,18 | 17,76 | 18,96 | 17,11 | 14,89 | 15,64 | 18,81 | 19,84 | 15,48 | 22,66 | 12,80 |
| MnO | 0,05 | 0,13 | 0,25 | 0,06 | 0,01 | 0,07 | 0,05 | 0,13 | 0,12 | 0,07 | 0,00 | 0,05 | 0,03 | 0,00 |
| MgO | 0,02 | 14,66 | 13,94 | 12,58 | 11,25 | 8,10 | 11,06 | 8,90 | 8,86 | 9,12 | 10,24 | 13,27 | 6,55 | 13,72 |
| CaO | 23,44 | 12,85 | 25,39 | 11,92 | 12,21 | 12,17 | 12,24 | 23,71 | 23,54 | 12,35 | 12,07 | 12,70 | 11,80 | 10,68 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,07 | 0,08 | 0,33 | 0,74 | 0,79 | 0,75 | 0,15 | 0,23 | 0,86 | 0,64 | 0,28 | 0,93 | 1,07 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,29 | 0,89 | 1,77 | 1,09 | 0,00 | 0,01 | 1,37 | 0,96 | 0,19 | 1,91 | 1,78 |
| Total: | 97,02 | 98,44 | 100,42 | 96,38 | 96,63 | 97,27 | 95,66 | 100,16 | 100,41 | 96,39 | 97,35 | 97,18 | 95,92 | 98,09 |
| Si | 1,51 | 2,09 | 1,94 | 2,08 | 1,78 | 1,65 | 1,78 | 2,00 | 1,96 | 1,69 | 1,76 | 2,02 | 1,62 | 1,78 |
| Al ^{IV} | 0,49 | -0,09 | 0,06 | -0,08 | 0,22 | 0,35 | 0,22 | 0,00 | 0,04 | 0,31 | 0,24 | -0,02 | 0,38 | 0,22 |
| sumT | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 |
| Al ^{VI} | 0,55 | 0,11 | -0,05 | 0,26 | 0,14 | 0,23 | 0,14 | 0,02 | 0,00 | 0,17 | 0,14 | 0,17 | 0,14 | 0,22 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,01 |
| Fe ³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Mg | 0,00 | 0,84 | 0,77 | 0,73 | 0,65 | 0,47 | 0,65 | 0,51 | 0,51 | 0,54 | 0,60 | 0,77 | 0,39 | 0,77 |
| Fe ²⁺ | 0,45 | 0,51 | 0,26 | 0,46 | 0,58 | 0,62 | 0,56 | 0,48 | 0,50 | 0,62 | 0,65 | 0,50 | 0,76 | 0,40 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| sumM1 | 1,00 | 1,47 | 0,98 | 1,46 | 1,39 | 1,34 | 1,37 | 1,01 | 1,01 | 1,34 | 1,40 | 1,44 | 1,32 | 1,41 |
| Ca | 1,00 | 0,53 | 1,01 | 0,50 | 0,51 | 0,51 | 0,52 | 0,98 | 0,97 | 0,52 | 0,51 | 0,53 | 0,51 | 0,43 |
| Na | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,01 | 0,02 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,07 | 0,08 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,04 | 0,09 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,05 | 0,01 | 0,10 | 0,09 |
| sumM2 | 1,00 | 0,53 | 1,02 | 0,54 | 0,61 | 0,66 | 0,63 | 0,99 | 0,99 | 0,66 | 0,60 | 0,56 | 0,68 | 0,59 |
| Total | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 |
| Componentes Finais (%): | | | | | | | | | | | | | | |
| En | 0,08 | 44,58 | 37,67 | 43,16 | 37,49 | 29,42 | 37,50 | 25,89 | 25,58 | 31,90 | 34,07 | 42,64 | 23,59 | 48,00 |
| Fs | 31,00 | 27,31 | 12,99 | 27,43 | 33,24 | 38,81 | 32,66 | 24,51 | 25,54 | 37,05 | 37,05 | 28,01 | 45,85 | 25,13 |
| Wo | 68,91 | 28,10 | 49,34 | 29,41 | 29,27 | 31,77 | 29,84 | 49,59 | 48,88 | 31,05 | 28,88 | 29,35 | 30,56 | 26,87 |
| Jo | 0,12 | 0,22 | 0,38 | 0,12 | 0,02 | 0,15 | 0,10 | 0,21 | 0,19 | 0,14 | 0,00 | 0,09 | 0,06 | 0,01 |
| WEF | 100,00 | 99,42 | 99,39 | 97,15 | 93,42 | 92,00 | 93,19 | 98,87 | 98,27 | 91,66 | 94,19 | 97,73 | 89,93 | 90,47 |
| JD | 0,00 | 0,58 | 0,00 | 2,85 | 3,02 | 3,94 | 3,13 | 1,13 | 0,00 | 3,45 | 2,57 | 2,27 | 2,85 | 6,12 |
| AE | 0,00 | 0,00 | 0,61 | 0,00 | 3,56 | 4,06 | 3,68 | 0,00 | 1,72 | 4,88 | 3,24 | 0,00 | 7,22 | 3,41 |

Tabela 5.2 Continuação.

| Amostra | CC-293B | CC-293B | CC-293B | CC-293B | CC-293B | CC-293C |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| Análise | C1-N | C2-B | C2-N | C3-B | C3-N | C1-B | C1-N | C2-B | C2-N | C4-B | C4-N | C5-B | C5-N |
| Rocha | MC |
| SiO ₂ | 55,54 | 37,03 | 43,70 | 53,44 | 50,61 | 46,23 | 46,94 | 50,22 | 50,80 | 44,98 | 46,08 | 43,83 | 51,49 |
| TiO ₂ | 0,32 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,12 | 0,73 | 0,53 | 0,10 | 0,10 | 0,08 | 0,44 | 0,00 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 4,09 | 24,57 | 28,69 | 2,70 | 4,29 | 6,03 | 5,72 | 0,56 | 0,72 | 8,65 | 7,73 | 34,65 | 0,42 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,15 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,06 | 0,09 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,09 | 0,16 | 0,02 | 0,02 |
| FeO | 10,43 | 10,43 | 0,00 | 12,93 | 14,02 | 13,63 | 13,12 | 16,33 | 16,19 | 21,37 | 20,47 | 0,43 | 13,57 |
| MnO | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,06 | 0,09 | 0,10 | 0,06 | 0,13 | 0,08 | 0,11 | 0,00 | 0,14 |
| MgO | 13,72 | 0,00 | 0,02 | 16,04 | 14,51 | 8,74 | 8,91 | 8,54 | 8,54 | 7,80 | 8,28 | 0,00 | 10,55 |
| CaO | 11,35 | 23,36 | 19,86 | 12,61 | 12,70 | 24,04 | 23,45 | 23,26 | 23,27 | 12,18 | 11,96 | 19,45 | 23,95 |
| Na ₂ O | 0,49 | 0,00 | 2,34 | 0,33 | 0,47 | 0,28 | 0,27 | 0,10 | 0,13 | 0,56 | 0,53 | 0,39 | 0,10 |
| K ₂ O | 0,30 | 0,00 | 0,10 | 0,22 | 0,48 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 1,01 | 0,87 | 0,03 | 0,01 |
| Total: | 96,40 | 95,39 | 94,80 | 98,33 | 97,32 | 99,86 | 99,08 | 99,24 | 99,95 | 96,80 | 96,61 | 98,79 | 100,28 |
| Si | 2,15 | 1,48 | 1,69 | 2,02 | 1,94 | 1,76 | 1,80 | 1,96 | 1,97 | 1,79 | 1,84 | 1,64 | 1,96 |
| Al ^{IV} | -0,15 | 0,52 | 0,31 | -0,02 | 0,06 | 0,24 | 0,20 | 0,04 | 0,03 | 0,21 | 0,16 | 0,36 | 0,04 |
| sumT | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 |
| Al ^{VI} | 0,33 | 0,65 | 0,99 | 0,14 | 0,13 | 0,04 | 0,06 | -0,02 | 0,00 | 0,20 | 0,20 | 1,17 | -0,02 |
| Ti | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,79 | 0,00 | 0,00 | 0,90 | 0,83 | 0,50 | 0,51 | 0,50 | 0,49 | 0,46 | 0,49 | 0,00 | 0,60 |
| Fe ²⁺ | 0,34 | 0,35 | 0,00 | 0,41 | 0,45 | 0,44 | 0,42 | 0,53 | 0,52 | 0,71 | 0,68 | 0,01 | 0,43 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| sumM1 | 1,48 | 1,00 | 1,00 | 1,45 | 1,42 | 1,00 | 1,01 | 1,02 | 1,02 | 1,38 | 1,40 | 1,19 | 1,02 |
| Ca | 0,47 | 1,00 | 0,82 | 0,51 | 0,52 | 0,98 | 0,97 | 0,97 | 0,96 | 0,52 | 0,51 | 0,78 | 0,98 |
| Na | 0,04 | 0,00 | 0,18 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,01 |
| K | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,00 | 0,00 |
| sumM2 | 0,52 | 1,00 | 1,00 | 0,55 | 0,58 | 1,00 | 0,99 | 0,98 | 0,98 | 0,62 | 0,60 | 0,81 | 0,98 |
| Total | 4,00 |
| Componentes Finais (%): | | | | | | | | | | | | | |
| En | 49,45 | 0,00 | 0,14 | 49,52 | 46,00 | 25,92 | 26,84 | 24,77 | 24,80 | 27,28 | 29,13 | 0,00 | 29,75 |
| Fs | 21,14 | 25,84 | 0,00 | 22,49 | 25,06 | 22,84 | 22,36 | 26,70 | 26,60 | 42,09 | 40,63 | 1,70 | 21,69 |
| Wo | 29,41 | 74,16 | 99,86 | 27,99 | 28,94 | 51,24 | 50,80 | 48,53 | 48,60 | 30,63 | 30,24 | 98,30 | 48,56 |
| Jo | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,12 | 0,15 | 0,17 | 0,10 | 0,21 | 0,16 | 0,21 | 0,00 | 0,22 |
| WEF | 95,62 | 100,00 | 70,15 | 97,42 | 96,26 | 97,66 | 97,83 | 99,20 | 98,98 | 94,90 | 95,34 | 93,40 | 99,28 |
| JD | 4,38 | 0,00 | 29,85 | 2,58 | 3,74 | 0,40 | 0,74 | 0,00 | 0,00 | 3,50 | 4,48 | 6,60 | 0,00 |
| AE | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,93 | 1,43 | 0,80 | 1,02 | 1,60 | 0,17 | 0,00 | 0,72 |

Tabela 5.2 Continuação.

| Amostra | CC-293D | CC-293F | CC-293F | CC-293G | CC-293G | CC-293G | CC-293G |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|
| | C1-B-1 | C1-B-2 | C1-B-3 | C2-B-1 | C3-B-1 | C4-B-1 | C5-B-1 | C1-B1 | C2-B | C3-B-3 | C3-B-4 | C3-N-3 | C3-N-4 |
| Análise | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC |
| Rocha | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 48,83 | 43,06 | 44,61 | 48,32 | 48,71 | 47,07 | 51,92 | 53,04 | 50,60 | 54,00 | 53,42 | 53,09 | 55,11 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,08 | 0,08 | 0,12 | 0,26 | 0,00 | 0,06 | 0,02 | 0,31 | 0,04 | 0,06 | 0,18 | 0,08 |
| Al ₂ O ₃ | 0,84 | 27,28 | 27,38 | 2,49 | 2,59 | 2,11 | 0,52 | 0,28 | 3,76 | 0,30 | 0,53 | 0,73 | 1,20 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,07 | 0,00 | 0,05 | 0,15 | 0,11 | 0,00 | 0,03 | 0,08 | 0,19 | 0,01 | 0,05 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 14,74 | 0,08 | 0,09 | 15,64 | 15,36 | 17,54 | 13,55 | 8,61 | 12,64 | 9,23 | 8,59 | 8,17 | 12,53 |
| MnO | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 0,16 | 0,17 | 0,19 | 0,14 | 0,14 | 0,21 | 0,21 | 0,18 | 0,13 | 0,18 |
| MgO | 9,65 | 0,02 | 0,00 | 7,61 | 8,17 | 7,08 | 10,13 | 13,69 | 15,87 | 13,01 | 13,45 | 13,32 | 16,31 |
| CaO | 23,68 | 19,36 | 18,56 | 23,53 | 23,44 | 23,22 | 23,81 | 24,61 | 12,61 | 23,91 | 23,96 | 23,91 | 12,66 |
| Na ₂ O | 0,25 | 2,72 | 2,97 | 0,26 | 0,22 | 0,26 | 0,23 | 0,15 | 0,55 | 0,15 | 0,22 | 0,19 | 0,17 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,17 | 0,20 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,21 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 |
| Total: | 98,24 | 92,76 | 93,93 | 98,28 | 99,01 | 97,46 | 100,38 | 100,61 | 96,95 | 100,85 | 100,45 | 99,73 | 98,28 |
| Si | 1,90 | 1,70 | 1,73 | 1,90 | 1,90 | 1,88 | 1,98 | 1,97 | 1,93 | 2,01 | 1,99 | 1,99 | 2,09 |
| Al ^{IV} | 0,10 | 0,30 | 0,27 | 0,10 | 0,10 | 0,12 | 0,02 | 0,03 | 0,07 | -0,01 | 0,01 | 0,01 | -0,09 |
| sumT | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 |
| Al ^{VI} | -0,06 | 0,96 | 0,99 | 0,01 | 0,01 | -0,02 | 0,00 | -0,02 | 0,10 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,14 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,56 | 0,00 | 0,00 | 0,45 | 0,47 | 0,42 | 0,57 | 0,76 | 0,90 | 0,72 | 0,74 | 0,74 | 0,92 |
| Fe ²⁺ | 0,48 | 0,00 | 0,00 | 0,51 | 0,50 | 0,58 | 0,43 | 0,27 | 0,40 | 0,29 | 0,27 | 0,26 | 0,40 |
| Mn | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| sumM1 | 0,99 | 0,97 | 0,99 | 0,99 | 1,01 | 0,99 | 1,01 | 1,01 | 1,43 | 1,04 | 1,03 | 1,03 | 1,47 |
| Ca | 0,99 | 0,82 | 0,77 | 0,99 | 0,98 | 0,99 | 0,97 | 0,98 | 0,52 | 0,95 | 0,95 | 0,96 | 0,51 |
| Na | 0,02 | 0,21 | 0,22 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| K | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| sumM2 | 1,01 | 1,03 | 1,01 | 1,01 | 0,99 | 1,01 | 0,99 | 0,99 | 0,57 | 0,96 | 0,97 | 0,97 | 0,53 |
| Total | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 |
| Componentes Finais (%): | | | | | | | | | | | | | |
| En | 27,54 | 0,14 | 0,00 | 22,79 | 24,22 | 20,98 | 29,00 | 37,72 | 49,36 | 36,64 | 37,78 | 37,88 | 50,11 |
| Fs | 23,88 | 0,32 | 0,38 | 26,56 | 25,83 | 29,50 | 22,00 | 13,52 | 22,43 | 14,93 | 13,83 | 13,25 | 21,93 |
| Wo | 48,58 | 99,54 | 99,62 | 50,65 | 49,95 | 49,51 | 49,01 | 48,76 | 28,21 | 48,42 | 48,39 | 48,87 | 27,96 |
| Jo | 0,28 | 0,00 | 0,00 | 0,27 | 0,28 | 0,32 | 0,23 | 0,21 | 0,36 | 0,34 | 0,29 | 0,21 | 0,32 |
| WEF | 98,00 | 66,42 | 63,45 | 97,93 | 98,27 | 97,90 | 98,32 | 98,90 | 95,72 | 98,91 | 98,40 | 98,61 | 98,66 |
| JD | 0,00 | 33,58 | 36,55 | 0,29 | 0,25 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 4,28 | 1,09 | 0,56 | 1,39 | 1,34 |
| AE | 2,00 | 0,00 | 0,00 | 1,78 | 1,48 | 2,10 | 1,68 | 1,10 | 0,00 | 0,00 | 1,04 | 0,00 | 0,00 |

Tabela 5.3 Resultados das análises de microsonda eletrônica dos **Anfibólios** das unidades das rochas de Afinidade Anortositica (**AA**) e Metacarbonáticas (**MC**) da região de Fagundes-Itatuba. As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 23 oxigênios, pelo programa NEWAMPHCALC (Yavuz, 1999). **Análises:** C=Campo, B=Borda, N=Núcleo.

| Amostra | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 |
|--------------------------------|---------------------|---------------|---------------------|--------------|---------------------|------------------|--------------|------------------|---------------|---------------|---------------|---------------------|
| Análise | C1-B-1 | C1-N-1 | C2-B-1 | C2-B-2 | C2-N-1 | C2-N-2 | C3-B-1 | C3-B-2 | C3-N-1 | C3-N-2 | C3-N-2 | C4-B-1 |
| Rocha | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA |
| SiO ₂ | 49,64 | 43,79 | 50,00 | 52,27 | 44,06 | 43,57 | 50,98 | 44,34 | 43,82 | 42,61 | | 48,22 |
| TiO ₂ | 0,00 | 1,53 | 0,04 | 0,14 | 1,79 | 2,38 | 0,45 | 1,46 | 1,86 | 2,17 | | 0,25 |
| Al ₂ O ₃ | 4,97 | 9,94 | 4,64 | 2,68 | 9,88 | 10,08 | 3,52 | 9,80 | 10,29 | 10,64 | | 6,67 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | 0,00 |
| FeO | 18,52 | 19,94 | 19,05 | 18,27 | 20,94 | 20,48 | 18,18 | 19,21 | 20,34 | 19,71 | | 17,52 |
| MnO | 0,32 | 0,29 | 0,29 | 0,24 | 0,35 | 0,29 | 0,21 | 0,24 | 0,24 | 0,26 | | 0,23 |
| MgO | 11,49 | 8,70 | 11,63 | 11,95 | 8,10 | 8,27 | 11,93 | 9,07 | 8,72 | 8,41 | | 10,85 |
| CaO | 12,12 | 10,61 | 12,05 | 12,28 | 11,28 | 11,29 | 12,00 | 11,53 | 10,81 | 10,89 | | 12,22 |
| Na ₂ O | 0,48 | 1,40 | 0,43 | 0,24 | 1,07 | 1,13 | 0,38 | 1,04 | 1,56 | 1,55 | | 0,49 |
| K ₂ O | 0,27 | 0,63 | 0,26 | 0,12 | 0,60 | 0,65 | 0,15 | 0,67 | 0,61 | 0,71 | | 0,31 |
| F | 0,00 | 0,00 | 0,18 | 0,18 | 0,21 | 0,23 | 0,01 | 0,00 | 0,09 | 0,12 | | 0,23 |
| Cl | 0,01 | 0,13 | 0,02 | 0,01 | 0,13 | 0,13 | 0,04 | 0,07 | 0,13 | 0,15 | | 0,04 |
| Total: | 97,83 | 96,95 | 98,58 | 98,38 | 98,40 | 98,48 | 97,85 | 97,52 | 98,45 | 97,21 | | 97,02 |
| Si | 7,35 | 6,69 | 7,36 | 7,69 | 6,68 | 6,60 | 7,53 | 6,71 | 6,62 | 6,53 | | 7,21 |
| Al ^{IV} | 0,65 | 1,31 | 0,64 | 0,31 | 1,32 | 1,40 | 0,47 | 1,29 | 1,38 | 1,47 | | 0,79 |
| Al ^{VI} | 0,21 | 0,48 | 0,16 | 0,15 | 0,44 | 0,40 | 0,15 | 0,46 | 0,45 | 0,45 | | 0,38 |
| Ti | 0,00 | 0,18 | 0,00 | 0,01 | 0,20 | 0,27 | 0,05 | 0,17 | 0,21 | 0,25 | | 0,03 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | 0,00 |
| Fe ²⁺ | 2,04 | 2,55 | 2,05 | 2,21 | 2,60 | 2,59 | 2,17 | 2,36 | 2,57 | 2,52 | | 2,03 |
| Fe ³⁺ | 0,25 | 0,00 | 0,30 | 0,04 | 0,05 | 0,00 | 0,08 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | | 0,16 |
| Mn | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | | 0,03 |
| Mg | 2,53 | 1,98 | 2,55 | 2,62 | 1,83 | 1,87 | 2,63 | 2,05 | 1,96 | 1,92 | | 2,42 |
| Ca | 1,92 | 1,74 | 1,90 | 1,94 | 1,83 | 1,83 | 1,90 | 1,87 | 1,75 | 1,79 | | 1,96 |
| Na (A) | 0,14 | 0,38 | 0,12 | 0,07 | 0,31 | 0,33 | 0,11 | 0,31 | 0,43 | 0,42 | | 0,14 |
| Na (B) | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | | 0,00 |
| K | 0,05 | 0,12 | 0,05 | 0,02 | 0,12 | 0,12 | 0,03 | 0,13 | 0,12 | 0,14 | | 0,06 |
| F | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,08 | 0,00 | 0,11 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,06 | | 0,11 |
| Cl | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | | 0,01 |
| Total | 15,18 | 15,53 | 15,26 | 15,17 | 15,45 | 15,59 | 15,17 | 15,47 | 15,62 | 15,66 | | 15,33 |
| (Ca+Na)(B) | 1,92 | 1,77 | 1,90 | 1,94 | 1,83 | 1,83 | 2,01 | 1,87 | 1,78 | 1,82 | | 1,96 |
| Na(B) | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | | 0,00 |
| Mg/(Mg+ Fe ⁺²) | 0,55 | 0,44 | 0,55 | 0,54 | 0,41 | 0,42 | 0,55 | 0,55 | 0,43 | 0,43 | | 0,54 |
| (Mg+ Fe ⁺² +Mn) | 4,62 | 4,57 | 4,64 | 4,86 | 4,48 | 4,50 | 4,82 | 4,82 | 4,56 | 4,48 | | 4,48 |
| Mg/(Mg+Mn) | 0,98 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 0,98 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 0,98 | 0,98 | | 0,99 |
| Grupo de Anfibólio | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO |
| Nome | Magnésio-hornblenda | Ferro-edenita | Magnésio-hornblenda | Actinolita | Magnésio-hornblenda | Ferro-hornblenda | Actinolita | Ferro-hornblenda | Ferro-edenita | Ferro-edenita | Ferro-edenita | Magnésio-hornblenda |

Tabela 5.3 Continuação.

| Amostra | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13 | CC-13A | CC-13A | CC-13A | CC-13A | CC-13A | CC-13A |
|--------------------------------|------------------|--------------|------------------|---------------|---------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|---------------------|
| Análise | C4-B-2 | C4-B-3 | C4-N-1 | C4-N-2 | C4-N-3 | C1-B-1 | C1-N-1 | C2-B-1 | C2-N-1 | C3-B-1 | C3-B-2 |
| Rocha | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA | AA |
| SiO ₂ | 45,05 | 50,99 | 44,42 | 43,34 | 44,34 | 45,35 | 42,97 | 44,72 | 43,21 | 43,83 | 50,28 |
| TiO ₂ | 1,60 | 0,74 | 1,88 | 2,27 | 2,11 | 1,54 | 2,33 | 0,48 | 1,77 | 1,79 | 0,27 |
| Al ₂ O ₃ | 9,80 | 3,55 | 10,13 | 10,98 | 10,41 | 8,81 | 10,72 | 10,12 | 11,17 | 10,33 | 4,25 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 19,90 | 18,02 | 19,21 | 20,05 | 20,14 | 19,52 | 19,69 | 21,03 | 20,38 | 19,96 | 17,87 |
| MnO | 0,19 | 0,21 | 0,25 | 0,18 | 0,21 | 0,21 | 0,17 | 0,29 | 0,26 | 0,13 | 0,12 |
| MgO | 8,89 | 11,92 | 9,08 | 8,74 | 9,20 | 9,32 | 8,24 | 7,95 | 7,87 | 8,50 | 12,23 |
| CaO | 11,62 | 12,35 | 11,00 | 11,16 | 11,07 | 11,28 | 11,16 | 11,54 | 10,95 | 11,62 | 12,04 |
| Na ₂ O | 0,98 | 0,33 | 1,48 | 1,56 | 1,53 | 0,96 | 1,01 | 0,90 | 1,16 | 0,84 | 0,37 |
| K ₂ O | 0,71 | 0,21 | 0,62 | 0,63 | 0,58 | 0,65 | 0,91 | 0,75 | 0,93 | 0,95 | 0,17 |
| F | 0,18 | 0,19 | 0,01 | 0,07 | 0,04 | 0,00 | 0,01 | 0,11 | 0,04 | 0,00 | 0,22 |
| Cl | 0,11 | 0,01 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,05 | 0,10 | 0,04 | 0,07 | 0,07 | 0,03 |
| Total: | 99,03 | 98,51 | 98,20 | 99,09 | 99,75 | 97,68 | 97,30 | 97,94 | 97,80 | 98,00 | 97,85 |
| Si | 6,74 | 7,50 | 6,98 | 6,50 | 6,59 | 6,84 | 6,55 | 6,77 | 6,59 | 6,62 | 7,42 |
| Al ^{IV} | 1,26 | 0,50 | 1,32 | 1,50 | 1,41 | 1,16 | 1,45 | 1,23 | 1,41 | 1,38 | 0,58 |
| Al ^{VI} | 0,46 | 0,12 | 0,47 | 0,44 | 0,42 | 0,41 | 0,48 | 0,58 | 0,59 | 0,46 | 0,16 |
| Ti | 0,18 | 0,08 | 0,21 | 0,26 | 0,24 | 0,17 | 0,27 | 0,05 | 0,20 | 0,20 | 0,03 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ²⁺ | 2,47 | 2,13 | 2,42 | 2,52 | 2,50 | 2,46 | 2,51 | 2,52 | 2,54 | 2,44 | 1,98 |
| Fe ³⁺ | 0,02 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,06 | 0,08 | 0,22 |
| Mn | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,01 |
| Mg | 1,98 | 2,61 | 2,03 | 1,95 | 2,04 | 2,10 | 1,87 | 1,79 | 1,79 | 1,92 | 2,69 |
| Ca | 1,86 | 1,95 | 1,77 | 1,79 | 1,76 | 1,82 | 1,82 | 1,87 | 1,79 | 1,88 | 1,90 |
| Na (A) | 0,28 | 0,09 | 0,37 | 0,44 | 0,42 | 0,28 | 0,28 | 0,26 | 0,34 | 0,25 | 0,11 |
| Na (B) | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K | 0,14 | 0,04 | 0,12 | 0,12 | 0,11 | 0,13 | 0,18 | 0,14 | 0,02 | 0,18 | 0,03 |
| F | 0,08 | 0,09 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,00 | 0,10 |
| Cl | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| Total | 15,52 | 15,23 | 15,82 | 15,62 | 15,59 | 15,41 | 15,49 | 15,45 | 15,40 | 15,45 | 15,24 |
| (Ca+Na)(B) | 1,86 | 1,95 | 1,83 | 1,81 | 1,78 | 1,83 | 1,85 | 1,87 | 1,79 | 1,88 | 1,90 |
| Na(B) | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg/(Mg+ Fe ⁺²) | 0,45 | 0,55 | 0,46 | 0,44 | 0,45 | 0,46 | 0,43 | 0,42 | 0,41 | 0,44 | 0,58 |
| (Mg+ Fe ⁺² +Mn) | 4,47 | 4,77 | 4,48 | 4,49 | 4,57 | 4,59 | 4,41 | 4,36 | 4,36 | 4,37 | 4,69 |
| Mg/(Mg+Mn) | 0,99 | 0,99 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,98 | 0,98 | 0,99 | 0,99 |
| Grupo de Anfibólio | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO |
| Nome | Ferro-hornblenda | Actinolita | Ferro-hornblenda | Ferro-edenita | Ferro-edenita | Ferro-hornblenda | Ferro-hornblenda | Ferro-hornblenda | Ferro-hornblenda | Ferro-hornblenda | Magnésio-hornblenda |

Tabela 5.3 Continuação.

| Amostra | CC-13A | CC-13A | CC-13A | CC-13A | CC-293F | CC-293F | CC-293F | CC-293F | CC-293F | CC-293F | CC-293F |
|--------------------------------|---------------|---------------------|------------------|------------------|--------------|--------------|---------------------|--------------|---------------------|--------------|---------------------|
| Análise | C3-N-1 | C3-N-2 | C4-B-1 | C4-N-1 | C1-B-1 | C2-B-2 | C2-B-1 | C2-B-1* | C2-B-P1 | C3-B-1 | C3-B-2 |
| Rocha | AA | AA | AA | AA | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC |
| SiO ₂ | 42,91 | 46,14 | 43,59 | 43,56 | 42,58 | 39,64 | 48,95 | 41,65 | 50,60 | 40,61 | 48,08 |
| TiO ₂ | 1,97 | 1,14 | 2,00 | 2,19 | 0,72 | 1,28 | 0,20 | 1,64 | 0,31 | 1,35 | 0,37 |
| Al ₂ O ₃ | 10,67 | 8,57 | 10,30 | 10,67 | 14,02 | 13,01 | 6,90 | 14,06 | 3,76 | 14,48 | 8,03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,50 | 0,00 | 0,00 | 0,19 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 20,39 | 19,01 | 19,37 | 19,88 | 13,36 | 14,35 | 13,50 | 13,29 | 12,64 | 14,55 | 13,06 |
| MnO | 0,19 | 0,11 | 0,13 | 0,11 | 0,10 | 0,15 | 0,17 | 0,17 | 0,21 | 0,13 | 0,17 |
| MgO | 8,45 | 10,17 | 8,50 | 8,42 | 11,32 | 11,00 | 14,51 | 11,65 | 15,87 | 11,15 | 14,61 |
| CaO | 11,18 | 11,73 | 11,34 | 11,57 | 12,59 | 12,20 | 12,43 | 11,83 | 12,61 | 12,03 | 12,34 |
| Na ₂ O | 1,33 | 0,86 | 1,11 | 0,66 | 1,36 | 1,61 | 0,79 | 1,55 | 0,55 | 1,48 | 1,16 |
| K ₂ O | 1,04 | 0,67 | 0,93 | 0,93 | 1,26 | 2,00 | 0,64 | 1,76 | 0,21 | 2,10 | 0,73 |
| F | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,59 | 0,00 | 0,56 | 0,63 | 0,00 | 1,00 | 0,41 |
| Cl | 0,10 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 |
| Total: | 98,23 | 98,53 | 97,33 | 98,04 | 97,90 | 95,22 | 98,67 | 98,23 | 96,76 | 98,88 | 98,97 |
| Si | 6,52 | 6,87 | 6,63 | 6,57 | 6,31 | 6,07 | 7,09 | 6,20 | 7,35 | 6,06 | 6,94 |
| Al ^{IV} | 1,48 | 1,13 | 1,37 | 1,43 | 1,69 | 1,93 | 0,91 | 1,80 | 0,64 | 1,94 | 1,06 |
| Al ^{VI} | 0,43 | 0,37 | 0,48 | 0,47 | 0,75 | 0,42 | 0,26 | 0,66 | 0,00 | 0,61 | 0,31 |
| Ti | 0,23 | 0,13 | 0,23 | 0,25 | 0,08 | 0,15 | 0,02 | 0,18 | 0,03 | 0,15 | 0,04 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ²⁺ | 2,58 | 2,23 | 2,46 | 2,41 | 1,50 | 1,56 | 1,37 | 1,65 | 1,15 | 1,62 | 1,37 |
| Fe ³⁺ | 0,01 | 0,14 | 0,00 | 0,09 | 0,16 | 0,27 | 0,27 | 0,00 | 0,38 | 0,20 | 0,21 |
| Mn | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 |
| Mg | 1,91 | 2,25 | 1,93 | 1,89 | 2,50 | 2,51 | 3,13 | 2,58 | 3,43 | 2,48 | 3,14 |
| Ca | 1,82 | 1,87 | 1,85 | 1,87 | 2,00 | 2,00 | 1,93 | 1,89 | 1,96 | 1,92 | 1,91 |
| Na (A) | 0,39 | 0,25 | 0,29 | 0,19 | 0,39 | 0,48 | 0,22 | 0,44 | 0,14 | 0,43 | 0,32 |
| Na (B) | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| K | 0,20 | 0,13 | 0,18 | 0,18 | 0,24 | 0,39 | 0,12 | 0,33 | 0,04 | 0,40 | 0,13 |
| F | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,28 | 0,00 | 0,25 | 0,30 | 0,00 | 0,47 | 0,01 |
| Cl | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,11 | 0,10 |
| Total | 15,62 | 15,43 | 15,50 | 15,37 | 15,91 | 15,86 | 15,60 | 16,06 | 15,18 | 16,41 | 15,56 |
| (Ca+Na)(B) | 1,82 | 1,87 | 1,88 | 1,87 | 2,00 | 2,00 | 1,93 | 1,89 | 1,97 | 1,92 | 1,91 |
| Na(B) | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Mg/(Mg+ Fe ⁺²) | 0,43 | 0,50 | 0,44 | 0,44 | 0,63 | 0,62 | 0,70 | 0,61 | 0,75 | 0,60 | 0,70 |
| (Mg+ Fe ⁺² +Mn) | 4,52 | 4,50 | 4,41 | 4,32 | 4,01 | 4,09 | 4,52 | 4,26 | 4,61 | 4,12 | 4,53 |
| Mg/(Mg+Mn) | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 1,00 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 |
| Grupo de Anfibólio | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO | CÁLCICO |
| Nome | Ferro-edenita | Magnésio-hornblenda | Ferro-hornblenda | Ferro-hornblenda | Pargasita | Pargasita | Magnésio-hornblenda | Pargasita | Magnésio-hornblenda | Pargasita | Magnésio-hornblenda |

Tabela 5.4 Resultados das análises de microsonda eletrônica de **Granadas** da unidade das rochas Metamáfico-Ultramáficas (**MUM**) da região de Fagundes-Itatuba. Parâmetros (componentes das frações almandina, andradita, grossularita, piropo, espessartita e uvarovita nas granadas) obtidos pelo programa MINPET (Richard, 1995). As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 24 oxigênios e considerando FeO como Fe total. Os membros-finais (componentes) das granadas foram calculados segundo Deer et al. (1992). **Análises:** C=Campo, B=Borda, N=Núcleo.

| Amostra | CC-92 | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-275B |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|--------------|
| Análise | C1/3 | C1/B1 | C1/N1 | C1/N2 | C1/N2-2 | C2/B1 | C3 | C4/1 | C4/2 | C1/B1 | C1/N1 | C2/B1 | C2/N1 | C3/B1 | C3/N1 | C4/1 | C4/2 |
| Rocha | MUM | MUM | MUM | MUM | MUM |
| SiO ₂ | 38,54 | 38,49 | 38,67 | 38,92 | 38,46 | 43,44 | 38,66 | 38,58 | 38,43 | 38,69 | 38,72 | 38,47 | 39,39 | 38,67 | 38,45 | 38,59 | 38,81 |
| TiO ₂ | 0,38 | 0,40 | 0,22 | 0,16 | 0,18 | 0,00 | 0,26 | 0,30 | 0,36 | 0,423 | 0,289 | 0,538 | 0,403 | 0,327 | 0,575 | 0,24 | 0,44 |
| Al ₂ O ₃ | 19,44 | 20,00 | 19,72 | 19,49 | 19,59 | 35,81 | 18,31 | 19,25 | 19,46 | 19,78 | 19,26 | 19,47 | 19,80 | 18,65 | 19,80 | 18,33 | 18,31 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,25 | 0,02 | 0,07 | 0,09 | 0,02 | 0,00 | 0,23 | 0,31 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,08 | 0,05 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| FeO | 8,66 | 8,39 | 8,17 | 7,62 | 8,00 | 0,21 | 9,47 | 7,65 | 8,55 | 7,16 | 6,98 | 7,12 | 8,08 | 7,49 | 8,83 | 7,52 | 7,87 |
| MnO | 0,13 | 0,07 | 0,12 | 0,13 | 0,12 | 0,00 | 0,10 | 0,08 | 0,10 | 0,18 | 0,18 | 0,15 | 0,21 | 0,12 | 0,12 | 0,14 | 0,08 |
| MgO | 0,46 | 0,42 | 0,38 | 0,34 | 0,30 | 0,00 | 0,40 | 0,35 | 0,39 | 0,21 | 0,17 | 0,18 | 0,20 | 0,17 | 0,36 | 0,17 | 0,18 |
| CaO | 31,23 | 31,92 | 32,68 | 32,89 | 32,72 | 18,98 | 32,73 | 32,13 | 32,26 | 32,98 | 33,35 | 33,66 | 32,43 | 33,66 | 32,32 | 33,95 | 34,07 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Y ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,08 | 0,04 | 0,02 | 0,04 | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 98,84 | 99,68 | 99,95 | 99,55 | 99,36 | 98,44 | 99,92 | 98,33 | 99,54 | 99,42 | 98,95 | 99,59 | 100,51 | 99,07 | 100,45 | 98,94 | 99,76 |
| TSi | 5,96 | 5,91 | 5,91 | 5,97 | 5,92 | 6,55 | 5,93 | 5,99 | 5,91 | 5,95 | 5,98 | 5,90 | 6,00 | 5,98 | 5,87 | 5,97 | 5,96 |
| TAl | 0,04 | 0,09 | 0,09 | 0,03 | 0,08 | 0,00 | 0,07 | 0,01 | 0,09 | 0,05 | 0,02 | 0,10 | 0,00 | 0,03 | 0,13 | 0,03 | 0,04 |
| Sum_T | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,55 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 |
| AIVI | 3,51 | 3,52 | 3,47 | 3,49 | 3,47 | 6,36 | 3,24 | 3,50 | 3,44 | 3,53 | 3,48 | 3,42 | 3,55 | 3,37 | 3,43 | 3,31 | 3,28 |
| Fe3 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ti | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,07 | 0,03 | 0,05 |
| Cr | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Sum_A | 3,58 | 3,57 | 3,50 | 3,52 | 3,49 | 6,36 | 3,30 | 3,58 | 3,48 | 3,58 | 3,52 | 3,49 | 3,60 | 3,41 | 3,49 | 3,34 | 3,33 |
| Fe2 | 1,12 | 1,08 | 1,05 | 0,98 | 1,03 | 0,03 | 1,22 | 0,99 | 1,10 | 0,92 | 0,90 | 0,91 | 1,03 | 0,97 | 1,13 | 0,97 | 1,01 |
| Mg | 0,11 | 0,10 | 0,09 | 0,08 | 0,07 | 0,00 | 0,09 | 0,08 | 0,09 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,08 | 0,04 | 0,04 |
| Mn | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| Ca | 5,18 | 5,25 | 5,36 | 5,41 | 5,40 | 3,07 | 5,38 | 5,34 | 5,32 | 5,43 | 5,52 | 5,53 | 5,29 | 5,57 | 5,28 | 5,63 | 5,61 |
| Sum B | 6,42 | 6,43 | 6,50 | 6,48 | 6,51 | 3,09 | 6,70 | 6,43 | 6,52 | 6,42 | 6,48 | 6,51 | 6,40 | 6,59 | 6,51 | 6,66 | 6,67 |
| Sumcat | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 |
| O | 24,00 | 24,00 | 24,00 | 24,00 | 24,00 |
| Alm | 17,46 | 16,74 | 16,08 | 15,08 | 15,82 | 0,85 | 18,14 | 15,45 | 16,87 | 14,33 | 13,91 | 14,04 | 16,10 | 14,68 | 17,31 | 14,61 | 15,15 |
| And | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Gross | 79,78 | 81,58 | 82,14 | 83,14 | 82,83 | 99,15 | 79,46 | 82,09 | 81,57 | 84,54 | 85,09 | 84,76 | 82,60 | 84,46 | 81,20 | 84,52 | 84,00 |
| Pyrope | 1,64 | 1,50 | 1,32 | 1,21 | 1,04 | 0,00 | 1,36 | 1,24 | 1,36 | 0,76 | 0,61 | 0,63 | 0,71 | 0,58 | 1,24 | 0,59 | 0,63 |
| Spess | 0,27 | 0,14 | 0,24 | 0,26 | 0,24 | 0,00 | 0,18 | 0,17 | 0,20 | 0,37 | 0,37 | 0,30 | 0,42 | 0,23 | 0,25 | 0,28 | 0,15 |
| Uvaro | 0,85 | 0,05 | 0,23 | 0,31 | 0,07 | 0,00 | 0,86 | 1,05 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,27 | 0,17 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,06 |
| XCagnt | 0,83 | 0,83 | 0,83 | 1,00 | 0,83 | 1,00 | 0,83 | 1,00 | 0,83 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 0,83 | 1,00 | 0,83 | 1,00 | 0,83 |
| XFegnt | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,00 | 0,17 | 0,00 | 0,17 | 0,00 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,17 | 0,00 | 0,17 | 0,00 | 0,17 |

Tabela 5.5 Resultados das análises de microsonda eletrônica das **Calcitas** da unidade das rochas metacarbonáticas (**MC**) da região de Fagundes-Itatuba. As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 06 oxigênios. **Análises:** C=Campo, B=Borda, N=Núcleo.

| Amostra | CC-129C | CC-129C | CC-129C | CC-293 | CC-293A | CC-293B | CC-293B |
|------------------------|----------------|----------------|----------------|---------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Análise | C2-B | C3-B | C4-B | C5-N | C1-B | C1-N | C2-B | C2-N | C3-B | C3-N | C4-B | C4-N | C1-B | C1-N |
| Rocha | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC | MC |
| SiO₂ | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,07 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,06 | 0,00 |
| FeO | 0,57 | 0,57 | 0,67 | 0,23 | 0,40 | 0,31 | 0,45 | 0,44 | 0,32 | 0,27 | 0,28 | 0,36 | 0,35 | 0,32 |
| MnO | 0,03 | 0,03 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,06 | 0,11 | 0,04 | 0,06 | 0,02 | 0,06 | 0,11 | 0,07 | 0,04 |
| MgO | 0,43 | 0,34 | 0,33 | 0,09 | 0,15 | 0,18 | 0,17 | 0,20 | 0,13 | 0,19 | 0,15 | 0,14 | 0,32 | 0,33 |
| CaO | 46,89 | 48,61 | 49,78 | 50,03 | 50,44 | 50,86 | 50,35 | 50,66 | 50,81 | 50,81 | 49,44 | 50,65 | 51,58 | 52,73 |
| BaO | 0,00 | 0,08 | 0,08 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,09 | 0,00 | 0,02 | 0,06 |
| SrO | 0,18 | 0,18 | 0,14 | 0,10 | 0,13 | 0,17 | 0,15 | 0,12 | 0,18 | 0,11 | 0,19 | 0,21 | 0,14 | 0,21 |
| Total | 48,13 | 49,83 | 51,09 | 50,53 | 51,25 | 51,59 | 51,27 | 51,53 | 51,50 | 51,44 | 50,23 | 51,48 | 52,53 | 53,69 |
| N° Cátions | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,000 |
| Fe | 0,018 | 0,018 | 0,021 | 0,007 | 0,012 | 0,009 | 0,014 | 0,013 | 0,010 | 0,008 | 0,009 | 0,011 | 0,010 | 0,009 |
| Mn | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,001 |
| Mg | 0,025 | 0,019 | 0,018 | 0,005 | 0,008 | 0,010 | 0,009 | 0,011 | 0,007 | 0,010 | 0,008 | 0,007 | 0,017 | 0,017 |
| Ca | 1,946 | 1,954 | 1,953 | 1,981 | 1,971 | 1,973 | 1,966 | 1,966 | 1,975 | 1,977 | 1,973 | 1,970 | 1,962 | 1,965 |
| Ba | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,003 |
| Sr | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,004 | 0,002 | 0,004 | 0,005 | 0,003 | 0,004 |
| Total: | 1,999 | 1,999 | 1,999 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 1,999 | 1,998 | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 1,998 | 2,000 |
| X Mg | 0,013 | 0,009 | 0,009 | 0,003 | 0,004 | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,008 | 0,009 |
| XFe | 0,009 | 0,009 | 0,010 | 0,004 | 0,006 | 0,005 | 0,007 | 0,007 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,005 | 0,005 | 0,005 |

Tabela 5.5 Continuação.

| Amostra | CC-293B | CC-293B | CC-293B | CC-293B | CC-293C | CC-293F |
|------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C2-B | C2-N | C3-B | C3-N | C1-B | C1-N | C2-B | C2-N | C3-B | C3-N | C4-B | C4-N | C5-B | C3-B |
| Rocha | MC |
| SiO₂ | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,08 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,06 | 0,01 | 0,09 | 0,05 |
| FeO | 0,13 | 0,23 | 0,50 | 0,48 | 0,43 | 0,41 | 0,50 | 0,48 | 0,38 | 0,62 | 0,42 | 0,40 | 0,66 | 0,11 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,07 | 0,08 | 0,11 | 0,07 | 0,03 | 0,06 | 0,00 | 0,04 | 0,09 | 0,17 |
| MgO | 0,17 | 0,27 | 0,38 | 0,33 | 0,16 | 0,18 | 0,05 | 0,11 | 0,12 | 0,16 | 0,14 | 0,10 | 0,11 | 0,04 |
| CaO | 51,65 | 50,94 | 50,01 | 50,43 | 50,18 | 48,08 | 51,60 | 51,86 | 49,95 | 51,68 | 42,46 | 50,81 | 50,48 | 51,93 |
| BaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,03 | 0,09 | 0,12 |
| SrO | 0,18 | 0,21 | 0,22 | 0,18 | 0,14 | 0,15 | 0,11 | 0,11 | 0,13 | 0,13 | 0,06 | 0,11 | 0,13 | 0,08 |
| Total | 52,16 | 51,68 | 51,16 | 51,48 | 51,01 | 49,05 | 52,41 | 52,65 | 50,64 | 52,66 | 43,23 | 51,49 | 51,65 | 52,49 |
| N° Cátions | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,002 |
| Fe | 0,004 | 0,007 | 0,015 | 0,014 | 0,013 | 0,013 | 0,015 | 0,014 | 0,012 | 0,018 | 0,015 | 0,012 | 0,020 | 0,003 |
| Mn | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,005 |
| Mg | 0,009 | 0,015 | 0,020 | 0,018 | 0,009 | 0,010 | 0,003 | 0,006 | 0,007 | 0,008 | 0,009 | 0,005 | 0,006 | 0,002 |
| Ca | 1,980 | 1,970 | 1,954 | 1,959 | 1,968 | 1,962 | 1,973 | 1,973 | 1,974 | 1,966 | 1,968 | 1,977 | 1,960 | 1,983 |
| Ba | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,001 |
| Sr | 0,004 | 0,004 | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,002 |
| Total: | 2,000 | 2,000 | 1,999 | 1,999 | 1,999 | 1,997 | 1,999 | 1,999 | 1,999 | 1,999 | 1,998 | 2,000 | 1,997 | 1,998 |
| XMg | 0,005 | 0,007 | 0,010 | 0,009 | 0,004 | 0,005 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,001 |
| XFe | 0,002 | 0,003 | 0,008 | 0,007 | 0,007 | 0,006 | 0,008 | 0,007 | 0,006 | 0,009 | 0,008 | 0,006 | 0,010 | 0,002 |

Tabela 5.6 Resultados das análises de microsonda eletrônica das **Escapolitas** das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (**MUM**) e Metacarbonáticas (**MC**) da região de Fagundes-Itatuba. As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 12 oxigênios e considerando Fe₂O₃ como Fe total. **Análises:** C=Campo, B=Borda, N=Núcleo.

| Amostra | CC-275B | CC-275B | CC-275B | CC-129C | CC-293B | CC-293B | CC-293C | CC-293D | CC-293D | CC-293D | CC-293F | CC-293F | CC-293G | CC-293G | CC-293G | CC-293G | CC-293G | CC-293G |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C1/B1 | C1/N1 | C1/N2 | C4/1 | C2/B | C2/N | C5/B | C1/B1 | C1/B3 | C3/B | C1/B1 | C3/B1 | C2/B1 | C2/B2 | C2/N1 | C2/N2 | C4/B1 | C4/N1 |
| Rocha | MUM | MUM | MUM | MC |
| SiO ₂ | 44,44 | 44,54 | 43,25 | 43,01 | 37,03 | 43,70 | 43,83 | 43,06 | 44,61 | 43,13 | 37,96 | 44,98 | 44,17 | 45,86 | 44,29 | 43,94 | 45,77 | 44,97 |
| TiO ₂ | 0,06 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,08 | 0,08 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,08 | 0,00 | 0,06 | 0,04 | 0,10 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 27,21 | 27,37 | 26,69 | 28,01 | 24,57 | 28,69 | 34,65 | 27,28 | 27,38 | 27,29 | 29,48 | 26,26 | 27,34 | 27,58 | 27,52 | 27,27 | 27,14 | 27,59 |
| FeO | 0,27 | 0,25 | 0,47 | 0,17 | 10,43 | 0,00 | 0,43 | 0,08 | 0,09 | 0,02 | 4,13 | 0,00 | 0,01 | 0,06 | 0,14 | 0,28 | 0,02 | 0,04 |
| MnO | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,13 | 0,01 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| MgO | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,00 | 0,02 |
| BaO | 0,00 | 0,06 | 0,05 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,12 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,07 | 0,05 |
| CaO | 19,47 | 18,85 | 18,92 | 19,24 | 23,36 | 19,86 | 19,45 | 19,36 | 18,56 | 19,35 | 23,47 | 17,50 | 18,76 | 18,02 | 18,78 | 18,79 | 17,52 | 18,31 |
| Na ₂ O | 2,58 | 2,62 | 2,63 | 2,17 | 0,00 | 2,34 | 0,39 | 2,72 | 2,97 | 2,53 | 0,00 | 3,60 | 3,02 | 3,26 | 2,88 | 2,78 | 3,60 | 3,05 |
| K ₂ O | 0,14 | 0,12 | 0,15 | 0,14 | 0,00 | 0,10 | 0,03 | 0,17 | 0,20 | 0,10 | 0,01 | 0,11 | 0,09 | 0,11 | 0,10 | 0,11 | 0,13 | 0,08 |
| SrO | 0,00 | 0,23 | 0,15 | 0,21 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,36 | 0,24 | 0,18 | 0,10 | 0,12 | 0,33 | 0,19 |
| Total: | 94,21 | 94,12 | 92,38 | 92,99 | 95,39 | 94,80 | 98,79 | 92,76 | 93,93 | 92,52 | 95,58 | 92,89 | 93,89 | 95,10 | 93,99 | 93,37 | 94,68 | 94,30 |
| N° | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cátions | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 3,32 | 3,33 | 3,31 | 3,26 | 3,03 | 3,24 | 3,09 | 3,27 | 3,33 | 3,28 | 2,94 | 3,39 | 3,31 | 3,37 | 3,31 | 3,31 | 3,39 | 3,34 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Al | 2,40 | 2,41 | 2,41 | 2,50 | 2,37 | 2,51 | 2,88 | 2,44 | 2,41 | 2,45 | 2,69 | 2,34 | 2,42 | 2,39 | 2,43 | 2,42 | 2,37 | 2,42 |
| Fe | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,32 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ba | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 1,56 | 1,51 | 1,55 | 1,56 | 2,05 | 1,58 | 1,47 | 1,58 | 1,49 | 1,58 | 1,95 | 1,42 | 1,51 | 1,42 | 1,50 | 1,52 | 1,39 | 1,46 |
| Na | 0,37 | 0,38 | 0,39 | 0,32 | 0,00 | 0,34 | 0,05 | 0,40 | 0,43 | 0,37 | 0,00 | 0,53 | 0,44 | 0,47 | 0,42 | 0,41 | 0,52 | 0,44 |
| K | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Sr | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Total: | 7,67 | 7,66 | 7,69 | 7,66 | 7,78 | 7,68 | 7,50 | 7,71 | 7,68 | 7,69 | 7,72 | 7,71 | 7,70 | 7,67 | 7,69 | 7,69 | 7,69 | 7,67 |
| Z | 5,71 | 5,74 | 5,71 | 5,75 | 5,41 | 5,75 | 5,97 | 5,71 | 5,74 | 5,72 | 5,63 | 5,73 | 5,73 | 5,76 | 5,74 | 5,73 | 5,75 | 5,76 |
| X | 1,96 | 1,93 | 1,98 | 1,91 | 2,37 | 1,93 | 1,54 | 2,00 | 1,94 | 1,96 | 2,09 | 1,98 | 1,98 | 1,91 | 1,95 | 1,95 | 1,94 | 1,92 |
| % Membros Finais | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Or | 0,69 | 0,58 | 0,73 | 0,72 | 0,00 | 0,47 | 0,20 | 0,83 | 0,97 | 0,47 | 0,04 | 0,56 | 0,44 | 0,54 | 0,51 | 0,55 | 0,66 | 0,40 |
| Marialita | 19,22 | 19,96 | 19,96 | 16,81 | 0,00 | 17,47 | 3,46 | 20,09 | 22,21 | 19,05 | 0,00 | 26,98 | 22,48 | 24,55 | 21,61 | 20,99 | 26,91 | 23,08 |
| Meionita | 80,09 | 79,45 | 79,31 | 82,47 | 100,00 | 82,06 | 96,34 | 79,09 | 76,82 | 80,48 | 99,96 | 72,46 | 77,08 | 74,91 | 77,89 | 78,47 | 72,43 | 76,52 |

Tabela 5.7 Resultados das análises de microsonda eletrônica das **Titanitas** das unidades das rochas Metamáfico-Ultramáficas (**MUM**) e Metacarbonáticas (**MC**) da região de Fagundes-Itatuba. As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 20 oxigênios e considerando FeO como Fe total. **Análises:** C=Campo, B=Borda, N=Núcleo.

| Amostra | CC-92 | CC-275B | CC-275B | CC-11Q5/6 | CC-11Q5/6 | CC-293A | CC-293A | CC-293A | CC-293C | CC-293C | CC-293C | CC-293C | CC-293D | CC-293D | CC-293D | CC-293F |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C1/N | C1/N | C2/N | C1/B1 | C2/B1 | C4/N1 | C3/N | C3/B | C4/N | C4/B | C1/N | C1/B | C4/B | C1/B | C3/B | C2/B |
| Rocha | MUM | MUM | MUM | SK | SK | MC |
| SiO ₂ | 30,31 | 29,11 | 29,59 | 29,60 | 29,77 | 28,95 | 28,18 | 29,48 | 29,81 | 26,44 | 29,18 | 28,87 | 29,56 | 29,10 | 29,40 | 29,65 |
| TiO ₂ | 36,56 | 32,77 | 34,26 | 34,83 | 34,13 | 32,67 | 31,77 | 33,18 | 32,64 | 30,63 | 32,66 | 36,40 | 32,37 | 33,36 | 34,23 | 34,90 |
| Al ₂ O ₃ | 2,41 | 2,60 | 2,81 | 3,19 | 3,97 | 3,14 | 3,67 | 3,04 | 3,92 | 3,35 | 3,45 | 1,90 | 3,96 | 2,96 | 3,37 | 3,65 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 0,58 | 0,54 | 0,32 | 0,87 | 0,98 | 0,77 | 0,74 | 0,58 | 0,69 | 0,59 | 1,16 | 0,80 | 0,91 | 0,91 | 0,90 | 0,51 |
| MnO | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,05 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,06 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,06 |
| CaO | 28,14 | 27,84 | 27,86 | 27,88 | 28,25 | 27,44 | 27,74 | 27,75 | 27,48 | 29,47 | 27,82 | 27,43 | 27,92 | 27,48 | 27,51 | 28,08 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| BaO | 0,00 | 0,06 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,00 | 0,05 | 0,01 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,14 | 0,07 | 0,14 |
| F | 0,00 | 0,62 | 0,50 | 1,13 | 0,76 | 0,84 | 1,89 | 0,80 | 1,48 | 1,25 | 1,47 | 0,36 | 0,99 | 0,81 | 1,14 | 0,88 |
| Nb ₂ O ₅ | 0,00 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 0,12 | 0,02 | 0,04 | 0,09 | 0,02 | 0,02 | 0,06 | 0,07 | 0,00 | 0,03 | 0,15 | 0,00 |
| ZrO ₂ | 0,00 | 0,35 | 0,32 | 0,11 | 0,05 | 0,10 | 0,15 | 0,11 | 0,22 | 0,15 | 0,18 | 0,11 | 0,10 | 0,13 | 0,12 | 0,23 |
| La ₂ O ₃ | 0,00 | 0,05 | 0,11 | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,11 | 0,06 | 0,05 |
| Ce ₂ O ₃ | 0,00 | 0,10 | 0,18 | 0,04 | 0,16 | 0,04 | 0,05 | 0,09 | 0,02 | 0,07 | 0,11 | 0,00 | 0,06 | 0,18 | 0,02 | 0,09 |
| Total: | 98,20 | 94,07 | 96,04 | 97,76 | 98,27 | 94,17 | 95,22 | 95,21 | 96,35 | 92,23 | 95,22 | 95,96 | 95,94 | 95,24 | 96,99 | 98,29 |
| Número de oxigênios: 20 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 4,03 | 4,02 | 4,00 | 3,90 | 3,92 | 3,98 | 3,83 | 4,00 | 3,96 | 3,74 | 3,91 | 3,92 | 3,97 | 3,97 | 3,91 | 3,90 |
| Al ^{IV} | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,08 | 0,02 | 0,17 | 0,00 | 0,04 | 0,26 | 0,09 | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,09 | 0,10 |
| <i>sumT</i> | 4,03 | 4,02 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 |
| Al ^{VI} | 0,38 | 0,42 | 0,45 | 0,40 | 0,54 | 0,49 | 0,42 | 0,49 | 0,57 | 0,30 | 0,45 | 0,23 | 0,60 | 0,44 | 0,44 | 0,47 |
| Ti | 3,65 | 3,40 | 3,48 | 3,46 | 3,38 | 3,38 | 3,25 | 3,39 | 3,26 | 3,26 | 3,29 | 3,72 | 3,27 | 3,42 | 3,42 | 3,45 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Fe ²⁺ | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 0,10 | 0,11 | 0,09 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,13 | 0,09 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,06 |
| <i>sumA</i> | 4,10 | 3,89 | 3,97 | 3,96 | 4,04 | 3,95 | 3,75 | 3,94 | 3,91 | 3,64 | 3,88 | 4,04 | 3,98 | 3,96 | 3,96 | 3,99 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Ca | 4,01 | 4,12 | 4,04 | 3,94 | 3,99 | 4,04 | 4,04 | 4,04 | 3,91 | 4,47 | 3,99 | 3,99 | 4,02 | 4,01 | 3,92 | 3,96 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ba | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| F | 0,00 | 0,27 | 0,22 | 0,47 | 0,32 | 0,37 | 0,81 | 0,34 | 0,62 | 0,56 | 0,62 | 0,16 | 0,42 | 0,35 | 0,48 | 0,37 |
| Nb | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Zr | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| La | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Ce | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| <i>sumB</i> | 4,01 | 4,43 | 4,29 | 4,42 | 4,33 | 4,43 | 4,86 | 4,41 | 4,55 | 5,06 | 4,64 | 4,16 | 4,45 | 4,40 | 4,42 | 4,36 |
| Total | 12,13 | 12,34 | 12,26 | 12,38 | 12,37 | 12,38 | 12,61 | 12,35 | 12,46 | 12,70 | 12,51 | 12,20 | 12,43 | 12,36 | 12,38 | 12,35 |

Tabela 5.8 (lado esquerdo): Resultados das análises de microsonda eletrônica dos **Epidotos** da unidade dos *skarns* (**SK**) da região de Fagundes-Itatuba. As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 13 oxigênios e considerando Fe₂O₃ como Fe total. **Tabela 5.9** (lado direito): Resultados das análises de microsonda eletrônica das **Flogopitas** da unidade das rochas metacarbonáticas (**MC**) da região de Fagundes-Itatuba. As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 22 oxigênios e considerando FeO como Fe total. **Análises:** C=Campo, B=Borda, N=Núcleo.

| Amostra | CC-11Q5/6 | CC-11Q5/6 | CC-11Q5/6 | CC-11Q5/6 | CC-11Q5/6 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C1/B | C2/B | C2/B2 | C3/B3 | C3/B1 |
| Rocha | SK | SK | SK | SK | SK |
| SiO ₂ | 38,08 | 36,40 | 37,25 | 37,26 | 38,19 |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,10 | 0,06 | 0,24 | 0,26 |
| Al ₂ O ₃ | 24,68 | 23,39 | 22,08 | 21,75 | 25,20 |
| FeO | 11,24 | 11,70 | 13,47 | 13,23 | 10,08 |
| MnO | 0,02 | 0,08 | 0,03 | 0,00 | 0,00 |
| MgO | 0,01 | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,01 |
| CaO | 23,10 | 23,28 | 23,21 | 23,34 | 23,31 |
| Na ₂ O | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| F | 0,12 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 |
| Total: | 97,49 | 95,08 | 96,27 | 95,96 | 97,14 |
| N° cátions | | | | | |
| Si | 2,99 | 2,94 | 2,98 | 3,00 | 3,00 |
| Al ^{IV} | 0,01 | 0,07 | 0,02 | 0,01 | 0,00 |
| sum T | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 |
| Al ^{VI} | 2,27 | 2,16 | 2,07 | 2,06 | 2,33 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,02 |
| Fe ³⁺ | 1,72 | 1,90 | 1,94 | 1,92 | 1,63 |
| sum B | 4,00 | 4,06 | 4,01 | 3,99 | 3,98 |
| Fe ²⁺ | -0,98 | -1,11 | -1,04 | -1,03 | -0,97 |
| Mn | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Ca | 1,94 | 2,01 | 1,99 | 2,01 | 1,96 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| F | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| sum A | 1,00 | 0,94 | 0,99 | 1,01 | 1,02 |
| Total | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 |

| Amostra | CC-293G | CC-293G | CC-293G | CC-293G | CC-293G |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | C1/N-1 | C1/N-2 | C4/N-1 | C5/N-1 | C5/N-2 |
| Rocha | MC | MC | MC | MC | MC |
| SiO ₂ | 38,50 | 38,15 | 38,03 | 39,03 | 38,60 |
| TiO ₂ | 0,99 | 1,60 | 1,69 | 0,83 | 1,03 |
| Al ₂ O ₃ | 14,77 | 14,87 | 14,82 | 15,10 | 15,32 |
| FeO | 14,29 | 14,62 | 14,61 | 14,02 | 13,90 |
| MnO | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,04 |
| MgO | 16,30 | 15,77 | 16,06 | 16,89 | 16,26 |
| BaO | 0,30 | 0,20 | 0,12 | 0,18 | 0,23 |
| CaO | 0,09 | 0,03 | 0,13 | 0,00 | 0,03 |
| Na ₂ O | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,18 | 0,15 |
| K ₂ O | 8,97 | 8,98 | 8,77 | 8,84 | 8,87 |
| F | 1,36 | 1,24 | 1,69 | 1,45 | 1,04 |
| Cl | 0,06 | 0,09 | 0,07 | 0,07 | 0,09 |
| H ₂ O | 1,26 | 1,31 | 1,10 | 1,24 | 1,41 |
| Total | 96,82 | 96,73 | 97,19 | 97,59 | 96,55 |
| O_F_Cl | 0,59 | 0,54 | 0,73 | 0,62 | 0,46 |
| CTotal | 96,00 | 96,00 | 97,00 | 97,00 | 96,00 |
| Cátions | | | | | |
| Si | 5,76 | 5,72 | 5,69 | 5,77 | 5,75 |
| Al ^{IV} | 2,24 | 2,28 | 2,31 | 2,23 | 2,25 |
| Al ^{VI} | 0,37 | 0,35 | 0,31 | 0,40 | 0,44 |
| Ti | 0,11 | 0,18 | 0,19 | 0,09 | 0,11 |
| Fe ⁺³ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ⁺² | 1,79 | 1,83 | 1,83 | 1,73 | 1,73 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 3,64 | 3,53 | 3,58 | 3,72 | 3,61 |
| Ba | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Ca | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 |
| K | 1,71 | 1,72 | 1,68 | 1,67 | 1,69 |
| Total | 15,70 | 15,67 | 15,67 | 15,68 | 15,65 |
| Parâmetros | | | | | |
| Fe/(Fe+Mg) | 0,33 | 0,34 | 0,34 | 0,32 | 0,32 |
| Mg/(Fe+Mg) | 0,67 | 0,66 | 0,66 | 0,68 | 0,68 |

CAPÍTULO VI – METAMORFISMO ATUANTE NAS ROCHAS METACARBONÁTICAS DA ÁREA DE FAGUNDES-ITATUBA

O metamorfismo que atingiu a área e que ficou registrado nos gabros e anortositos apresenta condições metamórficas compatíveis com início de fácies granulito, ou limite entre os fácies anfibolito alto e granulito.

Nas rochas metacarbonáticas não foi possível estimar com precisão as condições geotermobarométricas, pois não ocorre grafita, impossibilitando o uso do par grafita-calcita. Mas fica implícito que o evento que provocou o comportamento plástico destes metacarbonatos e que foi responsável pela brechação é posterior à formação dos gabros e anortositos, pois as características químicas dos minerais silicáticos incorporados aos metacarbonatos são as mesmas destes minerais em seus protólitos.

O metassomatismo que afetou a todos (gabros, anortositos, brechas metacarbonáticas) e que gerou *skarns* (sejam de substrato gabróico, sejam de substrato metacarbonático, sejam de substrato anortosítico) é posterior a todos os eventos anteriores (formação dos gabros e anortositos, brechação dos metacarbonatos), ou então houve vários pulsos metassomáticos.

Especificamente tratando-se do metamorfismo das rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba, objetivo deste trabalho, as evidências até aqui mostradas (petrografia, química mineral e geotermometria) apontam na direção da hipótese de os protólitos serem calcários e dolomitos.

Usualmente o metamorfismo de calcários e dolomitos se processa sob o sistema de cinco componentes conhecido por CMS/HC ($\text{CaO-MgO-SiO}_2/\text{H}_2\text{O-CO}_2$), o qual define um espaço composicional triangular onde H_2O e CO_2 são projetados sobre o plano definido pelos vértices CaO-MgO-SiO_2 (Figura 6.1, extraída de Bucher & Frey 1994) e onde na primeira metade do quadrante inferior (campos 1a, 1b e 1c, abaixo da linha composicional calcita-diopsídio) representam-se os minerais de mármore e mármore dolomítico e na primeira metade do quadrante superior (campos 2a e 2b, acima da linha composicional calcita-diopsídio) representam-se os minerais das rochas metamórficas cálcio-silicáticas.

Observe-se que nas rochas carbonáticas sedimentares a mineralogia dominante inclui calcita e/ou dolomita (CaO-MgO), com presença de CO_2 embutido nestes minerais, e quantidades variáveis de quartzo (SiO_2), mas não há minerais hidratados (ausência de H_2O). Porém, em seus equivalentes metamórficos (mármore e mármore dolomítico) nos primeiros graus metamórficos registram-se sempre minerais hidratados (talco, tremolita), sugerindo que H_2O foi introduzido nas rochas no início das condições metamórficas ou que H_2O estava presente nos poros dos calcários e/ou dolomitos, como água intersticial.

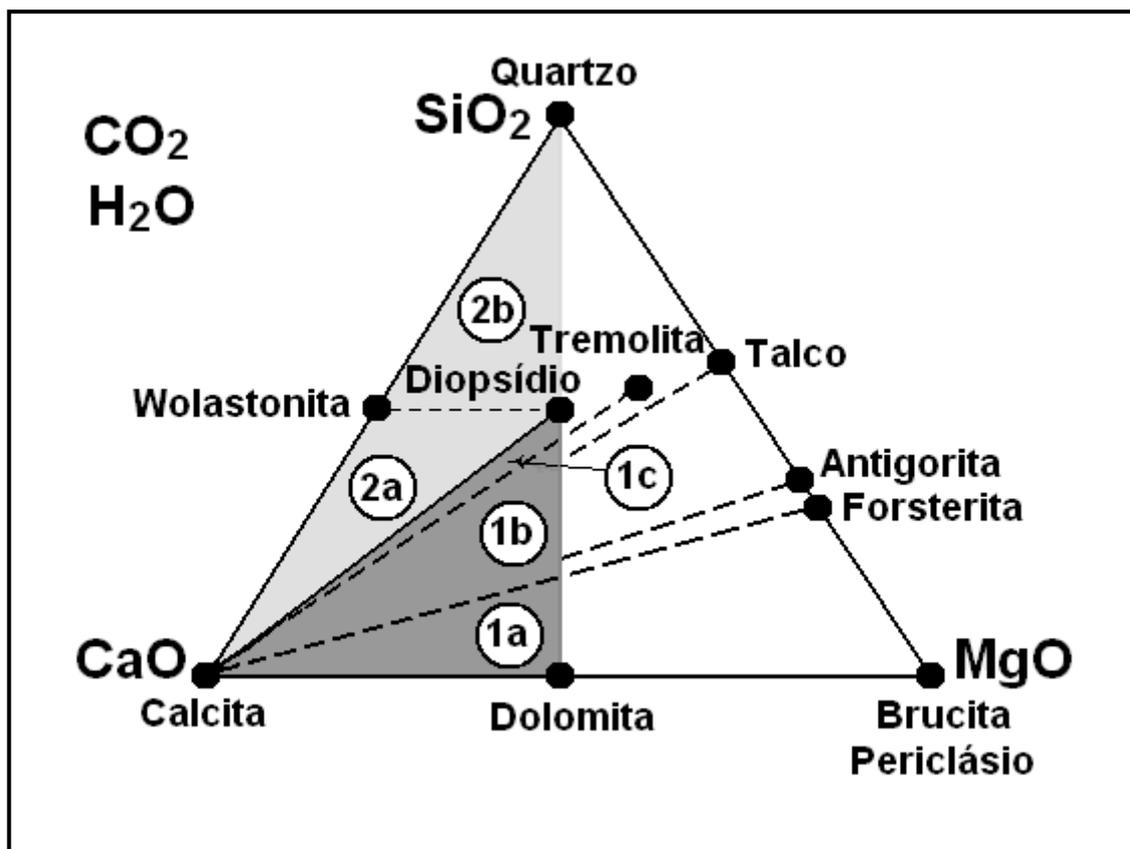


Figura 6.1 Sistema CMS/HC ($\text{CaO-MgO-SiO}_2/\text{H}_2\text{O-CO}_2$), o qual define um espaço composicional triangular onde H_2O e CO_2 são projetados sobre o plano definido pelos vértices CaO-MgO-SiO_2 (extraído de Bucher & Frey, 1994), no qual se representa o metamorfismo de calcários e dolomitos. Na primeira metade do quadrante inferior (campos 1a, 1b e 1c, abaixo da linha composicional calcita-diopsídio) representam-se os minerais de mármore e mármore dolomítico e na primeira metade do quadrante superior (campos 2a e 2b, acima da linha composicional calcita-diopsídio) representam-se os minerais das rochas metamórficas cálcio-silicáticas.

Mármore e mármore dolomítico de seqüências supracrustais de cinturões orogênicos, sofrem metamorfismo de tipo regional e, em sua evolução metamórfica progressiva, caso atinjam os mais altos graus metamórficos possíveis, podem contabilizar um total de até treze (13) reações metamórficas sucessivas (Bucher & Frey, 1994), cada qual gerando uma assembléia mineral característica de determinado fácies metamórfico (xisto-verde, anfíbolito e granulito). Esta evolução metamórfica pode ser observada em diagramas tipo PTX (Pressão-Temperatura-Atividade de CO_2), onde os limites metamórficos variam dentro dos seguintes parâmetros: P varia de 4 a 10 Kbar, T varia de 400 a 800°C, e X_{CO_2} varia de 0 a 1. Este é o âmbito dentro do qual atua o metamorfismo das rochas carbonáticas calcárias e dolomíticas, gerando mármore e mármore dolomítico.

Estes diagramas PTX exibem uma evolução metamórfica diferente em caso de mármore calcítico e mármore dolomítico, e também variam se o metamorfismo foi de tipo regional (cinturões orogênicos) ou de tipo termal (metamorfismo de contato), neste último caso os limites das condições de variação de T e X_{CO_2} se mantêm os mesmos (400-800°C e 0-1), mas as condições de P situam-se em torno de 2 Kbar (7 Km de profundidade), sugerindo que este metamorfismo atua em níveis crustais rasos.

Este sistema penta-componentes CMS/HC representa uma evolução metamórfica simplificada dos metacarbonatos, e só é estritamente verídico no caso hipotético de calcários e dolomitos muito puros ou relativamente puros. Na realidade os calcários e dolomitos exibem normalmente impurezas (orgânicas e/ou inorgânicas), além disso os fluidos metamórficos também contém dissolvidos outros elementos além de H₂O e CO₂. Em geral, estas impurezas e elementos dissolvidos nas soluções metamórficas adicionam aos elementos do sistema CMS/HC pequenas quantidades de flúor em forma de ácido hidrofúorídrico (F(OH)₋₁), alumínio (Al₂O₃), potássio (K₂O) e sódio (Na₂O), os quais produzem, embora em pequena quantidade, minerais acessórios que usualmente apresentam-se nos mármore e mármore dolomítico. Estes minerais acessórios, todavia, não são significativos do ponto de vista de caracterização do fácies metamórfico ou das condições de equilíbrio PTX, sendo contudo significativos de outros pontos de vista (caracterização isotópica, por exemplo).

Um exemplo desta relação entre os mármore e os minerais acessórios é a correlação entre mármore e mármore dolomítico mais ricos em C₁₂ (isótopo mais leve) e aqueles mais ricos em C₁₃ (isótopo mais pesado). Os primeiros são mais ricos em matéria orgânica, mais negativos nos perfis isotópicos, e mineralogicamente espera-se neles encontrar, além de calcita e/ou dolomita (95-99% da rocha), de 1 a 5% de grafita. Os segundos são mais pobres em matéria orgânica, mais positivos nos perfis isotópicos, e neles espera-se encontrar, mineralogicamente, minerais siliciclásticos como sillimanita, cianita e estauroлита (1 a 5%), além de calcita e/ou dolomita (95 a 99% da rocha).

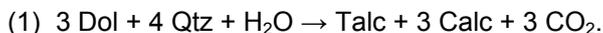
Este estudo das condições metamórficas depende em grande parte da petrografia, pois a assembléia mineral é a materialização do fácies metamórfico atingido durante o metamorfismo pelos mármore e mármore dolomítico.

As lentes metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba foram individualizadas em onze corpos (vide Mapa Geológico em anexo) e destas lentes foram estudadas petrograficamente 31 lâminas petrográficas (vide Tabelas Petrográficas em anexo), sendo que os carbonatos são classificados petrograficamente juntos (calcita/dolomita) pois são praticamente indistinguíveis sob microscópio e a distinção sobre qual predomina em cada lâmina foi inferida posteriormente por análise da assembléia metamórfica e, no caso das sete amostras do item 6.5 (CC-293A, CC-293B, CC-293C, CC-293D, CC-293F, CC-293G e CC-129C), pelas análises de química mineral.

Os resultados obtidos por petrografia sugerem alguma predominância de dolomitas sobre calcitas, nas amostras CC-3A(Q2-1), CC-11 (Q5-1), CC-78, CC-91 e CC-94, pois estas cinco amostras contém olivina forsterita, mineral gerado apenas por metamorfismo de dolomitos, sendo portanto mármore dolomítico (vide Bucher & Frey, 1994). Todavia não foram feitas análises de química mineral dos carbonatos destas lâminas ou das olivinas, confirmando estas inferências petrográficas. Os minerais-índice para as condições metamórficas exibidas por mármore dolomítico em cinturões orogênicos sob metamorfismo regional (segundo Bucher & Frey, 1994) são: talco (fácies xisto-verde alto), tremolita (fácies anfíbolito baixo a médio), diopsídio (fácies anfíbolito médio a alto) e olivina forsterita (fácies granulito ou em casos de infiltração de fluidos ricos em água, em fácies anfíbolito alto). Já segundo Shelley (1993), tremolita corresponde ao fácies xisto verde, e diopsídio e forsterita ao fácies anfíbolito.

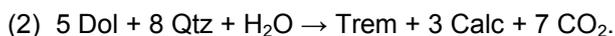
Nestas cinco amostras dolomíticas, não foi observado talco. Foi observado tremolita, diopsídio e forsterita nestas lâminas, caracterizando metamorfismo progressivo atingindo fácies granulítico (alto grau metamórfico).

Talco é o primeiro mineral a se formar durante o metamorfismo dos mármore dolomíticos, segundo a reação:



Esta reação se processa em presença de fluidos ricos em água, temperaturas $T < 500^\circ\text{C}$ e pressões $P < 5 \text{ Kbar}$, sendo talco o único mineral metamórfico que se forma em mármore dolomíticos de baixo grau metamórfico.

Com o aumento do metamorfismo, Tremolita se forma segundo a reação (a $T = 500^\circ\text{C}$ e $P = 5 \text{ Kbar}$):



E usualmente o talco é removido do sistema através da reação:



Esta reação metamórfica estabelece o limite superior do talco, que é então eliminado do sistema dolomítico.

Normalmente, em mármore dolomíticos, o talco só ocorre nas rochas associado à atividade hidrotermal tardia ou devido a retrometamorfismo, o talco de metamorfismo progressivo é eliminado ao se atingir o limite do fácies xisto verde alto/anfibolito baixo.

A primeira aparição da Tremolita marca o início do grau anfibolito, ou seja, grau anfibolito baixo (isógrada da Tremolita, em torno de $T = 500^\circ\text{C}$), quando então a assembléia mineral será constituída por: Dol + Calc + Qtz + Trem; até atingir o limite superior do quartzo quando então desaparece o quartzo e a assembléia mineral será apenas: Dol + Calc + Trem, e as condições metamórficas serão $T = 600^\circ\text{C}$ e $P = 6,5 \text{ Kbar}$, grau anfibolito médio. O metamorfismo continuou, e a reação seguinte propiciou o primeiro aparecimento de diopsídio, em $T = 670^\circ\text{C}$ (isógrada do diopsídio), e com o aumento da temperatura, olivina forsterita formou-se sob condições de fácies granulito ($T > 700^\circ\text{C}$ para $P = 5 \text{ Kbar}$ ou $T > 800^\circ\text{C}$ para $P = 8 \text{ Kbar}$, isógrada da olivina forsterita). Observe-se que, no caso de interação de mármore dolomíticos com uma fase fluida rica em H_2O , penetrada na rocha ao longo de fraturas ou zonas de cisalhamento, a temperatura necessária para produzir olivina forsterita baixa para $T = 650^\circ\text{C}$. A geotermometria (item 6.7) para as amostras CC-03 A e CC-11 forneceu temperaturas de cristalização entre 650 e 700°C ($T = 650,41^\circ\text{C}$ para CC-03 A e $T = 681,14^\circ\text{C}$ para CC-11B), sugerindo que o processo supracitado (a percolação de fluidos aquosos mediante fraturas ou zonas de cisalhamento nas rochas metacarbonáticas) foi atuante nestes afloramentos.

Nas demais 26 lâminas (vide Tabelas Petrográficas em anexo: CC-3, CC-3A, CC-11B, CC-30A, CC-30B, CC-38, CC-90, CC-106, CC-109, CC-129, CC-134A, CC-190, CC-225, CC-226, CC-275C, CC-288A, CC-293A, CC-293B, CC-293C, CC-293F, CC-293J, CC-298D, CC-298E, CC-308A, CC-308B e CC-308C), os resultados da petrografia e em sete casos (CC-129C, CC-293A, CC-293B, CC-293C, CC-293D, CC-293F e CC-293G), também os resultados da química mineral, sugerem

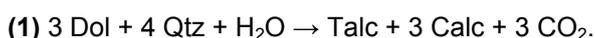
predominância de carbonatos calcíticos sobre os dolomíticos, sendo então estas lentes calcita mármores ou simplesmente mármores.

Os minerais-índice para as condições metamórficas exibidas por mármores calcíticos em cinturões orogênicos sob metamorfismo regional (segundo Bucher & Frey, 1994) são: talco (fácies xisto-verde alto), tremolita (fácies anfibolito baixo a médio), diopsídio (fácies anfibolito médio a alto) e wollastonita (fácies granulito e sempre em presença de fluidos ricos em água). Não se observa forsterita nos calcita mármores, ou pelo menos se observa pouca forsterita, e esta ocorre apenas se houver dolomita em alguma quantidade nestes mármores.

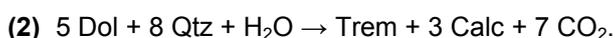
A química mineral mostrou presença de diopsídio e wollastonita nas amostras de mármores calcíticos CC-293B, CC-293C e CC-293D (vide Fig. 5.14, Capítulo de Química Mineral), caracterizando metamorfismo atingindo fácies granulito. Em duas amostras (CC-298E e CC-308A) foi observado talco, possivelmente associado à atividade hidrotermal tardia ou a retrometamorfismo do diopsídio.

Os calcita mármores em geral tem quartzo e calcita em excesso nos protólitos calcários, e o primeiro mineral a ser eliminado durante o evoluir do metamorfismo, desde as condições metamórficas de baixo grau (fácies xisto verde), é a dolomita. Sendo que as primeiras reações, no fácies xisto verde, são idênticas às reações observadas nos dolomita mármores:

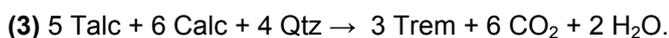
Formação de Talco, segundo a reação:



E a seguir formação de Tremolita, segundo a reação:

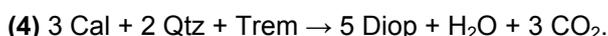


Sendo que o talco é removido do sistema através de outra reação, coerente com a ausência de dolomita:



Esta reação metamórfica (3) estabelece o limite superior do talco, que é então eliminado do sistema calcítico, e a reação (2) ao se completar, elimina toda a dolomita, sendo a assembléia resultante: Cal + Qtz + Trem.

Sendo que, em mármores calcíticos, a tremolita é eliminada a temperaturas mais baixas que nos mármores dolomíticos, pela reação (4), a qual produz diopsídio:



O campo de estabilidade da tremolita, nos mármores calcíticos, é menor que nos dolomita mármores. E, enquanto nos dolomita mármores o diopsídio aparece a $T = 670^\circ\text{C}$, nos calcita mármores o diopsídio aparece a $T = 650^\circ\text{C}$ e o campo de superposição da ocorrência de tremolita e diopsídio nas assembléias minerais é menor que nos dolomita mármores (ou seja, aparece o diopsídio e logo desaparece a tremolita).

Um problema que pode ocorrer é que às vezes todo o quartzo é consumido na reação (4), e então a assembléia passa a ser Cal + Trem + Diop, neste caso como em mármores calcíticos o campo de coexistência de tremolita e diopsídio é pequeno, ocorre a reação (5): $3 \text{ Cal} + \text{Trem} \rightarrow \text{Dol} + 4 \text{ Diop} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, voltando a aparecer dolomita nestes mármores, desta vez neoformada por metamorfismo.

E a assembléia resultante é: Cal + Dol + Diop + Trem, equivalente ao fácies anfibolito médio ou ao limite entre os fácies anfibolito baixo e anfibolito médio, com temperaturas em torno de $T = 650^{\circ}\text{C}$ e pressões em torno de $P = 7,5 \text{ Kbar}$.

Mesmo a temperaturas até $T = 800^{\circ}\text{C}$, continua o campo de estabilidade do diopsídio, e pode aparecer forsterita devido ao reaparecimento da dolomita na reação **(5)**. Wollastonita aparece apenas em presença de fluidos ricos em água, provenientes de fraturas ou zonas de cisalhamento, e apenas se a rocha ainda contiver quartzo. Neste caso não se forma forsterita, e a reação de formação da wollastonita é: **(6)** $\text{Cal} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Wol} + \text{CO}_2$. Como já foi dito, observa-se wollastonita nas amostras CC-293B, CC-293C e CC-293D.

CAPÍTULO VII - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO

A geoquímica de isótopos estáveis é usada, dentre inúmeras outras aplicações, para se estabelecer os parâmetros (composição isotópica dos fluidos, mecanismos de transporte dos fluidos, temperatura e reatividade da rocha, etc...) na origem dos processos geológicos de formação dos *skarns* e sua possível mineralização. Os isótopos do carbono e do oxigênio foram selecionados porque são muito sensíveis às interações fluido-rocha, que ocorrem durante os processos metassomáticos. Neste contexto, estes elementos são conhecidos por mostrar empobrecimentos nas concentrações de seus isótopos pesados. A sistemática dos isótopos de carbono e de oxigênio permite distinguir ou diferenciar, entre outros, os processos metassomáticos dos processos metamórficos regionais. Neste contexto, os isótopos de oxigênio podem revelar mais informações do que os isótopos de carbono em relação aos processos metassomáticos. Pois seu empobrecimento em isótopos pesados por metassomatismo é maior que por metamorfismo regional (Valley, 1986; Bowman, 1998). A grande diferença entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ das rochas graníticas e das rochas carbonáticas permitem o estudo da interação dos isótopos destas rochas durante a intrusão do magma, o metamorfismo e a formação do *skarn* (Taylor & O'Neil, 1977; Taylor & McLennan, 1985).

Os isótopos estáveis de C e O são importantes traçadores de fontes de fluidos (e.g. carbono) e dos processos de interação fluido-rocha em muitos ambientes hidrotermais, incluindo os sistemas de *skarns*. A utilidade destes isótopos reside em parte no fato que muitos dos principais reservatórios crustais e do manto superior, de rochas e água são isotopicamente distintos em um ou mais destes dois elementos (ou de seus isótopos). Portanto o equilíbrio de fluidos em um reservatório (de rocha, de camada da Terra, etc...) geralmente sofrerá significativas modificações isotópicas na interação com outros reservatórios crustais (rocha e fluido). Mudanças adicionais nas razões isotópicas destes elementos resultam de muitos processos geológicos e geoquímicos próprios dos sistemas de *skarns*, incluindo reações de descarbonatação, precipitação, interação fluido-rocha, e reações de oxidação-redução. Portanto em princípio, as composições isotópicas destes elementos nos sistemas de *skarn*, podem informar muito acerca das fontes de fluidos e de componentes dissolvidos nos mesmos, e também, acerca dos processos físico-químicos que resultam na formação dos *skarns* (Bowman, 1998).

7.1 FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS

A aplicação de isótopos estáveis em geologia baseia-se na diferença mínima de sua massa, que é função da quantidade de nêutrons presentes em seu núcleo. A energia de uma molécula depende em parte da frequência de vibração de seus átomos, que por sua vez é dependente de sua massa atômica. Assim, as moléculas de uma mesma substância que são constituídas por isótopos mais leves terão uma maior energia de vibração. Esta variação energética controla o fracionamento isotópico, ou seja, a partição isotópica entre as substâncias. Segundo Hoefs (1997), os principais

fenômenos responsáveis pelo fracionamento isotópico são: **a.** reações de trocas isotópicas; **b.** processos cinéticos, que dependem principalmente da diferença na velocidade de reação entre duas moléculas isotopicamente distintas; e **c.** processos físico-químicos.

A seguir serão tratados os aspectos específicos dos elementos químicos e seus isótopos a serem tratados neste trabalho.

Carbono: O carbono (Z=6) é um elemento não metálico, localizado no grupo IVA da tabela periódica e possui dois isótopos estáveis [^{12}C = 98,89%; ^{13}C = 1,11%] e um radiogênico [^{14}C - meia-vida = 5.730 anos]. É um dos elementos mais abundantes no universo, estando presente na biosfera (é base da existência da vida), hidrosfera, atmosfera, crosta e manto da Terra. Ocorre na forma reduzida formando os compostos orgânicos, ou no estado oxidado, como dióxido de carbono, íons carbonatos em soluções aquosas e em minerais carbonáticos. Na forma nativa está presente na natureza como grafite ou diamante.

A composição isotópica de carbono, a exemplo dos outros isótopos estáveis leves, é representada pela notação delta seguida do isótopo menos abundante (mais pesado) - $\delta^{13}\text{C}$, e exprime a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra em relação a um padrão, segundo a equação (1). Como o gás de referência, utilizado na definição da equação abaixo, foi obtido a partir da reação de ácido ortofosfórico a 100% com belemnites de idade Cretácea da Formação *Peedee* (Carolina do Sul), a diferença entre a composição isotópica da amostra, em relação ao padrão, é expressa em ‰ PDB (*Peedee belemnites*).

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{amostra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão}}} \right] \times 10^3\text{‰} \quad (\text{equação 1})$$

Observando o ciclo do carbono, nota-se que modificações no fluxo de C inorgânico ocorreriam em conseqüência a grandes eventos tectônicos, resultando em modificações na taxa de intemperismo e/ou alterações no manto da terra (diferenciação, metassomatismo, etc). Eventos orogênicos e modificações na composição do manto são processos relativamente lentos quando comparados com processos que modificam o ciclo de carbono inorgânico (muitas vezes catastróficos).

Oxigênio: é um elemento não metálico (Z=8), grupo VI A da tabela periódica e apresenta três isótopos estáveis: ^{16}O = 99,762%, ^{17}O = 0,038% e ^{18}O = 0,200%, estando presente na atmosfera, biosfera e litosfera. A exemplo do carbono, e demais isótopos leves, o oxigênio tem sua composição isotópica representada pela notação delta seguida do isótopo mais pesado ($\delta^{18}\text{O}$), e exprime a razão entre o isótopo mais pesado e o isótopo mais leve ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) em relação a um padrão, como exemplificado para o carbono na equação (1). A composição isotópica de uma rocha e/ou mineral é expressa em SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), exceto para rochas e/ou minerais carbonáticos onde, em geral, utiliza-se o PDB (*Peedee belemnites*). Nesta Tese utilizamos os padrões SMOW e PDB (Sial & McReath, 1984; Santos et al., 1990; Castro et al., 2005) porque são os padrões utilizados

pelo Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) da UFPE (Universidade Federal de Pernambuco), onde foram feitas as análises.

Como um importante constituinte de minerais formadores de rochas (silicatos, carbonatos, óxidos, fosfatos e outros) a composição isotópica de oxigênio pode fornecer informações sobre a origem e as condições de cristalização de minerais e/ou rochas. É muito utilizado em petrologia ígnea e metamórfica, uma vez que o fracionamento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ é inversamente proporcional à temperatura, possibilitando a sua aplicação como geotermômetro através de diferenças na composição isotópica de minerais cogenéticos. Em rochas metamórficas as temperaturas calculadas necessariamente não coincidem com as temperaturas máximas atingidas durante o metamorfismo. Alguns minerais podem se formar durante um evento metamórfico subsequente, de mais baixa temperatura, sendo comum em rochas polimetamórficas temperaturas discordantes (Faure, 1986). Fluidos metamórficos residuais ou intempéricos proporcionam modificações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Nascimento, 2002).

Alguns processos podem modificar a assinatura isotópica das rochas carbonáticas após sua sedimentação. Processos como diagênese, deformação e metamorfismo e alteração hidrotermal, podem ser responsáveis por reações de trocas isotópicas que resultam em uma modificação da composição isotópica original. Estas alterações podem ser detectadas em nível petrográfico, quer seja por características texturais e/ou presença de minerais característicos, ou em nível geoquímico, através do comportamento de determinados elementos. Para identificar estas alterações isotópicas é necessário definir e interpretar a petrografia e alguns parâmetros geoquímicos. Exemplos, o estudo petrográfico detalhado vai estabelecer si amostras significativamente cristalizadas e com alta concentração de grãos siliciclásticos (especialmente argilas), ou amostras fortemente oxidadas, ou amostras com fraturas, veios e avançado grau de intemperismo, devem ser descartadas. Como exemplos de algumas correlações geoquímicas para identificar o grau de alteração das amostras são utilizados os *trends* de alteração isotópica identificados por Melezhik et al. (2001) em mármore de alto grau metamórfico do *Sokumfjell Group* no leste da Noruega (Nascimento, 2002).

7.2 O FRACIONAMENTO ISOTÓPICO AO LONGO DOS PROCESSOS GEOLÓGICOS

A aplicação de isótopos estáveis em estudos regionais tem se concentrado na identificação das fontes da fase fluida, nos processos de interação fluido-rocha e na determinação de temperaturas aparentes baseadas em fracionamentos $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Os diferentes grupos de rochas e fluidos de diversas origens exibem razões isotópicas características e, por esta razão, variações nestes valores podem implicar na existência de troca isotópica entre materiais com origem distinta. No caso das rochas carbonáticas a origem e evolução dos fluidos tem sido alvo de numerosas pesquisas (Castro et al., 2005).

Estudos isotópicos de oxigênio em *skarns* revelam que estas rochas têm interação limitada com fluidos durante o metamorfismo, comportando-se como barreiras relativamente impermeáveis aos fluidos externos (Peters & Wickham, 1995; Hoefs, 1997). Em conseqüência, as camadas carbonáticas em geral preservam a composição isotópica original, enquanto os fluidos tendem a ser canalizados pelas camadas pelíticas (Valley et al., 1986; Baker, 1990). Baker & Mathews (1995)

discutem os efeitos da infiltração retrógrada em mármore e metapelitos seccionados por veios cálcio-silicáticos, isotopicamente mais leves, e documentam reduções em $\delta^{18}\text{O}$ de até 12‰ nos mármore e de até 4‰ nos pelitos. Os estudos em rochas carbonáticas têm sido realizados também com vistas à investigação do papel dos fluidos na geração de terremotos e falhas atualmente ativos. Pili et al. (2002) realizaram análises isotópicas de carbono e oxigênio em calcários da Falha de Santo André (Califórnia, EUA) e sugerem um mecanismo complexo, envolvendo mistura de fluxos penetrativos e canalizados para a região da Falha de Santo André.

Por outro lado, os fluidos associados a zonas de cisalhamento desenvolvidas sob temperaturas diversas estão intimamente relacionados ao tipo de metamorfismo, estilo da deformação, transporte de massa e de calor, padrão sísmico e à gênese dos depósitos minerais nestas regiões. Nestes locais, o fluxo de fluidos normalmente causa retrogressão e retrabalhamento, produzindo mudanças nas composições mineralógica, isotópica e química das rochas envolvidas por meio de metassomatismo e reequilíbrio isotópico (Cartwright & Buik, 1999, Cartwright et al., 2000).

Estudos sobre a variação na composição isotópica de oxigênio em zonas de cisalhamento de baixo grau (entre 400 a 450°C) revelam uma redução geral de cerca de 2 a 4‰ nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total e de cerca de 3‰ em quartzo, das amostras não-deformadas para as deformadas (McCaig et al., 1990). Em zonas mais profundas esta redução pode chegar a 10‰ (Kerrick et al., 1984). Por exemplo, estudos realizados na Zona de Cisalhamento de Diadema (SP-Brasil) enfatizam como a heterogeneidade dos mecanismos deformacionais ao longo de uma zona de cisalhamento pode afetar a composição isotópica de carbonatos (Oliveira & Santos 2003). Nesse estudo, os autores mostram que variações isotópicas de oxigênio e carbono ao longo da zona de cisalhamento de Diadema associam-se à transtensão e transpressão, sendo que nesse último, ocorre devolatilização de CO_2 por reações metamórficas.

Em geral, a composição isotópica de carbonatos presentes em rochas carbonáticas metamorfizadas pode ser controlada por vários fatores, tais como: i) a composição do protólito pré-metamórfico; ii) reações metamórficas e de reequilíbrio isotópico induzidas por aumento de temperatura, que podem estar ou não associadas a processos de liberação de CO_2 por devolatilização e; iii) interações rocha-fluido, fluidos estes derivados de processos tardi a pós-magmáticos, metamórficos ou meteóricos (Hoefs, 1997).

Os valores primários de isótopos de C e O em carbonatos tendem a ser modificados por processos metamórficos, mesmo nos casos em que o metamorfismo tenha ocorrido em sistema fechado (Eiler et al., 1992; Farquhar et al., 1993). Nessas situações, os isótopos de oxigênio em carbonatos de rochas carbonáticas impuras seriam mais susceptíveis a modificações em função de trocas isotópicas com outras fases minerais que também possuem oxigênio, tais como silicatos. Ressalta-se que as camadas de mármore mais puros apresentam permeabilidade mais baixa, limitando desta forma interações da rocha com fluidos hidrotermais (Peters & Wickham, 1995; Hoefs, 1997). Entretanto, a presença de uma associação metamórfica da fácies anfibolito alto, marcada pela presença de minerais silicáticos, em particular diopsídio, pode indicar que reações de volatilização tenham modificado as razões isotópicas primárias (Castro et al., 2005).

Dois processos principais podem ser responsáveis pela diminuição simultânea dos valores de C e O: i) metamorfismo acompanhado de devolatilização de CO₂; ii) interação com fluidos meteóricos sob altas temperaturas. No primeiro caso, reações metamórficas associadas a processos de descarbonatação têm como produto o CO₂, que em situações de equilíbrio isotópico acima de 270 °C é enriquecido nos isótopos leves de C e O em relação ao carbonato residual (Chacko et al., 1991). Nesse caso, os carbonatos e o quartzo (ou feldspatos) reagem para produzir silicatos de cálcio/magnésio mais CO₂ o qual, tão logo é produzido, é expelido para fora do sistema. A remoção de carbono e oxigênio faz com que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e o $\delta^{18}\text{O}$ sofram uma redução durante o processo de descarbonatação, sendo a magnitude desta variação dependente da temperatura e da forma de liberação do CO₂ (Castro et al., 2005).

Em geral, a liberação de CO₂ neste tipo de sistema obedece à Destilação Rayleigh, cujas conseqüências para as composições isotópicas de C e O são distintas (Castro et al., 2005). Como o C está presente somente na fase carbonática, as variações isotópicas deste elemento são controladas apenas por processos de devolatilização. No caso do O, sua composição isotópica é controlada tanto por processos de devolatilização quanto por trocas isotópicas entre o carbonato residual e outras fases ricas em O, que tendem a minimizar as variações isotópicas deste elemento (Valley et al., 1986).

No segundo caso, no qual as variações isotópicas estariam associadas a interações rocha-fluido, vários fatores controlariam a dinâmica do processo: mecanismos de transporte e composição isotópica dos fluidos, temperatura e reatividade da rocha. Com relação aos mecanismos de transporte de fluidos, as feições estruturais definem se seu caráter é pervasivo ou canalizado, sendo que este último caso favorece a heterogeneidade química e isotópica (Oliveira & Santos, 2003).

7.3 METODOLOGIA

Foram analisadas 33 amostras de concentrado de carbonato extraído das rochas metacarbonáticas da área, sendo 15 em uma primeira etapa da pesquisa (uma amostra não deu reação, por possivelmente conter excesso de impurezas: fragmentos de metamáfico-ultramáficas, sulfetos, etc...) e 18 numa segunda etapa (duas não deram reação: pelo mesmo motivo anteriormente citado: excesso de impurezas) e uma produziu valor anômalo totalizando assim 30 amostras efetivas de composição calcítica (Tabela 7.1). As amostras CC-3A, CC-11, CC-78, CC-91 e CC-94 sugerem presença de dolomita, além de calcita. Todavia não foram feitas análises de química mineral dos carbonatos destas lâminas tendo a determinação sido feita por petrografia, bem como a presença de olivina nestas lâminas, mineral metamórfico diagnóstico de dolomita mármores.

A pulverização das amostras foi efetuada no Laboratório de Preparação de Amostras do NEG-LABISE (UFPE). Aproximadamente 20 mg de cada amostra foi pesada e colocada no tubo de reação juntamente com ácido ortofosfórico (o tempo de reação varia conforme a pureza do carbonato: amostras com calcita pura, 24 horas e amostras dolomíticas, 72 horas). Esse tubo foi levado à linha de extração (Figura 7.1) para retirada do ar e implantação de vácuo. Após esse processo, o tubo de reação foi colocado em banho-maria (a 25°C de temperatura), logo o ácido é vertido sobre a amostra, iniciando-se a reação. Uma vez verificada a reação, o gás coletado (CO₂) na linha de extração foi analisado no espectrômetro de massa modelo SIRA II de dupla admissão, triplo coletor, da V.G.

ISOTECH do NEG-LABISE (UFPE), no qual se realizaram as correções para o fracionamento de oxigênio da reação. O gás de referência utilizado foi o BSC (*Borborema Skarn Calcite*), calibrado contra padrões internacionais (NBS-18, NBS-19 e NBS-20).

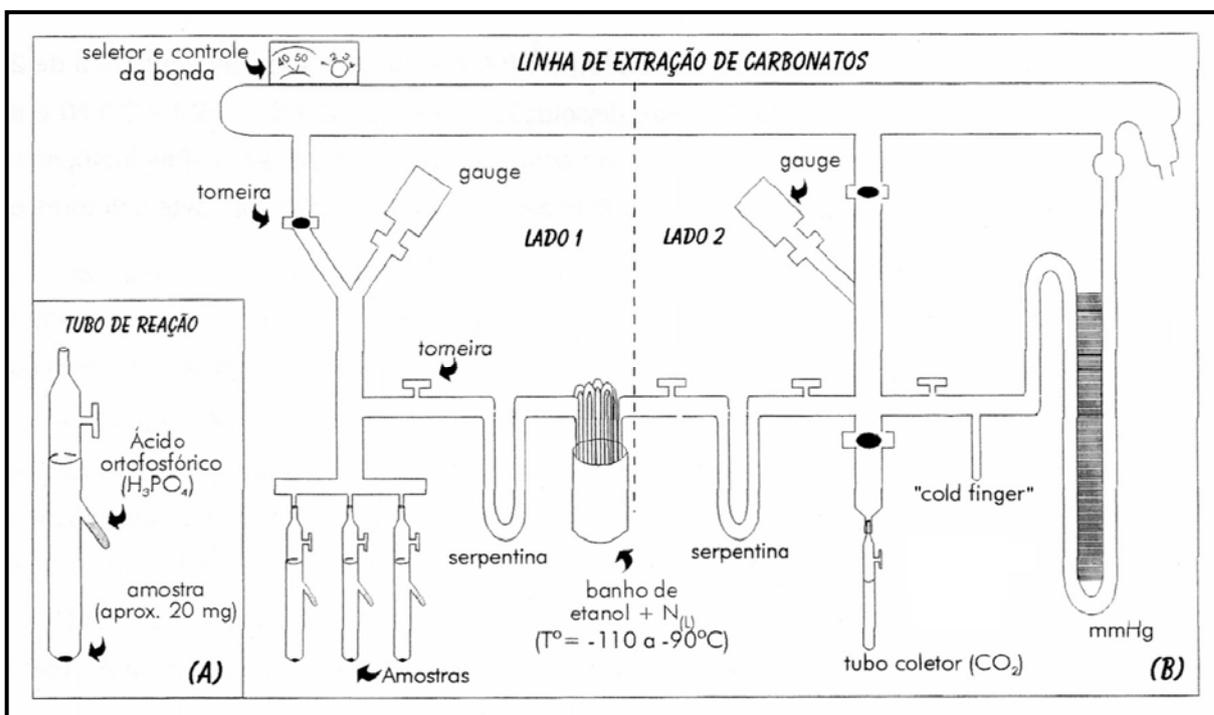


Figura 7.1 (A) tubo de reação utilizado nas análises de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em material carbonático; (B) esquema da linha de extração de carbonatos em operação no Laboratório de Isótopos Estáveis da UFPE - LABISE. (Fonte: Nascimento 2002).

7.4 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS DA ÁREA ESTUDADA

Os resultados obtidos para os isótopos de C e O das rochas metacarbonáticas da região de Fagundes-Itatuba, que variam entre +0,3 e +17,2 de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$; e -3,8 e +8,0 de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (Tabela 7.1) estão projetados na Figura 7.2. Observa-se que os valores obtidos encontram-se afastados dos campos para as composições de carbonatos marinhos e de rochas carbonáticas de origem sedimentar (campos 1 e 2), e do campo (3) de carbonato de origem ígneo (carbonatito), segundo dados apresentados por Bowman (1998) e definidos por Taylor *et al.* (1967) (campo 3), Hoefs (1997) para $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ e Bowman (1998) para $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (campo 2) e Bowman (1998) (campo 1). Nas amostras estudadas os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ são relativamente mais elevados enquanto que os de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ são relativamente mais baixos quando comparados com os valores médios dos carbonatos de origem sedimentar e marinhos. Por outro lado, ocorrem valores mais elevados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ e maiores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ em relação aos carbonatitos e carbonatos ígneos.

O estudo genético dos carbonatitos, com aplicação de isótopos estáveis, foi feito por Taylor *et al.* (1967), Pineau & Javoy (1969), Denayer (1970), Deines & Gold (1973), Scheibe (1979), Torquato (1987), além de outros. Dentre esses, Taylor *et al.* (1967) foram dos primeiros a fazer um estudo

sistemático sobre a composição isotópica dos carbonatitos, tendo definido que os carbonatos dos carbonatitos possuem valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ variando entre +6‰ a +8,5‰ e -8‰ a -5‰. Estes valores determinam o denominado Campo de Taylor, conforme representado no campo 3 dos diagramas das Figuras 7.2, 7.3 e 7.4 (Diagramas de $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$).

Tabela 7.1 Tabela mostrando os valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ das lentes metacarbonáticas calcíticas de Fagundes-Itatuba, projetadas na Figura 7.2.

| Nº de ordem das amostras | Amostra | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ |
|--------------------------|-----------|-------------------------------------|------------------------------------|
| 1 | CC-3 | +11,6 | +3,8 |
| 2 | CC-3 A | +11,5 | +4,0 |
| 3 | CC-11 B | +11,3 | +6,3 |
| 4 | CC-11Q5/1 | +9,3 | +5,5 |
| 5 | CC-30 A | +12,0 | +4,1 |
| 6 | CC-38 | +12,5 | +3,7 |
| 7 | CC-78 | +17,2 | +7,0 |
| 8 | CC-90 | +12,5 | +6,3 |
| 9 | CC-91 | +13,8 | +5,0 |
| 10 | CC-93 | +12,0 | -3,8 |
| 11 | CC-93 A | +9,5 | +2,0 |
| 12 | CC-94 | +14,5 | +7,7 |
| 13 | CC-106 | +12,8 | +7,7 |
| 14 | CC-109 | +12,9 | +5,8 |
| 15 | CC-129 | +12,4 | +7,5 |
| 16 | CC-134 A | +11,3 | +6,8 |
| 17 | CC-253 | +11,2 | +5,9 |
| 18 | CC-253 B | +12,5 | +4,7 |
| 19 | CC-275 B | +10,8 | -0,8 |
| 20 | CC-293 A | +15,0 | +6,5 |
| 21 | CC-293 B | +14,4 | +6,5 |
| 22 | CC-293 C | +14,6 | +7,4 |
| 23 | CC-293 H | +13,00 | +2,1 |
| 24 | CC-298 A | +9,1 | +2,1 |
| 25 | CC-298 B | +11,6 | +2,4 |
| 26 | CC-302 A | +13,2 | +6,7 |
| 27 | CC-305 B | +13,8 | +8,0 |
| 28 | CC-308 A | +15,9 | +5,5 |
| 29 | CC-308 C | +14,0 | +4,5 |
| 30 | CC-226 | +0,3 | +6,1 |

As rochas metacarbonáticas investigadas na área de Itatuba-Fagundes em sua maioria mostram: que $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ tende à assinatura de campo ígneo (3) enquanto $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ tende à assinatura de campo sedimentar (1 e 2).

Estes dados sugerem interação rocha-fluido durante metamorfismo, obliterando a assinatura do protólito das rochas metacarbonáticas investigadas. Possivelmente fluxos pervasivos de fluidos ricos em CO_2 disseminados durante os processos de metamorfismo de alto grau (fácies eclogito-granulito) ocorridos nesta área, poderiam ser a causa dos valores das razões isotópicas obtidas.

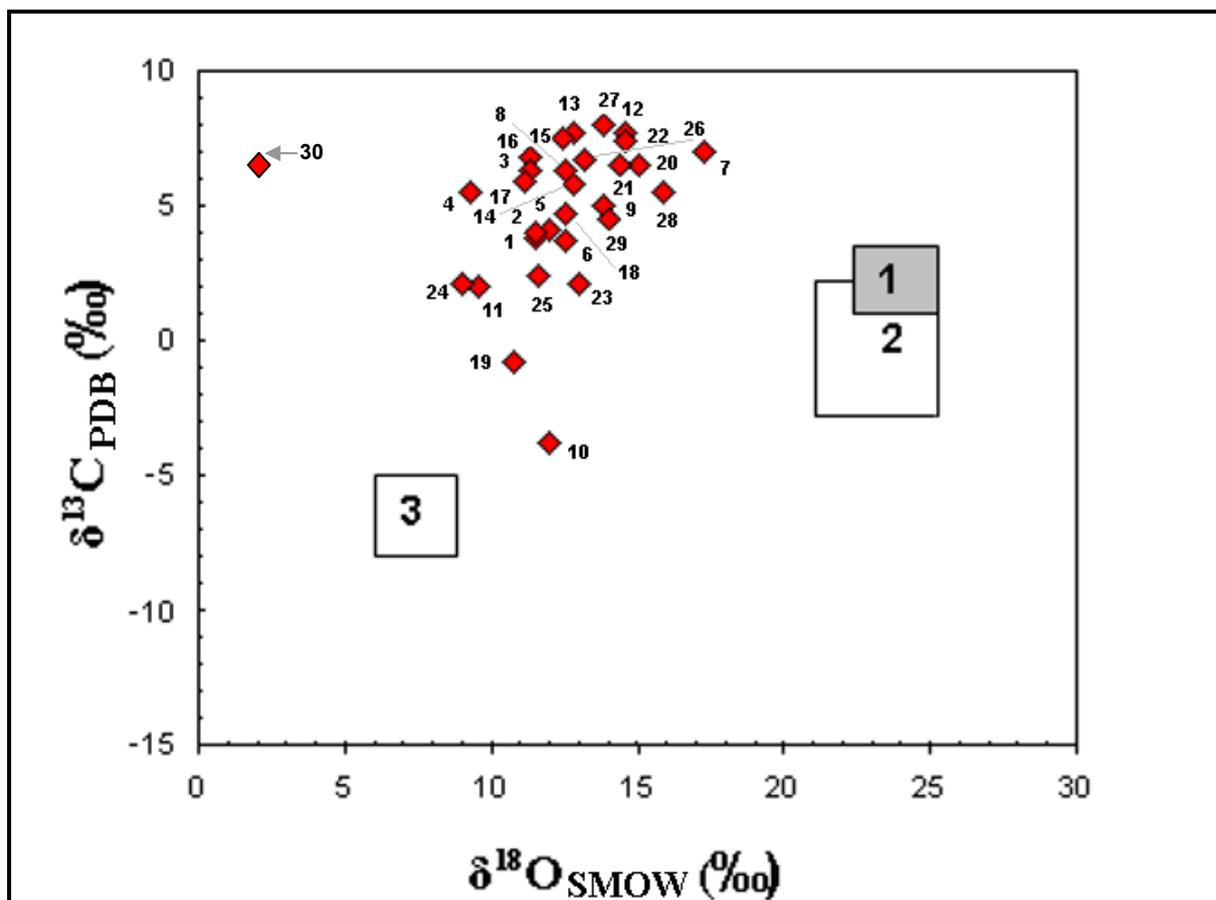


Figura 7.2 Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ mostrando os valores isotópicos obtidos para as lentes de rochas metacarbonáticas da Região Fagundes-Itatuba. São apresentados os campos composicionais para carbonatos de origem marinha e sedimentar (1 e 2) segundo dados apresentado por Bowman (1998) e ígnea (3) segundo Taylor *et al.* (1967).

Foi feita uma comparação entre os dados isotópicos obtidos para as rochas metacarbonáticas da Região Fagundes-Itatuba, e aqueles para metacarbonatitos brasileiros conhecidos, como os de Angico dos Dias (BA), Fazenda Varela (SC) e Mato Preto (PR), projetados no mesmo diagrama sugerido por Bowman, 1998 (Figura 7.3) No diagrama observa-se que a assinatura isotópica do oxigênio é similar àquela dos carbonatos de origem ígnea apresentados, e completamente distinta dos de origem sedimentar. Já os valores do carbono são claramente mais enriquecidos em relação aos de origem sedimentar, e tão variáveis quanto os valores dos outros carbonatitos apresentados na Figura 7.3. Portanto, os dados isotópicos obtidos para as rochas metacarbonáticas da área pesquisada, apresentam características isotópicas intermediárias entre os campos ígneo e sedimentar, e não são conclusivos para determinar sua origem.

Os dados isotópicos dos metacarbonatitos do Complexo de Mato Preto, Paraná, apresentam valores de isótopos estáveis de C e O variando entre $-6,0\text{‰}$ a $0,0\text{‰}$ e $+10,0\text{‰}$ a $+24,0\text{‰}$, respectivamente; e dentre as gerações de carbonatito, a principal possui composição calcítica. Estes dados de Mato Preto são os mais próximos aos dados das rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba, dentre os dados comparados.

Tabela 7.2 Mineralogia das lentes de rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba (PB). A ordem das amostras é a mesma dos pontos projetados na **Figura 7.2**. **Legenda:** cal=calcita, dol=dolomita, diop=diopsídio, qzo=quartzo, epid=epidoto, clnz=clinozoisita, plag=plagioclásio, tita=titanita, m.opac.=minerais opacos, f. roc.=fragmento de rocha, apat=apatita, alan=alanita, oliv=olivina, micr=microclina, acti=actinolita, trem=tremolita, hbl=hornblenda, biot=biotita, flog=flogopita, escp=escapolita, gran=granada, talc=talco, herc=hercinita. *valor anômalo em $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$.

| | Amostra | Mineralogia | Localização |
|----|-----------|--|----------------|
| 1 | CC-3 | cal, diop, qzo, epid, clnz, plag, tita, m.opac. | Corpo Norte |
| 2 | CC-3 A | cal, dol?, diop, oliv, f. roc, qzo, epid, clnz, plag, tita | Corpo Norte |
| 3 | CC-11 B | cal, diop, epid, apat, clnz, plag, tita, alan. | Corpo Nordeste |
| 4 | CC-11Q5/1 | cal, dol?, oliv, micr, acti, diop, epid, clnz, tita, apat, alan. | Corpo Nordeste |
| 5 | CC-30 A | cal, diop, micr, trem, epid, clnz, alan, m.opac. | Corpo Oeste |
| 6 | CC-38 | cal, diop, hbl, f. roc, qzo, plag, micr, biot, tita, apat, alan, flog, m.opac, zircão. | Corpo Oeste |
| 7 | CC-78 | cal, do?l, oliv, hbl, diop, plag, acti, apat, flog. | Corpo Oeste |
| 8 | CC-90 | cal, diop, acti, trem, plag, flog, apat, m.opac. | Corpo Sul |
| 9 | CC-91 | cal, dol?, diop, hbl, acti, trem, plag, oliv, epid, clnz, m.opac. | Corpo Sul |
| 10 | CC-93 | cal, hbl, sulfetos | Corpo Sul |
| 11 | CC-93 A | cal, diop, plag, epid, flog, m.opac. | Corpo Sul |
| 12 | CC-94 | cal, dol?, oliv, acti, trem, diop, flog, plag, apat, m.opac. | Corpo Sul |
| 13 | CC-106 | cal, diop, plag, flog, acti, epid, clnz, m.opac, alan, apat. | Corpo Oeste |
| 14 | CC-109 | cal, diop, micr, plag, epid, clnz, hbl, alan, qzo, tita. | Corpo Oeste |
| 15 | CC129 | cal, escp, plag, biot, diop, acti, apat, tita, m.opac. | Corpo Sudoeste |
| 16 | CC-134 A | cal, diop, plag, escp, acti, micr, epid, qzo, apat, flog. | Corpo Sudoeste |
| 17 | CC-253 | cal, diop, epid, clnz, acti, gran, talc, m.opac. | Corpo Sul |
| 18 | CC-253 B | cal, diop, epid, m.opac. | Corpo Sul |
| 19 | CC-275 B | plag, diop, gran, qzo, epid, clnz, cal, tita. | Corpo Nordeste |
| 20 | CC-293 A | cal, plag, hbl, micr, diop, tita, biot, escp, epid, clnz, m.opac. | Corpo Sudoeste |
| 21 | CC-293 B | cal, escp, diop, plag, micr, acti, epid, clnz, qzo, tita, herc, biot, m.opac. | Corpo Sudoeste |
| 22 | CC-293 C | cal, diop, plag, micr, escp, qzo, hbl, tita, biot, acti, herc, epid, clnz, apat, m.opac. | Corpo Sudoeste |
| 23 | CC-293 H | cal, diop, plag, qzo, tita, epid, clnz, escp, acti, m.opac. | Corpo Sudoeste |
| 24 | CC-298 A | cal, plag, qzo, diop, micr, tita, epid, clnz, apat, acti. | Corpo Norte |
| 25 | CC-298 B | cal, micr, diop, plag, epid, clnz, tita, gran. | Corpo Norte |
| 26 | CC-302 A | cal, diop, flog, plag, epid, clnz, gran, talc, m.opac. | Corpo Sul |
| 27 | CC-305 B | cal, diop, flog, epid, clnz, apat, m.opac. | Corpo Sul |
| 28 | CC-308 A | cal, diop, gran, tita, talco, m.opac. | Corpo Sudoeste |
| 29 | CC-308 C | cal, diop, escp, plag, flog, epid, clnz, tita, apat, m.opac. | Corpo Sudoeste |
| 30 | CC-226* | cal, micr, diop, acti, plag, epid, clnz, tita, m.opac. | Corpo Noroeste |

Os diagramas apresentados nas Figuras 7.2, 7.3 e 7.4 mostram que as rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba não se projetam em nenhum dos campos clássicos definidos para carbonatos de origem ígnea e sedimentar, do mesmo modo que as rochas metacarbonáticas de Mato Preto, Fazenda Varela e Angico dos Dias (e.g. Santos et al., 1990). Em todos os casos citados, as rochas apresentam características isotópicas intermediárias entre estes campos.

Provavelmente isto reflete contaminação das unidades litológicas por metassomatismo ou por interação rocha-fluido durante metamorfismo, obliterando a assinatura dos protólitos. Também a

ocorrência de reações de devolatilização e/ou descarbonatação durante a evolução petrogenética das rochas poderia levar a estas variações isotópicas observadas.

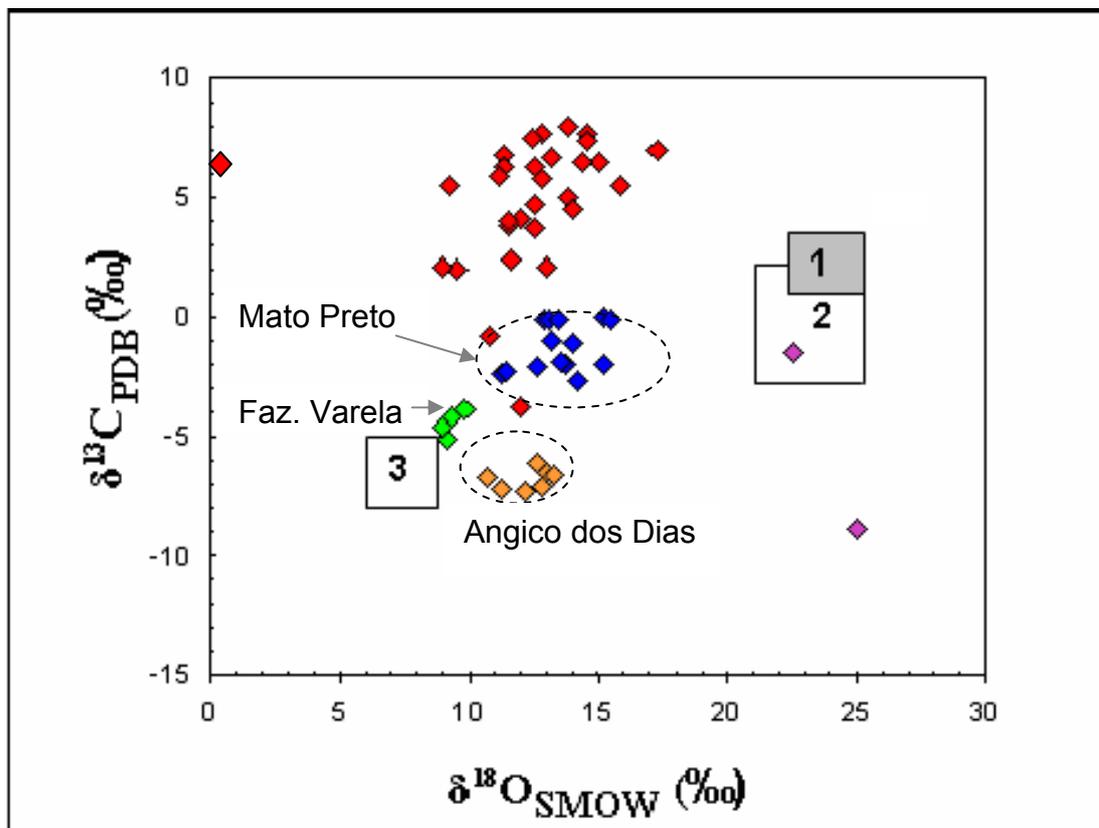


Figura 7.3 Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ comparativo entre os valores isotópicos obtidos para as rochas metacarbonáticas da Região Fagundes-Itatuba (PB), (losangos vermelhos), e os metacarbonatitos de Angico dos Dias (BA), Fazenda Varela (SC) e Mato Preto (PR) (os valores para os mármores do Grupo Açungui associados ao Complexo Mato Preto estão projetados na forma de losangos violetas). Os campos isotópicos para os carbonatos de origem sedimentar (1 e 2) e ígnea (3) apresentados por Bowman (1998).

Na região de Fagundes-Itatuba, a associação mineralógica nos mármores (diopsídio, escapolita, flogopita, actinolita e tremolita) indica a existência de reações de devolatilização e/ou descarbonatação, o que não elimina, entretanto, a hipótese da interação com fluidos externos como responsável pela variação isotópica observada.

No caso de variações isotópicas controladas por interação rocha-fluido durante metamorfismo, a dinâmica do processo seria influenciada por diversos fatores: temperatura e reatividade da rocha, mecanismos de transporte e composição isotópica dos fluidos. Com relação aos mecanismos de transporte de fluidos, as feições estruturais definem se o caráter deste transporte é pervasivo ou canalizado. No caso dos mármores de Fagundes-Itatuba, este caráter é pervasivo (vide Capítulo 3, Geologia Local e Petrografia), o que favorece a heterogeneidade química e isotópica (Oliveira & Santos, 2003), de fato observada nos metacarbonatos de Fagundes-Itatuba.

Quanto à composição dos fluidos, seriam estes derivados de processos meteóricos, metamórficos ou magmáticos? Para responder a esta questão, é necessário analisar as condições de

temperatura a que estes carbonatos foram submetidos, e correlacioná-la com os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ médios exibidos pelos fluidos terrestres. Fluidos oceânicos mostram valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0 \text{ ‰}$; fluidos meteóricos exibem valores negativos, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} < 0 \text{ ‰}$; fluidos magmáticos mostram valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre +5 e +8‰ ou +6 e +9 ‰; e fluidos metamórficos mostram valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre +5 e +14 ‰ ou >10 ‰ (Castro et al., 2005).

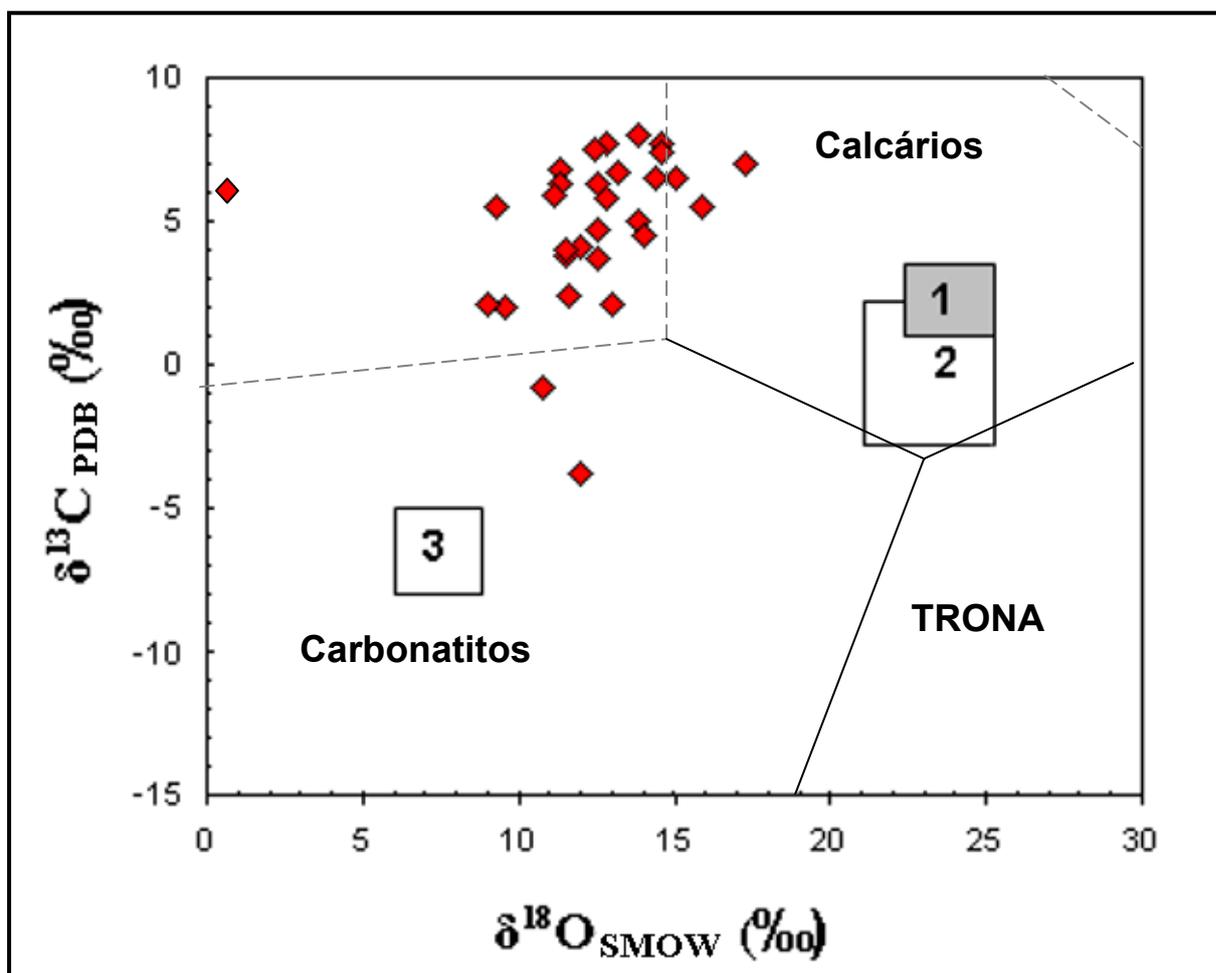


Figura 7.4 Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ vs. $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ mostrando a assinatura isotópica das lentes de rochas metacarbonáticas da Região Fagundes-Itatuba com relação a campos de carbonatos de origem ígnea e sedimentar, com as divisões segundo Bell & Dawson (1995). Assinatura de campo sedimentar (1 e 2) e assinatura de campo ígneo (3). TRONA: carbonatos sódicos evaporíticos hidratados não-marinhos.

O problema é que os metacarbonatos de Fagundes-Itatuba não possuem grafita, impedindo o uso do geotermômetro grafita-calcita. Todavia, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre +9 e +17 ‰ exibido pelas rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba sugerem contribuição de fluidos metamórficos na alteração metassomática destas rochas. Mas pela paragênese mineral observada nas rochas metacarbonáticas as temperaturas atingiram fácies anfibolito alto até granulito (tremolita-diopsídeo-olivina) (vide Capítulo 6 de Metamorfismo).

CAPÍTULO VIII - GEOLOGIA ECONÔMICA

8.1 OCORRÊNCIAS DE FERRO E TITÂNIO

Nos trabalhos de (Alencar, 1993) e Almeida (1995) foram estudadas três ocorrências de Ferro e Titânio: Salgadinho ao norte; Paulino ao centro e Olho d'Água ao sul. Na ocorrência de Salgadinho, este afloramento está posicionado em uma trincheira no sangradouro do açude da região de Serra Velha se localiza um corpo ou lente dobrado, antiformal de 20 metros de comprimento, com eixo da dobra paralelo ao seu comprimento. Somente neste afloramento foi possível observar o minério em contato com as encaixantes. A rocha encaixante trata-se possivelmente dos ortognaisses bandados regionais do equivalente do Complexo Floresta, nas faixas inferiores encontra-se totalmente intemperizada, pulverulenta. Nas faixas superiores o minério está inserido concordantemente com as rochas encaixantes. Continuando com a seqüência é distinguido outro corpo de minério, cortado por uma falha sub-direcional de direção NNE-SSW, observando-se o corpo discordante à seqüência de ortognaisses.

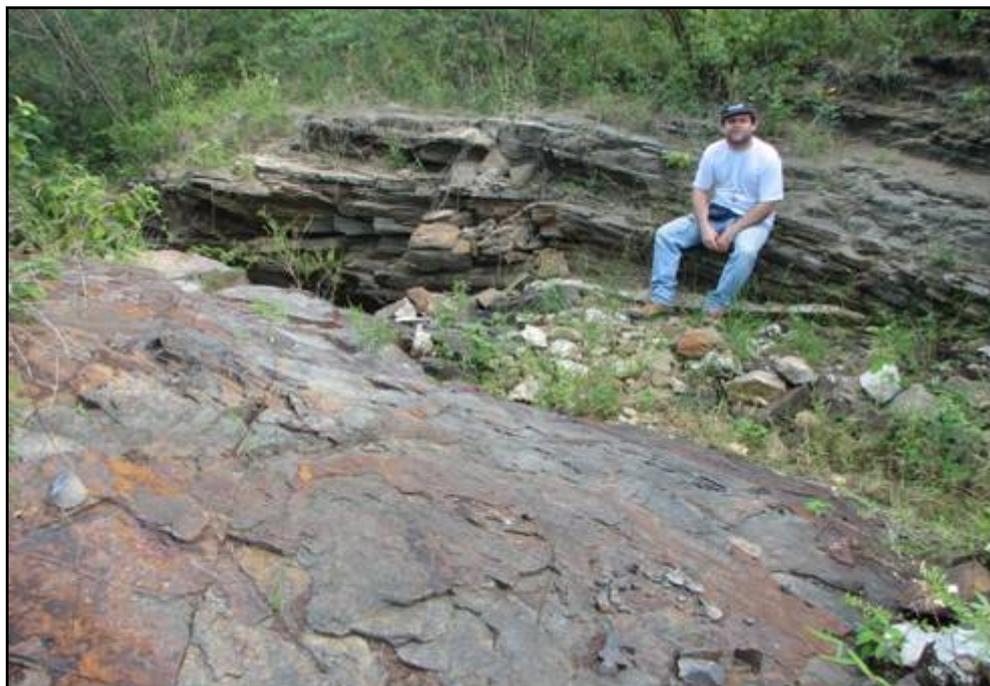
A ocorrência de Paulino é constituída por um aglomerado de blocos subangulosos <60cm de diâmetro espalhados e distribuídos dentro de uma área subcircular de aproximadamente 01 (um) Km² denotando uma orientação E-W. São observadas em zonas próximas à ocorrência de blocos soltos de rochas hornblenda-gabróicas bandadas e maciças.

A ocorrência de Olho d'Água ocorre na forma de um lajedo de 2 m de profundidade. Próximo ao lajedo ocorre um afloramento de rochas hornblenda-gabróicas bandadas e maciças, não foi observada rocha encaixante do minério. O minério de ferro ocorre bandado, maciço, alternando bandas centimétricas de minério maciço com bandas milimétricas de hornblenda-gabro. Corpo ao E de Jacaré, Corpo Sul e Norte de Oliveira, corpo máfico no granitóide central.

É importante ressaltar dentro das principais atividades desenvolvidas a descoberta de seis (6) novas ocorrências de Fe-Ti (havia apenas 03 registradas até então), totalizando nove (9) ocorrências registradas. Além das três ocorrências de minério de Fe-Ti já estudadas por Alencar (1993) e Almeida (1995): Salgadinho ao norte (Fotografia 8.1); Paulino ao centro (CC-16, re-estudada neste capítulo para fins comparativos) e Olho d'Água ao sul; nesta Tese, foram encontradas e estudadas de forma preliminar outras seis ocorrências de minério de Ferro-Titânio: duas na zona central do granitóide granodiorítico intrusivo (Granodiorito Quati) no centro da área mapeada (uma lente próxima à Fazenda Souza: CC-276B e CC-277; e outra próxima à Fazenda Malhada: CC-279 e CC-280); uma próxima à Jacaré; uma a sul de Oliveira (CC-58) e outra a norte de Oliveira (CC-75B); e outra na porção nordeste da área mapeada (a sul de Riachão). Estas quatro últimas a sul da ZC Cinco Passagens.

Um ponto a considerar é que estas novas seis ocorrências foram encontradas sob forma de blocos soltos, localizados nas adjacências das ocorrências de minério de Fe-Ti já estabelecidas pelos

autores supracitados. Em nenhuma delas foi observado um verdadeiro afloramento de minério, encaixado nas rochas hospedeiras, como o afloramento de Salgadinho.



Fotografia 8.1 Lente de minério de Fe-Ti hospedado concordantemente em encaixante ortognáissico bandado regional. Afloramento CC-315, próximo da Fazenda Salgadinho, na qual o corpo de minério ocorre exposto devido a um corte no sangradouro do açude do Estado.

Como na área de Fagundes-Itatuba registra-se também a ocorrência de outro tipo de mineralização de Fe (as mineralizações de Fe-Cu ligadas a *skarns*, tratadas a seguir no item **8.2**), não há certeza absoluta de que estes blocos soltos correspondam exatamente ao tipo dos minérios de Fe-Ti estudados por Alencar (1993) e Almeida (1995), necessitando-se de estudos mais aprofundados inclusive com uso de trincheiras, pois a área apresenta-se geologicamente arrasada e não se vêem afloramentos onde se possam estudar as relações dos minérios e de suas hospedeiras, e determinar a gênese destas ocorrências de Fe-Ti.

As amostras citadas foram aquelas selecionadas para estudo neste capítulo.

8.2 OCORRÊNCIAS DE FERRO E COBRE LIGADAS A SKARNS

Como na área de Itatuba-Fagundes os *skarns* não haviam sido objeto de estudos anteriores, e havendo a possibilidade de depósitos minerais associados a este tipo de litologia na área, procedeu-se neste capítulo a um estudo mais aprofundado dos *skarns* (CC-11Q5/5, CC-293IA, CC-293IB, CC-293H, CC-293K) com utilização de calcografia (mineragrafia), ou seja, microscopia de opacos com uso de seções polidas e microscópio com luz refletida, para averiguar as possíveis mineralizações associadas aos *skarns* de Itatuba-Fagundes. Após estes estudos, foi identificada a seqüência paragenética dos minerais econômicos (minerais-minério) associada aos *skarns* de Itatuba-Fagundes (Item **8.4**) e estabelecido um quadro evolutivo com estimativas de temperatura de formação dos *skarns* e sua mineralização associada (item **8.5**). Foram encontrados nos afloramentos ligados aos *skarns* sulfetos e óxidos de ferro e cobre (pirita, pirrotita, calcopirita, covelita, hematita e

goethita) e nos afloramentos de minérios de Ferro-Titânio, óxidos e sulfetos de ferro e de cobre (magnetita, especularita, hematita, goethita, calcopirita e covelita).

Os jazimentos em *skarn* (Burt & Petersen, 1974), são caracterizados porque ocorrem ao longo dos contatos de rochas ígneas-carbonáticas. A rocha encaixante ou ganga destes depósitos é tipicamente uma mistura de silicatos anidros e hidratados dos elementos Ca, Fe, Mg, Al e Mn, formados por substituição (*re-emplacement*) metassomático da rocha metacarbonática original (ígneas ou sedimentar). Os *skarns* formados pela substituição de rochas metacarbonáticas relativamente puras dão origem aos silicatos de Ca e Fe (wollastonita, almandina, diopsídio-hedenbergita, epidoto, etc.). Os *skarns* originados por substituição de rochas metacarbonáticas dolomíticas possuem forsterita, diopsídio, serpentina, etc. Os *skarns* formados pela substituição de metacarbonáticas ricas em argilas resultam em minerais de epidoto, clinozoisita, grossulária, etc.

O corpo intrusivo que invade a rocha metacarbonática pode ter qualquer composição desde diabásio até granito, só que na grande maioria dos casos apresenta composições variando de quartzo-monzonito a granodiorito.

Os *skarns* resultam da substituição de rochas pré-existentes, podendo distinguir-se *exoskarns* e *endoskarns*, de acordo com o tipo de rocha que substituem. Estes termos foram inicialmente aplicados a zonas de contacto entre rochas carbonáticas e rochas intrusivas, correspondendo o *exoskarn* à substituição dos litótipos carbonatados e o *endoskarn* à substituição da rocha granitóide intrusiva (Zharikov, 1970). Em geral os *exo-skarns* são economicamente mais importantes. Os *endo-skarn* são enriquecidos em Al em relação aos *exo-skarns* e comumente são caracterizados por conter epidoto e grossulária.

Em geral o *skarn* apresenta as seguintes configurações estruturais: a) *skarn* em torno do intrusivo (sendo a configuração mais freqüente). Nesta configuração o corpo intrusivo que invade as rochas metacarbonáticas fica circundado de *skarn* formado ao longo do contato e especialmente seguindo determinadas camadas favoráveis. b) frequentemente as rochas metacarbonáticas circundantes foram levantadas formando um domo ou foram dobradas e falhadas pelo corpo intrusivo. Esta configuração é menos comum e consiste em corpos de *skarn* completamente circundados pelo corpo intrusivo. Este caso é interpretado como que a rocha metacarbonática foi um remanescente do teto da seqüência metacarbonática (*roof pendant*), ou seja, um bloco caído dentro do intrusivo. O remanescente e o bloco foram sido substituídos parcial ou totalmente pelo *skarn*. Este *skarn* foi gerado por fluidos mineralizantes ascendentes. c) *skarn* sem corpo intrusivo exposto. Neste último caso se presume que exista um contato ígneo a uma profundidade desconhecida. Existe também a possibilidade de não encontrar tal corpo intrusivo hipotético e que o *skarn* foi gerado por fluidos hidrotermais distais quentes migrados de longas distâncias.

A etapa da formação do *skarn* ocorre depois que o intrusivo (ou pelo menos sua porção externa) foi solidificado e começou a esfriar-se, e quando as rochas metacarbonáticas circundantes foram esquentadas suficientemente. As soluções mineralizantes que formam o *skarn* ascendem pelas fraturas do corpo intrusivo especialmente ao longo de seu contato externo das rochas metacarbonáticas. O fluido mineralizante que origina o *skarn* é o resultado da diferenciação e cristalização de grandes massas magmáticas em profundidade. Embora é possível que este fluido

contenha importantes aportes de águas meteóricas aquecidas e remobilizadas pelo corpo intrusivo local, especialmente nas fases finais da etapa da formação do *skarn*.

O fluido contém grande quantidade de Fe e S, bem como, outros elementos que apresentam reação com a rocha metacarbonática para formar *skarn* a temperaturas suficientemente altas e/ou pressões parciais de CO₂ suficientemente baixas. A composição e as propriedades deste fluido mineralizante mudam como o tempo, podendo enriquecer-se progressivamente em Mn, S e outros metais, incluindo os metais da mineralização econômica do *skarn* (Burt & Petersen, 1974).

A chegada deste fluido à zona de contato pode ocorrer de forma variada. Se atingir a tempo, desenvolve-se um *skarn* volumoso, porém se chega tarde, as rochas encaixantes (rochas metacarbonáticas) podem haver-se esfriado demasiado para conseguir formar o *skarn*, neste caso o fluido mineralizante constitui somente corpos de substituição de magnetita, siderita, sulfetos e quartzo jasperoidal. Em muitos contatos intrusivo-rochas metacarbonáticas, estas soluções mineralizantes nunca chegaram e não existiram, portanto não se formou *skarn* nem a mineralização econômica correspondente. Uma vez presente o fluido mineralizante capaz de gerar *skarn* a uma temperatura suficientemente alta e havendo canais de escape para remover o CO₂ excedente, a formação do *skarn* procede de dentro para fora, com o fluido invadindo dentro da rocha metacarbonática (exo-*skarn*). Em outro caso, o Ca adquirido pelo fluido mineralizante penetra no corpo intrusivo solidificado (endo-*skarn*).

Adjacentes às fraturas, assim como através dos contatos intrusivas-rochas metacarbonáticas e aos diques pré-*skarn*, se estabelecem gradientes de difusão, de forma que se desenvolve uma seqüência relativamente ordenada de zonas de alteração no *skarn*. Neste processo, as zonas internas se expandem continuamente e re-posicionam as zonas externas. Na medida em que a temperatura baixa, os fluidos mineralizantes que ingressam na rocha mudam de composição, bem como as velocidades de difusão e reação diminuem e eventualmente cessa a formação de mais *skarn*. Evidentemente o *skarn* pode avançar mais ao longo de camadas mais porosas e especialmente nas fraturas e entrantes do intrusivo.

A seguinte etapa é a deposição da mineralização econômica, a qual se inicia antes que cesse completamente a formação do *skarn*. Os fluidos mineralizantes que chegam, continuam esfriando-se e mudando de composição, podendo depositar grandes corpos de magnetita maciça próxima do intrusivo, substituindo parcialmente o *skarn* e menos frequentemente à rocha metacarbonática (em geral esta rocha encontra-se posicionada mais elevada e distante do *skarn*). Ocasionalmente se formam corpos e veios de especularita em lugar da magnetita. Posteriormente as soluções mineralizantes se saturam com sulfetos (pirita, pirrotita, calcopirita, covellita, etc.) e estes também podem substituir em parte ao *skarn*, rochas metacarbonáticas, aos óxidos hipógenos, e raramente à rocha carbonática original.

Os óxidos e sulfetos hipógenos se depositam de preferência em zonas determinadas ou com um silicato em particular o que sugere a existência de controles de deposição químicos e texturais. Um lugar favorável para a deposição dos sulfetos é próxima à linha da rocha metacarbonática com o limite externo do *skarn* (Burt & Petersen, 1974). Os controles da deposição mineral são fundamentalmente estruturais, estratigráficos e mineralógicos.

Os jazimentos em *skarn* guardam uma relação especial com os depósitos de tipo pórfiros de Cu. Quando um intrusivo que contém depósitos porfíricos de Cu ocorre cortando rochas carbonáticas, quase sempre desenvolve jazimentos de Cu tipo *skarn* nas metacarbonáticas.

Os jazimentos em *skarn* ou metassomáticos de contato são explorados por uma grande variedade de elementos, entre eles o C (grafita), W (scheelita), Mo (molibdenita) e powellitita (em solução sólida com a scheelita), Sn (membro do grupo helvita), Cu (calcopirita e bornita), Zn (esfalerita), Pb (galena), Au como sulfetos (pirita, arsenopirita e/ou com a mineralização de calcopirita-esfalerita-galena), Ag geralmente em galena e tetraedrita-tennantita, As em arsenopirita, Bi (bismutinita), Sb (estilbina), Ba (baritina e witherita), Mn nos minerais do *skarn* (rodonita e johannsenita), F (fluorita), B (kotoíta), Fe (magnetita e hematita), Co (pirita cobaltífera). Também se explora nos jazimentos em *skarn*, Mn (alabandita e rodocrosita) e Co (Carrolita). Craig & Vaughan (1994) mencionam W (wolframita), Sn (cassiterita) e Ag, Bi e (Se) nos sulfossais.

A ausência de altos teores de titânio e terras raras é uma característica que distingue aos depósitos de *skarn* dos carbonatitos (Heinrich, 1966).

8.3 CARACTERIZAÇÃO DOS SKARNS EM CAMPO

Além do conceito de endo-*skarns* e exo-*skarns* proposto por Zharikov (1970) há o modelo proposto por Einaudi et al. (1981) para *skarns*, o qual compreende 2 estágios principais, um progradante e outro retrogradante. No estágio progradante, caracterizado pelo desenvolvimento de uma paragênese anidra (sêca), é possível distinguir um primeiro episódio de metamorfismo térmico isoquímico, a que se segue metassomatismo desencadeado preferencialmente por fenômenos de difusão. No segundo estágio, usualmente relacionado com a progressão de processos de infiltração que conduzem ao desenvolvimento de uma paragênese hidratada, normalmente com vários episódios metassomáticos relacionados com o arrefecimento gradual do sistema hidrotermal.

Outro critério utilizado na classificação de *skarns* é o estado de oxidação (Einaudi et al., 1981; Einaudi & Burt, 1982), considerando-se dois grandes grupos: os *skarns* reduzidos e os *skarns* oxidados. Os *skarns* reduzidos apresentam predominância do piroxênio sobre a granada, piroxênio com percentagem mais elevada de componente hedenbergítica e/ou joanesítica (60-90% Hd; 5-10% Jo), uma paragênese retrogradante caracterizada pela presença de hornblenda e/ou biotita, pirrotita e magnetita; Nos *skarns* oxidados, a granada domina as fases progradantes, o piroxênio é mais diopsídico (20-70% Hd; 0-5% Jo) e a fase retrógrada é caracterizada pela presença de epidoto, anfibólios da série tremolita-ferroactinolita e pirita.

O *skarn* é o melhor guia para a exploração geológica de minerais econômicos. Já que o *skarn* pode substituir pervasivamente camadas sedimentares de composição química favorável. E as bordas do *skarn* geralmente delimitam com precisão a área que pode conter mineralização econômica parcialmente substituída pelo *skarn* (Burt & Petersen, 1974). A sílica e o ferro são provavelmente os elementos mais abundantes acrescentados nas zonas de metamorfismo ígneo (Guilbert & Park, 1986). O estudo das diferentes zonas ou zoneamento de um *skarn* mineralizado é controlado pela estratificação local e pela litologia das rochas encaixantes.

Ocorrências de domos e anticlinais causados pela empurrão/levantamento da intrusão ígnea e da subsequente formação de sistemas de fissuras, de diques pré-*skarn*, juntas e outras áreas de fraqueza devem ser investigados, bem como o contato ígneo-calcário (este contato tende a ser subparalelo à estratificação em profundidade). O *skarn* com mineralização metálica com importância econômica se caracteriza por apresentar a seguinte assembléia mineralógica: quartzo-calcita-grandita ou andradita-clinopiroxênio (Shoji, 1978). Grandita apresenta composição intermediária na série isomórfica grossulária ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) - andradita ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$).

É importante verificar a presença de elementos-chave do *skarn* mineralizado, tais como granada (andradita, grandita e grossulária, clinopiroxênios (hedenbergita e diopsídio), epidoto, ferroactinolita, tremolita, wollastonita, quartzo (formador do *skarn* e venulado ou diqueforme), calcita e dolomita (formando o *skarn* e veios). Observar se os minerais mencionados apresentam fraturamento, porosidade e certa permeabilidade que são favoráveis para a deposição de minerais econômicos (especialmente metálicos). Intrusivo ígneo com textura equigranular muito grossa, indicaria um nível de formação mais profundo do intrusivo ígneo (Murakami, 2005). Nas razões Cu/Zn-Pb, as composições químicas e mineralógicas, as texturas das rochas ígneas geneticamente relacionadas aos *skarns*, indicam que as jazidas enriquecidas em Cu estão associadas à atividade ígnea plutônica e as enriquecidas em Zn-Pb com atividade hipoabissal a efusiva (Imai, 1978).

O *skarn* com mineralização econômica pode apresentar variações sistemáticas de cor dentro do modelo de zonamento em uma jazida de *skarn*, desde a rocha do intrusivo em direção ao mármore. A granada de cor marrom avermelhada escura ocorre próximo do intrusivo que é o centro da atividade hidrotermal, tornando-se de cor castanho claro quando nos aproximamos de uma determinada distância do mármore e sendo de cor verde pálido na frente do mármore (Harris & Einaudi, 1982). A mudança na cor do piroxênio é menos pronunciada, mas tipicamente reflete um aumento progressivo do Fe e/ou Mn a partir da intrusiva em direção à frente do mármore (Murakami, 2005). Mudança na cor de calcita reflete a mudança de composição, devido ao metamorfismo de contato ou atividade hidrotermal. Segundo Schuiling & Oosterom (1966), as concentrações de Sr e Ba em calcário metamorfozido regionalmente em Naxos, Grécia, diminui com o aumento do grau metamórfico. É, portanto, possível se esperar que o calcário nos depósitos de *skarn* irá variar em composição, com uma mudança no tamanho de grãos de calcita.

A profundidade de formação do *skarn* está intimamente relacionada com o seu modo de ocorrência. Se o exame do nível de erosão é adicionado, pode-se estimar com precisão se existe um potencial para a exploração ou não. Em um ambiente profundo de *skarn*, as rochas tenderão a deformar-se de forma dúctil (dobramentos). Contatos intrusivos com as rochas sedimentares em profundidade, tendem a ser sub-paralelos ao acamamento. Em ocorrências como essas, o *skarn* é formado ao longo de planos de acamamento ou quebramentos das rochas sedimentares. Em contraste, as rochas hospedeiras em profundidades rasas tenderão a deformar-se por fratura e falha em vez de dobras. Onde os contatos intrusivos são bruscamente discordantes ao acamamento, os *skarns* cruzam através do acamamento e massivamente substituem camadas favoráveis, igualando ou excedendo o tamanho exposto do plúton associado (Meinert, 1992). Em tal ambiente, o *skarn* se

desenvolve em áreas onde fissuras cruzam calcário em estruturas semelhantes a veios (Nitta et al., 1971; Kawasaki et al., 1985).

A maior temperatura ambiente em profundidade devido à história de cristalização do intrusivo (plúton) minimiza a quantidade de alteração retrógrada de minerais de *skarn* (Meinert, 1992).

A presença de veios é uma das características distintivas da formação do *skarn* em um ambiente raso. Em tal ambiente, falhas e fraturas são mais susceptíveis de controlar a atividade hidrotermal acompanhado com a formação de *skarn* e minerais de minérios. O forte hidrofraturamento associado a intrusões superficiais aumenta grandemente a permeabilidade das rochas hospedeiras, não só para os fluidos metassomáticos relacionados à atividade ígnea, mas também para posteriores fluidos meteóricos eventualmente resfriados (Meinert, 1992). No campo, em torno de ocorrências promissoras de *skarn*, pode-se encontrar *skarns* retrógrados constituídos de veios, então deve-se observar mergulho e direção dos veios, investigando em torno desses veios, porque a alteração retrógrada é geralmente mais intensa e mais difundida em sistemas rasos de *skarn* (Murakami, 2005).

8.4 PETROGRAFIA DOS MINERAIS OPACOS

No caso da área estudada de Fagundes-Itatuba, as ocorrências ligadas a mineralizações de Fe-Ti (CC-16, CC-276 B, CC-277, CC-279, CC-280, CC-58 e CC-75B); e as ocorrências de mineralizações de Fe-Cu ligadas a *skarns* (CC-11Q5/5, CC-293IA, CC-293IB, CC-293H, CC-293K) foram estudadas petrograficamente, por microscopia de minerais opacos em seções polidas pelo método de luz refletida.

Após estes estudos micropetrográficos, foi analisado, para as amostras das mineralizações ligadas a *skarns* (mineralizações de Fe-Cu), o zoneamento mineral, as rochas encaixantes (*skarn*), as relações texturais, as correlações da geologia de campo, fornecendo uma seqüência paragenética generalizada correspondente a uma assembléia mineralógica de um depósito do tipo *skarn* ou pirometassomático (item 8.4). Baseado nesta seqüência inferida, foi realizada uma estimativa geotermométrica para este tipo de depósito (item 8.5).

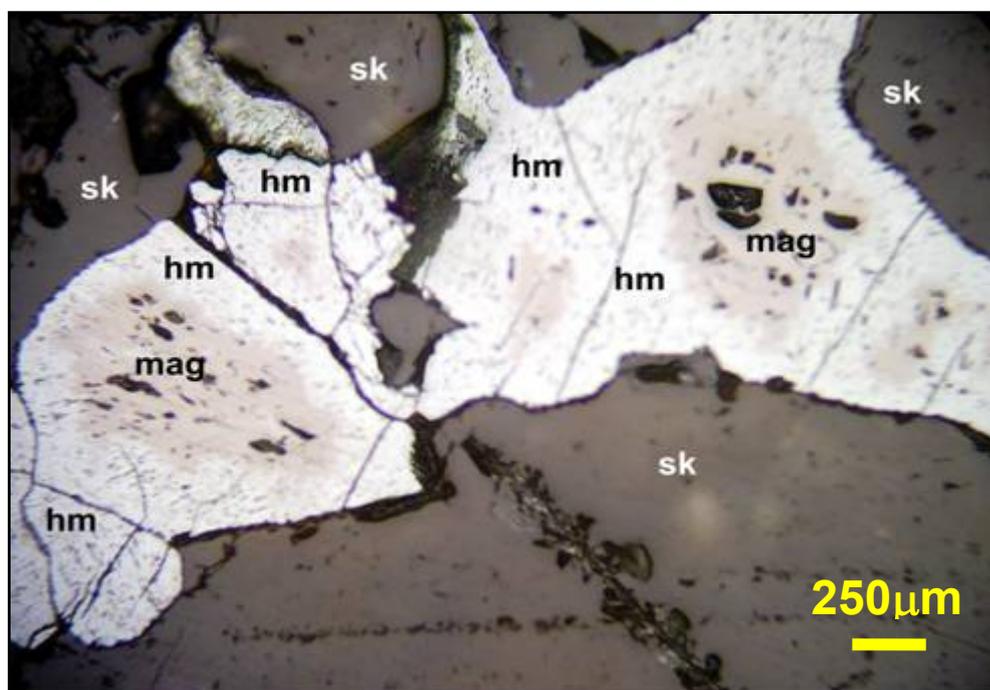
Estes estudos petrogenéticos e geotermométricos não foram feitos para os depósitos de minérios de Fe-Ti, justamente pela falta de correlações de geologia de campo, relações texturais e relações com as encaixantes, já que as ocorrências foram observadas em forma de blocos soltos, como já mencionado no item 8.1. Também deve-se citar, que nas amostras estudadas supostamente ligadas às novas ocorrências de minério de Fe-Ti (CC-16, CC-58, CC-75B CC-276B, CC-277, CC-279 e CC-280), não foi observado ao microscópio minérios de Ti. É importante mencionar que o mineral de quartzo constitui pequenos veios e microveios cruzando os minerais do *skarn* (epidoto, clinzoisita, granada, diopsídio-hedenbergita e actinolita). Este quartzo hidrotermal substituiu parcialmente os minerais formadores do *skarn*. O quartzo contém disseminações de calcopirita e pirita. Os sulfetos substituíram parte do quartzo hipógeno.

Em geral as amostras estudadas apresentam as seguintes características na mineralogia dos minerais opacos identificados e citados na área pesquisada:

Magnetita (Fe₃O₄): Este óxido hipógeno foi observado nas amostras CC-16, CC-58, CC-75B CC-276B e CC-280 (Fotomicrografia 23). A magnetita é o mineral metálico mais abundante do jazimento. São distinguidos três tipos de magnetita:

A) principalmente maciça (amostras CC-16 e CC-75B) que no campo afloram como corpos irregulares, blocos soltos, massas ou colinas arredondadas com solo característico avermelhado escuro; B) como disseminações comumente irregulares e ocasionalmente uniformes no *skarn*. Neste caso a magnetita ocupa espaços intergranulares dos minerais formadores do *skarn*. A magnetita substituiu parte dos constituintes transparentes da rocha hospedeira; C) E em menor escala como pequenos veios e microveios que cruzam alguns setores da rocha hospedeira.

Em geral a magnetita contém inclusões de minerais remanescentes da rocha hospedeira (epidoto e clinozoisita, granada, diopsídio-hedenbergita e actinolita), além de pirita hipógena e hematita supérgena. Em algumas porções da magnetita maciça ocorrem finas exsoluções (na forma de “palitos” de hematita primária) orientadas segundo os planos cristalográficos da magnetita (amostra CC-16). Em menor proporção ocorrem microfissuras na magnetita preenchidas pela ganga não metálica posterior (quartzo). A magnetita é substituída em parte pela hematita supérgena, exibindo martitização parcial e às vezes quase total (Fotomicrografia 23).



Fotomicrografia 23: Cristais de magnetita (mag) intensamente martitizados, exibindo bordas de hematita (hm) supérgena. As magnetitas com bordas de hematita ocupam espaços intergranulares da rocha hospedeira (sk). Amostra CC-75B, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.

Neste caso os grãos de magnetita estão circundados por microhalos de substituição que correspondem à hematita. Eventualmente são distinguidos perfeitos pseudomorfos de hematita posteriores à magnetita. Os cristais de magnetita são predominantemente xenomórficos e em menor proporção subédricos e automórficos. Os cristais de magnetita medem desde 5 micrômetros (μm) até 4,50mm de diâmetro. Predominam os grãos com tamanhos variando desde 300 μm até 2,5mm de diâmetro.

Na maioria das amostras estudadas, observamos que quando ocorrem os minerais magnetita, hematita e goethita, visualizam-se as seguintes relações de porcentagem:

Magnetita > Hematita+goethita e Fe hipógeno > Fe supérgeno. Só na amostra CC-75 B ocorre a relação inversa: **Hematita+goethita > Magnetita e Fe supérgeno > Fe hipógeno.** Não foram observados inclusões nem exsoluções de ilmenita na magnetita.

Hematita (Fe_2O_3): A variedade hipógena se apresenta como:

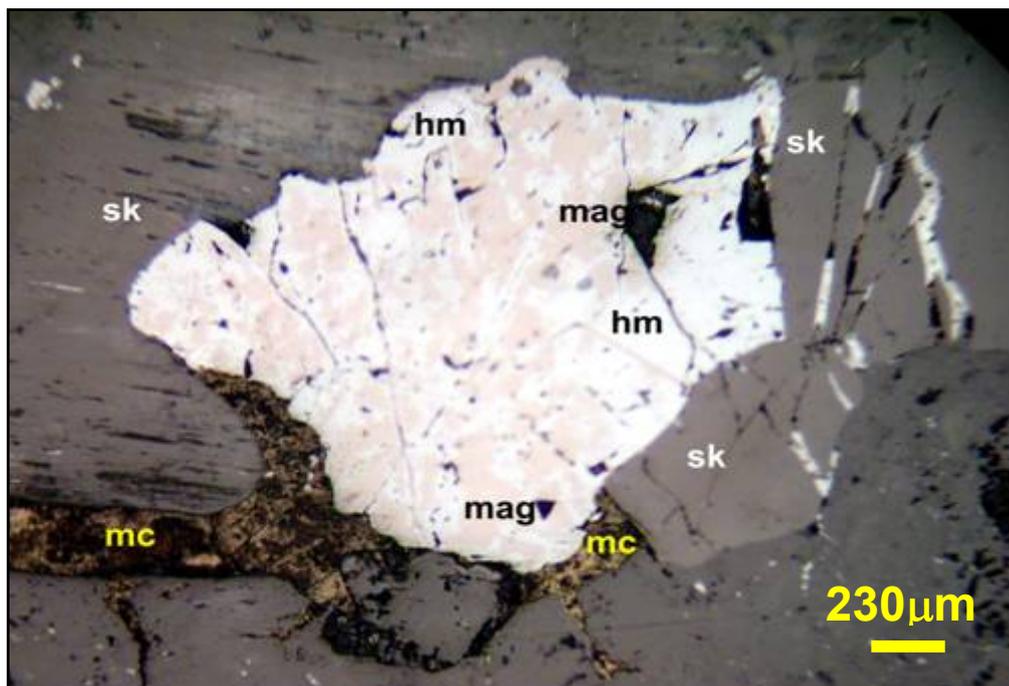
A) Especularita (amostra CC-277) que ocorre em cristais tabulares, aciculares e laminares dispostos radialmente e paralelamente dentro de fraturas e microfraturas do quartzo. Este quartzo por sua vez está invadindo e substituindo parcialmente a rocha hospedeira (diopsídio-hedenbergita, granada, epidoto, clinozoisita, e actinolita). Cabe indicar sobre esta ocorrência que os minerais da rocha hospedeira tais como diopsídio-hedenbergita comumente sofrem um processo de oxidação hipógena pela qual se gera specularita próximo do *skarn* granatífero (Burt & Petersen, 1974), e este processo é observado na área pesquisada. Os cristais de specularita medem desde 10 μm até 7,0mm de comprimento. B) Hematita primária ocorre em pequena proporção e se apresenta como exsoluções (na forma de “palitos” de 10-40 μm de comprimento) orientados segundo os planos cristalográficos da magnetita maciça (pervasiva), observados na amostra CC-16.

A hematita supérgena é a variedade mais abundante da maioria das amostras investigadas. Esta hematita deriva da alteração predominantemente da magnetita (martitização em graus variáveis, desde moderada até muito intensa ou avançada). A hematita secundária forma microhalos de substituição que envolvem principalmente aos grãos da magnetita e em menor proporção às micropelículas irregulares de melnicovita. As hematitas supérgenas contêm remanescentes do *skarn*, magnetita, pirita e melnicovita. A hematita supérgena ocorre também dispersa irregularmente na rocha hospedeira. A hematita secundária penetra nos contornos dos grãos da magnetita e em microfraturas da mesma magnetita, da rocha hospedeira e da melnicovita. A hematita supérgena alterou em parte para goethita. Foi observada hematita secundária nas amostras CC-293K, CC-276B, CC-280, CC-16, CC-58 (Fotomicrografia **24**) e CC-75B. Assim como, foram encontradas quantidades importantes de hematita supérgena nas amostras CC-16, CC-58 e CC-75B. Os grãos e micropelículas de hematita secundária medem desde 5 μm até 3,50mm de diâmetro.

Pirita (FeS_2): Este sulfeto hipógeno encontra-se em dez amostras das onze examinadas petrograficamente (Fotomicrografias **25** e **26**). A pirita não foi identificada na amostra CC-277. A pirita ocorre como cristais isolados e em grupos de cristais disseminados irregularmente no *skarn*, por vezes preenchendo os espaços intergranulares do *skarn*. A pirita substituiu parcialmente aos minerais do *skarn* e a magnetita, ocasionalmente penetrando nas microfissuras do *skarn* e da magnetita. A pirita exhibe inclusões de remanescentes do *skarn* (epidoto, clinozoisita, granada, diopsídio-hedenbergita e actinolita) além de calcopirita e melnicovita. A pirita é localizada frequentemente em contato ou circundada pela melnicovita.

Observa-se também inclusões de pirita na magnetita. Em algumas zonas das amostras estudadas a pirita mostra textura porosa e certa decomposição ou alteração devido à intemperismo. Os cristais de pirita têm tamanhos que vão desde 3 μm até 3mm de diâmetro. Os cristais de pirita são em maior escala xenomórficos e em menor proporção subédricos e automórficos. Eventualmente a pirita apresenta-se disseminada uniformemente no quartzo hidrotermal e também como cristais localizados nos contatos do quartzo hipógeno (*skarn*). Também foi observado em sete amostras a

seguinte relação de porcentagem: pirita>calcopirita (py>cp). Somente em uma amostra (CC-11Q5/5) existe a relação inversa: calcopirita> pirita (cp>py).



Fotomicrografia 24: Resíduos de magnetita (mag) resultantes da alteração à hematita (hm) supérgena (martitização intensa). A magnetita, hematita e a melnicovita (mc) preenchem espaços intergranulares na rocha hospedeira (sk). Também ocorrem microveios de hematita que cortam parte da rocha hospedeira (zona superior direita da fotomicrografia). Amostra CC-58, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.

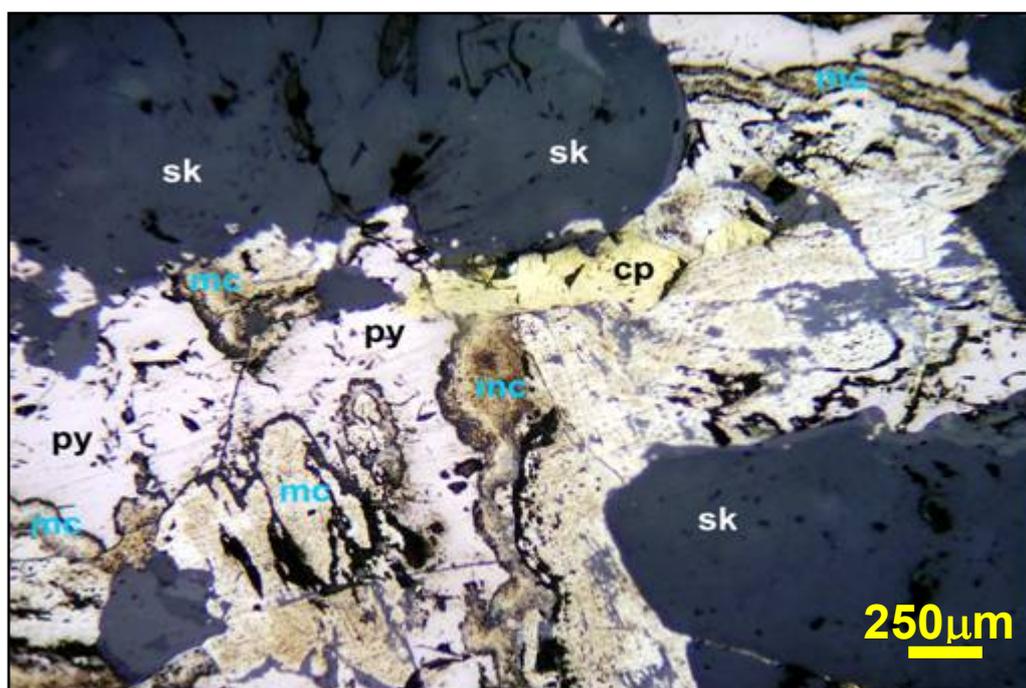
Pirrotita ($Fe_{1-x}S$): Notamos remanescentes deste sulfeto hipógeno dentro das micropelículas irregulares de melnicovita (amostra CC-293H). Devido à baixa porcentagem de pirrotita achada na amostra não conseguimos determinar se a mesma é pirrotita monoclínica ($\sim Fe_7S_8$) ou pirrotita hexagonal ($\sim Fe_9S_{10}$) com a prova do colóide magnético específica para a pirrotita monoclínica (magnética). A pirrotita encontra-se alterada intensamente a melnicovita. É muito possível que nas partes profundas da área mineralizada a quantidade de pirrotita preservada da alteração deve aumentar.

Calcopirita ($CuFeS_2$): Foram identificadas baixas proporções deste sulfeto de Cu em sete amostras CC-293IA (Fotomicrografia 25), CC-293IB, CC-293H, CC-293K, CC-276B, CC-280 e CC-58), que em geral dão um intervalo de 0,10 a 0,30 V% (% em volume) de calcopirita. Na amostra CC-293IA, detectamos um conteúdo significativo de calcopirita (3,80 % em volume modal). A calcopirita se apresenta como cristais xenomórficos com tamanhos que vão desde 3 μm até 2,80mm de diâmetro.

Ocorrem inclusões de calcopirita na pirita e na melnicovita (Fotomicrografia 27). A calcopirita também forma microveios que cortam pirita, quartzo hidrotermal e skarn. Ocasionalmente os cristais de calcopirita se localizam nos contatos dos minerais da ganga (skarn-quartzo hidrotermal). A calcopirita é mais abundante no quartzo hidrotermal que no skarn (Fotomicrografia 28). A calcopirita substituiu parcialmente ao quartzo hidrotermal, ao skarn e à pirita. A calcopirita encontra-se frequentemente em contato com a pirita hipógena e a melnicovita.



Fotomicrografia 25: Grãos xenomórficos de calcopirita (cp) que exibem débil alteração intempérica. Dentro do *skarn* (sk) a calcopirita é encontrada em contato e substituindo parcialmente a pirita (py) hipógena. Há pequenos cristais de melnicovita (mc) junto à pirita e cristais de calcopirita disseminados no *skarn*. Amostra CC-293 IA microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.



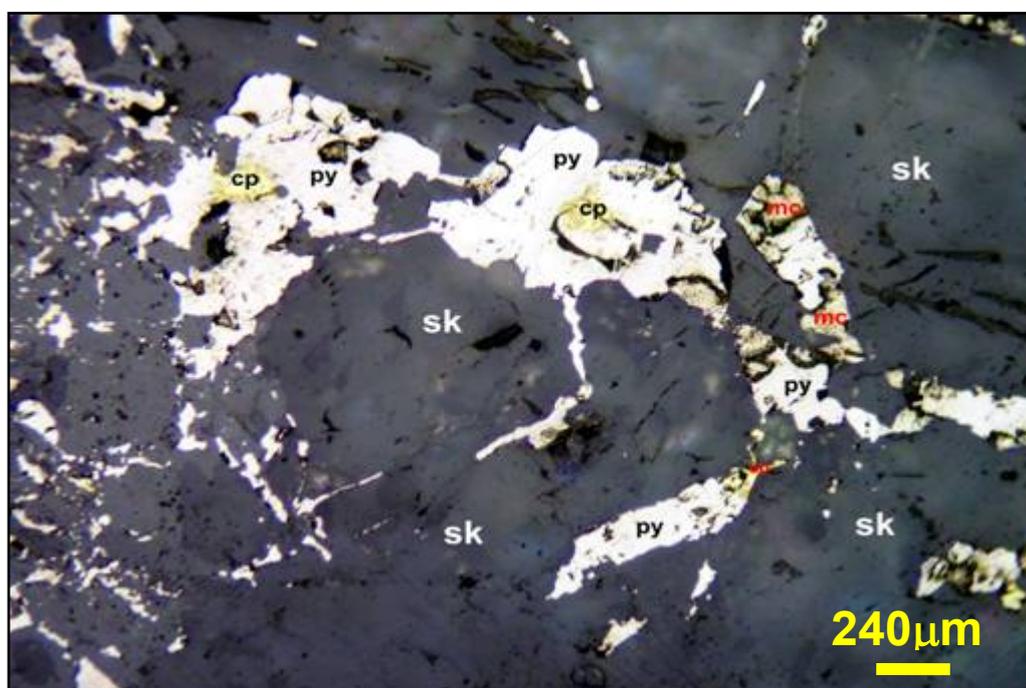
Fotomicrografia 26: Grãos anédricos de pirita (py) e calcopirita (cp) substituídos parcialmente pela melnicovita (mc), esta exibe texturas colomórfica, porosa e de “olho de pássaro”. Os três sulfetos juntos ocupam espaços intergranulares do *skarn* (sk) e substituíram parte desta rocha. Amostra CC-293IA, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.

Os cristais de calcopirita ocorrem disseminados irregularmente no *skarn* (Fotomicrografia 29) e uniformemente no quartzo hidrotermal. Neste último caso, os cristais de calcopirita estão localizados

próximos aos cristais da pirita hipógena. A calcopirita contém inclusões de pirita, quartzo e goethita. A calcopirita altera para covellita e goethita.

Melnicovita (pirita supérgena, FeS_2): Este mineral pode conter quantidades variáveis de As, como máximo 8% de As (Uytenbogaardt & Burke, 1971). As finas intercalações e filmes de alguns sulfetos secundários que frequentemente contêm a melnicovita podem produzir falsos efeitos de anisotropia nesta pirita colomórfica (Picot & Johan, 1977), também são observadas superfícies escuras na melnicovita.

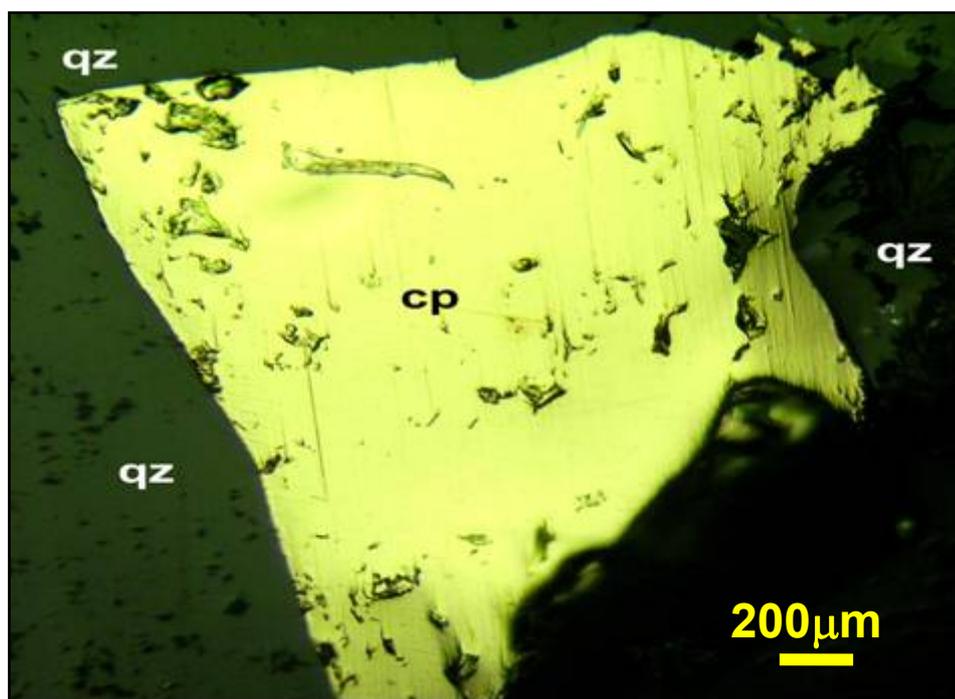
As micropelículas irregulares deste sulfeto secundário estão dispersas aleatoriamente no *skarn*. A melnicovita ocupa espaços intergranulares dos minerais do *skarn*. A melnicovita é um produto da alteração supérgena da pirrotita. A melnicovita exibe texturas colomórfica (Fotomicrografias 30 e 31) porosa e de “olho de pássaro” (Fotomicrografia 26). A melnicovita é em parte uma substância amorfa, só que, em sua maior parte é criptocristalina.



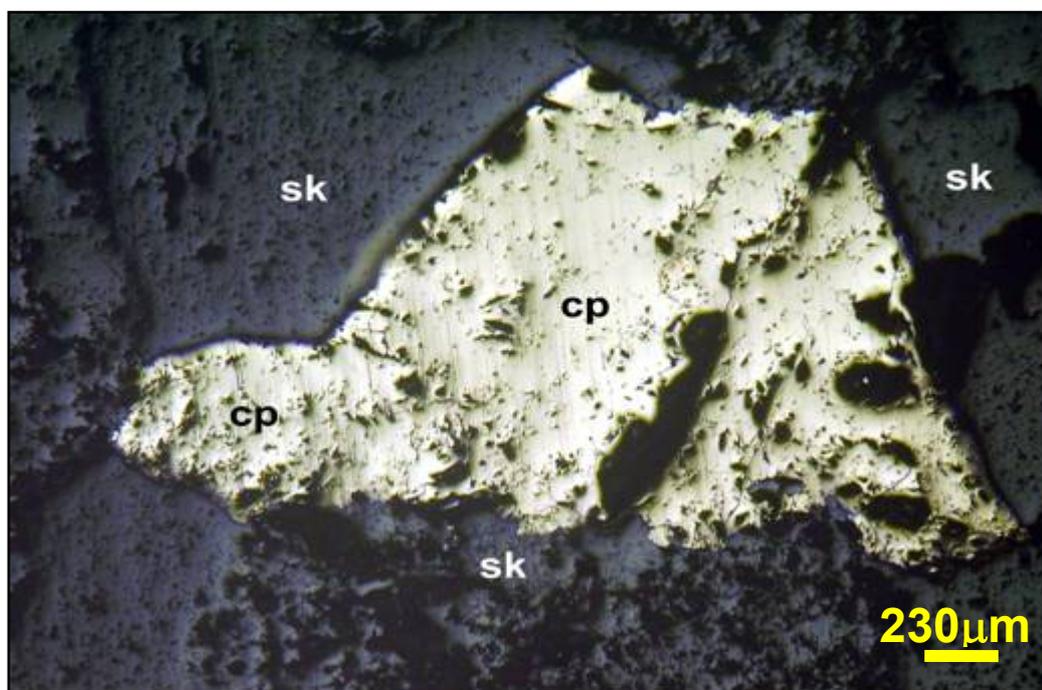
Fotomicrografia 27: Cristais e agregados de pirita (py) hipógena, de formas xenomórficas, em contacto com a melnicovita (mc), encontram-se disseminados irregularmente no *skarn* (sk). Observamos também calcopirita (cp) como inclusões anédricas na pirita e disseminações isoladas de calcopirita no *skarn*. Amostra CC-293IA, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.

A melnicovita contém remanescentes ou resíduos do *skarn*, da pirita hipógena, pirrotita, calcopirita e magnetita. A melnicovita substituiu em parte a estes constituintes. Em algumas amostras a melnicovita aparece algo alterada pelo intemperismo. A melnicovita também constitui microveios que cortam à magnetita e ao *skarn*. Parte da melnicovita altera-se para hematita supérgena (secundária), covellita e goethita. Foram identificadas minerais de melnicovita nas seguintes amostras: CC-293IA, CC-293IB, CC-293H, CC-293K, CC-276B, CC-280 e CC-58.

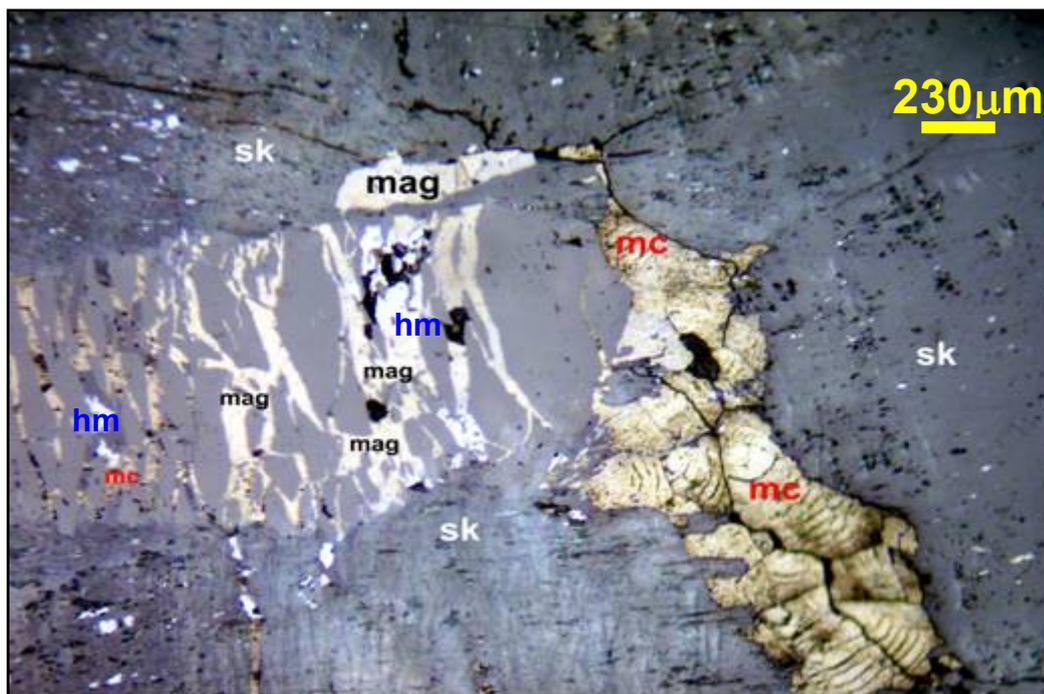
Covellita (CuS): Foram encontrados escassos grãos xenomórficos deste sulfeto supergênico dentro das micropelículas de melnicovita. A covellita substituiu fracamente a melnicovita. A covellita é resultado da alteração da calcopirita. A covellita é encontrada nas amostras: CC-2931A, CC-58.



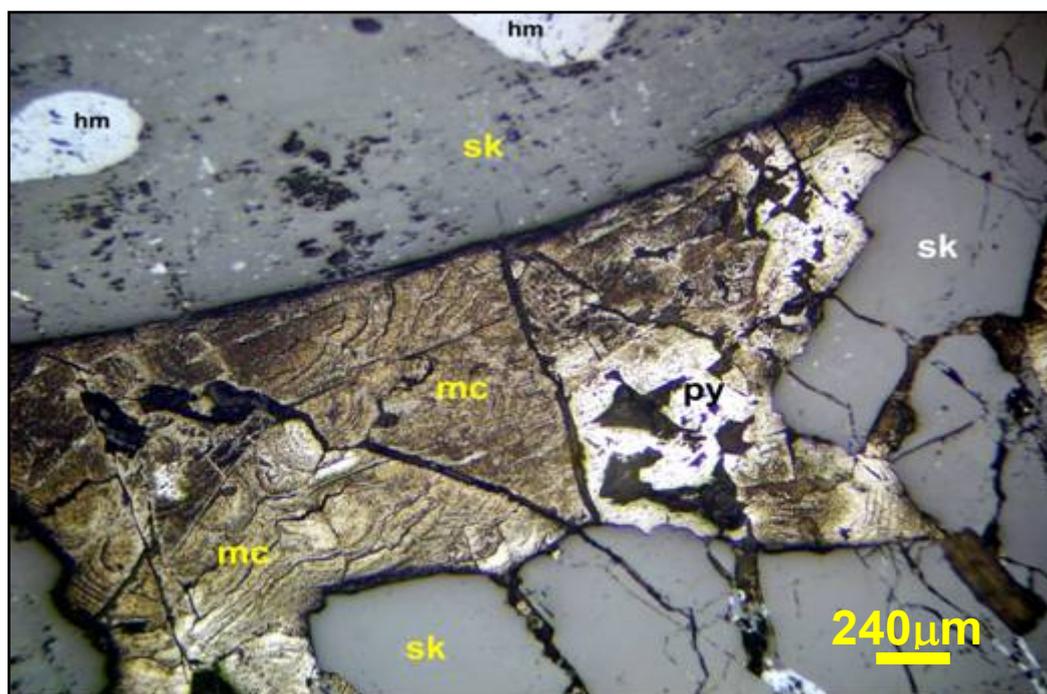
Fotomicrografia 28: Disseminação da calcopirita (cp) relativamente grossa no quartzo (qz) hidrotermal que invadiu e substituiu parte do *skarn* (epidoto, actinolita e outros). O *skarn* não ocorre na fotomicrografia. Amostra CC-11Q5/5, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.



Fotomicrografia 29: Disseminação da calcopirita (cp) grossa em alguns setores do *skarn* (sk). Amostra CC-11Q5/5, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.



Fotomicrografia 30: Magnetita (mag), hematita (hm) e melnicovita (mc) constituindo microveios e disseminações em porções do *skarn* (sk). Ocorre uma película de melnicovita colomórfica e porosa ocupando espaços intergranulares do *skarn* (porção direita da fotomicrografia). Amostra CC-58, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.



Fotomicrografia 31: Observamos uma grande película de melnicovita colomórfica e porosa ocupando espaços intergranulares do *skarn*. Amostra CC-58, microscopia de luz refletida, nicóis paralelos.

Goethita (α -FeO.OH): Micropelículas irregulares deste hidróxido de Fe foram observadas como filmes e preenchimento de fraturas e microfissuras nos minerais transparentes do *skarn*.

A goethita forma microhalos de substituição ao redor dos cristais de pirita hipógena, calcopirita e nas micropelículas da melnicovita. A goethita penetra nas microfaturas da magnetita. A goethita substituiu parcialmente a hematita secundária. A goethita pigmenta parte dos minerais incolores do *skarn*. Observamos goethita em oito amostras: CC-293IB, CC-293H, CC-293K, CC-280, CC-16, CC-58, CC-75B e CC-11Q5/5.

8.5 SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA

De acordo com os minerais identificados, o tipo de jazimento de Fe-(Cu) em *skarn*, o zoneamento da mineralização e as relações texturais dos minerais, foi determinada a seguinte ordem de formação dos componentes associados em seqüência de tempo ou paragênese (vide Figura 8.1):

A) Formação dos Silicatos do Skarn: 1) Silicatos de Ca, Fe, Mg, Al e Mn: granadas (almandina e grossulária), piroxênios (diopsídio-hedenbergita), anfibólios (actinolita-tremolita), epidoto e clinzoisita, escapolita, etc.

B) Mineralização da Zona de Óxidos Primários: 2) Magnetita (com exsoluções de hematita hipógena); 3) Quartzo; 4) Especularita: preenche fraturas e microfissuras no quartzo que invade ao *skarn* granatífero.

C) Episódio da Mineralização Hidrotermal: 5) Quartzo; 6) Pirita; 7) Pirrotita; 8) Calcopirita.

D) Enriquecimento Supergênico dos Sulfetos: 9) Melnicovita (pirita supérgena); 10) Covellita.

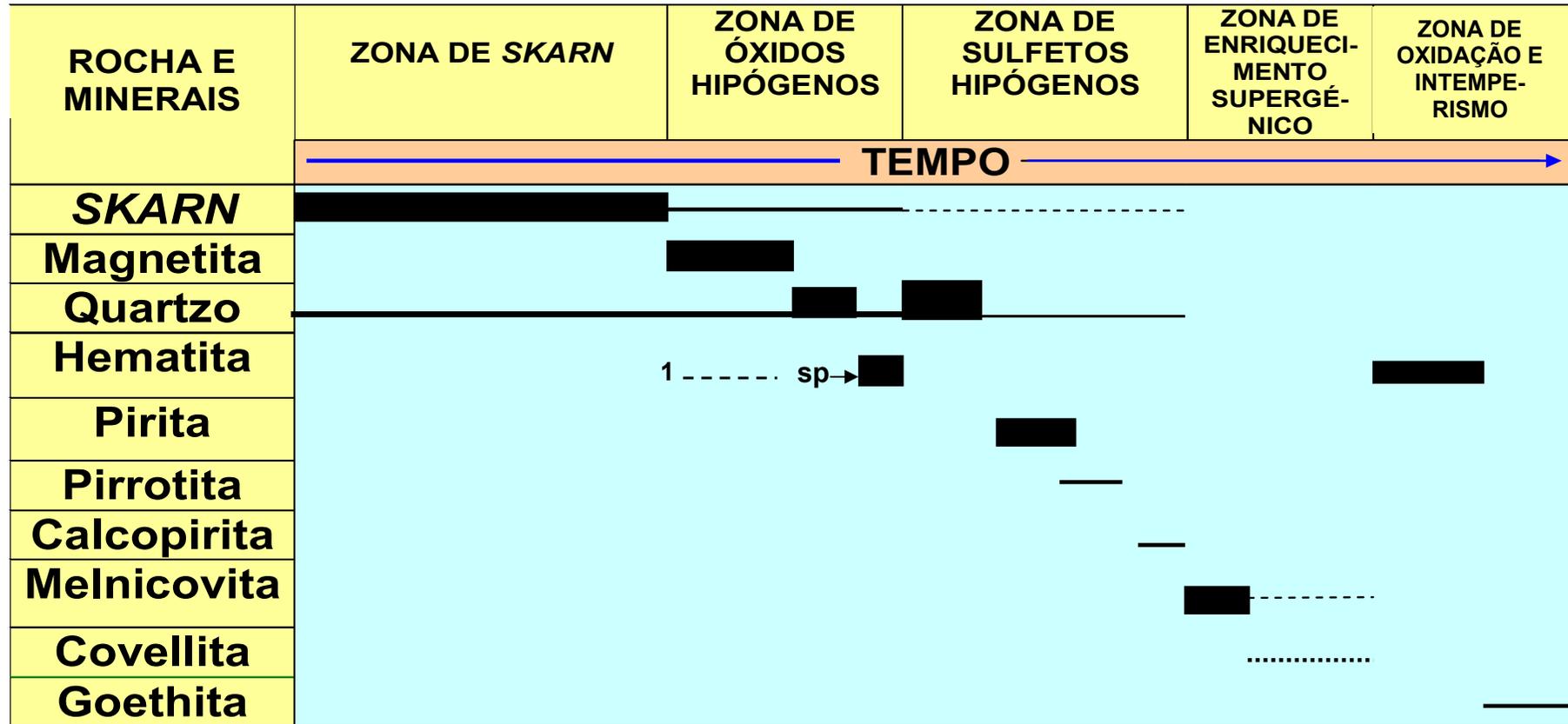
E) Etapa de Oxidação e Intemperismo: 11) Hematita: principalmente resultante da martitização da magnetita; 12) Goethita.

8.6 ESTIMATIVA DE CONDIÇÕES DE TEMPERATURA DE FORMAÇÃO DOS SKARNS DA REGIÃO DE FAGUNDES-ITATUBA

Na parte central da área pesquisada foi alojado um intrusivo de composição granodiorítica (Granodiorito Quati), que provavelmente tem uma relação genética com a formação do *skarn* e com a mineralização de Fe e Cu. Este plúton aparentemente está alterado hidrotermalmente em forma extensa e sugere uma relação espacial com o *skarn* e a mineralização de Fe e Cu.

Burt & Petersen (1974) mencionam que diversos autores têm realizado estimativas de temperaturas para os diferentes estágios ou etapas na formação de um *skarn* mineralizado. Isto é feito utilizando critérios tais como pontos de fusão, fluxos de calor, fracionamento de isótopos de oxigênio, equilíbrio de fases silicatadas e de sulfetos, assim como inclusões fluidas, obtendo-se limites relativamente amplos. Estes autores também mencionam que para um *skarn* mineralizado típico, ao redor de um corpo granodiorítico ou quartzo-monzonito as temperaturas estimadas para os diversos estágios seriam aproximadamente como segue:

| | |
|---------------------|---|
| 700° a 900°C | Solidificação do intrusivo; |
| 500° a 700°C | Metassomatismo de contato; |
| 400° a 600°C | Formação do <i>skarn</i> (silicatos anidros e hidratados de Ca, Fe, Mg, Al e Mn constituintes do endo- <i>skarn</i> , formado pela substituição do intrusivo, e o exo- <i>skarn</i> formado pela substituição das rochas metacarbonáticas); |
| 300° a 500°C | Superposição dos óxidos e sulfetos hipógenos; |
| 200° a 400°C | Estágio hidrotermal tardio. |



1: hematita exsoluções na magnetita maciça; sp: especularita

* **SKARN**: Silicatos de Ca, Fe, Mg, Al e Mn: granadas (almandina e grossulária), piroxênios (diopsídio-hedenbergita), anfibólios (actinolita-tremolita), epidoto, clinozoisita, escapolita, etc.

Figura 8.1. Diagrama ilustrando a seqüência paragenética dos minerais de minério associado às rochas *skarn* na região de Fagundes-Itatuba (PB).

CAPÍTULO IX - COMPARAÇÕES COM ÁREAS SEMELHANTES E ESTUDO DO COMPORTAMENTO REOLÓGICO DOS METACARBONATOS DE FAGUNDES-ITATUBA

A região de Fagundes-Itatuba é uma área complexa do ponto de vista geológico e tectônico, apresentando grande variedade de litologias interrelacionadas que a princípio forneceram como hipótese de trabalho a possibilidade de se tratar de um complexo metamórfico, formado essencialmente por rochas metamárfico-ultramáficas encaixadas em ortognaisses e migmatitos do equivalente do Complexo Floresta, posteriormente atravessada por granitóides e associada a lentes ou corpos de metacarbonatos e em menor proporção pequenas lentes de *skarns*. Adicionalmente, lentes de minério de Fe sugeriam possibilidades econômicas.

O estudo focalizou principalmente os metacarbonatos, cuja localização sugeria um padrão de alojamento concêntrico sub-circular a ovalado, por acompanharem as lentes metamárfico-ultramáficas, também exibindo o mesmo padrão, típico de complexos márfico-ultramáficos (Castro, 1987). Estas estruturas, visualizadas em fotointerpretação e em carta-imagem de radar, foram bem detalhadas no mapeamento de campo (vide Mapa Geológico no anexo) e associadas às feições de campo (vide Capítulo 3, Geologia Local), levantaram a hipótese de um complexo metacarbonatítico para a origem dos metacarbonatos.

Todavia, com a continuidade dos estudos, ao longo de oito etapas de campo com levantamento geológico de mais de 300 afloramentos (precisamente 315 afloramentos) numa área de 240 Km², todos com amostras coletadas das diferentes litologias as quais foram analisadas por diversas metodologias (petrografia, litogeoquímica, química mineral, química de isótopos estáveis, levantamento cintilométrico expedito) e interpretadas em diagramas e tabelas, esta hipótese não se confirmou. Embora os dados isotópicos não sejam conclusivos quanto à origem das rochas metacarbonáticas, devido aos processos metassomáticos experimentados pelas mesmas.

A própria área de trabalho, a princípio de 150 Km², foi posteriormente estendida para 240 Km², a fim de melhor contextualizar as litologias estudadas.

Os dados das análises, apresentados ao longo desta Tese (Capítulo 3: Geologia Local; Capítulo 4: Litogeoquímica; Capítulo 5: Química Mineral) apontaram para a hipótese de origem metassedimentar para as rochas metacarbonáticas, alteradas por metamorfismo e metassomatismo.

Com este impasse em mãos, foram realizadas numerosas pesquisas bibliográficas a fim de entender a situação geológica e subsidiar o modelo petrogenético mais factível, dentre os modelos possíveis. Da mesma forma, foram feitas comparações com áreas semelhantes que apresentam o mesmo problema geológico: saber se os metacarbonatos de uma determinada região são de origem metacarbonatítica ou metassedimentar.

Algumas áreas foram especialmente selecionadas e estudadas, por sua semelhança com situação dos metacarbonatos da região de Fagundes-Itatuba: O caso dos mármore intercalados no Complexo Oaxacan, sudeste do México, estudado por Dostal et al. (2004); o caso dos mármore de

Borra, Ghats Oriental (Índia), estudado por Le Bas et al. (2002); e o caso dos mármore de Goianira-Trindade intercalados no Complexo Anápolis-Itauçu em Goiás, Brasil, estudado por Winge (1995). Após a comparação com áreas semelhantes, um estudo do comportamento reológico das rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba e do papel das zonas de cisalhamento existentes na área pesquisada é realizado no item que se segue (item 9.4).

9.1 O CASO DOS MÁRMORES INTERCALADOS NO COMPLEXO OAXACAN, SUDESTE DO MÉXICO ESTUDADO POR DOSTAL ET AL. (2004)

As rochas metacarbonáticas de Oaxacan contêm de 10 a mais de 90% de carbonatos e foram divididas com base na composição modal por Ortega-Gutiérrez (1984) em mármore (>50% do volume modal de carbonatos) e cálcio-silicáticas (10-50% do volume modal de carbonatos). Ocorrem sob forma de camadas concordantes (com espessuras <200 metros) e corpos discordantes (com espessuras > 4 metros) intercaladas em uma seqüência metamórfica de alto grau. Os corpos calcários discordantes são intrusões diqueiformes que cortam as rochas metamórficas circundantes, em sua maioria mármore com xenólitos de cálcio-silicáticas e/ou rochas encaixantes, enquanto os corpos concordantes são tanto mármore quanto cálcio-silicáticas. Os corpos calcários de Oaxacan ocorrem intrudidos como fatias tectônicas em paragneisses do Complexo Oaxacan, um complexo metamórfico polifásico que atingiu fácies granulito e que foi afetado por no mínimo dois eventos tectonotermiais (Solari et al., 2003): Evento Olmecano (1.100 Ma) e o Evento Zapotecano (1.005-980 Ma), tendo sido anteriormente intrudido por charnockitos e metassienitos intraplacas (Keppie et al., 2003), de idade ≥ 1.140 Ma. Os calcários discordantes de Oaxacan forneceram idades de 968 ± 9 Ma (U/Pb em titanita e flogopita) e 945 ± 10 Ma (análises de ablação a laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

As rochas situadas em terrenos metamórficos de alto grau apresentam dificuldade na identificação de seus protólitos, pois a deformação e metamorfismo destruíram a maioria das feições utilizadas para definir sua gênese. Este é o caso das rochas metacarbonáticas do Complexo Oaxacan (de idade 1.0 Ga) no sudeste do México para as quais foram propostas três hipóteses petrogenéticas: (1) uma origem sedimentar como parte de uma seqüência evaporítica depositada em um ambiente tectônico de margem passiva (Ortega-Gutiérrez, 1984); (2) uma origem ígnea como carbonatitos (Melgarejo & Prol-Ledesma, 1999) e (3) as rochas poderiam ter sido originadas através de processos metassomáticos atuando sobre *skarns* de substratos calcários.

As assinaturas geoquímicas e mineralógicas e as relações de campo são distintas para as três hipóteses, e constituíram as ferramentas de trabalho dos autores (Dostal et al., 2004). Após avaliar os dados analíticos as diferentes hipóteses foram discutidas: (1) Origem metassomática: esta hipótese essencialmente assume que rochas cálcio-silicáticas e mármore impuros foram produzidos por introdução metassomática de sílica e outros elementos em rochas carbonáticas puras. *Skarns* calcários metassomáticos são rochas granoblásticas que geralmente ocorrem próximas ou ao lado de corpos ígneos intrusivos e se caracterizam petrograficamente pela presença de uma paragênese cálcio-silicática: wollastonita, granada (andradita e grossularita), epidoto e vesuvianita, com ou sem calcita (Blatt & Tracy, 1996; Easton, 1995; Lentz, 1998). No caso do Complexo Oaxacan, esta hipótese foi refutada pelos seguintes motivos: a ausência de corpos ígneos intrusivos associados ao Complexo e a ausência de zonações nos corpos metacarbonáticos são inconsistentes com uma

gênese por metassomatismo (*skarn*), além disso a natureza intrusiva e discordante dos metacarbonatos Oaxacan e seus contatos bruscos com as rochas hospedeiras são também incompatíveis com uma origem metassomática. (2) Origem carbonatítica: Melgarejo & Prol-Ledesma (1999) sugerem que os metacarbonatos de Oaxacan podem ser intrusões carbonatíticas. Algumas feições são consistentes com este modelo: a natureza intrusiva e as condições metamórficas retrógradadas atingidas pelas assembléias minerais dos metacarbonatos Oaxacan. Todavia intrusões carbonatíticas são também caracterizadas tipicamente por extensa fenitização das rochas adjacentes aos carbonatitos, marcada por metassomatismo potássico; por uma mineralogia não usual (monazita, perovskita, pirocloro, apatita e zircão) e por teores muito elevados de ETR, bem como por padrões de ETR altamente fracionados e altos teores de elementos HFSE (*high field strength elements*, elementos de forte ligação iônica), particularmente de Nb (Wall & Mariano, 1996; Wyllie et al., 1996; Hornig-Kjarsgaard, 1998). Esta hipótese foi refutada porque os metacarbonatos Oaxacan diferem dos padrões carbonatíticos por mostrarem baixos teores de ETR e elementos HFSE. Completam o quadro a ausência de fenitização das rochas encaixantes e a ausência ou presença irrisória dos minerais supracitados diagnósticos de carbonatitos. (3) Origem metassedimentar: este modelo postula que as rochas metacarbonáticas intrusivas de Oaxacan são metacarbonatos metamorfosados isoquimicamente associados com rochas metamórficas remobilizadas sob o fácies granulítico e intrudidas em rochas encaixantes (Ortega-Gutiérrez, 1984). Todavia permanece uma questão sobre a natureza do protólito: se calcários marinhos ou parte de uma seqüência evaporítica. Os corpos metacarbonáticas de Oaxacan diferem de típicos calcários marinhos Fanerozóicos (Taylor & McLennan, 1985) devido à presença de significantes quantidades de escapolita (ricas em Cl e Na), minerais ricos em álcalis tais como álcali feldspato e flogopita, e minerais ricos em Mg tais como clinopiroxênios, olivinas forsteritas, dolomitas e flogopitas. Estas feições, particularmente a presença de escapolita (Moine et al., 1981 e Tysdal & Desborough, 1997) sugerem um precursor evaporítico. Elevadas concentrações de Cl, álcalis, Ca, Mg e S são as principais características de rochas sedimentares associadas a evaporitos (Moine et al., 1981). Assim, após analisar os dados petrográficos, litogeoquímicos e de química mineral Ortega-Gutiérrez (1984) optou pelo modelo metassedimentar com protólito evaporítico originalmente formado em um ambiente de margem passiva, para os metacarbonatos de Oaxacan agora renomeados calcários de Oaxacan. Evaporitos são tipicamente encontrados em *riffts* associados com margens passivas (tais como no Mar Vermelho), em *riffts* associados em margens ativas (tais como no Golfo da Califórnia) e em bacias de retro-arco e *riffts* intra-arco.

9.2 O CASO DOS MÁRMORES DE BORRA, GHATS ORIENTAL (ÍNDIA), ESTUDADO POR LE BAS ET AL. (2002)

As rochas metacarbonáticas de Borra são mármores deformados e bandados estendidos sobre uma área subarredondada de 2 Km² associados a granada-sillimanita gnaisses, clinopiroxenitos (diopsiditos) e diopsídio-escapolita-feldspato granulitos cálcio-silicáticos, fazendo parte de um cinturão granulítico do Ghats Oriental (Índia), aflorantes em um padrão concêntrico subovalado. A porção mais externa é formada pelos granada-sillimanita gnaisses, seguida pelos diopsídio-escapolita-feldspato granulitos cálcio-silicáticos na porção intermediária, e no núcleo

ocorrem os mármore com lentes internas ou megaenclaves de clinopiroxenitos (diopsiditos) e apatititos. Os mármore de Borra são calcíticos com exceção de um afloramento de flogopita-apatita-forsterita-mármore com fenocristais anedrais de dolomita e alguma calcita. Os mármore calcíticos exibem variadas inclusões de minerais silicáticos e em menor proporção espinélio, apatita e sulfetos. Os minerais silicáticos são comumente arredondados quando englobados pela matriz calcítica e/ou dolomítica, mas quando ocorrem em xenólitos formam um mosaico de cristais anedrais a subprismáticos. Todos os minerais opacos são sulfetos conforme identificado por análise de microsonda não havendo nenhuma magnetita. Os piroxenitos são diopsiditos contendo escapolita, calcita, feldspatos e em menor proporção flogopita, sulfetos e wollastonita. Os apatititos são agregados granulares de apatita (75% do volume modal) e calcita, com flogopita subordinada.

Na região de Ghats Oriental ocorrem complexos piroxenito-carbonatíticos semelhantes aos piroxenito-apatititos metacarbonatos de Borra, sugerindo a hipótese de origem metacarbonatítica para estas rochas. Todavia, os dados petrográficos, litogeoquímicos, de química mineral e de química isotópica dos metacarbonatos de Borra não sustentaram esta hipótese (a princípio a mais viável por ser uma área rica em metacarbonatitos), apontando para uma origem metassedimentar.

Os dados de química mineral das calcitas tanto dos mármore quanto dos piroxenitos de Borra, ao serem projetados num diagrama de variação de SrO-FeO-MnO junto com dados de calcitas de carbonatitos soviéticos e calcitas de mármore de origem sedimentar, forneceram valores dentro do campo metassedimentar. As calcitas dos mármore de Borra apresentam teores relativamente baixos de SrO (enquanto calcitas carbonatíticas possuem tipicamente elevados teores de SrO), as razões MnO/FeO são mais baixas que as da maioria dos carbonatitos. O geotermômetro de Powell et al. (1984) para calcita e dolomita intercrescidos indicou temperaturas de 500°-530°C para cristais de dolomita intercalados com cristais de calcita e de 350°-450°C para lamelas de exsolução de dolomita nas calcitas; ao passo que temperaturas de magmas carbonatíticos atingem 600-900°C (Cooper & Reid, 1991). O geotermômetro de Powell et al. (1984) para calcita e dolomita poderia ter sido utilizado em Fagundes-Itatuba, se houvesse dados de química mineral disponíveis para amostras metacarbonáticas calcíticas e dolomíticas, lamentavelmente foi feita química mineral apenas de duas ocorrências metacarbonáticas calcíticas (CC-293, com vários fácies: A, B, C, D, F e G; e CC-129C).

Os cristais de apatita dos mármore de Borra são caracterizados por baixos teores de SrO e ETR e elevados teores de F e Cl, comuns em apatitas de mármore metassedimentares e contrastando fortemente com apatitas de carbonatitos que são tipicamente enriquecidas em SrO e ETR e empobrecidas em Cl. Os clinopiroxenitos (diopsiditos) de Borra diferem principalmente quanto aos teores de Al₂O₃ e Na₂O com relação aos piroxenitos de complexos piroxeníticos-carbonatíticos da região do Ghats Oriental na Índia: são piroxenitos aluminosos, com teores-traço de Na₂O, enquanto os piroxenitos associados à carbonatitos mostram teores de Na₂O ≥ 1%. Também o #Mg >90 dos piroxenitos de Borra diferem do esperado para carbonatitos (nos carbonatitos e demais rochas ígneas alcalinas #Mg <90, cf. Deer et al., 1978). O #Mg, ou seja, (Mg+Fe)/Mgx100, é um índice conhecido como número de magnésio, que atesta o teor de magnésio de uma rocha e é usado para diferenciar rochas ultramáficas; da mesma forma que o #Fe é usado para diferenciar rochas graníticas.

A escapolita de ambas litologias (mármore e piroxenitos) de Borra é meionita quase pura, sendo uma fase mineral importante nestas duas rochas, sendo que em carbonatitos a escapolita é ausente.

Também os dados litogeoquímicos de Borra, especialmente os diagramas de variação multi-elementares de elementos-traço e os padrões de distribuição de ETR são marcadamente distintos daqueles esperados para metacarbonatos de origem carbonatítica sendo que os padrões ETR de Borra são bastante semelhantes aos dos mármore metassedimentares de Nellore, Índia.

Afinal, a análise do conjunto de dados químicos, isotópicos e petrográficos de Borra (com destaque para os teores de Sr e ETR, normalmente altos em carbonatitos e baixos em mármore metassedimentares) apontam para uma origem metassedimentar calcária para o protólito dos metacarbonatos de Borra, Ghats Oriental, Índia.

9.3 O CASO DOS MÁRMORES DE GOIANIRA INTERCALADOS NO COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU EM GOIÁS, BRASIL (WINGE, 1995)

A região do Complexo Anápolis-Itauçu e de faixas metassedimentares dobradas que se associam têm sido objeto de diversos levantamentos geológicos, como os projetos Brasília, Goiânia II, Pontalina, Cromínia-Mairipotaba. Nilson & Motta (1969) mapearam na escala de 1:50.000 a região entre Goiânia, Trindade e Caturai, delimitando no Complexo Basal um conjunto “piroxenítico e gnáissico gabróico” granulizado que compõe um complexo metamáfico-ultramáfico de mais de 11 x 14km na região de Goianira-Trindade. Mapearam, também, corpos de leptinitos, inseridos em piroxênio gnaisses e outras rochas do embasamento, xistos e quartzitos do Grupo Araxá e uma intrusiva, o Granodiorito Serra da Pedra. Ao sul desta serra e junto ao corpo de piroxenito mapearam um “calcário cristalino”, composto de calcita e grãos arredondados. Porções angulares e irregulares, parecendo seixos, destacam-se na superfície dos grandes blocos aflorantes”. Veiga et al. (1986) distinguiram na faixa granulítica Anápolis-Itauçu seis complexos granulíticos (Anápolis, Nerópolis, Damolândia-Taquaral, Itaguaru-Heitorai, Araçu, Água Clara) constituindo blocos tectônicos de formas poligonais, compostos por sequências de rochas ultramáficas-máficas e supracrustais ácidas.

A análise da geologia complexa da Faixa Anápolis-Itauçu sugere (segundo Winge, 1995) que a colocação das intrusões máfico-ultramáficas deu-se em crosta de natureza granítica (continentalizada). As ocasionais ocorrências de rochas supracrustais (cálcio-silicatadas, mármore) incluídas nos leptinitos e granitóides granulizados representam, assim, restos de sequências supracrustais embutidos na crosta sílica retrabalhada. Consequentemente, nesta evolução polifásica, as meta-ultramáficas e metamáficas finas que ocorrem em *schlieren*, *boudins* e lentes. associadas com gnaisses, podem ter duas origens principais: 1) vulcânicas de associação granito-*greenstone*; 2) apófises, diques, *sills* (arqueanos ou mais jovens) intrusivos na crosta estirada e, posteriormente, com o metamorfismo, transpostos na massa sílica encaixante.

O mármore mapeado por Nilson & Mota (1969), ocorre com mais de 30 m de extensão e apresenta estrutura de brecha com fragmentos centimétricos a decimétricos, muitas vezes angulosos (Fotografia 9.1). Os fragmentos são de biotita-gnaisses, piroxênio-gnaisses e cálcio-silicatadas que se destacam, na superfície de intemperismo. A textura é granoblástica, sendo notável que os minerais cálcio-silicáticos, possam ocorrer com formas perfeitamente arredondadas. Interpretado

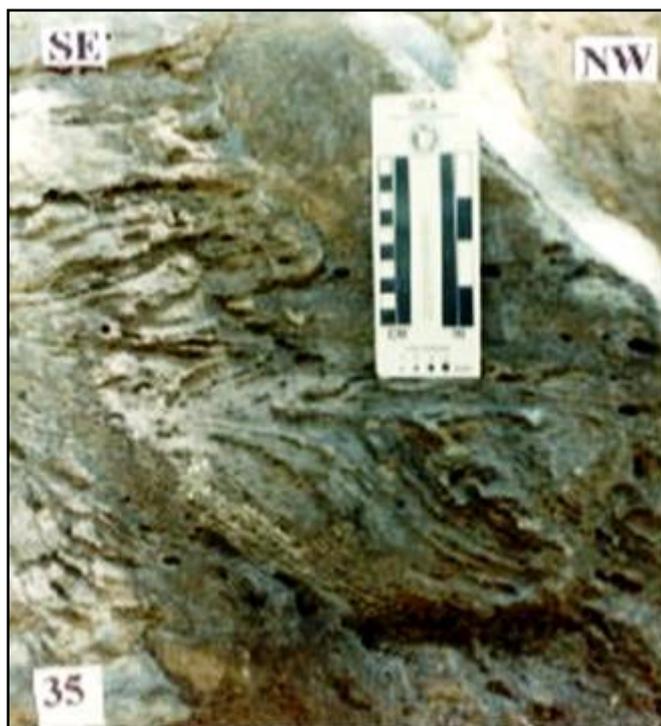
preliminarmente como possível rodingito, foi posteriormente interpretado como mármore metassedimentar submetido a deformações intensas em alto grau, responsáveis pela textura e estrutura com *boudinage* e brechação de níveis e massas silicáticas, rúpteis, no meio de carbonatos altamente plásticos (Winge, 1995). Esta feição de campo evidenciada nos mármore de Goianira é bastante similar às feições visualizadas nos metacarbonatos da região de Fagundes-Itatuba, conforme pode ser visto nas Fotografias 9.1, 9.2, 9.3 e 9.4, retiradas da Tese de Doutorado de Winge (1995).



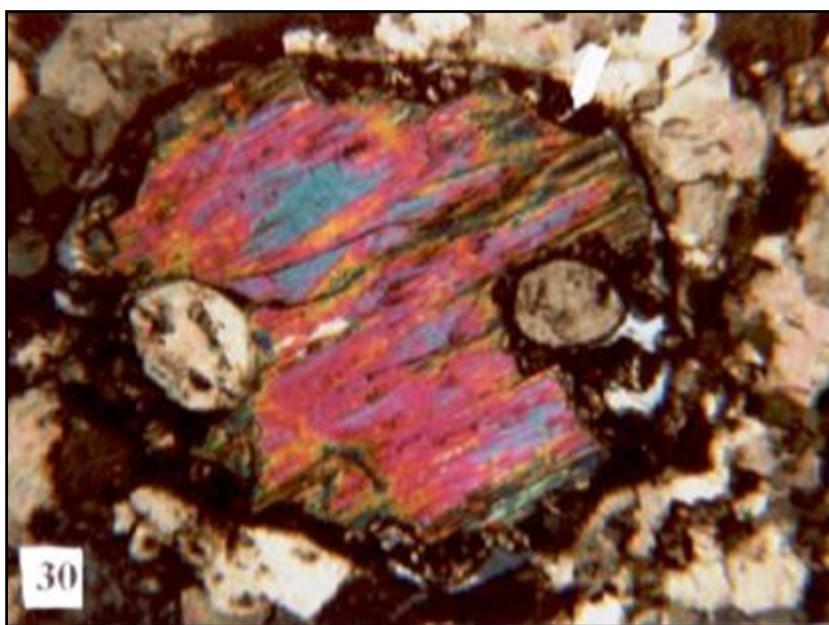
Fotografia 9.1 Granada-escapolita-diopsídio mármore da fácies granulítica do Complexo Anápolis-Itaçu (mármore de Goianira), mostrando aspecto mosqueado devido a minerais silicáticos milimétricos frequentemente arredondados (diopsídio, granada, ortoclásio e titanita). A sua fácies é de brecha tectônica com grande contraste de ductilidade de seus componentes, sendo que a matriz carbonática, extremamente plástica durante a tectônica deformacional, provavelmente envolveu fragmentos (clastos tectônicos) de rochas diversas: gnaisses, rochas cálcio-silicáticas (algumas com paragêneses tipomorfas e reacionais), de diversos tamanhos até decimétricos e geralmente angulosos.



Fotografia 9.2 Fragmento angular de diopsídio gnaissado talvez corresponda a um clasto tectônico de embasamento fortemente tectonicizado e granulitizado na área do Complexo Anápolis-Itaçu, Goianira.



Fotografia 9.3 Mármore cinza com dobras associadas a cisalhamento dúctil e com plano de transposição (Mármore de Goianira).



Fotografia 9.4 Um aspecto textural conspícuo do mármore de Goianira (GO) tectonizado é o comum arredondamento de minerais principalmente silicáticos como diopsídio, escapolita, titanita, ortoclásio. Na foto, em destaque: 1) o arredondamento que se deu em dois momentos (um referente a inclusões carbonáticas e outro da escapolita que inclui estes carbonatos arredondados); 2) a coroa simplectítica de grossulária+quartzo de reação entre a escapolita e os carbonatos. A interpretação desta textura é a de formação por processos de blastese e de cominuição/dissolução cristalina por pressão sob condições de forte cisalhamento a altas temperaturas, com fluxo plástico da matriz carbonática e rolamento/brechação das fases silicáticas mais rúpteis. Nicóis cruzados; lado maior aproximadamente 1,2mm.

9.4 COMPORTAMENTO REOLÓGICO DOS METACARBONATOS DE FAGUNDES-ITATUBA

Como já foi visto nos capítulos anteriores os dados petrográficos, litogeoquímicos e de química mineral apontam para origem metassedimentar para os metacarbonatos de Fagundes-Itatuba, de modo semelhante aos casos supracitados (Oaxacan-México, Ghats Oriental-Índia e Goianira-Brasil) que a despeito da aparência supostamente ígnea das feições de campo eram na realidade mármore metassedimentares.

Restaria explicar a razão das feições de campo encontradas nos mármore de Fagundes-Itatuba e que motivaram todas as controvérsias (brechação, estruturas fluidais, etc...), conforme visto detalhadamente no Capítulo de Geologia Local.

A hipótese considerada mais provável para explicar esta aparente discrepância entre o comportamento fluido dos metacarbonatos (que se comportaram como líquido, gerando a suspeita de magmas carbonatíficos) e a assinatura química dos mesmos que não deixa margem a dúvidas quanto à sua origem metassedimentar, é que de fato os mármore comportaram-se como líquidos por razões reológicas advindas de condições tectônicas especiais.

A forte tectônica atuante na área de Fagundes-Itatuba em fases sucessivas (Dn-1, Dn, Dn+1) atuou sobre rochas reologicamente diferenciadas: rochas anídras de embasamento tonalito-granítico, rochas supracrustais diversas, rochas milonitizadas das zonas de fraqueza e de suturas crustais. Possivelmente, as rochas supracrustais hidratadas e mármore comportaram-se de formas mais dúcteis do que as rochas anídras envolventes, favorecendo o deslizamento destes, com carreamento de fragmentos das rochas adjacentes, gerando texturas brechadas.

Um exemplo a considerar para fins de comparação é o limite da zona noroeste do Cinturão Central Metassedimentar (Província de Grenville), localizado na área de Haliburton (Ontário): trata-se de uma seqüência de camadas de empurrão alternadas de rochas cristalinas tonalíticas e sieníticas, transportadas de noroeste para fora da seqüência, na fácies anfíbolito alto, em zonas dúcteis de empurrão durante a Orogenia Grenvilliana, a 1.060 Ma, aproximadamente 100 Ma depois de iniciada a tectônica de empurrão do Cinturão Gnáissico Central subjacente. Predominaram condições tectônicas de empurrão para NW as quais foram, pelo menos em parte, contemporâneas com condições tectônicas subordinadas de empurrão para NE. Mais tarde, cisalhamentos extensionais simetamórficos, cortaram tanto a seqüência de camadas de empurrão quanto à geotectônica de empurrão regional. Empurrões tardios menores sobre discretas zonas de cisalhamento dúctil pós-datam as estruturas extensionais. Mármore altamente móvel se comportou como um fluido de baixa viscosidade durante o transporte, sendo capaz de se introduzir e corroer a parede da rocha mais competente (Hanmer, 1988).

Tratando de comparar e entender o papel das zonas de cisalhamento e dos processos deformacionais a elas vinculadas na evolução tectônica da área de Fagundes-Itatuba, considerou-se aqui o trabalho de Hippertt (2002), onde as zonas de cisalhamento são zonas de deformação não-coaxial localizada que se desenvolvem nos limites entre domínios com deslocamento relativo um em relação ao outro. O conceito se aplica a uma larga gama de escalas geológicas, desde os micro-cisalhamentos que afetam grãos individuais das rochas em escala microscópica, até as zonas de cisalhamento de escala planetária, como as que existem na base das placas litosféricas e nas zonas

de subducção. Os processos deformacionais operativos nas zonas de cisalhamento refletem diretamente as propriedades reológicas dos materiais afetados e as condições P-T-P_f do ambiente de deformação. Zonas de cisalhamento em níveis profundos da crosta e no manto superior (profundidades maiores que 18 km; condições metamórficas correspondentes aos fácies anfibolito superior-granulito e ao denominado “ultrametamorfismo”), onde a deformação se dá geralmente em temperaturas próximas ao ponto de fusão de minerais e rochas ($T/T_m > 0.9$), são caracterizadas pela predominância de um estilo de deformação onde o fluxo de matéria é acomodado pela difusão intracristalina e/ou intercristalina de átomos e íons (*diffusional creep*), com participação secundária de processos de plasticidade intracristalina (*dislocation creep*). Na crosta intermediária (profundidades entre 6 e 18 Km), que corresponde largamente ao ambiente metamórfico do facies anfibolito, tem-se uma predominância dos processos de plasticidade cristalina (principalmente na crosta granítica), com participação secundária de processos rúpteis, e de transferência de matéria assistida por fluidos (*dissolution-precipitation creep*).

Na crosta superior (profundidades < 6 km) que corresponde ao ambiente metamórfico de baixo grau (facies xisto-verde ou inferior), a deformação de rochas poliminerálicas geralmente ocorre através da operação de variados processos de deformação coexistentes os quais competem e interagem uns com os outros, produzindo uma partição da deformação entre os diferentes processos (*deformation partitioning*).

Esta coexistência de processos deformacionais reflete a marcada heterogeneidade nas propriedades reológicas dos minerais constitutivos das rochas nas condições de baixo grau metamórfico, e também a comum atividade de fluidos (geralmente aquoso) nestes ambientes. Assim, em zonas de cisalhamento de baixo grau, enquanto alguns minerais se deformam por processos de plasticidade intracristalina (e.g. quartzo, micas), outros se deformam por processos rúpteis (e.g. feldspatos, piroxênios, anfibólios), enquanto outros podem ainda se deformar através de dissolução-precipitação assistida por fluidos (e.g. carbonatos, quartzo).

Esta partição da deformação entre os diferentes processos (mais comum no baixo que no médio e alto grau metamórfico) evolui em sintonia com as alterações micro-estruturais que acompanham a deformação progressiva das zonas de cisalhamento (e.g. redução granulométrica, aparecimento de novos minerais por metamorfismo, desenvolvimento de *fabrics* cristalográficos etc.).

A combinação específica de processos deformacionais em cada instante da história de deformação reflete a maneira energeticamente mais econômica de acomodar a deformação progressiva nas zonas de cisalhamento. Análises microestruturais detalhadas de tectonitos, portanto, além de permitirem uma inferência direta das condições P-T-P_f do ambiente geológico onde se deu a deformação, podem ainda elucidar a eficiência comparativa dos diferentes processos deformacionais que operaram nos diferentes protólitos afetados em uma zona de cisalhamento.

CAPÍTULO X - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A região de Fagundes-Itatuba exhibe variadas unidades litológicas: rochas do embasamento (ortognaisses, paragnaisses e migmatitos): o equivalente do Complexo Floresta e subordinadamente o equivalente do Complexo Sertânia, metamáfico-ultramáficas, metacarbonáticas, *skarns*, granitóides, rochas de afinidade anortosítica, lentes de minério de ferro.

Estas unidades estão interrelacionadas em um aparente complexo subcircular ovalado, cujas feições em planta e foto-interpretadas sugeriam intrusão por subsidência em caldeira de complexo gabro-anortosítico. As lentes metacarbonáticas, por seu turno, tanto por seu aspecto em planta quanto pelas feições de campo (textura brechóide, estruturas fluidais, etc...) sugeriam possível complexo carbonatítico. Uma tabela comparativa mostrando as diversas unidades litológicas de Fagundes-Itatuba em seus aspectos de foto-interpretação, petrográficos, texturais e de feições de campo é vista na Tabela 10.1.

Estudos petrográficos nos metacarbonatos e *skarns* de protólito metacarbonatítico (vide Tabelas Petrográficas, em Anexo), não identificaram minerais diagnósticos de metacarbonatos, e em contrapartida sugerem que os metacarbonatos são calcíticos puros (não dolomíticos nem ferríferos nem manganésíferos), com assimilação de minerais silicáticos originários de fragmentos das rochas e minerais das unidades litológicas circunvizinhas.

Estudos de química isotópica de O e C para 30 amostras metacarbonáticas forneceram os seguintes dados: valores de $\delta\text{O}^{18}_{\text{SMOW}} (\text{‰}) = +0,3$ a $+17,2$; e valores de $\delta\text{C}^{13}_{\text{PDB}} (\text{‰}) = -3,8$ a $+8,0$ (vide Tabela 7.1).

Estes valores, projetados em diagramas apropriados, mostra que as rochas metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba apresentam características isotópicas intermediárias entre os campos de origem ígnea e sedimentar. Estas variações isotópicas foram interpretadas como devidas à contaminação dos metacarbonatos por metassomatismo ou por interação rocha-fluido durante metamorfismo, obliterando a assinatura dos protólitos. Também foi sugerida a ocorrência de reações de devolatilização e/ou descarbonatação durante a evolução petrogenética das rochas, baseado na associação mineralógica encontrada nestes metacarbonatos (diopsídio, escapolita, flogopita, actinolita e tremolita), o que não elimina a hipótese da interação com fluidos externos.

Estudos de química mineral feitos com 12 (doze) amostras das diferentes unidades litológicas de Fagundes-Itatuba (rochas metacarbonáticas, piroxênio-gabros, rochas de afinidade anortosítica e *skarns*, em 243 pontos analisados em plagioclásios, piroxênios, anfibólios, calcita, granadas, titanitas, escapolitas, epidotos e flogopitas) forneceram resultados que são mostrados de forma comparativa na Tabela 5.12 e também na Tabela 10.2 (no final deste capítulo).

Os estudos de química mineral mostraram que as rochas metacarbonáticas analisadas são calcíticas, embora apenas duas ocorrências, CC-293 (A, B, C, D, F e G) e 129C, tenham sido analisadas. Estas provavelmente tiveram comportamento plástico que resultou em metacarbonatos

brechados, com minerais silicáticos incorporados provenientes dos gabros, anortositos e encaixantes gnáissicas. Os minerais de cada litotipo incorporado mantiveram as características químicas de seus protólitos. O diagrama de Le Bas et al. (2002) mostra que as calcitas dos metacarbonatos de Fagundes-Itatuba projetam-se preferencialmente no campo de calcitas de origem metassedimentar.

A litogeoquímica dos metacarbonatos mostra que os padrões ETR das amostras de Fagundes-Itatuba se aproximam da média mundial de padrões ETR para carbonatos marinhos.

Com relação às rochas metamáfico-ultramáficas, estudos detalhados de petrografia, litogeoquímica e química mineral, sugerem que os piroxênio gabros e os anortositos não formam um complexo gabro-anortosítico, mas sim derivam de magmas primários distintos, havendo marcantes diferenças químicas e mineralógicas entre os mesmos. É possível que os anortositos estejam relacionados à gênese de rochas graníticas tipo A existentes na área, talvez representando os produtos sólidos e os granitos tipo A os produtos líquidos derivados da fusão incongruente de um protólito da crosta inferior. Esta conjectura demanda estudos mais aprofundados.

A hipótese de metassomatismo atuante na área se confirma em todos os litotipos primários de Fagundes-Itatuba (gabros, anortositos e metacarbonatos), com minerais primários modificados pelo ingresso de fluidos ricos em F (e.g. titanitas metassomatizadas) e presença de escapolita, mineral comumente derivado dos plagioclásios metassomatizados.

Os estudos geotermobarométricos mostram que o metamorfismo que atingiu a área e ficou registrado nos gabros e anortositos atingiu condições metamórficas compatíveis com início de fácies granulítico, ou limite entre os fácies anfibolito alto e granulito (T entre 700-750°C para as amostras CC-06 e CC-12; P entre 5,5 e 6,0 Kb e T entre 775 e 780° C, para CC-13 A e P entre 5,0 e 5,5 Kb e T em torno de 785° C, para CC-13).

Nas rochas metacarbonáticas não foi possível estimar as condições geotermobarométricas, devido à ausência de grafita, impedindo o uso do par grafita-calcita. É muito provável que o evento que provocou o comportamento plástico destes metacarbonatos e que foi responsável pela brechação dos mesmos tenha sido posterior à formação dos gabros e anortositos, pois as características químicas dos minerais silicáticos incorporados aos metacarbonatos são as mesmas destes minerais em seus protólitos.

O metassomatismo é aparentemente tardio na seqüência de eventos geológicos da área, pois afetou todas as litologias (gabros, anortositos, brechas metacarbonáticas), e gerou *skarns* de protólito gabróico, de protólito metacarbonático e de protólito anortosítico. É possível que tenha havido vários pulsos metassomáticos, uma das evidências para isto é a petrografia dos *skarns*, que mostra epidotos com diversos tamanhos de granulação e formas de apresentação (euédricos, massivos, intersticiais).

É importante ressaltar dentro das principais atividades desenvolvidas e principais descobertas: foram registradas onze lentes de rochas metacarbonáticas (sete anteriormente identificadas e quatro novas mapeadas) e *skarns* associados, não abordados em trabalhos prévios. Primeiro registro de rochas de afinidade anortosítica da área. Descoberta seis (6) novas ocorrências de Fe-Ti (havia apenas 03 registradas até então), totalizando nove (9) ocorrências registradas. Descoberta nova frente de pesquisa na área: *skarns* ricos em sulfetos, vislumbrando possível potencial em mineralizações de Au, Cu, EGP, etc.

Os minerais opacos (óxidos e sulfetos hipógenos) da área de Fagundes-Itatuba estão relacionados aos *skarns* (jazidas pirometassomáticas), ocorrendo próximos ou ao longo dos contatos entre as rochas intrusivas e metacarbonáticas e associados aos *exo-skarns*. Na área pesquisada a gênese das jazidas pirometassomáticas obedece à seguinte seqüência: i) Formação dos silicatos do *skarn*: granadas (grossulária, almandina), piroxênios (wollastonita, diopsídio, hedenbergita), anfibólios (actinolita, tremolita), epidoto, clinozoisita, escapolita; ii) Formação da mineralização da zona de óxidos primários: quartzo, magnetita com exsoluções de hematita hipógena, especularita; iii) Episódio de mineralização hidrotermal (quartzo, pirita, pirrotita, calcopirita); iv) Enriquecimento supergênico dos sulfetos (melnicovita e covelita) e v) Etapa de oxidação e intemperismo (hematita resultante da martitização das magnetitas, goethita).

Na fase de pesquisa atual, o volume de ocorrência destes óxidos e sulfetos de Fe (Cu) associados aos *skarns* é aparentemente pouco significativo, não cabendo prospecção econômica, mas demandariam estudos mais aprofundados para confirmar esta hipótese. A possível ocorrência de mineralizações de Au, Pd e Pt ligada aos *skarns* não foi detectada (Vide Tabela 4.2), mas estudos com sondagens a maior profundidade não foram realizados.

Ausência de dados geocronológicos para as unidades litológicas de Fagundes-Itatuba dificultam a elaboração de uma seqüência evolutiva para a área, sendo utilizados apenas estudos de geologia de campo (geologia estrutural), evidências petrográficas e de química mineral e litogeoquímica. Com base nestas informações, foi proposta a seguinte seqüência evolutiva:

- i) O embasamento gnáissico ortoderivado (equivalente ao Complexo Floresta) aparentemente constitui a crosta siálica mais antiga (Paleoproterozóica) do Terreno Alto Moxotó nesta porção do trato litosférico da área de Fagundes-Itatuba;
- ii) Estudos de geologia estrutural (Capítulo 3, item 3.1) identificaram duas fases de deformação dúctil para a área: uma fase tectônica contracional (Dn) e uma fase transcorrente (Dn+1) que gerou antiformes e sinformes com planos axiais verticalizados e expressivas zonas de cisalhamento (ZC).
- iii) A hipótese de complexo carbonatítico para as metacarbonáticas não se confirmou, bem como não se confirmou a hipótese de complexo gabro-anortosítico para as metamáfico-ultramáficas de Fagundes-Itatuba. As rochas de afinidade anortosítica ocorrem localizadamente e em volumes pouco expressivos. Ambos tipos de complexo (carbonatítico e gabro-anortosítico) demandariam ambiente extensional para alojamento destes corpos, o que também não foi identificado pela geologia estrutural preliminarmente feita na área.
- iv) As rochas metamáfico-ultramáficas (piroxênio-gabros, piroxênio-anfibólio gabros e anfibólio gabros) exibem em nível micropetrográfico texturas simplectíticas e texturas do tipo corona. Estes dois tipos de textura são comuns em terrenos metamórficos de alto grau (gnaisses de alto grau, granulitos e eclogitos), conforme Barker (1989). Os dados geotermobarométricos sugerem condições metamórficas de fácies anfibolito alto a granulito, para as metamáfico-ultramáficas (vide Capítulo 5, item 5.7).

No caso das rochas metamáfico-ultramáficas de Fagundes-Itatuba, as simplectitas formadas por intercrescimento de clinopiroxênio, granada e plagioclásio sugerem retrometamorfismo a partir do fácies eclogito.

v) A geologia estrutural registra uma fase tectônica contracional em regime dúctil Dn que se caracteriza por frentes de cavalgamento, dobras isoclinais deitadas e recumbentes, empilhamentos escalonados de *thrusts*, estruturas tipo *horse* e tipo rampa e piso, indicando transporte para norte e noroeste. A foliação Sn correspondente a este evento Dn afeta algumas rochas da área (rochas do embasamento, metamáfico-ultramáficas e de afinidade anortosítica), mas não afeta os granitóides, *skarns* e metacarbonatos. É sugerido que este evento contracional esteja relacionado ao Evento Cariris Velhos ou Brasileiro precoce, sendo portanto supostamente Mesoproterozóico ou Eo-Neoproterozóico.

vi) As rochas metamáfico-ultramáficas (MUM) intrudiram os ortognaisses encaixantes em algum momento entre o Transamazônico e o Brasileiro, sendo o embasamento equivalente ao Complexo Floresta, o qual é datado em 2.115 ± 30 Ma (Santos et al., 1994) e os granitóides e metacarbonatos da área supostamente Neoproterozóicos pois registram o evento Dn+1 transcorrente, que é característico do Brasileiro. Como há registros contracionais nas MUM, pode ser que estas tenham relação com fechamento oceânico (obdução de crosta oceânica?). Algumas rochas MUM distinguem-se do padrão Sn dominante, apresentando aspecto maciço, foliação pobre e ligeiramente discordante da Sn regional, indicando intrusivos cortando uma trama estrutural mais antiga (Sn-1, Pág. 25 do Capítulo 3).

vii) As rochas MUM ora exibem truncamento com esta foliação Sn-1, ora são paralelizadas com a foliação Sn. A colocação destes corpos máfico-ultramáficos ainda não está completamente resolvida, havendo diversas possibilidades: intrusões anorogênicas pós-Transamazônicas, deformadas por uma tectônica contracional Dn posterior; a colocação dos mesmos simultaneamente à tectônica contracional Dn, como intrusões tabulares, diques ou *sheets* sintectônicos à Dn, ou mesmo por obdução de crosta oceânica.

viii) É possível que os anortositos estejam relacionados à gênese de rochas graníticas tipo A existentes na área (vide itens 4.3.2 a 4.3.4 do Capítulo de Litogeoquímica), talvez representando os produtos sólidos e os granitos tipo A os produtos líquidos derivados da fusão incongruente de um protólito da crosta inferior, durante um evento anorogênico.

ix) As rochas metacarbonáticas mostram provável origem metassedimentar. As lentes metacarbonáticas em geral ocorrem associadas às lentes metamáfico-ultramáficas. Em se considerando a hipótese de que as metamáfico-ultramáficas representem crosta oceânica obductada, é possível que estas rochas metacarbonáticas tenham origem de calcários e dolomitos marinhos, depositados em ambiente oceânico. O metamorfismo inferido pela análise das assembléias minerais mostra que tanto as metacarbonáticas calcíticas quanto as dolomíticas atingiram fácies granulito (alto grau metamórfico).

No caso de estas metamáfico-ultramáficas serem intrusões anorogênicas (intraplacas), os metacarbonatos associados seriam mais provavelmente evaporitos, à semelhança dos metacarbonatos de Oaxacan, México. Contudo, no Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ vs. $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ mostrando a assinatura isotópica, observa-se que as lentes de rochas metacarbonáticas da Região Fagundes-Itatuba, não se projetam no campo evaporítico (TRONA: carbonatos sódicos evaporíticos hidratados não-marinhos), vide Figura 7.4. Além disto, os dados de litogeoquímica mostram que os padrões ETR

das amostras metacarbonáticas de Fagundes-Itatuba se aproximam da média mundial de padrões ETR para carbonatos marinhos, com variações devido ao metassomatismo que atingiu a área.

x) Após a provável obducção de crosta oceânica com carbonatos sobrejacentes, é possível que a tectônica contracional tenha produzido nestas camadas carbonáticas comportamento dúctil, levando-as a penetrarem entre as bandas gnáissicas do embasamento, arrastando consigo fragmentos das rochas metamáfico-ultramáficas subjacentes, que foram incorporadas, produzindo as texturas brechosas vistas nas rochas metacarbonáticas.

xi) No Neoproterozóico, intrusões graníticas-granodioríticas relacionadas ao Ciclo Brasileiro penetraram no embasamento síalico Paleoproterozóico, rompendo as lentes metamáfico-ultramáficas e metacarbonáticas já alojadas e produzindo o padrão subcircular concêntrico visualizado na área central de Fagundes-Itatuba, ao redor do núcleo granodiorítico Quati. Este padrão foi aparentemente erroneamente interpretado como um padrão de complexo carbonatítico ou gabro-anortosítico.

xii) No contato entre as metacarbonáticas já brechadas e associadas espacialmente às rochas metamáfico-ultramáficas, e as intrusivas graníticas-granodioríticas, formaram-se os *skarns*, alguns com óxidos e sulfetos associados. Um evento de mineralização hidrotermal posterior, seguido por enriquecimento supergênico dos sulfetos e por uma etapa final de oxidação e intemperismo, arrematou a história geológica da área de Fagundes-Itatuba.

Tabela 10.1 Tabela comparativa das diversas litologias da região de Fagundes-Itatuba, mostrando as feições foto-interpretadas e de alojamento, feições de campo, a petrografia e texturas petrográficas.

| | EMBASAMENTO | METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS | METACARBONÁTICAS | SKARNS | GRANITÓIDES | AFINIDADE ANORTOSÍTICA | MINÉRIO DE FERRO |
|--|---|---|--|---|--|--|---|
| FEIÇÕES FOTO-INTERPRETADAS E DE ALOJAMENTO: | Domeamento ortognáissico. Maciços migmatíticos e em menor proporção camadas de paragneisses. | Formas ovaladas a subcirculares compostas por lentes e corpos boudinados descontínuos. | Lentes ou corpos descontínuos, associados às metamáfico-ultramáficas e <i>skarns</i> . | Lentes descontínuas, intercaladas nas rochas metamáfico-ultramáficas e metacarbonáticas. | Intrusões tipo <i>stock</i> , arredondadas, algumas no núcleo da estrutura subcircular ovalada definida pelas metamáfico-ultramáficas, outras adjacentes às lentes de metamáfico-ultramáficas, metacarbonáticas e <i>skarns</i> . | Sob forma de camadas ou lentes, intercalados de forma rítmica centimétrica ou milimétrica às metamáfico-ultramáficas gabróicas a gabronoríticas, subordinadas volumetricamente a estas. Afloram também como blocos soltos associados às metacarbonáticas, <i>skarns</i> e granitóides alcalinos. | Como lentes ou camadas nos anfibolitos do embasamento gnáissico, intercaladas de forma concordante e às vezes discordante (diques). Também como blocos soltos. |
| PETROGRAFIA, TEXTURAS E FEIÇÕES DE CAMPO | As rochas encaixantes do embasamento são dominadas pelo complexo gnáissico-migmatítico e rochas supracrustais metapelíticas paleoproterozóicas, equivalentes dos Complexos Floresta e subordinadamente Sertânia. Estes complexos encaixam corpos lenticulares a subelípticos, de uma suíte metamáfico-ultramáfica e rochas metacarbonáticas. Ocorrem ainda rochas metagranitóides, de forma sigmoidal, intrusiva no complexo gnáissico-migmatítico. | Metapiroxenitos e metagabros com granadas (granulitos) e sem granadas. São rochas melanocráticas, de coloração verde escuro intenso a marrom, granulação fina a média, textura maciça a suavemente bandada, foliadas, exibindo a olho nu porfiroblastos de granadas pseudoeuédricas vermelho-escuras a marrom, disseminadas por toda a rocha. | Formadas por carbonatos (65-70%), piroxênios (10-15%), anfibólios (<10%) e escapolita (<5%) e acessórios: plagioclásio, olivina, titanita, alanita, flogopita, apatita, hercinita, microclina e minerais opacos. Minerais tardios metamórficos: clorita, serpentina e humita; e metassomáticos: actinolita, clinzoisita, tremolita, escapolita. Exibem texturas: gnaissóide, bandada, maciça, pseudo-afanítica pegmatítica, brechóide, de substituição (corrosão, pseudomorfos, relictos), porfirítica, tectonizada (cataclástica, milonítica, boudinada). | Há três tipos de <i>skarns</i> : a) rochas de protólito metamáfico-ultramáfico e leucogabroico; b) rochas de protólito metacarbonático; c) <i>skarns</i> propriamente ditos (epidositos), o avançado estágio de epidotização não permite reconhecer o protólito. Granulação variando de fina-média a grossa; texturas bandada, maciça e brechóide; coloração verde escura a cinza esverdeada. Minerais constituintes: epidoto anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, titanita, escapolita. | Classificam-se como biotita <i>augen</i> -gnaisses de composição granítica-granodiorítica, bastante deformados, afetados pela tectônica transcorrente (localmente de caráter sinistral) de idade pré a sin-Braziliana. Há também ortogneisses graníticos alcalinos foliados de granulação fina, coloração avermelhada a cinza claro com fácies esverdeada, textura gnáissica, com bolsões de epidoto secundário. Alojado possivelmente em fase tardia, tectônica transcorrente de <i>rake</i> baixo. | Dois tipos: a) Maciço, anortosito (ou leucogabro) leucocrático, coloração branca, rocha fanerítica de granulação grossa, textura granoblástica poligonal (cristalização em equilíbrio). Plagioclásio (75-85%; inclusões de apatita), anfibólios. Exibe alteração incipiente para calcita+epidoto+sericita (saussuritização); b) Bandado, rocha gabro-anortosítica, de fácies anfibolítica, com anortosito foliado intercalado com camadas finas de gabro. Textura granular e poiquiloblástica, ocorre em camadas orientadas. Plagioclásio (60-65%), cristais xenoblásticos a subidioblásticos, clinopiroxênio marrom (15-20%), anfibólio, biotita, quartzo, zircão, apatita e minerais opacos. | Ocorrências de Fe e Ti: 09 ocorrências registradas, minério em contato com as encaixantes, ortogneisses bandados, equivalente do Complexo Floresta. Ocorrências de Fe e Cu ligadas à Skarns A mineralização de Fe-(Cu), o zoneamento mineral, as rochas encaixantes (<i>skarn</i>), as relações texturais, as correlações da geologia de campo e a seqüência paragenética generalizada correspondem a uma assembléia mineralógica de um depósito do tipo <i>skarn</i> ou pirometassomático. Minerais: óxidos de ferro (magnetita, hematita, goethita), ferro hipógeno e supérgeno, e sulfetos de ferro (pirita, pirrotita, calcopirita, melnicovita). |

Tabela 10.2 Tabela comparativa das diversas litologias de Fagundes-Itatuba, mostrando dados da química isotópica e a química mineral.

| | PIROXÊNIO | PLAGIOCLÁSIO | GRANADA | CARBONATO / MICA | EPIDOTO / TITANITA | ESCAPOLITA | ANFIBÓLIO |
|--------------------------------|--|---|---|--|---|---|---|
| METACARBONÁTICAS | Piroxênios de Ca-Mg-Fe: séries da augita e diopsídio-hedenbergita. | Sódicos: andesinas e cálcicos: anortitas. | - | Calcita/Flogopita. $\delta\text{O}^{18}_{\text{v-SMOW}}(\text{‰}) = +9,05$ a $+17,23$ (N=30 amostras); $\delta\text{C}^{13}_{\text{v-PDB}}(\text{‰}) = -3,76$ a $+8,04$ (N=30 amostras). | Titanita primária ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 6,0\%$), herdada de enclaves silicáticos. | Mizzonitas e Meionitas, derivadas de bitonitas e anortitas. | Anfibiólios cálcicos: magnésio-hornblendas e pargassitas. |
| METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS | Piroxênios de Ca-Mg-Fe, da série diopsídio-hedenbergita | Labradorita-Bitonita- Anortita. | Grossulária (80-85%)-Almandina (15-18%) | - | Titanita primária ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 6,0\%$) | Meionitas, derivadas de bitonitas-anortitas. | - |
| SKARNS | Piroxênios de Ca-Mg-Fe: séries da augita, diopsídio-hedenbergita e wollastonita. | - | - | - | Epidoto secundário, matricial e venular. Titanita metassomática. | - | - |
| AFINIDADE ANORTÓSÍTICA | - | Andesina, Oligoclásio-andesina. | - | - | - | - | Núcleos: ferro-hornblenda, magnésio-hornblenda, ferro-edenita. Bordas: ferro-hornblenda, magnésio-hornblenda, actinolita. |

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A.F.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, **35**(2):525-541.
- Accioly, A.C.A. 2000. Geologia, geoquímica e significado tectônico do complexo metanortosítico de Passira, Província Borborema, Nordeste Brasileiro. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. São Paulo. 170p.
- Accioly, A.C.A. 2001. "Geologia, geoquímica e significado tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira, Província Borborema, Nordeste Brasileiro", 168p.
- Accioly, A.C.A., McCreath, I., Santos, E.J., Guimarães, I.P., Santos, A.C. 2003. *The crystallization and metamorphism ages of the Passira Anorthosite Complex- Borborema Province – Northeastern Brazil*. IV SSAGI. CD-ROM. Salvador. Brazil.
- Accioly, A.C.A, Santos, C.A., Santos, E.J., Vieira, R.A., Wanderley, A.; McReath, I.O. 2004. *Maciço metanortosítico de Boqueirão na Província Borborema: Mapeamento e estudo petrográfico das fácies*. In: 42 Cong. Bras. Geol.
- Albuquerque, J.P.T. & Ferreira, J.A.M. 1978 *Mapa Geológico do Estado da Paraíba, escala 1/250.000*. Campina Grande-PB, CINEP/ATECEL (circulação restrita).
- Alencar, S.G.S. 1993. Geologia e geofísica em torno de três ocorrências de Fe e Ti no Município de Itatuba no Estado da Paraíba. Relatório de Graduação, Centro de Tecnologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 55p.
- Almeida, C.N., Beurlen, H., Guimarães, I.P., Sampaio, A.S.S. 1993. *Litoquímica de elementos traços e terras raras em anfíbolitos relacionados a ocorrências de Ti-Fe em Itatuba, Estado da Paraíba, Brasil*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Natal, 1993. *Boletim*. Natal, SBG/NE, p. 172-179.
- Almeida, C.N. 1995. Estudo das rochas metamáficas de Itatuba (PB) e das ocorrências de Fe-Ti a elas associadas. Recife, 125p. (Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco).
- Almeida C.N., Beurlen H., Sampaio A.S. 1995 *Estudo Geotermobarométrico das rochas metamáficas de Itatuba, Estado da Paraíba (NE Brasil)*. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife-PE, *Atas*, 333-335.
- Almeida, C.N., Beurlen, H., Guimarães, I.P., Sampaio, A.S.S. 1997. High pressure metamorphosed Fe-Ti ore hosting island-arc tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an indication of a proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba fold belt, Borborema Province, Northeastern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, 30:578-588.
- Almeida, C.N. 1999. Caracterização Petrológica e Geoquímica do Magmatismo Brasileiro na Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba: Região de Campina Grande-Queimadas, Estado da Paraíba, NE do Brasil. Tese de Doutorado. UFPE. Recife. 175 p.
- Almeida, C.N., Guimarães, I.P., Beurlen, H., Topitsch, W. 2005. *Evidências para uma zona de sutura tranzamazônica na Província Borborema, Nordeste do Brasil: os retroeclogitos da faixa de dobramentos Pajeú-Paraíba*. XXI Simpósio de Geologia do Nordeste- Recife (PE). Resumos expandidos, Boletim 19, 47-51p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. *Províncias estruturais brasileiras. 1977*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8. Campina Grande, 1977. *Atas...*Campina Grande, SBG/NE, p. 363-391.
- Amorim, J.L. 1995. Arapiraca, Folha SC.24-X-D-V, Estado de Alagoas, esc. 1:100.000, CPRM/SGB, 80p.
- Anderson, J.L. & Smith, D. 1995. The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblend barometer. *Am. Mineral.*, **80**:549-559.
- Arndt, N.T., Naldrett, A.J., Pike, D.R. 1977. Komatiitic and iron rich tholeiitic lavas Munro Township, Northeast Ontario. *Journ. Petrol.*, **18**:319-360.
- Ashwal, L.D. 1993. Anorthosites. Springer-Verlag, 422p.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation rocks series using multicationic parameters chemicals. *Geology* **48**: 43-55.

- Baker, A.J. 1990. Stable isotope evidence for fluid-rock interactions in the Ivrea Zone, Italy. *J. Petrology*, **31**:243-260.
- Baker, J. & Matthews, A. 1995. The stable isotopic evolution of a metamorphic complex, Naxos, Greece. *Contr. Miner. Petr.*, **120**:391-403.
- Barker, D.S. 1993. Diagnostic magmatic features in carbonatites: implications for the origins of dolomite- and ankerite-rich carbonatites. *South African Journal of Geology*, **96**(3):131-138.
- Bell, K. & Dawson, J.B. 1995. An Assessment of the Alleged Role of Evaporites and Saline Brines in the Origin of Natrocarbonatite. In: *Carbonatite Volcanism, Oldoinyo Lengai and Petrogenesis of Natrocarbonatites*. Bell, K. & Keller, J. (Eds.) 137-147p.
- Best, M.G. 1982. *Igneous and metamorphic petrology*. New York, W. H. Freeman and Company, 630p.
- Beurlen, H. 1988. Fazenda Esperança (Bodocó) e Riacho da Posse (Floresta): duas ocorrências atípicas de Fe-Ti no estado de Pernambuco. Tese Professor titular, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE 79p.
- Beurlen, H., Pessoa, R.R., Almeida, C.N. 1991. *Itatuba (PB): novas ocorrências de eclogitos proterozóicos associados a minério de Ti-Fe na Província da Borborema*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife. Atas. Recife: SBG, 1991. 383p. (Boletim SBG. Núcleo Nordeste, 12). p. 236-239.
- Beurlen, H., Pessoa R.R., Guimarães I.P., Almeida C.N., Alencar S.G.S. 1992. *Dados litoquímicos preliminares de rochas metamórficas associadas às ocorrências de Ti-Fe em Itatuba-PB*. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, Anais, **1**:443-445.
- Biondi, A.C. 1986. *Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática*. CBMM/T.A. Queiroz, São Paulo, 602p.
- Bittar, S.M.B. & Campos Neto M.C. 1999. *Condições metamórficas das metabásicas do Complexo Riacho Gravatá, na área de Serra Talhada, faixa Piancó-Alto Brígida, PE-Brasil: evidência de uma subducção neoproterozóica?* In: SBGq, Cong. Geoq. dos Países de Língua Portuguesa, 5, Cong. Bras. Geoq., 7. Porto Seguro, Anais, 452-454.
- Blatt, H. & Tracy, R. J., 1996, *Petrology: Igneous, sedimentary, and metamorphic*: San Francisco, CA, W. H. Freeman and Company, 529 p.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral.Petrol.*, **104**: 208-224.
- Bowman, J.R. 1998. Stable-isotope systematics of skarn. In: Lenz, D.R. (Ed.). *Mineralized intrusion-related skarn systems*. Short Course, V 26. Miner. Assoc. Canada, pp 99-145.
- Boyton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.) *Rare earth element geochemistry*. Developments in geochemistry 2. Elsevier, Amsterdam. pp. 63-114.
- Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. São Paulo, 198p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Brito Neves B.B. 1978. Estudo da Geocronologia da Faixa Costeira Pré-Cambriana do Nordeste. São Paulo, Inst. de Geociências. Relatório Final (inédito), 24 p.
- Brito Neves, B.B. 1983. O Mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1/1.000.000, São Paulo, 177p. (Tese de Livre Docência do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Brito Neves, B.B.; Pessoa, D.A.R; Pessoa, R.J.; Kawashita, K., Côrtes, P.L. 1984. *Estudo geocronológico das rochas do embasamento da quadrícula de Salgueiro-PE*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais. 2473-2490.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Santos, E.J. 1995a. *Geocronologia da Borborema, 1995: os fatos e as questões abertas*. Simpósio de Geologia do Nordeste, 16. Recife, 1993. *Boletim...Recife*, SBG/NE, **14**(2):410-413.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.c., Kozuch, M. 1995b. O Evento Cariris Velhos na Província borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**(4):279-296.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J. dos, Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st. International Geological Congress, 2000. 855 p.p. 151-182.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R. Fernandes, T.M.G.; Souza, S.L. 2001a O terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba ("Mação Caldas Brandão"). *Rev. Bras. Geoc.*, **31**(2):185-194.

- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Santos, E.J. 2001b. O sistema "Pajeú-Paraíba" e o "Maciço" São José do Campestre no leste da Borborema. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**(2): 173-184.
- Brito Neves, B.B., Riccomini, C., Fernandes, T.M.G. & Sant'anna, L.G. 2004. O Sistema Tafrogênico Terciário do Saliente Oriental Nordestino na Paraíba: Um Legado Proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(1):127-134.
- Bucher, K. & Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 6TH Edition Complete Revision of Winkler'S Textbook. Springer-Verlag. 320p.
- Buddington, A.F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **70**: 671-747.
- Burt, D.M. & Petersen, U. 1974. *Características Generales de Yacimientos en Skarn*. Boletín Sociedad Geológica del Perú, Tomo XLIV, 42-79p.
- Castro, G.L., Parente, C.V., Veríssimo, C.U.V., Sial, A.N., Garcia, M.G.M., Santos, R.V., Melo, R.C., Santos, A.A. 2005. Isótopos de Carbono e Oxigênio dos Mármoreos Associados com o Depósito Fósforo Uranífero de Itataia, Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(2):199-208.
- Cavalcante, J.C. 1999. Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissert. Mestrado 09/PPGG, UFRN, 183p.
- Cartwright I. & Buick I.S. 1999. Fluid generation, vein formation, and the degree of fluid rock interaction during decompression of high-pressure terrains: The Schistes Lustrés, Alpine Corsica, France. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**:607-624.
- Cartwright I., Buick I., Vry J. 2000. The time-integrated history of crustal fluid flow: Reynolds Range, Central Australia. *J. Geoch. Exp.*, 69-70:353-357.
- Castro, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau* **76**(1):101-124, Stuttgart 1987.
- Chacko, T., Mayeda, T.K., Clayton, R.N., Goldsmith, J.R. 1991 Oxygen and carbon isotope fractionations between CO₂ and calcite. *Journal Geochim. Cosmochim. Acta*.
- Clarke, D. 1991. NEWPET. *Mineralogical and Petrological Software*.
- Coleman, R.G. & Peterman, Z.E. 1975. Oceanic plagiogranite. *Journal of Geophysical Research*, Volume 80, Issue B8, p. 1099-1108.
- Cooper, A.F., Reid, D.L. 1991. Textural evidence for calcite carbonatite magmas, Dicker Willem, Southwest Namibia. *Geology*, **19**:1193-1196.
- Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos, D.A. 2000. *Tectonic Evolution of South America*, 31ST International Geological Congress. Rio de Janeiro-Brazil. 06 a 17 agosto de 2000. 855p.
- Costa, A.C., Pedrosa, L., Mendes, V.A. 1978. Projeto Agreste de Pernambuco. Relatório Final. Geologia, Vol.I. DNPM/CPRM, 264p.
- Costa, A.C.; Mendes, V.A., Rocha, D.E.G.A., Andrade, D.A. 1980. Projeto Extremo Nordeste do Brasil. Relatório Final. DNPM/CPRM, Recife. Vol. I e II, 337p.
- CPRM. 2004. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Mapa Geológico, escala 1:250.000. Informação Geográfica, Sistema GIS. Ed. 2004. *ARCEXIBE Software*. CD Sistemas de Informações Geográficas.
- Craig, J.R. & Vaughan, D.J. 1994. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. John Wiley & Sons, INC., New York. 436p.
- Dall'Agnoll, R., Lafon, J.M., Macambira, M. 1995. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central amazon Province, Amazon Craton. *Min. Petrol.*, 113-138p.
- Dantas, J.R.A. 1980. Mapa geológico do estado de Pernambuco - Texto explicativo. DNPM, série de mapas e cartas de síntese, N° 1, seção geologia, Recife, 112 p.
- Dantas, J.R.A., Caúla J.A.L., Brito Neves B.B., Pedrosa I.L. 1982. *O Mapa Geológico do Estado da Paraíba, Escala 1/500000*. Convênio DNPM-CDRM, Recife e Campina Grande. Companhia de Desenvolvimento de Recursos Minerais-CDRM-Paraíba, Secretaria Energia e Recursos Minerais, 115 p.
- Dantas, E.L., Cordani, U., Van Schmus, W.R., Hackpacher, P.C., Brito Neves, B.B., Nutman, A.P. 1995. *Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão na Província Borborema*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16. Recife, 1997. *Boletim...* Recife, SBG/NE, **14**(2): 423-427.
- Dardenne, M.A. & Schobbenhaus, C. 2001. Metalogênese do Brasil. CPRM, Serviço Geológico de Brasil. Editora UNB. 392p.
- Da Silva Filho, A.F. & Guimarães, I.P. 1981 - *Petrologia e Cadastramento de ocorrências de Fe-Ti no município de Passira-PE*. In: *Simpósio de Geologia do NE*, 9, Natal. Atas do...Natal, Soc.Bras. Geol., Núcleo NE, 1977. 638p. il.p.364-369.

- Debon, F. & LeFort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **73**:135-149.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1978. *Single-Chain Silicates. Rock Forming Minerals*. 2nd Ed., vol. 2A. Longman, London.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. London, Longman, 528p.
- Deines, P. & Gold, D.P. 1973. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on isotopic composition of deep-seated carbon. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **37**:1707-1733.
- De La Roche, H. et. al. - 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1/R2 diagram and major elements analyses: Its relationship with current nomenclature. *Chemic. Geol.*, **29**:183-210.
- Denayer, M.E. 1970. Rapports isotopiques O e C et condition d'affleurement des carbonatites de l'Afrique Central. *Compt. Rend.*, **270D**:2155-2158.
- Dostal, J., Keppie, J. D., Macdonald, H., Ortega-Gutiérrez, F. 2004. Sedimentary Origin of Calcareous Intrusions in the ~1 Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico: Tectonic Implications. *International Geology Review*, Vol. 46, p. 528-541.
- Easton, R. M., 1995, Regional geochemical variation in Grenvillian carbonate rocks: Implications for mineral exploration, In: *Summary of field work and other activities 1995: Ontario Geological Survey*, Miscellaneous Paper 164, p. 6–18.
- Ebert, H. 1970. The Precambrian Geology of the "Borborema" belt. State of Paraíba and Rio Grande do Norte, Northeastern Brazil. *Geol. Rundsch.*, **59**(3):1299-1326.
- Eiler, J.M., Baumgartner L.P., Valley J.W. 1992. Intercrystalline stable isotope diffusion: a fast grain boundary model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**:543-557.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G., Bird, D.K. 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanites and constraints on their P-T dependence. *Europ. Journ. Mineral.*, **5**:219-231.
- Einaudi, M. T., Burt, D.M. (1982). Introduction - terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, v. 77. p. 745-754.
- Einaudi, M. T., Meinert, L.D., Newberry, R.J. 1981. Skarn Deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary. Volume, p. 317-391.
- Farina, M, Santos, E.J. Dos, Melo, C.B.M. De, Zanini, L.F.P. 1981- *Anortositos de Passira-PE*. In: Simp. Geol. NE, 10°, Recife. *Atas do ...Recife, Soc. Bras.Geol.* 513p il. p 402-416.
- Farquhar, J., Chacko T., Frost B.R. 1993. Strategies for high-temperature oxygen isotope thermometry: a worked example from the Laramie anorthosite complex, Wyoming, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**:407-422.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. J. Willey, New York, 589p.
- Ferre E.G., Caby R., Peucat J., Capdevila R., Monié P. 1998. Pan-African post-collision, ferro-potassic granite and quartz-monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, **45**:255-279.
- Fourcade, S., Kienast, J.R., Ouzegane, K. 1996. Metasomatic effects related to channelled fluid streaming through deep crust: fenites and associated carbonatites (In: Ouzal Proterozoic granulites, Hoggar, Algeria). *Journal Metamorphic Geology*, **14**:763-781.
- Galindo, A C., Jardim De Sá, E.F., Montel, J.M., Antunes, A F., Nascimento, M. A L. 2000. *Titanitas de Granitóides "tipo Itaporanga" na Faixa Seridó: Implicações Geodinâmicas*. In: XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG- Núcleo Nordeste, Recife, 2000.
- Guilbert J. M., Park C.F. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Freeman, San Francisco: 985 pp.
- Haggerty, S.E. 1989. Mantle metasomes and the kinship between carbonatites and kimberlites. In: *Carbonatites, Genesis and Evolution*. Edited by Keith Bell, Unwin Hyman, London, 546-560p.
- Hanmer, S. 1988. Ductile thrusting at mid-crustal level, southwestern Grenville Province Canadian. *Journal of Earth Sciences*. Volume 25, Issue 7, 1049-1059p.
- Harker, A. 1909. *The natural history of the igneous rocks*. MacMillan, New York. 348 p.
- Harris, N. B. & Einaudi, M. T. 1982. Skarn deposits in the Yerington District, Nevada:Metasomatic skarn evolution near Ludwig. *Economic Geology*, **77**, p.877-898.
- Hammastrom, J.M. & Zen, E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**:1297-1313.
- Heinrich, E.W. 1966. *The Geology of Carbonatites*. Rand McNally and Co., Chicago. 607p.
- Henderson, P. 1984. *Rare earth elements geochemistry*. Development in Geochemistry, 2. Elsevier, Amsterdam, 510p.
- Hippertt, J. 2002. *Processos de deformacionais em zonas de cisalhamento*. In: VIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos-SNET, Recife-PE. Anais, p. 21.
- Hoefs, J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, 201p.

- Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**:433-447.
- Hollister, L.S. 1982. Metamorphic evidence for rapid (2mm/yr) uplift of a portion of the Central gneiss Complex, Coast Mountains, B.C. *Can. Mineral.*, **20**:319-332.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peteers, E.K., Stowell, H.H., Sissom, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, **72**:231-239.
- Hornig-Kjarsgaard, I., 1998, Rare earth elements in sovitic carbonatites and their mineral phases: *Journal of Petrology*, **39**:2105–2120.
- Imai, H. 1978. *Geological Studies of the Mineral Deposits in Japan and East Asia*. University of Tokyo Press. 392p.
- Ishikawa, H. 1968. Some aspects of geochemical trends and fields of the ratios of vanadium, nickel and cobalto. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**:913-917.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.P.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- Jardim de Sá, E. F. 1994. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Panafricana. Instituto de Geociências., UNB, Brasília, Doctoral Dissertation, 803p.
- Jensen, L.S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (Califórnia) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837-841.
- Kawasaki, M., Yashiro, K. & Yoshimura, F. 1985. Recent exploration of the Mozumi ore deposits in the Kamioka mine – Especially on the relation between fissures and mineralization –. *Mining Geol.*, **35**, 145-159 (in Japanese with English abstr.).
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern México: Tectonic implications: *Precambrian Research*, **120**:365-389.
- Kerrick, R., La Tour T.E., Willmore L. 1984. Fluid participation in deep fault zones: evidence from geological, geochemical and ¹⁸O/¹⁶O relations. *J. Geoph. Res.*, **89**(B6):4331-4343.
- Kesler, S.E. 1994. Mineral resources, economics and the environment. MacMillan College Publ., 391p.
- Kozuch, M., Bittar, S.M.B., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B. 1997. *Late mesoproterozoic and middle neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 17. Fortaleza, 1997. *Boletim...* Fortaleza, SBG/NE, 15:47-50.
- Kuno, H. 1968. Plateau basalts. In: P. HART (ed). The Earth's crust and upper mantle. *Am. Geophys. Union*, Geophys. Monogr., **13**:495-501.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982 - *Classification of plutonic rocks: discrimination of various granitic series by their modal composition*. Magmatology, spec. Publication of Int. Geol. Congress.
- Lapin, A.V., Woldemariwanuch, Ploshko, V.V. 1999. Carbonatitos Lineares de Cinturões Móveis: Uma Síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(4):483-490.
- Leake, B.E. 1990. Granite magmas: their sources, initiation and consequences of emplacement. *J. Geol. Soc. London*, **147**:579-589.
- Leake, B.E. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am.Mineral.*, **82**:1019-1037.
- Le Bas, M.J., Sprio, B., Xueming, Y. 1997. Origin, carbon and strontium isotope study of the carbonatitic dolomite host of the Bayan Obo Fe-Nb-REE deposit, Inner Mongolia, N. China. *Mineralogical Magazine*, **61**:531-541.
- Le Bas, M.J. 1999. Sovite and alkivite: Two Chemically distinct calciocarbonatite C1 and C2 *South African Journal the Geology* **102**:109-121
- Le Bas, M.J., Subbarao, K.V., Walsch, J.N. 2002. Metacarbonatite or marble? The case of the carbonate, piroxenite, calcite-apatite rock Complex at Borra, Eastern Gathts, India. *Journal of Asian Earth Sciences* **20**(2002):127-140.
- Le Maitre, R.W. (ed.). 1989. *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford. 193p.
- Lentz, D.R. 1998. Late-tectonic U-Th-Mo-REE skarn and carbonatitic vein-dyke systems in the Southeastern Grenville Province: a pegmatite-related pneumatolytic model linked to marble

- melting (limestone syntexis). In: Lentz, D.R. (Ed.) *Mineralized intrusion-related skarn systems*. Short Course, v. 26. Mineralogical Association of Canada, Québec. pp 519-657.
- Lesnyak, V.F. 1965. Mineralothermometric research at the tyryny-Auz skarn ore complex, North Caucasus. In: Yermakov, N.P. et al. *Research on the Nature of Mineral-Forming solutions*. Pergamon Press, Oxford, 458-489p.
- Lima, M.L.E., Gava, A., Fernandes, P.E.C.A. et al. 1985. *O Projeto Ferro-Titanado de Floresta (PE)*. Salvador: Projeto RADAM BRASIL/Minérios de Pernambuco S.A., v.1.
- Lindgren, W. 1950. *Mineral Deposits*. Ed. McGraw-Hills, New York, 930p.
- Locke, J., Butler, J. 1993. *Characterisation of Rock Formations for the Improved Calibrations of Nuclear Logging Tools*. 15th European Formation Evaluation Symposium, Stavanger. Paper R, 1-22.
- Lowell, J.D. & Guilbert, J.M. 1970. Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Economic Geology*, Vol. 65, Nº 4, p. 373-408.
- Maniar, P.D. & Picolli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**(5):635-643.
- Manso, V.V. & Motta, J.A. 1986. Levantamentos Gravimétricos na região de Itabaiana (PB). *UFPE/Estudos e Pesquisas*, **8**:87-92.
- McCaig, A.M., Wickham S.M., Taylor Jr. H.P. 1990. Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France: field and oxygen isotope studies. *Contr. Miner. Petr.*, **106**:41-60.
- Medeiros, V.C. 1998. Programa Levantamentos Geológicas Básicos do Brasil: Carta Geológica. Escala 1:500.000 (Folha SC.24-X - Aracaju/NE). Estados da Paraíba e Pernambuco. Brasília, CPRM.
- Medeiros, V.C. 1999. *Folha Sumé SB.24-Z-D-V, Estados da Paraíba e Pernambuco. Escala 1/100 000*. CPRM/ Brasília, 88 p.
- Medeiros, V.C. & Torres, H.H.F. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumé, Folha SB 24-Z-D-V. Estados da Paraíba e Pernambuco. Escala 1:100.000. Brasília: CPRM, 88p.
- Meinert, L. D. 1992. Skarn and skarn deposit. *Geosci. Canada*, 19, 145-162.
- Meissner, R. 1973. The "Moho" as a transition zone. *Geophys. Surv.*, **1**:195-216.
- Meissner, R. 1986. Twenty years of deep seismic reflection profiling in Germany – A contribution to our knowledge of the nature of the lower Variscan crust. In: *The Nature of the Lower Continental Crust*. J.B. Dawson et al. (Eds). Geol. Soc. Spec. Publ., 24. Blackwell, 1-10.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Fallick, A.E., Gjelle, S. 2001. Strontion and carbon isotope geochemistry applied of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonites. *Precambrian Res.*, **108**:267-292
- Melgarejo, J. C., & Prol-Ledesma, R. M., 1999. Th and REE deposits in the Oaxaca Complex in southern Mexico. In: Stanley, C. J., *Mineral deposits: Processes to precessing*, Rotterdam, Netherlands, Balkema, p. 389–392.
- Melo, S.C. 1997. Petrologia e geoquímica dos granitóides do Complexo Prata a Ne de Monteriro-Pb. Recife, 90p. (Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco).
- Melo, O.O. 1998. Petrologia e geoquímica das rochas gabro-anortosíticas e mineralizações de Fe e Ti associadas de Barro Vermelho-Custódia-PE, NE do Brasil. Recife, 216p. (Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco).
- Melo, O.O., Guimarães I.P., Fetter A., Beurlen H. 2002. Idades U/Pb em Zircão e Idades Modelo (Sm/Nd) de Ortognaisses e Enclaves Metamáficos da Área de Barro Vermelho-PE, Terreno Alto Moxotó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(2):197-204.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- Moine, B., Sauvan, P., Jarousse, J., 1981, Geochemistry of evaporite-bearing series: A tentative guide for the identification of metaevaporites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**:401–412.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral*, **111**:535-550.
- Murakami, H. 2005. How to Study skarn type Deposits. A short term expert seminar, submitted to: Remote Sensing Center, MTA. 12p.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. e Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.301, série II, **11**:813-818.
- Nardi, L.V.S. 1989. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(1):3-10.
- Nascimento, R.S.C., 2002. Químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aplicado à mármores da Faixa Seridó (NE do Brasil): Implicações geotectônicas e paleoambientais. Tese de Doutorado-UFPE.

- Natarajan, M., Bhaskar Rao, B., Parthasarathy, R., Kumar, A., Gopalan, K. 1994. 2.0 Ga pyroxenite-carbonatite Complex of Honenakal, Tamilnadu, South India. *Precambrian Research*, **65**:167-181.
- Nilson, A.A. & Motta, J. 1969. Geologia da área Goianira-Trindade, Goiás. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Bol.133.
- Nitta, T., Fukabori, Y. & Mishima, H. 1971. On the successful exploration at the lower part of the Mozumi mining area, the Kamioka mine (No.2). *Mining Geol.*, **21**, 20-32 (in Japanese with English abstr).
- O'Connor, J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. U.S. *Geol. Surv. Prof. Paper* 525B, B79-B84.
- Oliveira, R.G. & Santos, E.J. 1993. *Secção geológica-geofísica e interferências tectônicas na porção centro-sul da Província Borborema*. In: SBGf, Congr. Intern. Geof., **3**, *Anais*, **1**:643-647.
- Oliveira, C.G. & Santos, R.V. 2003. Isotopic domains controlled by transtensional and transpressional sectors in the auriferous Diadema shear belt, northern Brazil. *J. South Am. Earth Sciences*, **16**:513-522.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1984. Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern México: *Precambrian Research*, **23**:377-393.
- Patiño-Douce, A.E. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, **V. 100**, N° B8:15623-15639.
- Patiño Douce, A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* **25**:743-746.
- Patiño-Douce, A.E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A. Fernández, C. And Vigneresse, J. L. (eds.) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society, London, Special Publications, **168**:55-75.
- Patiño Douce, A.E. 2005. Vapor-Absent Melting of Tonalite at 15-32 kbar. *Journal of Petrology*, **46**(2):275-290.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C. 1975. The TiO₂ - K₂O - P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**:419-426. *Cont.Min.Petrol.* **69**:33-47.
- Pearce, J.A. & Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**:38-47.
- Pearce, J.A. - 1983 - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J.; Norry, M.J.(eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Limited, pp. 230-249.
- Pearce, J.A. 1984. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed). *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Chinchester, J. Wiley. p 525-548.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4):956-983.
- Peters, M.T. & Wickham, S.M. 1995. On the causes of ¹⁸O-depletion and ¹⁸O/¹⁶O homogenization during regional metamorphism; the East Humboldt Range core complex, Nevada. *Contr. Miner. Petr.*, **119**:68-82.
- Picot, P. & Johan, Z. 1977. Atlas des Mineraux Metalliques. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris, 407p.
- Pili E., Poitrasson F., Gratier J.P. 2002. Carbon-oxygen isotope and trace element constraints on how fluids percolate faulted limestones from the San Andreas Fault system: partitioning of fluid sources and pathways. *Chem. Geol.*, **190**:231-250.
- Pineau, F. & Javoy, M. 1969. Determination des rapports isotopique ¹⁸O/¹⁶O e ¹³C/¹²C dans diverges carbonatites. Implications genetiques. *Compt. Rend.*, **269D**:1930-1933.
- Powell, R., Condiliffe, D.M., Condiliffe, E. 1984. Calcite-dolomite geothermometry in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃: an experimental study, *Journal of Metamorphic Geology* **2**:33-41.
- Rand, H. & Manso, V.A. 1990. *Mapa gravimétrico e magnetométrico da Faixa costeira do Nordeste do Brasil*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal, 1990. *Anais...Natal*, SBG, **5**:2431-2438.
- Richard, L. 1995. Mineralogical and Petrological Data Processing System (MINPET). Version 2.02.
- Ringwood, A.E. 1962. A Model for the Upper Mantle, 2. *Journal of Geophysical Research*, Vol. **67**, p.4473.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group U. K. (Edit.), England, 350 p.

- Sá, J.M., McReath, I., Leterrier, J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *J. South American Earth Sci.*, **8**:299-314
- Sá, J.M., Leterrier, J., Bertrand, J.M., Silva, E.R. 1997. *Augen gnaisses vs augen gnaisses da Faixa Jaguaribeana, NE do Brasil: estratigrafia, geoquímica e idades U-Pb*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 17. Fortaleza, 1997. *Boletim...Fortaleza, SBG/NE*, nº 15, p.113-117.
- Sá, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J., Macedo, M.H.F. 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **14**(2002):851-866.
- Sales, A.O. 1997. Caracterização petrográfica, metamórfica e geoquímica das rochas proterozóicas da Faixa Pajeú-Paraíba (região de Afogados da Ingazeira/PE). Centro Tecnol./Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Tese de Mestrado, 175p.
- Santos, E.J. 1971. Síntese da Geologia da Folha Arcoverde, Pernambuco. Recife: SUDENE. 33p. Inédito.
- Santos, E.J. & Brito Neves, B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M. & Hasuy, Y. (coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blucher, p.123-186.
- Santos, E.J. 1977. *O modelo de evolução precambriana da região de Arcoverde*, Pernambuco. VIII Simp. Geol. Nordeste, Atas, Núcleo Noredeste Soc. Bras. Geol., bol. 6, p. 225-245.
- Santos, E.J. & Brito Neves, B.B. 1993. Petrogenetic and tectonic setting of the Lagoa das Pedras magmatism, Floresta, state of Pernambuco, Borborema Province, Northeast Brazil. In: Sial, A.N. & Ferreira, V.P. (eds.) Workshop MAGMA, *Anais Acad. Bras. CL*, **65**:131-139.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., 1994. *Investigação geocronológica U/Pb e Sm/Nd em zona de colisão múltipla de arcos na região de Floresta (PE), Faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema*. Cong. Bras. Geol., 38(1):247-249.
- Santos, E.J. Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R. 1995. *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16. Recife, 1995. *Boletim...Recife, SBG/NE*, 14(2):401-409.
- Santos, E.J. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. São Paulo, 219p. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Santos, E.J. 1996. *Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. Anais..., Salvador, SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, 6:47-50.
- Santos, E.J. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Carta Geológica. Escala 1:250.000 (Folha SC.24- X-A - Belém do São Francisco). Brasília, CPRM.
- Santos, E.J. 1999. *Belém do São Francisco*, Folha SC.24-X-A: Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia, Brasília CPRM, 84p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Santos, E.J. & Medeiros, V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Rev. Bras. de Geociências*, **29**(1):73-84.
- Santos, E.J. 2001. *Soldagem metamórfica, suturamento plutônico e outros mecanismos de amalgamação de terrenos na Província Borborema*. VIII Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos-SNET, Recife-PE. Anais, p. 107-110.
- Santos, E.J., Ferreira, C.A., Silva Jr., J.M. 2002. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Recife, CPRM, 2002. 142 p. 02 mapas. Escala 1:500.000.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R. 2003. *Granitos e caracterização de terrenos na Subprovíncia Transversal, Província Borborema*. IX Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos-SNET, Búzios-RJ. Anais, p. 12-14.
- Santos, E.J., Nutman, A.P., Brito Neves, B.B. 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica*, v. 4, n. 1.
- Santos, E.J. & Accioly, A.C. 2005. *O magmatismo anorogênico pré-Cariris Velhos e seu significado na Província Borborema*. XXI Simpósio de Geologia do Nordeste- Recife (PE). Resumos expandidos, Boletim 19, 114-117p.
- Santos, R.V. 1988. Geologia e geoquímica do depósito de fluorita do Complexo Alcalino Carbonatítico de Mato Preto, Paraná. Brasília. 144p. (Dissertação de Mestrado, UnB, inédita).
- Santos, R.V. & Dardenne, M.A. 1988. *Fluorita de Mato Preto: um caso particular de mineralização de fluorita associada a complexo alcalino carbonatítico*. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. *Anais... Belém, SBG*. V. 3, p. 1251-1261.

- Santos, R.V., Dardenne, M.A., Eiichimatsui. 1990. Geoquímica de Isótopos de Carbono e Oxigênio dos Carbonatitos do Complexo Alcalino de Mato Preto, Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 20(1-4): 153-158.
- Santos, V.H. 2000. Químioestratigrafia isotópica (C e Sr) em lentes de mármore nos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó, Zona Transversal da Província Borborema, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Pernambuco. 109 p.
- Scheibe, L.F. 1979. Estudo petrológico e geoquímico dos carbonatitos da Fazenda Varela, Lages, Santa Catarina, Brasil. Porto Alegre. 135 p. (Dissertação de Mestrado, UFRGS). (Inédita).
- Schmidt, M.W. 1994. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: na experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**:304-310.
- Schuling, R. D. & Oosterom, M. G. 1966. The metamorphic complex on Naxos (Greece) and the strontium and barium content of its carbonate rocks. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* B69, 166-175.
- Shand, S.J., 1927. *Eruptive Rocks*. New York: Wiley Publication, 51 p.
- Shelley, D. 1995 – *Igneous and metamorphic rocks under the microscopic*. Chapman & Hall. London.
- Shoji, T. 1978. Skarn formation, in Imai, Hideki, ed., Geological studies of the mineral deposits in Japan and East Asia; Tokyo, University Of Tokyo, p. 201-202.
- Sial, A.N. & McReath, I. 1984. *Petrologia Ígnea- Volume 1. Os Fundamentos e as Ferramentas de Estudo*. Coedição SBG/CNPq/Bureau Gráfica e Editora Ltda. Salvador-Bahia. 181 p.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P., De Almeida, A.R., Romano, A.W., Parente, C.V., Da Costa, M.L., Santos, V.H. 2000. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências. Volume 72*, Rio de Janeiro.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, March; v. 133; no. 3; p. 191-213.
- Silva, A.B., Liberal, G.S., Grossi Sad, J.H., Issa Filho, A., Rodrigues, C.S., Riffel, B.F. 1988. Geologia e petrologia do Complexo Angico dos Dias (Bahia, Brasil), uma associação carbonatítica Precambriana. *Geochimica Brasiliensis*, Órgão da Sociedade Brasileira de Geoquímica, Volume II, Número **01**:81-108p.
- Silva, M.G. 2004. Curso de Atualização: Tipologia e Metalogênese de Rochas Máficas e Ultramáficas. ASSDGM, Fortaleza:13-17/Dezembro, 83p.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W. E., 2003, 990 Ma and 1,100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Roots of an orogen. *Tectonophysics*, v. 365, p. 257–282.
- Souza Neto, J.A. 1999. Genesis of the Bonfim and Itajubatiba Gold Skarn Deposits, Northeastern Brazil: a study based on Isotopes, Trace Elements and Fluid Inclusions. Université Catholique de Louvain, Belgium, Dr. Sc. Thesis, 240 p. e anexos.
- Speer, J.A. 1987. Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: The hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, south Carolina. *Am. Mineral.*, **72**:863-878.
- Sun, S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc.*, **A297**:409-445.
- Sun, S.S. 1982. Chemical compositional origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **46**:179-192.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- Taylor, H.P.; Frechen, J.; Degens, E.T. 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatite from the Leacher See district, West Germany and the Alno district, Sweden. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **31**:407-430.
- Taylor, B.E. & O'Neil, J.R. 1977. Stable isotope studies of metassomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks. Osgood Mountains, Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**:1-49.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Sci. Publ., Oxford. 312p.
- Thompson, R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, **18**:49-107.
- Torquato, J.R. 1987. Geoquímica isotópica de carbonatitos. 59 p. (Inédito).
- Tulloch, A.J. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contr. Mineral. Petrol.*, **69**:105-117.
- Tysdal, R.G., & Desborough, G. A., 1997, Scapolitic metaevaporite and carbonate rocks of Proterozoic Yellowjacket Formation, Moyer Creek, Salmon River Mountains, central Idaho: U.S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey, Open File Report 97-268.
- Uytenbogaardt, W. & Burke, E.A.J. 1971. *Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals*. Elsevier Publishing Company. Amsterdam. 430p.

- Valley, J.W., Taylor Jr. H.P., O'Neil J.R. 1986 (Eds.). Stable Isotopes in High-Temperature Geological Processes. *Rev. Mineral.*, 16, 570p.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Babinski, M. 1994. *Mesoproterozoic crustal domains in Borborema Province: evidence from U/Pb and sm/Nd geochronology*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Balneário de Camboriú, 1994. *Anais...*Balneário de Camboriú, SBG, 403-404.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M. 1995a. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:267-288.
- Veiga Jr., J.P. & Ferreira, C.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Carta Geológica, Carta Metalogenético/previsional. Escala 1:100.000 (Folha SB.24-Z-C-VI-Afogados da Ingazeira) Estados de Pernambuco e Paraíba. Brasília: DNPM/CPRM. 121p.
- Veizer, J., Bell, K., Jansen, S.L. 1992. Temporal distribution of carbonatites. *Geology* **20**:1147-1149.
- Veronesse, W.F.; Ortiz, L.R.C., Gonzalez, S.R., Menor, E.A., Montes, A.S.L., Marques, N.M.G., Coutinho, J.B.L. 1985. Projeto ferro titanado de Floresta (PE). Minérios de Pernambuco/Radam Brasil, V.2. *Metalogenia*, 155p.
- Viladkar, S.G. & Subramanian, V. 1995. Mineralogy and geochemistry of the carbonatites of the Sevathur and Samalpatti complexes, Tamilnadu. *Journal of the Geological Society of India* **45**: 505-517.
- Wall, F. & Mariano, A.N. 1996, Rare earth minerals in carbonatites: A discussion centred on Kangankunde carbonatites, Malawi., in Jones, A. P., Wall, F., and Williams, C. T., eds., *Rare earth minerals: Chemistry, origin, and ore deposits*: London, UK, Chapman and Hall, p. 193–225.
- Wanderley, A.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional, escala 1:100.000 (Folha SB.24-Z-D-IV) estados de Pernambuco e Paraíba. Brasília: DNPM/CPRM. 100p. 2map.
- Watson, E.B. 1987. The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: *Hutton Conference of the Origin of Granites*. Univ. Edinburg: 209-211.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London. 466p.
- Winge, M. 1995. Evolução dos Terrenos Granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil Central. Tese de Doutorado No 5. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, DF. 149 p. e anexos.
- Winkler, H.G.F. 1977- *Petrogênese de Rochas Metamórficas*. Springer Verlag, New York. 278 p.
- Wood, D.A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridges basalts from geochemical evidence. *Geology*, **7**:499-503.
- Wyllie, P.J., Huang, W.L., Stern, C.R., Maaloe, S. 1976. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. *Can. J. earth. Sci.*, **13**:1007-1019.
- Wyllie, P.J., Jones, A. P., and Deng, J., 1996, Rare earth elements in carbonate-rich melts from mantle to crust. In: Jones, A. P., Wall, F., and Williams, C. T., eds., *Rare earth minerals: Chemistry, origin, and ore deposits*: London, UK, Chapman and Hall, p. 77–103.
- Yardley, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, Edinburgh, 248p.
- Yavuz, F. 1999. NEWAMPHCALC. *Mineralogical software*. Programa digital utilizado para o estudo de anfibólios.
- Zharikov, V.A. 1970. Skarns. *International Geology Review*. v. 12, p. 541-559, 619-647, 760-775.
- Zen, E.A. & Hammarstrom, J.M. 1984. Magmatic epidote and petrologic significance. *Geology*, **12**:515-518.
- Zwart, H.J. 1962. On the determination of polymetamorphic mineral association and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geol. Rundsch.* **52**:38-65.



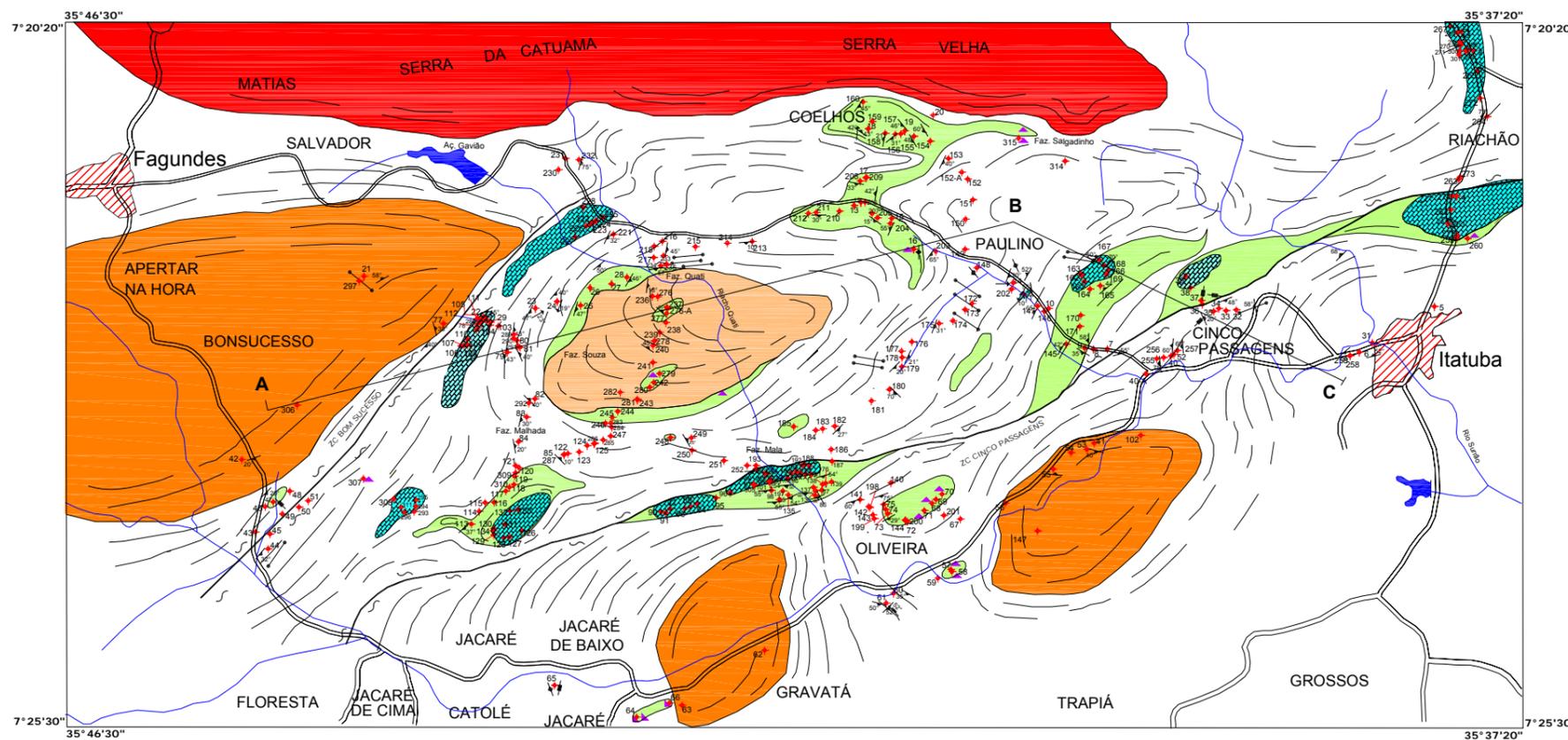
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE

CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

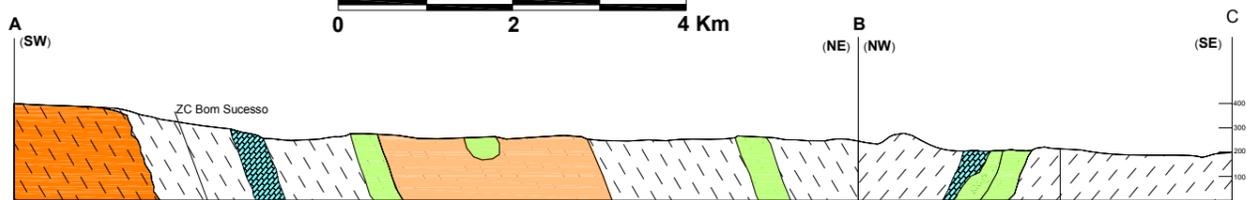


Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFPE

"MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA COMPREENDIDA ENTRE FAGUNDES E ITATUBA - PB"

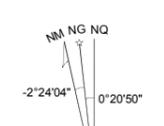


ESCALA 1:30.000



PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO: A-B-C

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA ANO - 2002



A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE 1,8\"/>

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Cidade ou Vila
- Estrada carroçável
- Drenagem
- Açude

NOTA DE CRÉDITO
BASE CARTOGRÁFICA EXTRAÍDA DA FOLHA TOPOGRÁFICA CAMPINA GRANDE (S. 212), ESCALA 1:100.000 ELABORADA PELA SUDENE EM 1983 E FOTOGRAFIAS AÉREAS NA ESCALA 1:50.000 (EXECUTADAS EM 1973 PELA FORÇA AEREA BRASILEIRA-SUDENE).

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

- NEOPROTEROZOICO**
- UNIDADE 6: GRANITOS**
Pluton de forma alongada E-W, granito porfírico da Serra Velha de granulação fina equigranular, com indícios de deformação apenas nas bordas do corpo. A textura porfírica está geralmente preservada, de modo que a colocação do corpo deve estar relacionada a geração de campos extensionais associados (tectônica transcorrente).
- MESOPROTEROZOICO**
- UNIDADE 5: ORTOGNAISSE SALVADOR**
Granulação fina a grossa, porfírica, constituída por biotita augen-gnaisses de composição granítica-granodiorítica, ortognaisses bandados de composição tonalítica-granodiorítica com intercalações de rochas máficas (porções/faixas de composição anfibolítica). Diques muito deformados e fraturados, evidenciando uma tectônica rúptil. Relevos exibem formas dômicas.
- UNIDADE 4: METAGRANODIORITO QUATI**
Granitóide intrusivo central da área de Fagundes-Itatuba, responsável pelo padrão subcircular concêntrico observado em planta e em fotointerpretação. Composição biotita granodiorítica, ocorre deformado e metamorfozido, sendo biotita ortognaisse milonitizado, protomilonítico (25-30% de matriz félsica indiferenciada, triturada, recristalizada, cominuída pelo cisalhamento) e augen porfiroblástico, os porfiroblastos são de quartzo, plagioclásio e microclina, deformados. Granulação fina equigranular.
- UNIDADE 3: ROCHAS METACARBONÁTICAS**
Rochas de granulação grossa-média a fina, constituídas por calcita (65-70%), diopsídio-hedenbergita (10-15%), hornblenda e actinolita (<10%) e escaopolita (<5%) e minerais acessórios. Associam-se às rochas metamáficoulttramáficas e rochas de afinidade anortosítica e aos skarns. Ocorrem na forma de lentes ou corpos, blocos soltos, como diques/bolsões, brechados ou microbrechados, exibindo dobras.
- PALEOPROTEROZOICO**
- UNIDADE 2: ROCHAS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICAS E ROCHAS DE AFINIDADE ANORTOSÍTICA**
Metapiroxenitos e metagabros (piroxênio-hornblenda gabros, com ou sem granada), bandados e maciços. Subordinadamente possuem camadas e lentes (não mapeáveis na escala de trabalho) intercaladas de rochas de afinidade anortosítica, com estrutura maciça e bandada.
- UNIDADE 1: ORTOGNAISSES EQUIVALENTES DO COMPLEXO FLORESTA (EMBASAMENTO)**
Ortognaisses da unidade equivalente do Complexo Floresta, são rochas metaplutônicas intermediárias (mesocráticas) a félsicas (leucocráticas) de composição monzogênica a granodiorítica, mais raramente tonalítica, por vezes intercaladas com lentes ou camadas metamáficas (melanocráticas), de composição anfibolítica ou piroxenítica. Ocorrem polideformadas. Incluem subordinadamente rochas supracrustais metapelíticas, provavelmente equivalentes ao complexo Sertânia.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Exames de diques pegmatíticos e apfíticos
- Contato Geológico Definido
- Contato Geológico Inferido
- Direção e mergulho das camadas
- Lineação
- Afloramento
- Direção e mergulho das fraturas
- Direção de fraturas verticais
- Direção e mergulho de foliação C
- Direção e mergulho de foliação S
- Ocorrência de Fe-Ti

ARTICULAÇÃO DA FOLHA TOPOGRÁFICA



Título: "ESTUDO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DA REGIÃO COMPREENDIDA ENTRE FAGUNDES E ITATUBA (PB) TERRENO ALTO MOXOTÓ, NORDESTE DO BRASIL"

Tese de Doutorado em Geociências

AUTOR: LUIS CHRISTIAN DE MONTREUIL CARMONA
Orientador: Prof. João Adauto de Souza Neto
Co-Orientador: Prof. Edilton José dos Santos

ANEXOS

**TABELAS COM DESCRIÇÃO
PETROGRÁFICA DE SEÇÕES DELGADAS**

UNIDADE DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS

AMOSTRA CC-3

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|---------------|--------------------------|--|------------------------|--|--|---|
| Calcita | 45-50 | < 0,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Formando a matriz granulação fina. | | Rocha metacarbonática em contato com <i>Skarn</i> |
| Diopsídio | 25-30 | 0,025 a 2,875 | Reto a suturado | Subidioblásticos xenoblásticos a subarredondados | Altera para actinolita | Alguns ocorrem muitos fraturados e fragmentados. | Incolor Geminção polissintética. | |
| Quartzo | 10-15 | <0,525 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Ocorrem veios recristalizados, intersticiais (tardios) preenchendo espaços vazios. | Granoblástico poligonal | |
| Clinozoisita + epidoto | 5-10 | 0,025 a 0,875 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos | Intersticiais | | Variiedade de cor verde. Formando massas ou agregados de cristais | |
| Plagioclásio | < 5 | 0,250 a 0,90 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | Saussuritização | | | |
| Titanita | < 5 | < 0,625 | Reto | Xenoblásticos a subarredondados | | | | |
| Minerais opacos | < 5 | <0,20 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Pela forma Hexagonal poderia ser o mineral rutilo e/ou magnetita. | |

AMOSTRA CC-3A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|---------------------|-------|---------------|--------------------------|---|--|---|---|--|
| Calcita | 60-65 | <1,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | Granoblástica alongada. fase calcita-quartzo tardia. | Formando faixas, bandados e dobradas, cristais alongados. | Matriz da rocha | Rocha metacarbonática deformada, com veios de quartzo. Textura porfiroblástica. |
| Diopsídio | 20-25 | 0,175 a 1,650 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | Fraturado, fragmentado | Grano-nematoblástica. Texturas poiquilo-blástica e peneira. | |
| Fragmentos de rocha | 5-10 | <6,50 | Suturado | Formados de minerais de plagioclásio + microclina + quartzo intersticial. | Sericitização, saussuritização. | Microclina e plagioclásio fragmentados, alinhados segundo a direção geral da rocha. | | |
| Quartzo | 5-10 | <0,5 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos. Intersticiais. Granoblástica poligonal. | | Cristais de quartzo intersticial (fase tardia), deformados, extinção ondulante. | Como veios, ocorrem também como agregados de cristais ou fragmentos de rocha. | |
| Plagioclásio | <5 | 0,225 a 1,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | Inclusões de quartzo e calcita. | | Geminção polissintética. Textura poiquiloblástica | |
| Titanita | <5 | 0,175 a 1,050 | Reto | Subidioblásticos, losangulares. | | | Geminção polissintética. | |

AMOSTRA CC-3 (Q2-1)

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|-----------------|--------------------------|---|--|---|--|--|
| Calcita | 60-65 | Chegam até, 5,0 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos. Bordas irregulares | | | Granoblástica. Formando a matriz. | Rocha olivina-piroxênio escapolita metacarbonática calcítica |
| Olivina | 10-15 | 1,25 a 2,50 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, subarredondados | | Muito fraturado (fraturas internas sinuosas). | Variedade de cor verde claro a verde escuro. | |
| Diopsídio-Hedembergita | 5-10 | 1,00 a 2,00 | Reto a suturado | Subidioblásticos a idioblásticos | Alteração incipiente nas bordas. Relictica (reliquiar, processo de dissolução?). | Fraturados e fragmentados. | Poiquiloblástica. Geminação polisintética. | |
| Escapolita | 5-10 | 0,625 a 1,50 | Reto a suturado | Subidioblásticos, subarredondados | Muito alterados nas bordas | | É observado junto e/ ou em contato aos clinopiroxênios. | |
| Quartzo | 5-10 | 0,75 a 2,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos subarredondados irregulares. | | Veio microgranítico (quartzo+ plagioclásio) atravessando a rocha. | Granoblástica poligonal. Textura em mosaico. | |
| Microclina | 5-10 | 0,625 a 2,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a xenoblásticos | Sericitização | | Poiquiloblástica e peneira "sieve", calcita intersticial | |
| Titanita | <5 | <0,45 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a subarredondados. | | Alongados. É observado junto com olivina e diopsídio. | Apresentam seções rômbricas (losangulares). | |
| Apatita | <5 | <0,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos arredondados nas bordas. | Inclusos no diopsídio | Isolados na matriz metacarbonática. | | |
| Plagioclásio | <5 | <2,70 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos | Sausuritização. Cristais corroídos. | | Textura poiquiloblástica | |

AMOSTRA CC-11B

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|---------------|--------------------------|--|---|--|--|--|
| Calcita | 70-75 | 0,05 a 1,45 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | Formando a matriz. | Granoblástica. | Rocha metacarbonática calcítica skarnificada |
| Diopsídio | 15-20 | 0,05 a 1,95 | Reto a suturado | Xenoblásticos, granulares, prismáticos | Relictica | Muito fraturados, alguns fragmentados. | Poiquiloblástica. Variedade verde claro. Geminação polissintética. | |
| Epidoto | <5 | <1,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | Intersticiais rodeando o diopsídio, como agregados de minerais. | | | |
| Apatita | <5 | <0,30 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a arredondados. | | | | |
| Plagioclásio | <5 | <0,55 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Saussuritização | | Inclusões de epidoto e clinzoisita e titanita. | |
| Titanita | <5 | 0,125 a 0,825 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, alongadas. | | | Rômbricas | |
| Alanita | <5 | 0,075 a 0,60 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | | Formando trilhas. | Grano-nematoblástica | |

AMOSTRA CC- 11(Q5-1)

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|------------------------------------|---|---|-----------------------------|--|--|
| Calcita | 60-65 | <1,50 | Reto | Xenoblásticos, irregulares a subarredondados | | Formando a matriz da rocha. | Granoblástica | Rocha olivina-actinolita metacarbonática calcítica. Textura da rocha em geral heteroblástica ou inequigranular, porfiroblástica. |
| Olivina | 20-25 | 0,125 a 2,0 | Reto, sinuoso, suturado | Subidioblástica a xenoblástica, bordas subarredondadas. Aspecto lamelar ou fibroso. | Altera para serpentina (cristais asbestiformes foliados, <i>mesh texture</i>). Textura relicítica, formando pseudomorfozes de olivina. | Fraturado fragmentado | Alguns cristais de olivina estão alterando possivelmente a clinohumita. | |
| Microclina | 10-15 | 0,75 a 2,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados, alongados. | Sericitização principalmente nas bordas. Textura Reliquiar | | Poiquiblastica Geminção combinada segundo as leis da albita e do periclínio | |
| Actinolita | 5-10 | 0,20 a 0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos e aciculares. | | | Nematoblástica, hábito fibroso. Variedade verde claro. | |
| Diopsídio | <5 | <1,80 | Reto a suturado | Subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos, granulares. | Altera para actinolita. | Fraturados e fragmentados. | Inclusões de titanita com as bordas arredondadas. | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <0,30 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, | | | Epidoto e clinozoisita são de origem secundária (minerais de alteração hidrotermal). | |
| Titanita | <5 | 0,10 a 0,85 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados, alongados. Alguns idioblásticos. | | | Inclusões na microclina | |
| Apatita | <5 | <0,40 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, arredondados, alongados. | | | | |
| Alanita | <5 | <0,65 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | Mostra halos pleocróicos internos (metamictização) | | Varia de castanho claro a castanho escuro, pleocroismo médio. | |

AMOSTRA CC-30A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|---------------|--------------------------|---|---|-----------------------------------|---|--|
| Calcita | 60-65 | 0,30 a 6,125 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | | Granoblástica. Calcita intersticial | Rocha metacarbonática calcítica skarnificada |
| Diopsídio | 20-25 | 0,125 a 2,375 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subarredondados | | Cristais fragmentados e corroídos | Poiquiblastica. Grano-nematoblástica Geminção polissintética. | |
| Microclina | 5-10 | 0,30 a 1,375 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Sericitização | Muito fraturados, corroídos. | Poiquiblastica. Inclusões de epidoto e min. opacos. | |
| Tremolita | 5-10 | <1,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | Produto de alteração do diopsídio (bordas). | | Nematoblástica, hábito fibroso. Incolor | |
| Epidoto + Clinozoisita | 5-10 | 0,10 a 2,850 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | | Nematoblástica. Agregados de minerais tardios | |
| Minerais opacos | <5 | 0,075 a 1,250 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | Cristais alongados. | | |
| Alanita | <5 | <1,250 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, subarredondados | | Muito fraturados. | | |

AMOSTRA CC-30 B

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|---------------|--------------------------|--|--|---|---|--|
| Calcita | 55-60 | <0,40 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Milonitizado, formando faixas (bandas finas). | Granoblástica, inequigranular. | Rocha metacarbonática calcítica skarnificada, milonitizada. Textura da rocha: porfiroblástica. |
| Diopsídio | 15-20 | 0,025 a 1,90 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subarredondados granular, prismáticos. | | Grano-nematoblástica. Alguns grãos muito fraturados e fragmentados. | Poiquiloblástica e de dissolução. Geminação polissintética. | |
| Microclina | 10-15 | 0,150 a 2,875 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | Saussuritização. | | Poiquiloblástica. Geminação combinada segundo as leis da albita e do periclínio | |
| Epidoto | 5-10 | <0,25 | Suturado a reto | Xenoblásticos. | | Cristais intersticiais. | Minerais recristalizados tardios. | |
| Plagioclásio | 5-10 | 0,10 a 1,250 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | Saussuritização | | Geminação polissintética. Poiquiloblástica. | |
| Alanita | <5 | 0,125 a 0,750 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados, alongados. | | Alguns fragmentados, com fraturas irregulares. | | |
| Minerais opacos | <5 | <0,375 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | | | | |
| Titanita | <5 | 0,125 a 1,375 | Reto | Subidioblásticos, losangulares, alongados. | | | | |
| Apatita | <5 | <0,30 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados. | Inclusões nos fragmentos de microclina e plagioclásio. | | Incolor | |
| Biotita | <5 | <0,650 | Suturado a reto | Xenoblásticos, alongados, placosos. | Inclusões na microclina e plagioclásio. | | Lepidoblástica. | |

AMOSTRA CC-38

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|---|-------|-----------------|--------------------------|--|--|--|--|--|
| Calcita | 70-75 | <0,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares. | | Porfiroblástica. Orientação preferencial fluidal (deformação). | Formando a matriz da rocha. | Rocha metacarbonática calcítica, contendo fragmentos de rocha granítica alterada com grande variedade de minerais, frequentemente alterando para minerais secundários. |
| Diopsídio | 5-10 | 0,075 a 1,50 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subarredondados | Altera para anfibólio principalmente nas bordas. | Cristais rotacionados pela foliação. | Geminação polissintética. Variedade verde clara. | |
| Hornblenda | <5 | <1,3 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares, prismáticos. | | Alongados, fragmentados | Forte pleocroísmo, variedade verde escura. | |
| Fragmentos de rocha granítica-quartzo-feldspática | <5 | Chegam até 6,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados, prismáticos | | Fragmentados, alongados e alinhados segundo a foliação geral da rocha. | Formados de minerais de plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita | |
| Quartzo | <5 | <2,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados a subarredondados, granulares (porfiroblastos). | | Os porfiroblastos estão rotacionados pela foliação. Extinção ondulante. | Porfiroblastos de quartzo recristalizados em diversos sub-grãos | |
| Plagioclásio | <5 | 0,25 a 2,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subangulosos a subarredondados | Saussuritização | Fraturas do plagioclásio sendo preenchidas por veios intersticiais de calcita. | Geminação polissintética | |
| Microclina | <5 | 0,05 a 1,25 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Sericitização | | Geminação combinada segundo as leis da albita e do periclínio. | |
| Biotita | <5 | <2,625 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, placosos, tabulares. | | Cristais dobrados | Lepidoblástica. Variedade marrom claro a escuro, forte pleocroísmo, | |
| Titanita | <5 | <0,875 | Reto | Subidioblásticos, seções rômbricas alongadas e bordas arredondadas. | | | Geminação polissintética. | |
| Apatita | <5 | <0,50 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, | | | | |
| Alanita | <5 | <0,75 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, | | | Exibindo bordas arredondadas | |
| Minerais opacos | <5 | <0,55 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Preenchendo os espaços fraturados no plagioclásio (intersticial). | | |
| Zircão | <5 | <0,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos. Bordas arredondadas. | | | | |
| Flogopita | <5 | <1,50 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, placosos, alongados, lamelares. | | Alinhadas segundo a deformação. | Lepidoblástica. | |

AMOSTRA CC-78

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|--------------|--------------------------|--|---|--|--|--|
| Calcita | 60-65 | 0,50 a 3,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, granulares | Matriz metacarbonática com porfiroblastos de olivina, plagioclásio, diopsídio e anfibólios. | | Granoblástica. Granulação fina a média. | Rocha metacarbonática calcítica gradando a <i>skarn</i> (metassomatismo) |
| Olivina | 15-20 | 0,25 a 2,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares e prismáticos, arredondados a subarredondados | Altera para humita e clorita. | Muito fraturadas, fraturas (sinuosas). | Poiquiloblástica. Inclusões de calcita. Variedade de cor verde. | |
| Hornblenda | 5-10 | 0,20 a 0,90 | Reto | Subidioblásticos a idioblásticos, (losangulares), prismáticos. | | | | |
| Diopsídio | <5 | <0,70 | Reto a suturado | Subidioblásticos a xenoblásticos | | Fraturados, fragmentados. | Poiquiloblástica. Variedade cor verde. Disseminados pelo matriz. | |
| Plagioclásio | <5 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | Saussuritização. | | Geminação polissintética. | |
| Actinolita | <5 | <0,60 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Produto de alteração do diopsídio | | Variedade de cor verde clara. Hábito fibroso. | |
| Apatita | <5 | 0,375 a 1,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos de formas arredondados a cilíndricas. | | | Inclusos na olivina. | |
| Flogopita | <5 | <0,50 | Suturado a reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. Prismáticos. | | Cristais alongados. | Lepidoblástica. | |

AMOSTRA CC-90

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------|--|-----------------------------------|--|---|---|
| Calcita | 75-80 | 0,75 a 4,25 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Granoblástica. | | Se observam duas fases de calcita: precoce 1) (0,75 a 4,25mm), xenoblásticos, menos alterados; 2) tardia: Subidioblásticos a xenoblásticos (<0,3mm) | Rocha metacarbonática calcítica em contato com <i>Skarn</i> . Rocha afetada pela alteração hidrotermal. |
| Diopsídio | 10-15 | 0,10 a 2,625 | Suturado a reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | Diopsídio alterando a actinolita. | Alguns fraturados e fragmentados. | Grano-nematoblástica. Geminação polissintética. | |
| Tremolita + Actinolita | 5-10 | 0,125 a 2,4 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | | Prismas alongados a fibrosos. | Incolor Hábito fibroso. Observam-se cristais de anfibólio com as seções basais trapezoidais. | |
| Plagioclásio | <5 | <0,625 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | Saussuritização | | Alteração avançada | |
| Minerais opacos | <5 | 0,05 a 1,250 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, alongados. | Limonitização | Cristais isolados ou dispostos em trilhas. | Porções de minerais opacos maiores em relação a outras amostras. | |
| Flogopita | <5 | <0,875 | Suturado a reto | Xenoblásticos, prismáticos, tabulares alongados. | | | Lepidoblástica. Variedade cor pardo. | |
| Apatita | <5 | <0,275 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados. | | | | |

AMOSTRA CC-91

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------|---|-------------------------|----------------------------------|---|---|
| Calcita | 70-75 | 0,55 a 4,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares, subarredondados | | Fratura irregular. | Incolor. Predominam os cristais de granulação média de 2,0 a 4,0mm. | Rocha metacarbonática calcítica + <i>skarn</i> , parcialmente alterada por alteração hidrotermal (metassomatismo) |
| Diopsídio | 10-15 | 0,25 a 3,30 | Reto a suturado | Xenoblásticos, prismáticos. | Altera para actinolita. | Fraturados, fragmentados. | Grano-nematoblástica. | |
| Hornblenda | 5-10 | 0,125 a 1,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Altera para epidoto. | Alguns fraturados e fragmentados | Varietade verde claro de aparência losangular (seção basal). | |
| Actinolita + tremolita | 5-10 | 0,30 a 2,750 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. Hábito fibroso. | | | Nematoblástica. Varietade de cor verde claro a incolor. | |
| Plagioclásio | <5 | <1,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Saussuritização | | Ocorrem como agregados de cristais | |
| Olivina | <5 | <0,625 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | Fraturados | | |
| Epidoto intersticial | <5 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | | Recristalização tardia. | |
| Minerais opacos | <5 | <0,50 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | Limonitização | Alongados | | |

AMOSTRA CC-94

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|-----------------|--|--------------------------------------|--|--|---|
| Calcita | 70-75 | 0,50 a 6,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares. | | | Granoblástica. | Rocha olivina-piroxênio-anfibólio-metacarbonática calcítica |
| Olivina | 10-15 | 0,175 a 2,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados, | | Muito fraturados, alguns fragmentados. | Poiquiblastica. Com aspecto de lamelas, ou fibras, nas bordas e fraturas. | |
| Actinolita | 5-10 | <1,60 | Reto a suturado | Subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos. | Produto de alteração do diopsídio. | | Hábito fibroso. Varietade verde claro. Predominam os cristais menores de 0,75mm. | |
| Diopsídio | 5-10 | 0,25 a 3,75 | Reto a suturado | Subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos. | Diopsídio alterando para actinolita. | Fraturados e fragmentados | Grano-nematoblástica. Inclusões de flogopita e calcita | |
| Flogopita | <5 | 0,125 a 1,25 | Suturado a reto | Xenoblásticos, tabulares, alongados, aciculares. | Mineral de alteração. | | Lepidoblástica. Varietade cor pardo | |
| Plagioclásio | <5 | <1,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos | Alteração avançada, saussuritização. | Fraturados e fragmentados | Poiquiblastica. Alterações pulverulentas. | |
| Apatita | <5 | <0,75 | Reto | Xenoblásticos a arredondados. | | | Incolor | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,10 a 0,50 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | | | |
| Flogopita | <5 | <0,45 | Reto a suturado | Xenoblásticos, alongados, placosos. | | | | |

AMOSTRA CC-106

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|-----------------------------------|---|--------------------------------------|---|--|---------------------------------|
| Calcita | 85-90 | 0,50 a 3,50 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, granulares. | | | Granoblástica. Predominando os cristais de granulação média. | Rocha Metacarbonática calcítica |
| Diopsídio | 5-10 | 0,10 a 1,10 | Reto a suturado | Subidioblásticos a xenoblásticos, granulares e prismáticos. | Diopsídio alterando para actinolita. | Fratutados e fragmentados. | | |
| Plagioclásio | 5-10 | <1,0 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados. | Saussuritização. | | Alterações pulverulentas. Poiquiloblástica | |
| Flogopita | <5 | 0,1 a 2,5 | Suturado a reto | Subidioblásticos, tabulares, alongados. | | | Lepidoblástica | |
| Actinolita | <5 | <0,50 | Suturado sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, tabulares. | | Faixa de actinolita e limonita intersticial, fazendo uma curva deformada. | Variedade cor verde claro a incolor, hábito fibroso. | |
| Epidoto | <5 | <0,50 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Intersticial | | Ocorrem juntos aos cristais de alanita. | |
| Minerais opacos | <5 | 0,10 a 0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a xenoblásticos. | Llimonitização. | Faixas dobradas de actinolita com opacos deformados. | | |
| Alanita | <5 | <0,75 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos. | | Fratutados. Alongados. | | |
| Apatita | <5 | <0,275 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, arredondados. | | Apresenta fraturas. | | |

AMOSTRA CC-109

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|---------------|--------------------------|---|-------------------------|----------------------------|--|--|
| Calcita | 60-65 | 0,25 a 1,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, granulares. | | | Granoblástica | Rocha Metacarbonática calcítica parcialmente gradando a <i>skarn</i> |
| Diopsídio | 15-20 | 0,075 a 2,350 | Reto, suturado | Subidioblásticos, granulares, prismáticos. | Altera para actinolita. | Alguns grãos fragmentados. | Grano-nematoblástica. | |
| K-feldspato | 5-10 | <3,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados a subarredondados | Sericitização | | | |
| Plagioclásio | <5 | 0,30 a 1,85 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos | Saussuritização | | Inclusões de epidoto e calcita/dolomita | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <0,875 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos | | | Intersticiais. Ocorrem como agregados de cristais. | |
| Actinolita | <5 | <0,85 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, aciculares, prismáticos. | | | Nematoblástica. Hábito fibroso. Ocorre em agregados de cristais. | |
| Hornblenda | <5 | <0,625 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares, prismáticos. | | | Seção basal (ângulo de 124°), tem aparência losangular, pleocroísmo forte. | |
| Alanita | <5 | <1,125 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados, granulares, prismáticos. | | | | |
| Quartzo | <5 | <0,50 | Reto | Xenoblásticos a subidioblástica. | | | Granoblástica poligonal. | |
| Titanita | <5 | <1,10 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblástica. | | | Alguns ocorrem na forma losangular e alongados. | |

AMOSTRA CC-129

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|--------------------------|---|-------------------------|----------------------------|--|--|
| Calcita | 70-75 | <0,50 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares. Subarredondados | | Fratura irregular | Granoblástica, heteroblástica. | Rocha Metacarbonática calcítica, gradando parcialmente a <i>skarn</i> por processos de alteração hidrotermal. Textura porfiroblástica. |
| Escapolita | 10-15 | 0,15 a 1,30 | Reto | Subidioblásticos a arredondados granular | | Muito fraturados | Poiquiloblástica. Inclusões de biotita. Prismáticos. | |
| Plagioclásio | 5-10 | 0,25 a 1,50 | Reto a suturado | Xenoblásticos, arredondados a subarredondados | Saussuritização. | | Poiquiloblástica. Inclusões de biotita e flogopita. | |
| Biotita | <5 | 0,25 a 1,375 | Suturado a reto | Xenoblásticos, prismáticos, alongados | | | Varietade marrom escuro a claro. Lepidoblástica. | |
| Diopsídio | <5 | <1,25 | Suturado a reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, | Altera para actinolita. | Fraturados e fragmentados. | Poiquiloblástica. Grano-nematoblástica. | |
| Actinolita | <5 | <1,00 | Suturado a reto | Subidioblásticos, tabulares fibrosos, prismáticos. | | Fratura irregular. | Nematoblástica. Varietade verde claro. | |
| Apatita | <5 | <0,3 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados. | | | | |
| Titanita | <5 | <0,40 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | Alongados. | Seções rômbricas | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,25 | Sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Ocorrem como trilhas | | |
| Alanita | <5 | <0,325 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, granulares, subarredondados | | Fraturas irregulares. | Varietade cor castanho claro | |
| Flogopita | <5 | <0,50 | Suturado a reto | Xenoblásticos, prismáticos, tabulares. | | Alongados. | Lepidoblástica. | |

AMOSTRA CC-134 A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|--------------------------|---|---|--|---|---|
| Calcita | 70-75 | <0,5 | Reto, em equilíbrio | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares. | | Fraturas irregulares, formando a matriz. | Granoblástica. | Rocha Metacarbonática calcítica, gradando parcialmente a <i>skarn</i> por processos de alteração hidrotermal. Textura porfiroblástica, heteroblástica |
| Diopsídio | 5-10 | 0,10 a 1,20 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | Altera para actinolita nas bordas. | Fraturados, alguns parcialmente fragmentados. | Grano-nematoblástica. Poiquiloblástica. Inclusões de calcita e apatita. | |
| Plagioclásio | 5-10 | 0,10 a 0,70 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados. | Saussuritização. Textura coroa de epidoto nas bordas do plagioclásio. | | G. polissintética | |
| Escapolita | <5 | 0,10 a 0,90 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados. | | Alguns muito fraturados e parcialmente fragmentados. | Poiquiloblástica. Varietade incolor a verde claro. | |
| Actinolita | <5 | <0,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, aciculares, tabulares a prismáticos. | Ocorre nas bordas do diopsídio. | | Varietade verde claro. Hábito fibroso. | |
| Microclina | <5 | <0,50 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Seriticitização. | | Poiquiloblástica. Alguns subarredondados. | |
| Epidoto | <5 | <0,35 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | Intersticiais, recristalizados por alteração hidrotermal. | Observa-se na forma de veios. | | |
| Quartzo | <5 | <0,60 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, alguns angulosos. | | | Granoblástica poligonal. | |
| Apatita | <5 | <0,50 | Reto | Subidioblásticas, subarredondados. | | | | |
| Flogopita | <5 | <0,45 | Reto a suturado | Subidioblásticas, prismáticos, aciculares. | | | | |
| Minerais opacos | <5 | <0,10 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | | | | |
| Titanita | <5 | <0,50 | Reto | Subidioblásticos, seções rômbricas. | | | Cristais granulares de menor tamanho | |

AMOSTRA CC-190

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|-----------------------|---------------------------|---|--|---|--|--|
| Calcita | 40-45 | <1,0 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | | | Textura da rocha porfiroblástica. Matriz de rocha fina. | Rocha Metacarbonática calcítica, parcialmente a skarnificada |
| Quartzo | 20-25 | 0,25 a 3,20 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, inequigranulares, subarredondados | | Ocorrem como agregados de cristais ou como veios intersticiais | Granoblástica poligonal. | |
| Diopsídio | 15-20 | 0,125 a 2,05 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos | Alguns com texturas relicticas. Altera para actinolita nas bordas. | Muito fraturados, fragmentados. | Poiquiloblástica. Inclusões de epidoto, clinozoisita, quartzo e calcita. | |
| Microclina | 15-20 | 0,10 a 3,35 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Alguns formando faixas ou bandas. Como fragmentos de rocha e grãos intersticiais (veios). | Associados à minerais de quartzo e plagioclásio. | |
| Plagioclásio | 5-10 | <2,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | Saussuritização. Textura mirmequítica. | Ocorre formando faixas e bandas. Fragmentados e fraturados | Geminação polissintética. | |
| Actinolita | 5-10 | <0,925 | Suturado e sinuoso a reto | Xenoblásticos, prismáticos, aciculares. | | | Nematoblástica. Variedade verde claro, hábito fibroso. | |
| Clinozoisita + epidoto | <5 | <0,950 (clinozoisita) | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, granulares, prismáticos, tabulares. | Intercrescimentos entre epidoto e clinozoisita. | Ocorrem como veios intersticiais | Textura nematoblástica. Tamanho: <0,750 (epidoto) | |
| Alanita | <5 | 0,05 a 0,925 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Alongados | Inclusões de epidoto. | |
| Titanita | <5 | 0,075 a 0,875 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a xenoblásticos, seções rômbricas. | | Formando trilhas ou faixas paralelas à foliação da rocha (porção gnáissica). | | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados. | | São observados também na forma de veios. | | |

AMOSTRA CC-225

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|---------------|--------------------------|---|---|--|---|--|
| Calcita | 50-55 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, granulares, alongados. | | | Poiquiloblástica Formando a matriz, granulação fina. | Rocha Metacarbonática calcítica, gradando parcialmente a skarn por processos de alteração hidrotermal. Textura porfiroblástica, heteroblástica |
| Plagioclásio | 15-20 | 0,075 a 3,350 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, porfiroblásticos, subarredondados | Saussuritização | | Poiquiloblástica. | |
| Diopsídio | 15-20 | 0,025 a 1,70 | Reto a suturado | Xenoblásticos, prismáticos, granulares, | Altera para actinolita | Muito fraturados, alguns fragmentados. | Poiquiloblástica. Inclusões de min. Opacos, epidoto e clinozoisita. | |
| Microclina | 15-20 | 0,10 a 3,10 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | Sericitização | Porfiroblastos | Inclusões de clinozoisita e epidoto. | |
| Actinolita | <5 | <1,250 | Suturado, sinuoso a reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | | | Nematoblástica. Hábito fibroso. | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <0,80 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados, granulares a prismáticos. | Observam-se cristais curtos, mostrando intercrescimento entre epidoto-clinozoisita. | | Intersticial | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,20 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Alguns contatos subarredondados | |
| Titanita | <5 | 0,20 a 1,025 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | | Parcialmente losangulares, formando trilhas. | |
| Alanita | <5 | <0,58 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | | | Alongados | |

AMOSTRA CC-226

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|---------------|--------------------------|--|---|---|--|---|
| Calcita | 55-60 | <0,575 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | | Porfiroblástica. | Granoblástica. Formando a matriz da rocha. Textura porfiroblástica | Rocha Metacarbonática calcítica, gradando parcialmente a <i>skarn</i> por processos de alteração hidrotermal. |
| Microclina | 20-25 | 0,05 a 2,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados a subarredondados. | Cristais menos alterados em relação ao plagioclásio. | Inclusões de biotita e calcita intersticial, preenchendo as fraturas. | Poiquiloblástica. | |
| Diopsídio | 10-15 | 0,075 a 2,30 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Altera para actinolita. | Grano-nematoblástica. Fraturados, fragmentados. | Poiquiloblástica. Variedade cor verde | |
| Actinolita | 5-10 | <0,875 | Suturado a reto | Xenoblásticos, alongados, aciculares | | Fraturados fragmentados. | Hábito fibroso | |
| Plagioclásio | <5 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados, | Saussuritização avançada nas bordas. | Alguns fraturados. Fraturas preenchidas por epidoto-clinozoisita. | Poiquiloblástica. Geminação polissintética | |
| Epidoto | <5 | <0,875 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos ou como agregados de minerais. | Inclusões no plagioclásio e na microclina. Formando intercrescimentos com a clinozoisita. | | Cristais isolados na matriz metacarbonática e intersticiais. Nematoblástica. | |
| Clinozoisita | <5 | 0,075 a 1,925 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. Agregados de minerais ou intercrescimento. | Textura de coroa e como inclusões junto ao epidoto no plagioclásio. | Alguns cristais muito fraturados e fragmentados. | Como cristais isolados ou associados ao epidoto. | |
| Titanita | <5 | 0,075 a 2,30 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados granulares, | | | Formas losangulares, prismáticos. | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,04 a 0,41 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, como agregados de minerais. | Limonitização | | | |

AMOSTRA CC-275 C

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|---------------|-------------------------------------|---|---|---|---|--|
| Calcita | 50-55 | 0,375 a 1,875 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturados | Xenoblásticos | Precoce: cristais orientados alongados formando a matriz de granulação fina. Tardia: cristais mais desenvolvidos na porção máfica, formando a matriz (neoformados). | Textura fluidal | Granoblástica. Inclusões de titanita e minerais opacos. | Rocha Metacarbonática calcítica, parcialmente a skarnificada |
| Diopsídio | 25-30 | 0,10 a 2,45 | Retos e suturados. | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados, prismáticas ou granulares. | Reliquiar, sem orientação na matriz (decussada). Tanto na matriz fina com na porção máfica. | Alguns cristais orientados fragmentados e fraturados. | Poiquiloblástica. Variedade de cor verde. | |
| Microclina | 10-15 | 0,05 a 1,75 | Reto a suturado | Xenoblásticos, subarredondados | Sericitização | Fragmentados, fraturados, preenchidos por veios de quartzo. | Inclusões de plagioclásio, quartzo, titanita e calcita. | |
| Plagioclásio | 5-10 | 0,125 a 3,50 | Retos a suturado | Xenoblásticos, bordas arredondadas. | Substituição do plagioclásio. Saussuritização. | Cristais fraturados com veios de calcita preenchendo os espaços vazios. | Porfiroblastos na matriz calcítica. Inclusões de biotita, epidoto, clinozoisita, e calcita. | |
| Escapolita | 5-10 | <1,875 | Retos, sinuosos a suturados. | Xenoblásticos subarredondados. | Inclusões de epidoto e calcita. Bordas corroídas. | Fragmentada e fraturada. Calcita nas fraturas | | |
| Titanita | <5 | 0,125 a 1,375 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a xenoblásticos, arredondados. | | | Formando trilhas. Com inclusões de epidoto. | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <1,50 | Retos a suturados | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | | Epidoto e clinozoisita e calcita intersticiais. | |

AMOSTRA CC-288 A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------|---|---|---|--|--|
| Calcita | 60-65 | 0,625 a 2,75 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares | | | Ocorre como matriz da rocha, com granoblastos de diopsídio. | Rocha Metacarbonática calcítica skarnificada |
| Diopsídio | 20-25 | 0,30 a 3,125 | Suturados a retos | Xenoblásticos a subarredondados | Reliquiars, esqueletóides. Altera para anfibólio (bordas) | Alguns fraturados e fragmentados, porfiroblastos não-orientados. | Poiquiloblástica. Inclusões de minerais opacos, calcita e epidoto. | |
| Minerais opacos | <5 | <0,75 | Retos | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | Como inclusões ou preenchendo fraturas nos cristais de diopsídio. | | |
| Plagioclásio | <5 | <0,95 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | Saussuritização | Fraturados, fragmentados. | Poiquiloblástica. Inclusões de calcita e epidoto e diopsídio. | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <0,825 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | | Intersticial (tardio) | | |
| Hercinita | <5 | 0,15 a 0,50 | Retos | Subidioblásticos a xenoblásticos, alguns subarredondados. | | | Cristais isolados na matriz calcítica | |
| Hornblenda | <5 | 0,10 a 1,55 | Retos a suturados | Idioblásticos a subidioblásticos a subarredondados. | Alterando para epidoto. | Fraturada, fragmentada. | Forte pleocroísmo. Variedade de cor verde. | |
| Apatita | <5 | <0,675 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados. Alongados | | | | |

AMOSTRA CC-293A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|-------------------------------------|--|---|--|--|---|
| Calcita | 65-70 | <0,750 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturados | Xenoblástico, alongados. | Textura fluidal. Inclusões de plagioclásio, microclina e diopsídio na matriz calcítica, | Orientados, formando a matriz da rocha. | Granoblástica. Textura porfiroblástica, heteroblástica. | Rocha Metacarbonática calcítica, gradando parcialmente a skarn por processos de alteração hidrotermal |
| Plagioclásio | 10-15 | 0,175 a 4,5 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados. Porfiroblastos. | Saussuritização (nas bordas). | Ocorrem como fragmentos de rocha envoltos pela matriz calcítica. | Inclusões de epidoto e clinozoisita. | |
| Hornblenda | 10-15 | <1,750 | Retos a suturados | Subidioblásticos, losangulares, prismáticos. | | | Inclusões de biotita. Variedade verde escuro a verde claro. | |
| Microclina | 10-15 | 0,175 a 2,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados. Porfiroblastos. | Sericitização | | Inclusões de plagioclásio e diopsídio. | |
| Diopsídio | 5-10 | <1,25 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | | Alguns cristais fraturados e fragmentados. | Poiquiloblástica. Inclusões de calcita, flogopita, titanita. | |
| Titanita | <5 | <1,10 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | | | |
| Biotita | <5 | <1,125 | Retos a suturados | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | Alongados. | | |
| Escapolita | <5 | <0,875 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subarredondados. | Substituição do plagioclásio | | | |
| Epidoto | <5 | <0,825 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturados | Xenoblásticos | | | Intersticial | |
| Clinozoisita | <5 | <1,225 | Sub-retilíneos, suturados | Xenoblásticos | | Ocorrem preenchendo fraturas e/ou veios. | Intersticial | |
| Minerais opacos | <5 | <0,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Formando trilhas. | Inclusões no plagioclásio. | |

AMOSTRA CC-293 B

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|----------------------------|---|--|--|--|---|
| Calcita | 60-65 | <0,875 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos. | | Alongados, orientados | Matriz fina. Granoblástica. | Rocha escapolita-diopsídio metacarbonática calcítica, parcialmente skarnificada |
| Escapolita | 10-15 | 0,175 a 2,75 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subarredondados. | Substituição do plagioclásio | Fraturados. | Poiquiloblástica. Mineral secundário | |
| Diopsídio | 5-10 | <1,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | | Alguns fraturados, fragmentados. | Grano-nematoblástica. Poiquiloblástica. | |
| Plagioclásio | 5-10 | <1,425 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos angulosos a subarredondados. | Saussuritizados | Fraturados | Poiquiloblástica. Inclusões de biotita e quartzo. | |
| Microclina | 5-10 | <1,20 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, angulosos. | | | Inclusões de diopsídio e calcita. | |
| Anfibólio | 5-10 | <1,65 | Retos, sinuosos, suturados | Xenoblásticos. | | | Inclusões de biotita. Variedade verde escuro, forte pleocroísmo. | |
| Epidoto | <5 | <1,55 | Retos, sinuosos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Coroa de reação do epidoto em torno da escapolita. | | | |
| Quartzo | <5 | <1,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados, granulares, prismáticos. | | | Granoblástica. intersticial. | |
| Clinzoisita | <5 | <0,95 | Retos sinuosos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares a prismáticos. | | Muito fraturados, alguns fragmentados. | | |
| Titanita | <5 | <0,825 | Retos | Subidioblásticos, losangulares, | | | Alguns com bordas arredondadas. | |
| Minerais opacos | <5 | <0,975 | Retos | Subidioblásticos a xenoblásticos, subarredondados. | | Formando trilhas. | | |
| Biotita | <5 | <2,05 | Retos, sinuosos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | | Cristais encurvados, alongados. | Variedade verde-escura. | |
| Hercinita | <5 | <0,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, isotrópicos, subarredondados. | | | | |

AMOSTRA CC-293 C

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|------------------------------------|--|---|--|---|--|
| Calcita | 55-60 | <1,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos. | | Orientados, alongados. | Granoblástica fina. Formando a matriz fina | Rocha Metacarbonática calcítica, parcialmente a skarnificada. Textura porfiroblástica. |
| Diopsídio | 10-15 | 0,375 a 2,75 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblástico, subarredondadas (bordas). | Reliquiar. | Alguns fraturados e fragmentados. | Poiquiloblástica | |
| Plagioclásio | 10-15 | 0,25 a 2,62 | Reto | Subidioblástico a xenoblásticos. | Textura de fluidal, fragmentados finos. Saussuritização. | Fragmentos de rocha de granulação grossa, fraturas preenchidas pela calcita. | Inclusões de calcita, epidoto e diopsídio. | |
| Microclina | 5-10 | 0,175 a 1,45 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | Sericitização. | | Inclusões de calcita, biotita e diopsídio. | |
| Escapolita | 5-10 | <1,375 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados. | Reliquiar, corroído nas bordas. Substituição do plagioclásio. Inclusões de epidoto e calcita. | Fragmentados. | | |
| Quartzo | <5 | <0,45 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, granular. | | Intersticial, extinção ondulante. | Granoblástica. | |
| Hornblenda | <5 | <1,025 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | Substituição a actinolita nas bordas. | | Inclusões de biotita, plagioclásio, calcita e actinolita. | |
| Titanita | <5 | 0,25 a 1,50 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | | | Alguns losangulares | |
| Biotita | <5 | <0,625 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos. Tabular. | | Cristais alongados. | Lepidoblástica. | |
| Actinolita | <5 | <0,975 | Sub-retilíneos, suturado | Xenoblásticos. | | | | |
| Hercinita | <5 | <0,875 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados. | | | | |
| Epidoto | <5 | <1,25 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Ocorre principalmente nas bordas do plagioclásio. | | | |
| Apatita | <5 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados. | | | | |
| Minerais opacos | <5 | <0,625 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | Formando trilhas na matriz calcítica. | | |

AMOSTRA CC-293 F

| AMOSTRA CC-293 F | | | | | | | | |
|------------------------|-------|--------------|-------------------|--|---|-----------------------------------|---|--|
| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
| Calcita | 40-45 | 0,20 a 1,50 | Reto | Xenoblásticos a subarredondados. | Formando uma matriz calcítica entre duas porções de máficas (anfíbolito). | | Textura de fluidal, orientada. Granoblástica. Fracamente alterados. | Rocha metacarbonática calcítica em contato anfíbolito de protólito (hornblenda gabro). Rocha gradando a <i>SKARN</i> |
| Hornblenda | 30-35 | <2,30 | Reto a suturado | Subidioblásticos prismáticos, alongados, losangulares. | | Formando faixas, orientadas. | Nematoblástica, Variedade verde escuro a marrom. | |
| Plagioclásio | 20-25 | 0,075 a 4,85 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Saussuritização | Alguns fraturados e fragmentados. | Fase precoce e tardia (intersticial). | |
| Diopsídio-Hedembergita | 10-15 | 0,225 a 4,75 | Reto a suturado. | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Reliquiar | Alguns fraturados e fragmentados. | Poiquiloblástica | |
| Escapolita | 5-10 | <1,475 | Reto a suturado. | Xenoblástica a subidioblásticas, subarredondados. | Substituindo parcial o totalmente ao plagioclásio. | Fraturado. | | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <0,625 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Ocorrem na porção máfica, substituindo ao plagioclásio. | | Neoformados, intersticiais. | |
| Titanita | <5 | <0,875 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, losangulares. | | | | |
| Apatita | <5 | <0,50 | Reto | Xenoblásticos, arredondados. | | | Ocorre na matriz calcítica. | |
| Minerais opacos | <5 | <0,375 | Reto | Xenoblásticos, granulares, subarredondados. | | | Inclusões na matriz calcítica, hornblenda e no diopsídio. | |

AMOSTRA CC-293 J

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|-------------------------------------|--|---|---|--|---|
| Calcita | 55-60 | <2,05 | Sinuosos, retos, suturados | Subidioblásticos a xenoblásticos, granular | | | Matriz da rocha | Rocha escapolita-diopsídio metacarbonática calcítica, parcialmente a skarnificada. Textura porfiroblástica. |
| Escapolita | 10-15 | <1,675 | Sinuosos a sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Epidoto formando textura de coroa margeando núcleo de escapolita. Substituição do plagioclásio. | | | |
| Diopsídio | 5-10 | <1,125 | Sinuosos a retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, pseudohexagonal | Alterando para actinolita e epidoto no contato com a matriz calcítica | Fraturados e fragmentados | Alguns subarredondados | |
| Plagioclásio | 5-10 | <1,55 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subidioblásticos a subarredondados | Epidoto formando textura de coroa margeando núcleo de plagioclásio | | | |
| Microclina | 5-10 | <1,85 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | Sericitizado no contato com calcita | Fraturadas e fragmentadas | | |
| Hornblenda | 5-10 | <1,75 | Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, lamelares | Alterando para epidoto nas bordas | Com calcita intersticial, quartzo e plagioclásio penetrando e preenchendo fraturas da hornblenda. | | |
| Epidoto + clinozoisita | 5-10 | <1,35 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Intersticial | | Ocorre como bordas do plagioclásio e na matriz calcítica. | |
| Actinolita | <5 | <1,225 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturados | Xenoblásticos a alongados, fibrosos | Ocorrem nas bordas da hornblenda e diopsídio. Altera para epidoto. | | Prismáticos, aciculares. Variedade verde escuro a azulado. | |
| Titanita | <5 | <1,05 | Sub-retilíneos sinuosos, | Xenoblásticos, subidioblásticos a subarredondados | Bordas corroídas | Fraturadas e fragmentadas | | |
| Flogopita | <5 | <0,95 | Sub-retilíneos, suturados sinuosos, | Xenoblásticos, subidioblásticos a prismáticas, tabulares | | | Ocorre junto ao diopsídio, hornblenda e actinolita. | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,825 | Sub-retilíneos sinuosos, | Xenoblásticos a subarredondados | | | Ocorrem frequentemente associados à titanita e actinolita. | |
| Apatita | <5 | <0,75 | Sub-retilíneos sinuosos, | Xenoblásticos a subarredondados, cilíndricas | | | | |

AMOSTRA CC-298 D

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|-------------------------------------|--|--|---|--|---|
| Calcita | 40-45 | <2,10 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, granular | | | Matriz de rocha | Rocha escapolita-diopsídio metacarbonática calcítica, parcialmente skarnificada. Textura porfiroblástica. |
| Diopsídio | 15-20 | <2,125 | Sinuosos a suturados sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Fraturados e fragmentados | Sub-arredondados na matriz calcítica e foliado no fragmento de rocha. | |
| Escapolita | 10-15 | <2,90 | Sinuosos a suturados sub-retilíneos | Xenoblásticas a s subidioblásticas, alongadas, subarredondados | Substituição do plagioclásio | | Ocorre nas faixas de plagioclásio. Ocorre no fragmento porfiroblástico e na matriz fina. | |
| Plagioclásio | 5-10 | <3,25 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subidioblásticos, subarredondados, prismáticos | Saussuritização | Ocorre foliado no fragmento de rocha | Subarredondados na matriz calcítica | |
| Flogopita | <5 | <1,125 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos, tabular, prismáticos, dobrados | | | Ocorre na matriz calcítica | |
| Hornblenda | <5 | <4,125 | Sinuosos a retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | Alinhados segundo a orientação preferencial no fragmento de rocha | | |
| Epidoto + Clinozoisita | <5 | <1,775 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticas, xenoblásticas, prismáticos | Intersticial | | Granulares, alongados | |
| Titanita | <5 | <1,875 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | | | Como agregados de cristais na matriz calcítica. | |
| Biotita | <5 | <5,50 | Sinuosos a suturados sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Ocorre no fragmento porfiroblástico | |
| Actinolita | <5 | <1,15 | Sinuosos a suturados sub-retilíneos | Xenoblásticos, aciculares, prismáticos, alongados | Produto de alteração do diopsídio. Ocorre principalmente nas bordas. | | | |

AMOSTRA CC-298 E

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|--------------------------------------|--|--|----------------------------------|--|--|
| Calcita | 60-65 | <12,5 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Granoblástica, granulação média a grossa | Rocha granada-escapolita-diopsídio metacarbonática calcítica, parcialmente skarnificada. |
| Diopsídio | 20-25 | <2,35 | Sinuosos a suturados, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Alterando a para pseudomorfos de talco. Ocorre nas bordas e fraturas do diopsídio. | Fraturados e fragmentados | Granular, prismático | |
| Escapolita | 5-10 | <2,375 | Sinuosos a retos | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, alongados | Substituição do plagioclásio | Ocorre associado ao plagioclásio | | |
| Granada | 5-10 | <2,65 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | Fraturados e fragmentados | | |
| Plagioclásio | <5 | <2,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, alongados | Saussuritização | Fraturados e fragmentados | | |
| Titanita | <5 | <0,475 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | | Losangular | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,375 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Alguns subarredondados | |
| Talco | <5 | <1,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a alongados, fibrosos | | | Massas escamosas, agregados de grãos. | |

AMOSTRA CC-308 A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|-----------------------------|---|--|--|--------------------------------------|---|
| Calcita | 65-70 | <5,25 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, granular | | | | Rocha granada-diopsídio metacarbonática calcítica |
| Diopsídio | 20-35 | <3,15 | Retos, sinuosos a suturados | Subidioblásticos a xenoblásticos | Altera para actinolita | Fraturados, fragmentados | | |
| Granada | <5 | <1,625 | Sinuosos a retos | Subidioblásticas, xenoblásticas e algumas idioblásticas | Fraturas preenchidas e inclusões epidoto | Cristais fraturados, fragmentados, relictos. | | |
| Minerais Opacos | <5 | <1,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas, alongados a subarredondados | | | | |
| Titanita | <5 | <1,225 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subidioblásticos, subarredondados | | | Ocorre associada aos minerais opacos | |
| Serpentina | <5 | <1,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas | Substituindo ao diopsídio | | Agregados de cristais, fibras. | |
| Epidoto | <5 | <0,95 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticas, subarredondados | | | Granular e como veios intersticiais | |

AMOSTRA CC-308 B

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|--------------------------------------|--|---|--|-------------------------------------|---|
| Calcita | 55-60 | <4,625 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares | | | | Rocha granada-diopsídio-flogopita metacarbonática calcítica |
| Flogopita | 15-20 | <2,75 | Retos, sinuosos a suturados | Subidioblásticos a xenoblásticos, tabulares, prismáticos | | Formando faixas alongadas | | |
| Granada | 5-10 | <1,55 | Sinuosos a retos | Subidioblásticas, xenoblásticas e algumas idioblásticas | Altera para epidoto | Fraturados, fragmentados, como relictos. | Algumas subarredondadas | |
| Diopsídio | 5-10 | <2,125 | Sinuosos, suturados a sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | Altera para actinolita | Fraturados, fragmentados | | |
| Epidoto | <5 | <0,85 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Inclusões na granada | | Granular e como veios intersticiais | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas, alongados a subarredondados | | | Intersticial preenchendo fraturas. | |
| Escapolita | <5 | <0,95 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados, prismáticos | Substituição do plagioclásio | | | |
| Actinolita | <5 | <0,975 | Suturados, sinuosos a sub-retilíneos | Xenoblásticos, aciculares, prismáticos | Produto de alteração do diopsídio (ocorre principalmente nas bordas). | | | |

AMOSTRA CC-308 C

| AMOSTRA CC-308 C | | | | | | | | |
|------------------|-------|--------------|-----------------------------|--|---|-----------------------------|--|---|
| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
| Calcita | 40-45 | <4,375 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares | | | Granoblástica | Rocha plagioclásio-escapolita-diopsídio metacarbonática calcítica |
| Diopsídio | 30-35 | <6,25 | Retos, sinuosos a suturados | Subidioblásticos a xenoblásticos | Altera para actinolita | Fraturados, fragmentados | Texturas nematoblástica e poiquiloblástica | |
| Escapolita | 10-15 | <5,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados (matriz: subarredondados e prismáticos: porção de diopsídio). | Substituição do plagioclásio | | Alguns granulares | |
| Plagioclásio | 5-10 | <1,525 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | Saussuritização. Porções reliquiares de calcita, epidoto e diopsídio. | | Ocorre junto ao diopsídio, preenchendo os espaços intergranulares. | |
| Flogopita | <5 | <1,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | Como inclusões no diopsídio | Formando faixas alongadas | Lepidoblástica | |
| Titanita | <5 | <0,45 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subidioblásticos, subarredondados. | | Formando trilhas, alongados | | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,625 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas, alongados a subarredondados | | | | |
| Apatita | <5 | <0,575 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas, cilíndricas, subarredondadas | | | | |

UNIDADE DAS ROCHAS METAMÁFICO-ULTRAMAFICAS

MOSTRA CC-Q1-2

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|---------------|---|---|--|--|---|------------------------------|
| Plagioclásio | 40-45 | 0,625 a 3,50 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | Saussuritização. Cristais rodeados de clinzoisita e epidoto. Textura mortar ou coroa. | | Fase: precoce, granulação média e tardia: intersticiais (finos) | SKARN de protólito metagabro |
| Diopsídio | 35-40 | 0,25 a 3,25 | Suturado (com os cristais de plagioclásio) a reto | Xenoblásticos | Em alguns locais altera para actinolita. O diopsídio está sendo substituído pelo epidoto e anfibólio. Textura coroa. | Porções ou agrupações (clots) de grãos ou como faixas. | Inclusões de plagioclásio intersticiais, titanita, apatita. | |
| Quartzo | 5-10 | 0,10 a 0,20 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | | | Granoblástica poligonal. Intersticiais | |
| Clinzoisita | 5-10 | <0,5 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | Rodeando cristais maiores de plagioclásio e diopsídio. | Veios intersticiais preenchendo as fraturas do plagioclásio e diopsídio. | Associados aos grãos de quartzo e calcita intersticiais | |
| Actinolita | <5 | 0,1 a 0,9 | Suturado a reto | Xenoblásticos, prismáticos, aciculares. | Produto alteração do diopsídio. | | Orientação aleatória (textura decussada). | |
| Epidoto | <5 | <0,50 | Sub-retilíneos, sinuosos | Subidioblásticos, idioblásticos, xenoblásticos. | Fase de alteração hidrotermal tardia. Associado à clinzoisita (intercrescimentos). | Veios de epidoto e clinzoisita preenchendo as fraturas. | Pseudo-hexagonais neoformados, intersticiais | |
| Titanita | <5 | 0,125 a 0,875 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, seções rômbricas alongadas. | | Formando grupos (clots) ou trilhas de tênue orientação. | Inclusões no diopsídio. | |
| Calcita | <5 | <0,20 | Sub-retilíneos | Xenoblásticos | | | Granoblástica. Intersticial. | |
| Alanita | <5 | <0,50 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados | | | Alongados e arredondados nas bordas, zonados. | |

AMOSTRA CC-2Q1-1

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------------|-------|-----------------|------------------------------------|--|--|---|--|---|
| Plagioclásio | 40-45 | 0,25 a 3,00 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, preenchendo espaços vazios entre os cristais de hornblenda, neoformados. | Saussuritizado Bordas corroídas. | Veios silicáticos penetrando a rocha (plagioclásio secundário); neoformados, intersticiais. | Granoblástica alongada. O tamanho predominante é 0,75 a 1,50mm. | Anfibolito de protólito hornblenda gabro, gradando parcialmente a skarn |
| Hornblenda | 35-40 | 0,25 a 2,25 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, fraturados, neoformados, alongados. | | Orientados, formando faixas ou bandas. | Variando de verde claro a verde escuro-azulado a marrom. | |
| Actinolita | 5-10 | 0,10 a 0,70 | Reto a suturado | Subidioblásticos a xenoblásticos, aciculares, prismáticos, alongados. | Produto de alteração dos piroxênios. Bordas corroídas. | Fraturados, fragmentados. Hábito fibroso. | Nematoblástica. Intersticiais entre os cristais de plagioclásio e hornblenda. | |
| Epidoto + clinzoisita | <5 | Chegam até 0,40 | Sub-retilíneos, sinuosos, suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, alongados, observados nas bordas dos anfibólios. | Preenchendo os espaços intersticiais entre os cristais maiores de plagioclásio, hornblenda e actinolita. | | Processos de epitotização (alteração hidrotermal). Os tamanhos característicos <0,1mm. | |
| Diopsídio | <5 | <0,45 | Reto a suturado | Subidioblásticos, xenoblásticos | | Fraturado e fragmentado. | Poiquiloblástica. Formando trilhas com cristais alongados de titanita. | |
| Titanita | <5 | <0,10 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos e subidioblásticos, subarredondados. | | Losangulares | | |
| Biotita | <5 | 0,15 a 0,90 | Sub-retilíneos, suturado | Xenoblásticos, prismáticos, alongados, | | | Lepidoblástica. Aciculares. | |
| Apatita | <5 | <0,20 | Reto | Subidioblásticos subarredondados | | Alongadas e bordas arredondadas. | Aciculares | |

AMOSTRA CC-6

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|---------------|--------------------------|---|--|--|---|--|
| Hornblenda | 40-45 | 0,20 a 1,75 | Reto a gradacional | Xenoblásticos, prismáticos, alongados, tabulares. | Altera para epidoto. Minerais intersticiais de plagioclásio preenchendo as fraturas da hornblenda. | Tenuemente orientado ou foliado em faixas paralelas, ligeiramente bandado. | Variedade marrom a verde escura. As seções basais têm aparência losangular. | Anfibolito de protólito hornblenda gabro |
| Plagioclásio | 35-40 | 0,10 a 1,40 | Sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | Cristais alongados, levemente orientados formando faixas. | Geminação polissintética. Preenchendo espaços deixados pelos anfibólios. | |
| Actinolita | 5-10 | 0,125 a 1,125 | Reto a gradacional | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, tabulares, aciculares. | | | Nematoblástica. Hábito fibroso. Variedade cor verde escuro a verde azulado. | |
| Apatita | <5 | <0,25 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a arredondados. | | | | |
| Minerais opacos | <5 | <0,50 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados. | | | Magnetita-ilmenita | |

AMOSTRA CC-9

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|---------------|------------------------------------|---|---|---|--|--|
| Hornblenda | 45-50 | 0,10 a 3,15 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, prismáticos, alongados. | Alterando para minerais de epidoto (principalmente nas bordas). | Formando faixas, bandados | Inclusões de plagioclásio. Fraturas irregulares. | Anfibolito de protólito hornblenda gabro |
| Plagioclásio | 35-40 | 0,10 a 3,15 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Intersticiais, neoformados. | Formando faixas, bandados, paralelas às faixas de hornblenda. | Granoblásticos alongados. Rodeando à hornblenda e minerais opacos. | |
| Actinolita | 10-15 | 0,125 a 1,375 | Sub-retilíneos, sinuosos, suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, alongados. | | Fraturados, alguns fragmentados. | Variedade verde escuro a verde azulado, pleocroísmo forte. Hábito fibroso. | |
| Apatita | <5 | <0,25 | Reto | Subidioblásticos, aciculares, cilíndricos. | Inclusões no plagioclásio. | | | |
| Epidoto | <5 | <0,55 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,10 a 0,45 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados. | | | | |

AMOSTRA CC-12

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|-------------------------|-----------------------------------|---|---|--|--|
| Hornblenda | 55-60 | 0,15 a 2,20 | Reto a suturado | Xenoblásticos, subidioblásticos. | | Formando faixas, cristais alongados deformados. | Nematoblástica. Inclusões de plagioclásio. | Anfibolito de protólito hornblenda gabro |
| Plagioclásio | 25-30 | 0,125 a 3,0 | Subretilíneos, sinuosos | Xenoblásticos. | Neoformados, intersticiais, em torno os cristais de hornblenda. | | Poiquiloblástica. Germinação polissintética. | |
| Actinolita | 5-10 | 0,25 a 2,10 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Ocorre nas bordas das hornblendas. | | Nematoblástica. Variedade de cor verde. Hábito fibroso | |
| Epidoto | <5 | <0,70 | Subretilíneos, sinuosos | Xenoblásticos. | | | Intersticiais. | |
| Minerais opacos | <5 | <0,10 | Subretilíneos, sinuosos | Xenoblásticos. | | | Provavelmente magnetita e/ou ilmenita | |
| Apatita | <5 | <0,15 | Subretilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados | | | | |
| Titanita | <5 | <0,45 | Subretilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | Ocorrem como trilhas | | |

AMOSTRA CC-19

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|------------------------------------|--|---|---|---|---|
| Hornblenda | 70-75 | 0,30 a 2,850 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, alongados, prismáticos. | Ocorre actinolita (bordas) | Formando faixas, bandado, foliação magmática. | Exibe cores marrom a verde-escuras | Hornblenda piroxenito, ultramáfica maciça |
| Diopsídio | 15-20 | 0,25 a 2,25 | Reto a suturado | Xenoblásticos, a subidioblásticos. | Alterando a anfibólio (actinolita) e talco. | Fratura irregular. Alguns fragmentados. | Grano-nematoblástica. G. polissintética. Alteração média a avançada. | |
| Actinolita | 10-15 | 0,20 a 1,50 | Sub-retilíneos, sinuosos, suturado | Xenoblásticos. Aciculares, alongados | | | Nematoblástica Variedade verde-azul escuro, hábito fibroso. | |
| Minerais opacos | <5 | 0,025 a 1,25 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | Como veios, intersticiais. | | Estes podem ser magnetita ou ilmenita, pois exibem formatos retangulares e cúbicos. | |
| Talco | <5 | <0,25 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, fibrosos. | | | Pseudomorfos/ massas de talco sobre diopsídio. | |

AMOSTRA CC-20

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------------------|-------|--------------|------------------------------------|---|--|---|---|--|
| Plagioclásio (porção anortosítica) | 55-60 | 0,075 a 1,90 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, neoformados, intersticiais. | | Acamadada, com alternância de minerais félsicos (plagioclásios) e máficos (hornblendas e actinolita). | Granoblástica, poiquiloblástica e cumulática | Hornblenda gabro em contato com porção de metanortosito de protólito de afinidade anortosítica |
| Hornblenda | 30-35 | 0,125 a 2,0 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, granulares, prismáticos, alongados. | Alterando fracamente p/ epidoto e clorita. Inclusões no plagioclásio. | Grano-nematoblástica formando faixas, acomodados, bandados. | Variada de cor marrom. Forte pleocroísmo. | |
| Quartzo | 5-10 | 0,075 a 2,25 | Reto | Xenoblásticos, intersticiais, alongados. | | Veios cortando os cristais de plagioclásio. | Granoblástica poligonal. | |
| Actinolita | <5 | <0,75 | Sub-retilíneos, sinuosos, suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, alongados. | Tem hábito fibroso e bordas corroídas. Ocorre principalmente nas bordas das hornblendas em contato com cristais de plagioclásio. | Observa-se sob a forma de lamelas, extremamente alongadas e alinhadas segundo (foliação). | Nematoblástica. Cor verde escuro a verde azulado. | |
| Minerais opacos | <5 | <0,875 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | | Formando trilhas. | Cristais de magnetita e/ou ilmenita | |
| Apatita | <5 | <0,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | | Alguns cilíndricos e subarredondados. | |

AMOSTRA CC-25

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|---------------|--------------------------|--|--------------------------------------|---|---|---|
| Hornblenda | 55-60 | 0,05 a 1,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, alongados, prismáticos. | Altera para clorita e epidoto. | Formando faixas, bandada, foliação magmática. | Variando de tons marrom claro a escuro e verde-escuros | Anfibolito bandado de protólito Hornblenda gabro. Granulação fina, foliação incipiente. |
| Plagioclásio | 30-35 | 0,075 a 1,60 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, neoformados, intersticiais, alongados. | | | Granoblástica e cumulática. | |
| Actinolita | 10-15 | 0,10 a 0,95 | Reto a suturado | Xenoblásticos. | | | Nematoblástica. Variedade verde escuro, hábito fibroso. | |
| Minerais Opacos | 5-10 | 0,075 a 1,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, alongados. | | Exibem-se como faixas paralelas à foliação definida pelos cristais de hornblenda. | | |
| Clorita | <5 | <0,375 | Reto, sinuoso, suturado | Xenoblásticos. Forma de massas escamosas. | Produto de alteração das hornblendas | | Lepidoblástica. | |
| Epidoto | <5 | <0,45 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos. | | | | |
| Apatita | <5 | <0,225 | Reto | Subidioblásticos, aciculares, cilíndricos, arredondados. | Inclusões no plagioclásio. | | | |

AMOSTRA CC-64

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|--------------------------|---|--|---|--|--|
| Hornblenda | 50-55 | 0,25 a 2,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos alongados. | Nas bordas para clorita verde clara, e também para epidoto (em menor %). | Cristais orientados formando faixas a bandas, paralelas, intercaladas entre os cristais plagioclásio. | Nematoblástica. Variedade marrom. | Anfibolito de protólito hornblenda gabro |
| Plagioclásio | 30-35 | 0,125 a 1,25 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, cristais prismáticos, alongados a subarredondados. | Neoformados, granoblásticos, intersticiais. | Formando faixas/foliação ou bandamento com as hornblendas. | Ocorrem entre as faixas dos anfíbólios marrons e verdes. | |
| Actinolita | 5-10 | <0,6 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | Relícticas. | Alguns fragmentados. | Nematoblástica. Variedade cor verde claro. Hábito fibroso. | |
| Clorita | 5-10 | <0,90 | Reto a suturado | Xenoblásticos. Massas escamosas ou agregados, tabulares. | Textura de dissolução, formando clorita residual nas bordas dos cristais em torno da hornblenda. | Cristais encurvados | Lepidoblástica e decussada. Intercrecimentos com a hornblenda. | |
| Epidoto | <5 | <0,20 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos alongados. | | | Ocorrem principalmente nas bordas dos cristais de hornblenda | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,025 a 0,50 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Limonitização | | | |
| | | | | | | | | |

AMOSTRA CC-86

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|--------------------------|---|--|--|---|--|
| Hornblenda | 50-55 | 0,15 a 3,0 | Reto a suturado | Xenoblásticos, granular, prismáticos, alongados, tabulares. | | Orientado em faixas paralelas, bandadas. Observam-se minerais intersticiais de plagioclásio preenchendo as fraturas da hornblenda. | Variedade marrom a verde escura. Tonalidade típica de actinolita, fibrosa, na fácies xisto-verde. | Anfibolito de protólito hornblenda gabro |
| Plagioclásio | 35-40 | 0,125 a 2,50 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, neoformados, intersticiais. | | Cristais alongados. Recristalização dinâmica marginal. | Preenchendo espaços deixados pelos minerais essenciais. | |
| Actinolita | 5-10 | 0,125 a 1,10 | Reto a suturado | Xenoblásticos, subidioblásticos, placosos, aciculares, tabulares. | Produto de alteração do piroxênio e/ou substituição das hornblendas. | Algumas fragmentadas. | Granoblástica e relíctica. Variedade cor verde escuro a azul esverdeado | |
| Epidoto | <5 | <0,5 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, alongados. | | | | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,75 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | Limonitização. | | | |
| Titanita | <5 | <0,20 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | | | |
| Apatita | <5 | <0,50 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, subarredondados, cilíndricos, aciculares. | | | | |

AMOSTRA CC-92

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------|--|---|---|--|---|
| Diopsídio-hedembergita | 45-50 | 0,05 a 1,5 | Reto a suturado | Xenoblásticos subidioblásticos alguns subarredondados. | Bordas de reação com a granada, cristais prismáticos a poligonais, alongados. Exibe textura simplectítica (intercrescimento) com o plagioclásio e cristais de diopsídio. | Formando faixas ou bandas paralelas entre a matriz da granada e cristais neoformados de plagioclásio. | Nematoblástica. Variedade cor verde. | Metagabro de protólito granada-piroxenito gabro |
| Granada | 35-40 | 0,125 a 5,00 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | Agregados ou massas de minerais envolvendo os clinopiroxênios como uma matriz com porfiroblastos de clinopiroxênio, formando bordas de reação ou textura de coroa. Massa (aglomerado) ou agregados de finos cristais (porfiroblastos) produzidos por recristalização da granada. $Plag_1 + Cpx = Gra + Plag_2$. | | Granada envolve o clinopiroxênio e plagioclásio secundário. Simplectitas: granada+plagioclásio+clinopiroxênio; granada em torno do clinopiroxênio. | |
| Plagioclásio | 10-15 | 0,075 a 3,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, neoformados, intersticiais | Inclusões de simplectitas intercrescimento de clinopiroxênio e plagioclásio. Fase possivelmente de retrometamorfismo. As simplectitas, cristais alongados, vermiformes, bastante curvados de tamanho principalmente entre 0,125 a 0,50mm. | | Poiquiblastica. | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,05 a 0,75 | sub-retilíneos | Xenoblásticos | Limonitização. | | | |
| Alanita | <5 | 0,025 a 0,75 | sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados. | | | | |
| Apatita | <5 | <0,125 | sub-retilíneos | Xenoblásticos, arredondados. | | | | |

AMOSTRA CC-103

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|------------------------------------|---|---|--|--|--|
| Plagioclásio | 30-35 | 0,125 a 4,38 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, neoformados intersticiais. | Mirmequítica, c/ quartzo incluído, (recristalizado). Anti-rapakivi. | | Geminação polissintética. | Anfibolito bandado de protólito piroxênio-hornblenda gabro |
| Hornblenda | 25-30 | 0,05 a 3,10 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, granulares, prismáticos, alongados. | Altera para epidoto e clorita. Derivada de substituição de clinopiroxênio (augita) por pseudomorfose. | Formando faixas ou camadas. | Variedade cor verde. Textura poiquiloblástica e nematoblástica. Inclusões de apatita e plagioclásio. | |
| Quartzo | 15-20 | 0,05 a 3,750 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, alongados. | | Formando parte das bandas félsicas com os feldspatos. | Granoblástica. | |
| Diopsídio-hedembergita | 10-15 | 0,125 a 2,0 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturado | Xenoblásticos. | Textura reliquiar, relictos. | Fratuados, fragmentados. | Poiquiloblástica. Inclusões de plagioclásio e epidoto. | |
| Epidoto + clinozoisita | 5-10 | <0,875 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Ocorre nas bordas do plagioclásio e hornblenda. Textura tipo coroa. | Ocorre preenchendo as fraturas no plagioclásio. | Os cristais mais desenvolvidos chegam até 0,875mm e grãos intersticiais < 0,25mm. | |
| Microclina | 5-10 | <2,25 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos | | Compondo as faixas félsicas. | | |
| Actinolita | <5 | <1,20 | Suturado Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, cilíndricas, aciculares, prismáticos. | Alteração do diopsídio. | Nematoblástica. | Fibroso | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos. | | Ocorrendo na forma de agregados de grãos ou trilhas. | | |
| Alanita | <5 | 0,075 a 1,30 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | Faturas irregulares, alinhados com as faixas máficas. | Variedade cor marrom. Bordas arredondadas. | |
| Titanita | <5 | <1,25 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | Bordas arredondadas, corroídas, às vezes formando alinhamentos retilíneos. | Geminação polissintética, | |
| Apatita | <5 | <0,5 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos arredondados a cilíndricos e/ou aciculares. | Inclusos no plagioclásio. | | | |

AMOSTRA CC-116

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|-------------------------------------|---|--|--|--|---|
| Hornblenda | 50-55 | 0,10 a 4,25 | Sub-retilíneos, sinuosos a suturado | Xenoblásticos. Forma granular, prismática, tabular, alongada. | Epidoto nas bordas | Nematoblástica. Orientado ou foliado em faixas paralelas tenuemente bandado. | Variedade verde e marrom. | Anfibolito de protólito hornblenda gabro com clinopiroxênio reliquiar |
| Plagioclásio | 35-40 | 0,25 a 4,0 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | Intersticiais, orientados como faixas. | Neoformados. Granoblásticos a alongados. | |
| Actinolita | 5-10 | 0,05 a 0,90 | Suturado a reto | Xenoblásticos, subidioblásticos, placosos, aciculares. | Granoblástica e relictica | Fragmentados. | Nematoblástica. Cor verde claro, hábito fibroso. | |
| Diopsídio-hedembergita | <5 | 0,65 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos. Granular ou prismática. | | Fratuados, fragmentados. | Poiquiloblástica. | |
| Epidoto | <5 | <1,00 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, alongados. | Alteração da hornblenda, ocorre principalmente nas bordas. | | Granulação fina. | |
| Apatita | <5 | <0,35 | Reto | Idioblásticos a subidioblásticos | | | Alguns subarredondados. | |

AMOSTRA CC-134

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------|--|--|------------------------|--|--|
| Diopsídio-hedembergita | 80-85 | 0,25 a 4,00 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, subidioblásticos | Formando tríplexes de junção indicando cristalização simultânea. | Fratura irregular. | Granoblástica. | Metagabro de protólito piroxênio gabro |
| Plagioclásio | 5-10 | <1,00 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, neoformados, intersticiais. | | | Grãos preenchendo interstícios deixados pelos minerais essenciais. | |
| Actinolita | <5 | <0,75 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | Alteração de piroxênio (principalmente nas bordas, como grãos aciculares). | Alguns fragmentados. | Hábito fibroso. Nematoblástica. | |
| Apatita | <5 | <0,15 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos cilíndricos. | | | | |

AMOSTRA CC-145

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|----------------------|-------|--------------|-------------------------------------|--|---|---|--|--|
| Plagioclásio | 45-50 | 0,20 a 1,55 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Altera para epidoto. Inclusões de clorita, hornblenda, biotita, quartzo e minerais opacos. | | Neoformados, intersticiais, envolvendo os grãos de hornblenda. | Anfibolito de protólito hornblenda gabro |
| Hornblenda | 40-45 | 0,25 a 2,60 | Sub-retilíneos, sinuosos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos prismáticos, tabulares. | Altera para clorita e epidoto. Inclusões de quartzo plagioclásio, apatita, clorita e epidoto. | Formando faixas orientadas, definindo a foliação. | Alongados. Grano-nematoblástica | |
| Quartzo | 5-10 | 0,125 a 1875 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, alongados. | | Apresentam-se como veios ou faixas com grãos. | Granoblástica poligonal. Alguns subarredondados. | |
| Biotita | <5 | <0,725 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, tabulares, prismáticos, aciculares. | Inclusões na hornblenda (bordas), e no plagioclásio. | | Lepidoblástica e decussada (sem orientação). | |
| Epidoto+clinozoisita | <5 | <0,55 | Sub-retilíneos, sinuosos, suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Fraca alteração destes minerais (hornblenda e plagioclásio). | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,875 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, alongados. | Limonitização | | Ocorrem junto aos cristais de biotita, | |
| Clorita | <5 | <0,375 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, massas escamosas, agregados de cristais | Alteração das hornblendas. | | Lepidoblástica | |
| Apatita | <5 | 0,475 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, alguns arredondados. | | | | |

AMOSTRA CC-156

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|---------------|------------------------------------|--|---|---|--|---|
| Hornblenda | 55-60 | 0,625 a 4,350 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Inclusões de minerais opacos e epidoto. | Grano-nematoblástica. Fase 1: Precoce: granulares, prismáticos. Fase 2 recristalização na forma de veios, fase intersticiais. | Granoblástica poligonal. Variedade verde a marrom claro, forte pleocroísmo. | Metagabro de protólito piroxênio-hornblendito contendo plagioclásio |
| Diopsídio-hedembergita | 35-40 | 0,750 a 3,875 | Reto (textura em equilíbrio) | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Altera para anfíbolio | Muitos fraturados, alguns fragmentados. Ponto tríplice (120°) entre cristais. Geminação polissintética. | Duas fases: a) precoce granulares a prismáticos; b) fase intersticiais cristais de granulação fina | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,050 a 1,025 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, alongados. | Limonitização | Veios atravessando e preenchendo as fraturas dos cristais maiores dos anfíbólios e piroxênios. | | |
| Plagioclásio | <5 | <0,5 | Sub-retilíneos | Xenoblásticos. | Intersticiais, neoformados. | | | |
| Epidoto | <5 | <0,25 | Reto | Subidioblásticos a Xenoblásticos | Agregados de cristais e intercrescimento de cristais ou massas granulares de epidoto e clinzoisita. | | Parte das fases intersticiais. | |
| Clorita | <5 | <0,375 | Sub-retilíneos, sinuosos, suturado | Xenoblásticos, massas escamosas, tabulares, cristais encurvados. | Produto de alteração da hornblenda. | | | |
| Apatita | <5 | <0,375 | Reto | Subidioblásticos subarredondados, cilíndricos. | | | | |

AMOSTRA CC-187

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------|---|--|---|---|--|
| Plagioclásio | 40-45 | 0,10 a 4,10 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, alongados e subarredondados | Inclusões de hornblenda, minerais opacos, biotita e epidoto. | | Neoformados, granulares, intersticiais. | Metagabro, de protólito piroxênio-hornblenda gabro |
| Hornblenda | 30-35 | 0,075 a 2,35 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, granulares, prismáticos alongados. | Alterando fracamente a clorita e epidoto. | Fratura irregular. Ocorrem formando faixas e/ou bandas, foliado (foliação magmática). | Variedade verde claro a verde escuro. Forte pleocroísmo | |
| Diopsídio-hedembergita | 20-25 | 0,10 a 2,875 | Reto a suturado | Xenoblásticos alongados, prismáticos, vermiculares. | Textura de coroa em contato com o plagioclásio. Exibem-se simplectitas de clinopiroxênio e plagioclásio. | Fragmentados. Plagioclásio em torno do diopsídio, bem fraturados. | Poiquiloblástica. Nematoblástica. | |
| Titanita | <5 | <1,325 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos. | | Cristais alongados, formando trilhas. | | |
| Apatita | <5 | <0,375 | Sub-retilíneos, | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | | | |
| Epidoto + Clinzoisita | <5 | <0,5 | Sub-retilíneos, sinuosos | Subidioblásticos a xenoblásticos. | Formando agregados de cristais e intercrescimento de cristais de epidoto e clinzoisita. | | Fases intersticiais. | |
| Minerais Opacos | <5 | <1,25 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos. | | Alongados a subarredondados. | | |

AMOSTRA CC-187 A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------|--|---|--|---|---|
| Hornblenda | 35-40 | 0,175 a 2,70 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, granulares, prismáticas, alongadas. | Altera para clorita e calcita principalmente nas bordas. | Alinhados na forma de faixas, foliação magmática. | Inclusões de titanita, epidoto, clinozoisita, plagioclásio e diopsídio. | Metagabro bandado de protólito piroxênio-hornblenda gabro gradando a <i>skarn</i> |
| Plagioclásio | 30-35 | 0,30 a 6,35 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | Saussuritização (pulverulentas) | Neoformados. Alongados, intersticiais, muito fraturados. | Poiquiblastica. Inclusões de calcita, diopsídio, titanita, hornblenda, min. opacos, epidoto, clinozoisita e clorita nas bordas. | |
| Diopsídio-hedembergita | 15-20 | 0,10 a 3,30 | Reto e suturado | Xenoblásticos a subarredondados | Altera para epidoto Relicticas e de coroa envolvendo à hornblenda. | Fraturados, alguns fragmentados. | Poiquiblastica. Inclusões de plagioclásio, apatita, titanita. | |
| Titanita | <5 | 0,025 a 3,35 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, losangulares. | | Faixas paralelas aos minerais máficos (hornblenda e diopsídio formando trilhas). | | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,05 a 1,975 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | Limonitização. Pseudomorphose da hornblenda (textura de substituição). | Veios intersticiais de minerais opacos, calcita e titanita. | Inclusões na hornblenda. | |
| Calcita | <5 | 0,125 a 2,05 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos. | Ocorre nos contatos entre grãos de hornblenda e plagioclásio. Intersticiais, secundários. | | Inclusões principalmente na hornblenda e plagioclásio. | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <0,75 | Reto e Suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Intercrescimento entre epidoto e clinozoisita. | | Nematoblastica. Fase intersticial. | |
| Alanita | <5 | 0,075 a 1,05 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados | | Fragmentados, fraturados. | Inclusões no plagioclásio e hornblenda. | |
| Apatita | <5 | <0,375 | Reto | Xenoblásticos, arredondados. | | | | |

AMOSTRA CC-196

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------------------|-------|---------------|--------------------------|--|---|---|---|--|
| Granada | 40-45 | <10,0 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos. Massa granular (aglomerado). Grãos menores arredondados ou agregados de finos | Simplectitas de granada e clinopiroxênio na matriz de plagioclásio (secundário o neoformado). Inclusões de diopsídio e plagioclásio | | Observa-se como uma massa granular, espalhada pela lâmina. | Metagabro de protólito granada-piroxênio gabro |
| Plagioclásio | 30-35 | <7,625 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Saussuritização. Inclusões de diopsídio, granada, epidoto-clinozoisita, apatita, minerais opacos, sericita e quartzo. | Cristais intersticiais ocorrem preenchendo os espaços entre os grãos de granada e clinopiroxênio. | Poiquiblastica e granoblastica. Formando a matriz, intersticiais, neoformados | |
| Diopsídio + hedembergita | 20-25 | 0,10 a 3,25 | Reto a suturado | Subidioblásticos a idioblásticos. | Textura de coroa em contato com as granadas. relicticas ou reliquiares. Inclusões de granada e plagioclásio. | Muito fraturados e/ou fragmentados. | Geminação polissintética. Cristalização no eutético (em equilíbrio). | |
| Quartzo | <5 | <0,30 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos. | | | Granoblastica poligonal. Neoformados | |
| Alanita | <5 | 0,125 a 0,875 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, subarredondados. | | Alongados, formando trilhas, juntos as granadas e clinopiroxênios. | | |
| Apatita | <5 | <0,15 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, arredondados. | | | | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,10 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados | | | Como inclusões no plagioclásio. | |

AMOSTRA CC-214

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------|---|---|--|---|--|
| Hornblenda | 45-50 | 0,05 a 1,00 | Sub-retilíneos, sinuosos | Prismáticos, tabulares, alongados. | Altera para clorita e epidoto nas bordas. Inclusões de diopsídio, quartzo, plagioclásio, apatita, minerais opacos, clorita e epidoto. | Faixas orientadas, foliação aparentemente magmática. | Nematoblástica. | Anfibolito de protólito piroxênio-hornblenda gabro |
| Plagioclásio | 35-40 | 0,075 a 0,90 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, granoblásticos. Alguns ocorrem subarredondados | Neoformados, intersticiais, envolvendo os grãos de hornblenda. | | Inclusões de clorita, apatita, epidoto e minerais opacos. | |
| Minerais Opacos | 5-10 | <0,875 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, subarredondados a alongados, prismáticos. | | Formando trilhas e faixas paralelas às faixas de hornblenda. | Ocorrem também na forma de grãos isolados ou como agregados de grãos. | |
| Diopsídio-hedembergita | 5-10 | 0,05 a 0,625 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Texturas de dissolução, reliquiar e poiquiloblástica. | Ocorrem fraturados e fragmentados | Inclusões de hornblenda, opacos e plagioclásio | |
| Clorita | <5 | <0,65 | Reto a suturado | Xenoblásticos, na forma de agregados de cristais | Alteração das hornblendas. | | Lepidoblástica | |
| Actinolita | <5 | 0,02 a 0,45 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | Alteração do diopsídio. | | Hábito fibroso, acicular. Nematoblástica. | |
| Epidoto+clinozoisita | <5 | <0,525 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | Intersticiais | | Observa-se uma alteração fraca destes minerais. | |
| Apatita | <5 | <0,20 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | | | Arredondados, cilíndricos. | |

AMOSTRA CC-275A

| Mineralogia | (%) | Tamanho(m m) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------------------|-------|------------------------------|---------------------------|---|---|---|---|--|
| Diopsídio - hedembergita | 40-45 | 0,125 a 2,75 | Reto a suturado | Subidioblásticos a xenoblásticos, alguns idioblásticos. | Inclusões de plagioclásio, granada, minerais opacos, bordas corroídas. Altera para actinolita | Tenuemente orientados. Alguns fraturados (menor proporção). | Poiquiloblástica. Granoblástica, ponto tríptico. Geminação Polissintética. | Granada - piroxenito gabro parcialmente skarnificado |
| Plagioclásio | 20-25 | 0,50 a 5,25 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos. | Cristais corroídos. Saussuritização. | | Inclusões de granada e minerais opacos. | |
| Granada | 15-20 | Aglomerados chegam até 5,9mm | Retos a sinuosos | Xenoblásticos, arredondados, granulares, porfiroblastos e/ou aglomerados. | Texturas reliquiar. Aglomerados, neoformados, esqueletóide, dissolução. Simplectitas na matriz de plagioclásio. | Fraturados, fragmentados. | Inclusões de quartzo, epidoto, clinozoisita, titanita e diopsídio hornblenda. | |
| Quartzo | 10-15 | 0,20 a 3,75 | Retos a sinuosos | Xenoblástico, subarredondados. | | Extinção ondulante. Cristais granoblásticos alongados | Inclusões de diopsídio, minerais opacos e epidoto. | |
| Epidoto + clinozoisita | 5-10 | <1,125 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Intersticiais, veios centimétricos. | |
| Titanita | <5 | 0,175 a 3,25 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados, losangulares, arredondadas. | | | Inclusões de quartzo, epidoto e diopsídio. | |
| Minerais opacos | <5 | <0,575 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados. | Limonitização | | | |
| Actinolita e tremolita | <5 | <1,50 | Retos a suturado | Xenoblásticos, prismáticos, aciculares. | | Fraturados, fragmentados. | Hábito fibroso. Variedade incolor a verde claro. | |
| Calcita | <5 | <1,65 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos. | | | Intersticiais e na forma de veios. | |

SUB-UNIDADE DAS ROCHAS DE AFINIDADE ANORTOSÍTICA

AMOSTRA CC-13

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|------------------------------|--|---|--|--|--|
| Plagioclásio | 55-60 | 0,25 a 4,0 | Retos e suavemente côncavos. | Xenoblásticos a subidioblásticos, neoformados, intersticiais, preenchendo os espaços vazios. | Ocorre em torno da hornblenda. | Cristais se apresentam pouco fraturados, límpidos. | Inclusões de apatita dentro dos plagioclásios. | Metanortosito de protólito de afinidade anortosítica |
| Hornblenda | 30-35 | 0,125 a 4,50 | Reto | Xenoblásticos, a subidioblásticos, prismáticos alongados | Alguns grãos estão alterados para clorita + epidoto. Ocorrem inclusões de plagioclásio e apatita. | Formando faixas e/ou bandas. | Hornblenda cor verde mais fibrosa gradando para actinolita nas bordas. | |
| Actinolita | 5-10 | 0,1 a 1,20 | Suturado a reto | Xenoblásticos, alongados, prismáticos. Fibrosa | Ocorrem nas bordas da hornblenda | | Nematoblástica | |
| Clorita | <5 | <1,0 | Reto a suturado | Xenoblásticos, massas escamosas a tabulares. | Alteração da hornblenda. | | Lepidoblástica | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,150 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos. | | | | |
| Biotita | <5 | <0,65 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, tabulares. | | | Lepidoblástica. Grãos inclusos no plagioclásio. | |
| Apatita | <5 | <0,20 | Reto | Subidioblásticos, prismáticos, cilíndricos. Idioblásticas. | | | | |

AMOSTRA CC-13 A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|--------------------------|---|---|---------------------------------------|---|--|
| Plagioclásio | 60-65 | 0,20 a 2,875 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Saussuritizado. | | Poiquiloblástica. Granoblástico poligonal. Textura poligonal (cristalização em equilíbrio). | Metanortosito de protólito de afinidade anortosítica |
| Actinolita | 15-20 | 0,25 a 5,00 | Reto a suturado | Xenoblásticos. Prismas curtos alongados e fibras radiais. | Alterado nas bordas a clorita e quartzo intersticiais. | | Inclusões de plagioclásio e quartzo. Fibroso | |
| Hornblenda | 5-10 | 0,51 a 1,40 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, prismáticos, tabulares, alongados. | | Fratura regular. | Nematoblástica. Inclusões de apatita. Variedade marrom escuro. | |
| Biotita | <5 | 0,20 a 1,40 | Reto a suturado | Subidioblásticos, alongados, placosos. | | | Lepidoblástica. Inclusos no plagioclásio. | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,125 a 0,90 | Reto | Xenoblásticos e subidioblásticos. | | | | |
| Apatita | <5 | <0,15 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, alguns arredondados, cilíndricos, aciculares. | Alguns ocorrendo em geral como inclusões nos plagioclásios. | Mostra aspecto límpido sem alteração. | Exibem-se alguns idioblásticos. | |

AMOSTRA CC-207

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|-----------------|---|---|---------------------------|--|--|
| Plagioclásio | 80-85 | 0,075 a 2,30 | Reto | Xenoblásticos, neoformados, granulares, intersticiais. | Saussuritização. Inclusões de hornblenda, minerais opacos, biotita e epidoto. | Cristais alongados | Poiquiblastica e cumulática. Alguns subarredondados. | Metanortosito de protólito de afinidade anortosítica |
| Hornblenda | 10-15 | 0,05 a 1,55 | Reto | Xenoblásticos, granulares, prismáticos, alongados. | Alterando fracamente a clorita e epidoto. | Fratura irregular. | | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,075 a 0,45 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Limonitização | Trilhas, grãos alongados. | | |
| Biotita | <5 | 0,020 a 0,32 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, alongados, placosos, tabulares. | | | Lepidoblástica. | |
| Epidoto | <5 | <0,30 | Reto | Xenoblásticos a subarredondadas, intersticiais. | Alteração da hornblenda | | | |
| Zirção | <5 | <0,350 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, arredondados, | Halos pleocroicos (presença de elementos radioativos-metamicticos). | | | |

AMOSTRA CC-207 A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|---|-----------------------------------|---|---|----------------------------------|--|---|
| Plagioclásio | 75-80 | 0,05 a 4,875 Predominam os grãos <1,25mm. | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, subarredondados granulares. | Altera fracamente a epidoto-clinozoisita nas bordas. Inclusões de apatita, epidoto, clinozoisita, hornblenda, biotita, zirção, min. opacos e clorita. | | Poiquiblastica, cumulática. Neoformados, intersticiais, alongados. | Metanortosito, de protólito de afinidade anortosítica |
| Hornblenda | 15-20 | 0,10 a 5,60 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos, granulares, prismáticos, alongados. | Alterando fracamente a clorita e epidoto. | Fraturas irregulares. | Inclusões de epidoto, clinozoisita e biotita (nas bordas). | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <0,25 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subarredondadas. | | | Intersticiais. | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,30 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | | Como trilhas, cristais alongados | | |
| Clorita | <5 | <0,20 | Sub-retilíneos, sinuosos suturado | Xenoblásticos, como massas escamosas. | Produto de alteração da hornblenda, principalmente nas bordas. | | | |
| Biotita | <5 | <0,50 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos placosos. | | Alongados, tabulares. | Lepidoblástica. Variedade de cor marrom escuro. | |
| Apatita | <5 | <0,375 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados | | | | |
| Zirção | <5 | <0,075 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, arredondados. | | | | |

UNIDADE DOS *SKARNS*

AMOSTRA 2 /Q1-1

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------------|-------|--------------|---------------------------|---|--|---|--|-------------------------------------|
| Plagioclásio | 40-45 | 0,25 a 3,00 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Apresenta algumas evidências de alteração: saussuritização Neoformados, intersticiais. Bordas corroídas. | | Granoblástica alongada. Ocorre preenchendo espaços vazios entre os cristais de hornblenda. | SKARN de protólito hornblenda gabro |
| Hornblenda | 35-40 | 0,25 a 2,25 | Sub-Retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos prismáticos. | Bordas de reação com minerais de actinolita, epidoto e clinzoisita. | Grano-Nematoblástica. Orientados, formando faixas ou bandas, fraturados, alongados. | Variando de verde claro a verde escuro-azulado a marrom. | |
| Actinolita | 5-10 | 0,1 a 0,7 | Suturado | Subioblásticos a xenoblásticos, aciculares, prismáticos, alongados. | Ocorre intersticial entre os cristais de plagioclásio e hornblenda. Bordas corroídas. | Fragmentados | Nematoblástica. Hábito fibroso. | |
| Epidoto + clinzoisita | <5 | < 0,40 | Reto a suturado | Xenoblásticos e subidioblásticos. | | | Tamanhos característicos <0,1mm. | |
| Diopsídio | <5 | <0,45 | Reto a suturado | Xenoblásticos e subidioblásticos. | Em alguns locais observa-se substituída pela actinolita. Poiquiblastica. | | Geminação polissintética. | |
| Titanita | <5 | <0,10 | Reto | Xenoblásticos e subidioblásticos, subarredondados. | | | | |
| Biotita | <5 | 0,15 a 0,90 | Reto a suturado | Xenoblásticos e subidioblásticos, prismáticos, aciculares. | | Alongados, curvados. | | |
| Apatita | <5 | <0,20 | Reto | Subidioblástica, subarredondadas, aciculares. | | Alongados e bordas arredondadas. | | |

AMOSTRA CC-2/Q1-2

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|---------------|---------------------------|---|--|---|--|---------------|
| Plagioclásio | 40-45 | 0,625 a 3,50 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos | Apresenta-se em franco processo de saussuritização. Cristais circundados por clinzoisita e epidoto, (bordas de reação). | | Geração precoce e tardia intersticial. Textura mortar e coroa. | SKARN |
| Diopsídio | 30-35 | 0,25 a 3,25 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | O diopsídio está sendo substituído pelo epidoto. Em alguns locais é substituído pela actinolita. Inclusões de plagioclásio intersticial, apatita, titanita e veios de epidoto e clinzoisita preenchendo as fraturas. | Ocorrem finos cristais de clinzoisita, produzidos por recristalização dinâmica marginal (intersticial). | Observam-se ora como porções ou agrupações (clots) de grãos ou como faixas. Cristais mais desenvolvidos em relação outras lâminas. | |
| Quartzo | 5-10 | 0,10 a 0,20 | Sinuosos a sub-Retilíneos | Xenoblásticos | Intersticiais | | Veios, preenchendo espaços vazios. Granoblástico poligonal. | |
| Clinzoisita | <5 | <0,5 | Sinuosos a sub-Retilíneos | Xenoblásticos | Em torno do plagioclásio e diopsídio. | | Associados aos grãos de quartzo e calcita intersticial | |
| Actinolita | <5 | 0,1 a 0,9 | Suturado a reto | Xenoblásticos prismáticos, aciculares. | Substituição do diopsídio | | Nematoblástica. Orientação aleatória (Decussada). | |
| Epidoto | <5 | <0,50 | Sinuosos a sub-Retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Neoformados pela alteração hidrotermal atuante nos minerais de plagioclásio, actinolita e diopsídio. | | Intersticiais. Subédricos a pseudohexagonais | |
| Titanita | <5 | 0,125 a 0,875 | Reto | Subidioblásticos, seções rômbricas a alongadas. | | Formando grupos (clots) ou trilhas de tênue orientação. | Como inclusões no diopsídio. | |
| Calcita | <5 | <0,20 | Sub-Retilíneos | Xenoblásticos | | | Intersticiais | |
| Alanita | <5 | <0,50 | Sinuosos a sub-Retilíneos | Xenoblásticos | | Alongados e arredondados nas bordas, zonados. | | |

AMOSTRA CC-3A-1

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|--------------|--------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|--------------------------------|--|---------------|
| Plagioclásio | 40-45 | <7,5 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Saussuritização. | Deformado, dobrado, fraturado. | Inclusões de calcita, epidoto, clinozoisita, titanita, diopsídio. | SKARN |
| Diopsídio | 35-40 | 0,275 a 1,55 | Sub-Retilineos a sinuosos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Bordas corroídas. | Fraturados, fragmentados. | Geminação polissintética. | |
| Calcita | 5-10 | <0,90 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos. | | | Ocorre englobando os diopsídios. Cristais intersticiais, associados ao epidoto e clinozoisita. | |
| Clinozoisita | <5 | <0,675 | Retos a suturados | Xenoblásticos. | | | Agregados de cristais de clinozoisita e calcita (decussados) formando matriz da rocha. | |
| Titanita | <5 | <1,125 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | | Geminação polissintética. | |
| Tremolita | <5 | <0,55 | Sub-Retilineos a sinuosos suturados | Xenoblásticos. | Alteração do diopsídio. | | Hábito fibroso. Incolor. | |
| Escapolita | <5 | <1,625 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Substituição do plagioclásio | | | |
| Epidoto | <5 | <0,875 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | | | |

AMOSTRA CC-3B-1

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------------------|---|----------------------------|--|--|--|
| Plagioclásio | 60-65 | 0,25-2,05 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Saussuritização. | | Inclusões de quartzo, epidoto, clinozoisita e titanita. | SKARN de protólito de rocha de afinidade Anortosítica |
| Diopsídio | 15-20 | 0,10 a 1,025 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Alterando para actinolita. | Fraturados. | Geminação polissintética. Incolor | |
| Quartzo | 10-15 | <2,275 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos. | | Alongados. Extinção ondulante. | Intersticial, formando veios tardios (bandas félicas). | |
| Hornblenda | 5-10 | <2,25 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | | Formando faixas ou bandas orientados segundo a foliação principal. | | |
| Actinolita | <5 | <0,95 | Sub-Retilineos a sinuosos, suturados | Xenoblásticos. | | | Variedade verde escuro. | |
| Titanita | <5 | 0,125 | Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos. Bordas subarredondadas. | | Formando níveis orientados segundo a foliação principal da rocha. | Algumas com núcleos e inclusões de minerais opacos. | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <2,05 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos. Minerais secundários. | | | Veios ou faixas intersticiais. Formando matriz de skarn. | |
| Calcita | <5 | <1,025 | Sub-Retilineos a sinuosos, suturados | Xenoblásticos. | | Ocorre como veios ou agregados de minerais. | Cristais intersticiais junto com epidoto, clinozoisita e quartzo | |
| Minerais Opacos | <5 | Até 3,75 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos. | | Formando faixas paralelas à hornblenda e diopsídio. | Inclusos nas titanitas. | |

AMOSTRA CC-3/Q2-2

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|--------------|-----------------|---|---|--|--|---------------|
| Quartzo | 40-45 | <1,25 | Reto | Xenoblásticos a subarredondados. | Evidências de alteração hidrotermal média a avançada (epidotização). | Intersticiais, muito fraturados. Orientados em faixas. | Ocorrência predominante: microcristalina intersticial. Textura em mosaico. | <i>SKARN</i> |
| Hornblenda | 15-20 | 1,50 | Reto | Xenoblásticos. | | Muito fraturadas, fragmentadas. | Poiquiloblástica | |
| Calcita | 5-10 | <0,40 | Reto | Xenoblásticos e porfiroblásticos com cristais grandes (os porfiroblastos) dispostos numa matriz fina. | | Ocorrem preenchendo fraturas na matriz. | Intersticial, recristalizado, de granulação fina. | |
| Actinolita | 5-10 | <0,6 | Suturado a reto | Subidioblástica, prismáticos, aciculares. | | Alguns fragmentados. | Nematoblástica. | |
| Diopsídio | 5-10 | 0,9 a 1,2 | Reto | Subidioblásticas e xenoblásticas | Relictica, textura de dissolução. | Fraturados e fragmentados. | Geminação polissintética. | |
| Olivina | <5 | 0,9 a 1,0 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | Comumente alterando para clinohumita. | | A olivina é a variedade forsterita | |
| Plagioclásio | <5 | <1,75 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | | Intersticiais, ocorrem na matriz (recristalização). | |
| Clinozoisita | <5 | 0,10 a 0,40 | Reto | Xenoblásticos | | | Intersticiais, ocorrem formando a matriz. | |
| Microclina | <5 | <1,5 | Reto | Subidioblásticos (porção granítica). | | | | |
| Alanita | <5 | <1,1 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos a subarredondados. | | | Zonados. Cristais bem desenvolvidos, irregulares. São observados em contato com diopsídio. | |
| Epidoto | <5 | <0,25 | Reto | Idioblásticos a subidioblásticos. | | | Intersticiais. Associado com a clinozoisita na matriz. | |
| Apatita | <5 | <0,10 | Reto | Subidioblásticos, arredondadas. | | | | |
| Titanita | <5 | 0,15 a 0,50 | Reto | Subidioblásticas a xenoblásticas. | Observados na matriz de quartzo, epidoto e clinozoisita intersticial. | | | |

| AMOSTRA CC-8 /Q3-1 | | | | | | | | |
|------------------------|-------|-------------|-------------------------|---|---|--|--|---------------|
| Mineralogia | (%) | Tamanho | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
| Plagioclásio | 40-45 | <3,0 | Sub-retilíneo | Subidioblásticos a xenoblásticos. | Saussuritizados | Extinção ondulante. | Cristais neoformados, deformados, intersticiais, ocorrem como textura de fluxo ocupando os espaços vazios. | <i>SKARN</i> |
| Hornblenda | 35-40 | 1,25 a 2,00 | Sub-retilíneo a sinuoso | Subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos alongados. | | Formando faixas, camadas, (foliação, textura gnáissica). | Tonalidade marrom a verde | |
| Actinolita | <5 | 0,50 a 0,90 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos, prismas alongados, aciculares. | Textura reliquiar | Formando faixas | Nematoblástica. Variedade cor verde claro. Hábito fibroso. | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <0,15 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | | Grãos intersticiais, ocorrem como veios. Formando a matriz da rocha | |
| Titanita | <5 | 0,75 a 1,0 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos, Subidioblásticos. | | Trilhas paralelas a orientação da faixa de cristais alongados de hornblenda, cumulática. | Ilmenita (minerais opacos) inclusos nos cristais rômnicos da titanita. | |
| Epidoto (intersticial) | <5 | <0,40 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | | Interciais, similar a clinozoisita. | |
| Calcita | <5 | | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos. | | | Intersticial, na forma de veios atravessando a matriz e as bordas dos cristais principais. | |
| Apatita | <5 | <0,25 | Sub-retilíneo a sinuoso | Subidioblásticos a subarredondados | | | | |
| Diopsídio | <5 | <0,80 | Sub-retilíneo a sinuoso | Subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos, subarredondados. | Alterando a actinolita, granular mudando a fibroso. Corroidos, relicícticos | Bordas fragmentadas, algumas porções se observam na forma de trilhas. | Zonados | |
| Minerais opacos | <5 | <0,95 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos. | | | Núcleos (ilmenita?) dentro da titanita. | |

AMOSTRA CC-10

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Forma | Contato | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-------------|-------|---------------|-----------------------------------|--|---|---------------------------|---|---------------|
| Epidoto | 55-60 | 0,025 a 1,95 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos, idioblásticos a subidioblásticos. | Textura decussada (orientação aleatória). | | Invasão pervasiva ou disseminada do epidoto (intersticiais). Ocorrem formando a matriz. | SKARN |
| Quartzo | 20-25 | <3,75 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos. | Apresentam inclusões de apatita e epidoto. | | Granoblástica poligonal. Ocorrem veios de quartzo, posteriores ao processo de epidotização, contornando a matriz fina do epidoto. | |
| Diopsídio | 15-20 | 0,10 a 2,10 | Sub-retilíneo a sinuoso, suturado | Xenoblásticos. | Texturas relícticas e dissolução (corroidos). Substituição pela actinolita. | Fraturados, fragmentados. | Texturas poiquiloblástica. Grano-nematoblástica. | |
| Alanita | <5 | <0,05 a 1,925 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticas a subarredondados, alongados. | | | | |
| Apatita | <5 | <0,425 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos a arredondados. | | | | |
| Titanita | <5 | 0,10 a 1,075 | Reto | Subidioblásticos | | | Alongados, formas parcialmente losangulares. Geminação polissintética. | |

AMOSTRA CC-11(Q5-3A)

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|--------------|-------------------------------------|---|---|---|---|---|
| Epidoto | 50-55 | 0,125 a 1,25 | Reto | Idioblásticos, xenoblásticos, agregados granulares, aciculares. | Alteração pervasiva (disseminada) inclusos na matriz ocorrem cristais de diopsídio e actinolita. Textura decussada. | Associados ao quartzo (forma de veios); intersticiais, fase tardia, formando a matriz, preenchendo os espaços e fraturas (neoformados). | A matriz é composta de cristais eudrícos e subédricos de epidoto intersticial (epidotização) e quartzo, ocorre também como veios tardios. | SKARN em fase de alteração metassomática avançada |
| Diopsídio | 25-30 | 0,20 a 1,90 | Reto a suturado, linhas irregulares | Xenoblásticos a subidioblásticas. | Freqüentemente alterando para actinolita (reliquiar). | Muito fraturados, alguns fragmentados. | Cristais de diopsídio circundados pelos cristais epidoto, sem orientação (na matriz). | |
| Quartzo | 10-15 | 0,50 a 1,25 | Reto | Xenoblásticos. | | Alongados, recristalizados, intersticiais, na forma de veios. | Granoblástica. Inclusões de epidoto e titanita. | |
| Actinolita | 5-10 | 0,20 a 1,10 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblásticas, prismáticos, alongados, fibrosos, aciculares. | Cristais de actinolita intersticial muito fraturados alterando a epidoto. | Fragmentados | Nematoblástica e decussada | |
| Titanita | <5 | 0,125 a 0,55 | Reto | Subidioblásticos, Xenoblásticos subarredondados. | | | | |
| Clinozoisita | <5 | 0,15 a 0,50 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos | | | Ocorrem associados aos cristais idioblásticos de epidoto. | |
| Apatita | <5 | 0,10 a 0,20 | Reto | Xenoblásticos arredondados alongados. | | | | |

AMOSTRA CC-11 5/3

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|----------------------|-------|--------------|-------------------------|--|--|---------------------------------|---|---------------|
| Epidoto | 65-70 | <1,2 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares. | | | Nematoblástica. | <i>SKARN</i> |
| Actinolita | 15-20 | <2,0 | Suturado a reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, fibrosos, prismáticos, aciculares. | Texturas reliquias | Numerosos cristais fragmentados | Cristais intersticiais na matriz. Texturas nematoblástica e decussada (cristais aciculares de actinolita, cristais dispostos de forma aleatória na matriz). | |
| Titanita | <5 | 0,50 a 0,80 | Sub-retilíneo a sinuoso | Subidioblásticos a arredondados. | | | | |
| Quartzo | <5 | <0,10 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos. | | | Intersticiais, tardios na matriz. Textura granoblástica poligonal. | |
| Diopsídio | <5 | 0,90 a 1,20 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | Texturas de substituição do diopsídio pela actinolita e reliquiar. | Fragmentados. | Cristais maiores mais desenvolvidos em relação a outras lâminas | |
| Clinozoisita | <5 | <0,60 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos | | | Parte da matriz, associados ou na mesma fase intersticial com epidoto. | |
| Alanita | <5 | <0,40 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos, arredondados. | | | Zonados. | |
| Apatita | <5 | <0,38 | Reto | Subidioblásticos a subarredondados | | | | |
| Calcita intersticial | <5 | 0,20 a 0,50 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos | | | Na forma de veios. | |

AMOSTRA CC-11/Q5-4

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|---------------|-------------------------|--|---|---|---|---------------|
| Epidoto | 60-65 | 0,5 a 2,25 | Sub-retilíneo a sinuoso | Idioblásticos a subidioblásticos, xenoblásticos, prismáticos. | Cristais mais desenvolvidos de granulação grossa. Grãos irregulares, cristaloblásticos. Observa-se matriz epidoto (epidotização) e quartzo, ambos intersticiais na forma pervasiva. | | Intersticiais formando a matriz. Texturas nematoblástica e decussada. | SKARN |
| Diopsídio | 10-15 | <0,80 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Os cristais de diopsídio encontram-se em geral afetados pela alteração hidrotermal. Textura reliquiar. | Fragmentados, prismáticos, alongados. Muito fraturados. | | |
| Quartzo | 10-15 | 1,75 a 3,00 | Reto | Xenoblásticos. | Intersticial, ocorrem na forma de veios recristalizados com granulação fina. | | Disseminados na matriz com os cristais de epidoto e clinozoisita. | |
| Actinolita | <5 | 0,1 0,5 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos a subidioblásticos, aciculares, prismáticos alongados, Idioblásticos | | Alguns estão fraturados, fragmentados. | Nematoblástica. | |
| Clinozoisita | <5 | 0,125 a 0,75 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos. | | | Intersticial | |
| Calcita | <5 | <0,125 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos | | Veios tardios (pulso tardio) cortando a matriz. | Intersticial. Associado a cristais de epidoto e clinozoisita | |
| Titanita | <5 | 0,125 a 1,0 | Sub-retilíneo | Subidioblásticos rômbricas alongadas. | Cristais titanita, circundados pela matriz de cristais subidioblásticos de epidoto e quartzo intersticial. | | Cristais de titanita e apatita de maior granulação | |
| Alanita | <5 | <2,25 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | | | Inclusos na matriz de epidoto | |
| Apatita | <5 | 0,075 a 0,625 | Reto | Idioblásticos. | | | | |

AMOSTRA CC-11/Q5-6

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|--------------|-------------------------|--|---|---|--|---------------|
| Epidoto | 60-65 | 0,15 a 2,25 | Sub-retilíneo a sinuoso | Idioblásticos, subidioblásticos e xenoblásticos. | Observa-se uma rocha de tipo skarn em fase de epidotização avançada. Formando a matriz. Textura decussada (grãos com orientação difusa ou orientados aleatoriamente). | | Fase precoce: cristais mais desenvolvidos e fase tardia intersticial, mais finos. Ocorrem também na forma de veios de epidoto cortando a matriz, recristalizados (microcristalinos). | SKARN |
| Diopsídio | 15-20 | 0,25 a 2,00 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos prismáticos. | Texturas de substituição do diopsídio pela actinolita e reliquiar. | Ocorrem finos agregados de cristais de epidoto na matriz, recristalizados por dinâmica marginal formando textura mortár. Fragmentados, alongados. | Variando de tonalidades amarelo-vermelho a tonalidades azuis-róseas. | |
| Clinozoisita | 5-10 | 0,05 a 1,25 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | | | Ocorrem associados ou na forma de intercrescimentos ao epidoto, na matriz. | |
| Actinolita | 5-10 | 0,30 a 1,75 | Suturado a reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | Alguns cristais fraturados e fragmentados. | Actinolita ocorre sendo rodeado pelo epidoto intersticial. | |
| Quartzo | 5-10 | 0,125 a 1,25 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos, alongados. | | | Ocorrem também veios ou agregados monominerálicos, intersticiais, atravessando a matriz. | |
| Calcita | <5 | <0,05 | Sub-retilíneo a sinuoso | Xenoblásticos. | | | Ocorre na forma de veios intersticiais, granulação fina. | |
| Titanita | <5 | 0,04 a 0,30 | Reto | Subidioblásticos | | Alguns fragmentados. | | |
| Apatita | <5 | 0,05 a 0,25 | Retilíneo a sinuoso | Idioblásticos a subidioblásticos arredondados. | | | | |

AMOSTRA CC-228

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Forma | Contato | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|-----------------|--|--|--|--|---------------|
| Diopsídio | 40-45 | 0,05 a 5,375 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, alongados. | Actinolita, principalmente nas bordas. Textura relictica. | Muito fraturados a fragmentados, com uma tênue orientação. | Inclusões de quartzo, epidoto e clinozoisita Poiquiloblástica. Geminação polissintética. | <i>SKARN</i> |
| Clinozoisita + Epidoto | 20-25 | <3,125 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, prismáticos, tabulares, granulares. | Cristais intersticiais, com intercrescimento entre a clinozoisita e epidoto. | | | |
| Calcita | 15-20 | <1,0 | Reto | Xenoblásticos granoblásticos, intersticiais, granulares. | Associados e/ou juntos aos minerais intersticiais de alteração: epidoto-clinozoisita, formando a matriz. | | Ocorrem preenchendo os espaços entre as fraturas, também na forma de veios. | |
| Plagioclásio | 10-15 | <3,5 | Reto | Xenoblásticos neoformados. | Saussuritização avançada (pulverulenta). | | Intersticial geração precoce e tardia | |
| Quartzo | 5-10 | <1,15 | Reto | Xenoblásticos subarredondados, granulares, intersticiais. | Ocorre como veios tardios, formando a matriz com os minerais intersticiais de calcita, epidoto e clinozoisita. | Cristais alongados. | Granoblástica poligonal. Inclusões nos clinopiroxênios | |
| Microclina | <5 | 0,05 a 2,125 | Reto | Xenoblásticos intersticiais, neoformados. | Inclusões de epidoto e clinozoisita. Associada à fase intersticial com epidoto, clinozoisita e quartzo. | Fragmentados. | Geminação cruzada. | |
| Actinolita | <5 | <0,975 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblástica, prismáticos, aciculares. | Substituição do diopsídio | Alguns fragmentados. Hábito fibroso. | Nematoblástica. Variedade verde clara. | |
| Titanita | <5 | 0,075 a 0,75 | Reto | Subidioblásticos a xenoblásticos. | Formas rômbricas, porém com bordas corroidas. | Fraturados. | Geminação polissintética | |
| Clorita | <5 | <0,675 | Reto | Xenoblásticos, na forma de massas escamosas, intersticiais, tabulares. | Produto de alteração do diopsídio, principalmente nas bordas. | | Ocorre com os minerais intersticiais: calcita, epidoto e quartzo. | |

AMOSTRA CC-275 B

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|---------------|---------------------------|---|--|------------------------------|--|---|
| Plagioclásio | 35-40 | 0,225 a 5,25 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Mirmequítica (intercrescimento vermiforme de quartzo). Sausuritização. | | Inclusões de plagioclásio, granada, quartzo e diopsídio. | Rocha granada-piroxenito gabro skarnificado |
| Diopsídio | 25-30 | 0,20 a 6,25 | Reto a suturado | Xenoblásticos, prismáticos, alongados, bordas arredondadas. | Textura de coroa (cristais de granada em volta ou envolvendo os cristais de Clinopiroxênio). Simplectitas de Clinopiroxênio+granada. | | Inclusões no plagioclásio (2) (os cristais neoformados mais desenvolvidos). | |
| Granada | 20-25 | <8,0 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos, subarredondados. | Formando aglomerados. Simplectitas de granada+plagioclásio (2). Inclusões no plagioclásio neoformado (1). | | Estes aglomerados ou cristais de granada, que ocorrem em torno dos cristais de diopsídio e plagioclásio. | |
| Quartzo | 5-10 | 0,25 a 5,5 | Sub-Retilineos a sinuosos | Subidioblásticos a xenoblásticos | | | Granoblástica. Inclusões no plagioclásio, no diopsídio e na granada. | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <0,875 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos. | | | Intersticiais, Inclusões no plagioclásio e na titanita. | |
| Titanita | <5 | 0,385 a 1,875 | Sub-Retilineos a sinuosos | Subidioblásticos a xenoblásticos, romboédricas, losangulares, | | Ocorrem cristais de granada. | Inclusões de plagioclásio, epidoto e clinozoisita. Alguns subarredondados. | |

AMOSTRA CC-288 B

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|---------------|-------------------------------------|--|---|---|---|---------------|
| Diodsídio-hedembergita | 40-45 | 0,075 a 3,20 | Reto a suturado | Xenoblásticos, subidioblásticos prismáticos. | | Fraturados e fragmentados. | Inclusões de titanita | SKARN |
| Microclina | 15-20 | <0,85 | Reto | Xenoblásticos, subidioblásticos. | Sericitização. | | Preenchendo fraturas e espaços intergranulares. | |
| Escapolita | 15-20 | <2,85 | Retilíneo a subretilíneo, suturado | Xenoblásticos, subidioblásticos a subarredondadas. | | Fraturados e fragmentados. | | |
| Plagioclásio | 5-10 | 0,025 a 2,025 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos, subidioblásticos. | Mirmequítica no contato com a microclina. Sausuritização. | Intersticial preenchendo os espaços entre os cristais de piroxênio. | Geminação polissintética. | |
| Quartzo | 5-10 | <0,725 | Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos. | | Extinção ondulante. | Granoblásticos alongados, poligonais (recristalização). | |
| Epidoto e clinozoisita | <5 | <0,75 | Retilíneo a subretilíneo, suturado | Subidioblásticos. | | | Inclusões alongadas no diopsídio associado ao plagioclásio. Intersticiais | |
| Alanita | <5 | <0,55 | Suturado, Sub-Retilineos a sinuosos | Xenoblásticos, lamelares. | Metamictizada, borda de reação. | | (epidoto secundário) | |
| Titanita | <5 | <0,975 | Retilíneos a sinuosos | Subidioblásticos, xenoblásticos, arredondadas | | | Inclusões no diopsídio-hedembergita | |
| Zircão | <5 | <0,375 | Reto | Xenoblásticos, subidioblásticos. | | | Zonado | |

AMOSTRA CC-293 D

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------------------|---|--|---|---|-------------------------|
| Diopsídio | 50-55 | <2,375 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, alongados | | Formando faixas. Fraturados e fragmentados. | Inclusões de calcita, plagioclásio, quartzo, epidoto e titanita | <i>SKARN</i> foliado |
| Quartzo | 20-25 | <3,75 | Sinuosos, sub-retilíneos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | Formando faixas. Extinção ondulante | Alongados | |
| Calcita | 5-10 | <1,05 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Intersticiais | |
| Plagioclásio | 5-10 | <2,40 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a Xenoblásticos, subarredondados | Saussuritização | Formando faixas | Neoformados | |
| Escapolita | <5 | <0,85 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Produto de substituição do plagioclásio | Ocorre associado às faixas do plagioclásio | | |
| Actinolita | <5 | <1,25 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos, massas escamosas | Produto de alteração do diopsídio (nas bordas) | | | |
| Epidoto + clinozoisita | <5 | <1,35 | Sinuosos, retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Intersticial, ou em microveios, tudo invadindo pervasivamente as rochas da área. Representando formação por fluidos. | | | |
| Titanita | <5 | <1,425 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a Xenoblásticos, subarredondados | | | Losangulares | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,875 | Sub-retilíneos sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados | | Veios intersticiais, preenchendo fraturas. | | |

AMOSTRA CC-293 F1

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------------------|---|---|---------------------------|--|---------------|
| Plagioclásio | 30-35 | <4,25 | Sub-retilíneos a sinuosos, suturado | Xenoblásticos, subidioblásticos, subarredondados. | Saussuritização | | Inclusões de titanita, diopsídio, minerais opacos, epidoto e calcita. | SKARN |
| Hornblenda | 15-20 | <4,125 | Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos. | | Faixas alongadas | | |
| Calcita | 15-20 | <0,875 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, granular poligonal. | Ocorrem duas gerações. Precoce: granular na matriz e tardio como veios intersticiais. | | Inclusões de diopsídio escapolita, plagioclásio, quartzo e hornblenda. | |
| Diopsídio | 10-15 | <2,15 | Sinuosos a retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, pseudo-hexagonal. | | Fraturados e fragmentados | | |
| Quartzo | 10-15 | <3,125 | Sinuosos a sub-retilíneos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados, alongados. | | | Ocorre precoce granular e tardio como veios intersticiais. Granoblástico | |
| Escapolita | 5-10 | <1,625 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Produto de substituição do plagioclásio | | Ocorre associado ao plagioclásio | |
| Epidoto + clinozoisita | 5-10 | <1,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados. | | | Intersticial ou em microveios. Representando formação por fluidos. | |
| Titanita | <5 | <1,25 | Sinuosos, sub-retilíneos | subidioblásticos a Xenoblásticos, subarredondados. | Bordas corroídas quando envolto na matriz carbonática. | Fraturadas, fragmentadas | | |
| Actinolita | <5 | <1,95 | sub-retilíneos, suturados | Xenoblásticos a alongados, fibrosos. | Produto de alteração do diopsídio (nas bordas) | | | |
| Flogopita | <5 | <1,35 | Retilíneos, suturados sinuosos, | Xenoblásticos, subidioblásticos a prismáticos. | | | Ocorre associado ao diopsídio | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,95 | Sub-retilíneos sinuosos. | Xenoblásticos a subarredondados. | | | Como inclusões na hornblenda e plagioclásio | |

| AMOSTRA CC-293 FF1 | | | | | | | | |
|------------------------|-------|--------------|-------------------------------------|--|--|--|---|-------------------------------------|
| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
| Plagioclásio | 40-45 | <5,50 | Sub-retilíneos a sinuosos, suturado | Xenoblásticos, subidioblásticos | Saussuritização | | Inclusões de epidoto, calcita titanita e minerais opacos. | SKARN de protólito hornblenda gabro |
| Hornblenda | 20-25 | <2,375 | Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos | Transformando-se em actinolita nas bordas | Formando faixas paralelas e intercaladas com outras contendo plagioclásio. | | |
| Quartzo | 15-20 | <4,15 | Sinuosos a sub-retilíneos, suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados, alongados | | Extinção ondulante | Intersticiais na forma de veios. | |
| Diopsídio | 10-15 | <1,65 | Sinuosos a retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, pseudo-hexagonal | Alterando-se em actinolita nas bordas | Fraturados e fragmentados. | | |
| Epidoto + clinozoisita | 5-10 | <1,025 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Textura tipo coroa em torno dos cristais de hornblenda | | Intersticiais | |
| Titanita | <5 | <1,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a Xenoblásticos, subarredondados | | | Alongados. Losangulares. | |
| Actinolita | <5 | <1,25 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturados | Xenoblásticos a alongados, fibrosos | | | Variedade verde escuro a azulado | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,65 | Sub-retilíneos sinuosos | Xenoblásticos a subarredondados, alongados | | | Inclusos na hornblenda e plagioclásio | |

AMOSTRA CC-293G

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|---------------------------|---|--|--|--|---|
| Hornblenda | 60-65 | 0,15 a 4,10 | Reto a suturado | Subidioblásticos a xenoblásticos. | Transformando-se incipientemente para actinolita. | Cristais orientados formando faixas. | Hornblenda, sob forma de cristais prismáticos. Grano-nematoblástica | <i>SKARN</i> (hornblenda metacarbonático calcítico), bandado de protólito hornblenda gabro |
| Plagioclásio | 10-15 | 0,30 a 3,30 | Retilíneos a sinuosos | Subidioblásticos a xenoblásticos. | | Veios de calcita nas fraturas dos grãos. Fragmentados, fraturados. | Inclusões de hornblenda, epidoto, calcita, escapolita, titanita e minerais opacos. | |
| Calcita | 15-20 | <1,00 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos. | | Cristais orientados | Granoblástica poligonal. Inclusões de plagioclásio, escapolita, dióxido de titânio e minerais opacos. Matriz fina. Intersticial. | |
| Escapolita | <5 | <1,375 | Reto a suturado | Xenoblásticos. | Substituindo total ou parcialmente os grãos de plagioclásio. | | Ocorre mais nos contatos da hornblenda e plagioclásio | |
| Epidoto | <5 | <0,85 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos. | | | Associada aos cristais de clinzoisita, zoisita e calcita. Sendo parte da matriz. Alteração metassomática. | |
| Quartzo | <5 | <1,0 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos. Granoblásticos alongados | | Extinção ondulante. Microveios de quartzo e calcita cortando a hornblenda. | Intersticiais em torno da hornblenda, associados às lamelas de flogopita. | |
| Flogopita | <5 | 0,75 | Reto a suturado | Xenoblásticos, subidioblásticos. | | | Ocorre nos interstícios dos cristais do anfibólio, lamelares. | |
| Minerais opacos | <5 | 0,625 | Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos. | | | Inclusões de hornblenda e titanita. | |
| Titanita | <5 | <0,55 | Sub-Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos, subidioblásticos. | | | Com inclusões e núcleos de minerais opacos (ilmenita?), | |
| Apatita | <5 | <0,475 | Reto | Xenoblásticos, subidioblásticos, arredondados). | | | Inclusos na matriz calcítica e hornblenda | |

AMOSTRA CC-293 H

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|-------------------------------------|---|---|--|---|---|
| Diopsídio | 50-55 | <2,35 | Sinuosos a retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, pseudo-hexagonal, alongados | | Formando faixas. Fraturados, fragmentados. | | SKARN piroxenítico de protólito piroxênio gabro |
| Plagioclásio | 25-30 | <2,875 | sub-retilíneos a sinuosos, suturado | Xenoblásticos, subidioblásticos | Saussuritização | | Intersticiais, neoformados | |
| Quartzo | 15-20 | <5,50 | Sinuosos a sub-retilíneos, suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | Extinção ondulante. | Intersticiais. | |
| Escapolita | 5-10 | <2,25 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | | |
| Epidoto + clinozoisita | 5-10 | <2,15 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Intersticial, ou em microveios, invadindo pervasivamente a rocha. | |
| Calcita | <5 | <0,875 | Retos a sinuosos | Subidioblásticos a xenoblásticos | | | Intersticial, preenchendo espaços intergranulares | |
| Titanita | <5 | <1,325 | Sinuosos, retilíneos | Subidioblásticos a Xenoblásticos, subarredondados | | Fraturadas e fragmentadas | Losangulares, alongados | |
| Actinolita | <5 | <0,825 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturados | Xenoblásticos a alongados, fibrosos | Produto de substituição do diopsídio (principalmente nas bordas). | | Prismáticos, aciculares. | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,45 | Sub-retilíneos sinuosos, | Xenoblásticos a subarredondados | | | | |

AMOSTRA CC-293 IA

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|-------------------------------------|--|--|---|---|---|
| Plagioclásio | 35-40 | <3,75 | sub-retilíneos a sinuosos, suturado | Xenoblásticos, subidioblásticos | Saussuritização | | Inclusões de epidoto, calcita titanita e min. opacos. Intersticial, neoformado. | SKARN bandado, protomilonítico (10-15% matriz milonítica) de protólito hornblenda-piroxênio gabro |
| Diopsídio | 25-30 | <5,85 | Sinuosos a retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, pseudo-hexagonal | Substituição pela actinolita nas bordas | Fraturados e fragmentados. Formando faixas. | | |
| Microclina | 5-10 | <3,65 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | Sericitizado no contato com calcita | Fraturadas e fragmentadas | | |
| Hornblenda | 5-10 | <1,95 | Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos | Transformando-se em actinolita nas bordas | | Formando faixas (máficas) paralelas e intercaladas com cristais de plagioclásio (félsicas). | |
| Escapolita | 5-10 | <1,10 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Produto de substituição do plagioclásio | | Ocorre associado ao plagioclásio | |
| Epidoto + clinozoisita | 5-10 | <1,55 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Textura tipo coroa a os cristais de hornblenda | Formando faixas | | |
| Minerais Opacos | 5-10 | <3,55 | Sub-retilíneos sinuosos, | Xenoblásticos a subarredondados, alongados | | | Intersticial. Inclusos na hornblenda e plagioclásio. | |
| Calcita | <5 | <1,35 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Intersticial | |
| Titanita | <5 | <1,525 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a Xenoblásticos, subarredondados | | | Alongados, losangulares | |
| Actinolita | <5 | <1,625 | Sinuosos, sub-retilíneos, suturados | Xenoblásticos a alongados, fibrosos | | | Variedade verde escuro a azulado | |

AMOSTRA CC-298 A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|-------------------------------------|---|--|--|---|---------------|
| Plagioclásio | 40-45 | <2,75 | Reto, sinuosos a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos, granular | Inclusões de titanita, diopsídio, quartzo. Epidoto+ clinozoisita como porções reliquias. | Tenuemente foliado | Neoformados | SKARN |
| Quartzo | 20-25 | <2,50 | Retos, sinuosos a suturados | Subidioblásticos a xenoblásticos, granulares, alongados | | Formando faixas. Veios intersticiais, recristalização tardia. | Granoblástico poligonal. Extinção ondulante | |
| Diopsídio | 5-10 | <1,50 | Sinuosos a retos | Xenoblásticas e subidioblásticas, subarredondados | Inclusões de epidoto, clinozoisita, actinolita e titanita. | Fraturadas, fragmentadas | Alguns prismáticos. | |
| Microclina | 5-10 | <1,45 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, alguns subarredondados | Sericitização | | | |
| Titanita | 5-10 | <1,25 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | Como inclusões no plagioclásio, quartzo e microclina | Fraturadas, fragmentadas, formando trilhas ou agregados de cristais. | | |
| Epidoto + Clinozoisita | <5 | <1,10 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas | | | Intersticiais | |
| Apatita | <5 | <0,875 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas, subarredondados, alongados | | | | |
| Actinolita | <5 | <1,125 | Retos, sinuosos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, aciculares, prismáticos | Ocorre nas bordas do diopsídio | Agregados de cristais formando faixas. | Alongados | |
| Hornblenda | <5 | <1,375 | Sub-retilíneos sinuosos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, alongados | Bordas de reação com actinolita | | Verde a marrom claro | |

AMOSTRA CC-298 B

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------------|-------|--------------|--------------------------|---|---|--------------------------------------|--|--|
| Microclina | 70-75 | <2,85 | Suturados sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, alongados | Sericitização | Fraturados e fragmentados | | Rocha pegmatítica diopsídio-plagioclásio-microclina parcialmente metassomatizada |
| Diopsídio | 15-20 | <3,125 | Sinuosos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos | | Fraturados e fragmentados, alongados | Ocorre intersticialmente entre os cristais de microclina | |
| Plagioclásio | 5-10 | <1,125 | Suturados sub-retilíneos | Xenoblásticas a subidioblásticas | Saussuritizado | | | |
| Epidoto+ Clinozoisita | 5-10 | <1,45 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Ocorre associado ao diopsídio entre os cristais da microclina | | Vários veios ramificados, intersticiais. | |
| Titanita | <5 | <1,10 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | | | | |
| Calcita | <5 | <0,95 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas, granulares | Intersticial associado ao epidoto e clinozoisita, precipitada por fluido metassomático. | | | |
| Granada | <5 | <1,625 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | | Fraturados e fragmentados | | |

AMOSTRA CC-298 C

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|----------------------|-------|--------------|-------------------------------------|--|--|---|--|--|
| Plagioclásio | 60-65 | <2,95 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos | Epidoto e calcita como porções reliquiares. | | Inclusões de calcita, epidoto, titanita, diopsídio, apatita, actinolita. Neoformado. | SKARN de protólito rocha de afinidade anortositica |
| Diopsídio | 15-20 | <2,75 | Sinuosos a suturados sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticas | | Faturados e fragmentados | Inclusões de calcita, epidoto, clinzoisita, titanita. Poiquiloblástica. | |
| Microclina | 5-10 | <1,95 | Sinuosos a retos | Subidioblásticas, xenoblásticas | Sericitização | | | |
| Epidoto+ Clinzoisita | 5-10 | <2,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, prismáticos | | Fase precoce: grãos prismáticos e tardia: veios intersticiais associados à calcita. | | |
| Calcita | <5 | <1,625 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, granular | | | Veios intersticiais cortando os cristais de plagioclásio. | |
| Titanita | <5 | <1,125 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas subarredondados, alongados | | Faturados e fragmentados | Como agregados de cristais. | |
| Actinolita | <5 | <1,875 | Sinuosos a suturados sub-retilíneos | Xenoblásticos, aciculares, prismáticos | Produto de substituição do diopsídio (principalmente nas bordas) | | | |
| Apatita | <5 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados, granular, cilíndrica | | | Como inclusões no plagioclásio | |

AMOSTRA CC-298 F

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------------------|-------|--------------|----------------------------|---|---|--------------------------|---|--|
| Diopsídio - hedembergita | 60-65 | <6,35 | Sinuosos, retos, suturados | Subidioblásticos a xenoblásticos | Textura de coroa nas bordas do diopsídio no contato com granada. | Faturados e fragmentados | Relictos de granada inclusos no diopsídio. Poiquiloblástica. Inclusões de plagioclásio e titanita | SKARN de protólito granada-piroxênio gabro |
| Granada | 30-35 | <11,5 | Sinuosos a sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | Aglomerados de granada preenchendo espaços intergranulares intersticiais dos piroxênios. Textura de coroa. | Faturados e fragmentados | Texturas simplectíticas de plagioclásio e clinopiroxênio. | |
| Plagioclásio | 5-10 | <1,125 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | | | Intersticial. Recristalização. | |
| Titanita | <5 | <1,375 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticos a Xenoblásticos, subarredondados | | | Losangulares, alongados. Como inclusões na granada e clinopiroxênios. | |
| Calcita | <5 | <0,625 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Ocorre nas bordas do plagioclásio (é formada por desestabilização do plagioclásio e também como precipitação de fluido tardio). | | Intersticial | |
| Clorita | <5 | <<0,875 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos, massas escamosas | Produto de alteração da granada, ocorre nas bordas e interstícios dos cristais da mesma. | | Cristais encurvados | |

AMOSTRA CC-308 D

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|-------------------------------------|--|---|---|--|---|
| Diopsídio | 50-55 | <2,375 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos | | Faturados, fragmentados, formando faixas intercaladas com os plagioclásios. | Poiquiblastica, nematoblastica. | <i>SKARN</i> piroxenítico, foliado de protólito diopsídio gabro |
| Plagioclásio | 40-45 | <1,625 | Sinuosos a suturados sub-retilíneos | Xenoblásticos | Saussuritizado | | Alongados | |
| Escapolita | <5 | <1,25 | Sinuosos a retos | Subidioblásticas, xenoblásticas | Produto de substituição do plagioclásio | | Ocorre exclusivamente nas faixas de plagioclásio | |
| Titanita | <5 | <0,675 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | | | Como inclusões no plagioclásio | |
| Minerais Opacos | <5 | <3,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos, subarredondados | Limonitização (parcial) | Veios preenchendo as fraturas | | |
| Calcita | <5 | <0,925 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas, Subarredondados, granulares | | | Veios intersticiais | |

UNIDADE DAS ROCHAS GRANÍTIICAS- GRANODIORÍTICAS ASSOCIADAS

| AMOSTRA CC-11 FF1 | | | | | | | | |
|-------------------|-------|--------------|----------------------------|--|--|---|--|--------------------------------|
| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
| Microclina | 35-40 | <6,50 | Sinuosos a retos | Subidioblásticos, xenoblásticos | Microperitita Sericitização. | Formando faixas tenuemente orientadas segundo a foliação preferencial | Inclusões de quartzo, plagioclásio, epidoto e minerais opacos. | Granito foliado ou Metagranito |
| Quartzo | 25-30 | <4,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | | Ocorre precoce: granular e tardio: veios intersticiais | |
| Epidoto | 15-20 | <2,35 | Sinuosos, retos, suturados | Subidioblásticos, xenoblásticos | Produto de alteração ou desestabilização do plagioclásio | | | |
| Plagioclásio | 10-15 | <2,125 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Saussuritização | Formando faixas orientados segundo a foliação preferencial | | |
| Hornblenda | 5-10 | <1,85 | Retos, sinuosos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, granular, prismática | | | Variedade de verde a marrom escuro | |
| Actinolita | <5 | <2,75 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos | Ocorre nas bordas das hornblendas, bordas de reação. | | Verde escuro a azulado | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,75 | Retos a sinuosos | Subidioblásticos, xenoblásticos | | Faixas alongadas e granulares | | |
| Alanita | <5 | <0,25 | Retos a sinuosos | Idioblásticos a subidioblásticos | Inclusões no quartzo | | | |

| AMOSTRA CC-11 FF2 | | | | | | | | |
|------------------------|-------|--------------|--------------------------------------|--|---|---|--|-------------------------------|
| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
| Microclina | 40-45 | <3,50 | Sinuosos a retos | Subidioblásticos, xenoblásticos | Microperita e pertita. | Formando faixas tenuemente orientadas segundo a foliação preferencial | Inclusões de quartzo, plagioclásio, diopsídio, epidoto, biotita e minerais opacos. | Granito foliado metassomático |
| Quartzo | 25-30 | <3,625 | Sinuosos, sub-retilíneos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados | | Formando faixas orientados segundo a foliação preferencial. Extinção ondulante. | Cristais interpenetrados por deformação | |
| Plagioclásio | 15-20 | <1,875 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Saussuritização | Formando faixas orientados segundo a foliação preferencial. | | |
| Biotita | 10-15 | <2,35 | Retos, sinuosos, suturados | Subidioblásticos a Xenoblásticos, placosa, tabular, alongada | Altera para clorita | Formando faixas máficas junto à hornblenda | Varietade de verde a marrom escuro | |
| Hornblenda | 5-10 | <2,125 | Retos, sinuosos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, granular, prismática | | | Varietade de verde a marrom escuro | |
| Actinolita | <5 | <1,875 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, fibrosos | Ocorre como produto de alteração nas bordas das hornblendas | | Verde escuro a azulado | |
| Minerais Opacos | <5 | <1,125 | Retos a sinuosos | Subidioblásticos, Idioblásticos | Limonitização | | | |
| Epidoto + Clinozoisita | <5 | <1,625 | Sinuosos, retos, suturados | Subidioblásticos, xenoblásticos | | | Ocorre como veios intersticiais finos. | |
| Apatita | <5 | <0,50 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticas, subarredondada | | | Como inclusões na microclina e plagioclásio. | |
| Alanita | <5 | <0,25 | Retos a sinuosos | Idioblásticos a subidioblásticos, Subarredondada | | | Como inclusões no quartzo e plagioclásio. | |

AMOSTRA CC-11 FF3

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|------------------------|-------|--------------|----------------------------|--|---|---|--|-------------------------------|
| Microclina | 55-60 | <4,375 | Sinuosos, retos, suturados | Subidioblásticos, xenoblásticos, granular | Microperitita | | Inclusões de quartzo, plagioclásio, diopsídio. | Granito foliado Metassomático |
| Quartzo | 20-25 | <3,625 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, subarredondados, alongados | | Extinção ondulante. Formando faixas orientados segundo a foliação preferencial. | | |
| Plagioclásio | 15-20 | <2,75 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos | Saussuritizado. Textura mirmequítica. | Formando faixas orientados segundo a foliação preferencial. | Inclusões de quartzo, epidoto e diopsídio. | |
| Diopsídio | 10-15 | <5,375 | Sinuosos, retos, suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos | | Fraturados e fragmentados. Veios de epidoto preenchem as fraturas. | Poiquiblastico. Inclusões de plagioclásio e quartzo. | |
| Epidoto + Clinozoisita | <5 | <1,625 | Sinuosos, retos, suturados | Subidioblásticos, xenoblásticos, granular | Ocorrem como veios centimétricos, intersticiais finos, cortando cristais de microclina, plagioclásio e quartzo. | | | |

AMOSTRA CC-11 FF4

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|--------------|-------------------------------------|--|--------------------|------------------------|---|---|
| Quartzo | 90-95 | <1,95 | Sinuosos, suturados, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subidioblásticos, | | | Granulares, prismáticos alongados. | Rocha de quartzo com xenocristais de plagioclásio |
| Plagioclásio | 5-10 | <4,0 | Retos a sinuosos | Xenoblásticos a subidioblásticos, granular | Saussuritizado. | | Como xenocristais, geminação de Carlsbad. | |

| AMOSTRA CC-71 | | | | | | | | |
|---------------|-------|--------------|--------------------------|--|-------------------------------|---|---|--|
| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma dos cristais | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
| Hornblenda | 45-50 | 0,075 a 2,0 | Reto a suturado | Xenoblásticos, intersticiais prismáticos, granulares, alongados. | Altera para clorita e epidoto | Cortado por veios que preenchem fraturas (cisalhamentos trans-correntes e transversais), foliação C e S. | Variada verde claro e verde escuro. | Ortognaisse milonitizado, cisalhado, de composição anfibólio granodiorítica-tonalítica |
| Quartzo | 25-30 | <2,0 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos alongados, discóides. | | Granulação fina, formando quartzo intersticial recristalizado preenchendo as fraturas, na forma de veios. | Granoblástica alongada. Extinção ondulante. | |
| K-Feldspato | 15-20 | <1,75 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | | Fragmentados | | |
| Plagioclásio | 10-15 | <1,50 | Sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | | Alguns fraturados e fragmentados | | |
| Apatita | <5 | <0,325 | Reto | Subidioblásticos, aciculares, cilíndricos. | Inclusões na hornblenda. | | | |

| AMOSTRA CC-269 | | | | | | | | |
|------------------------|-------|--------------|-------------------------------------|---|--|---|---|--|
| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
| Microclina | 45-50 | <7,50 | Sub-retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos | Sericitização | Matriz milonitizada | Poiquiblastica. Granoblástica. | Ortognaisse milonitizado de composição granítica |
| Plagioclásio | 25-30 | <6,95 | Retilíneos com a matriz cataclasada | Subidioblásticos a xenoblásticos. | Inclusões de plagioclásio precoces, e quartzo: exibindo exsolução de albita (textura anti-pertítica). Saussuritização. | | | |
| Quartzo | 10-15 | <0,95 | Sub-retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos | | Principal constituinte da matriz milonitizada, recristalizada (faz parte 30-40% da matriz). | Extinção ondulante. | |
| Epidoto e Clinozoisita | <5 | <1,375 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos lamelares. | Associados à biotita. | | Como veios preenchendo interstícios e fraturas. | |
| Biotita | <5 | <0,75 | Retos a suturados | Xenoblásticos a subidioblásticos, lamelar. | | | | |
| Muscovita | <5 | <0,50 | Retos a suturados | Xenoblásticos alongados. | | | | |

AMOSTRA CC-276 A

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|--------------|--|-----------------------------------|---|------------------------|--|---------------|
| Microclina | 75-80 | <12,50 | Retilíneos com outros cristais. Sutureado. | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Textura de exsolução peritítica. Seritização. | Extinção ondulante. | Megacristais (centimétricos). | PEGMATITO |
| Quartzo | 10-15 | <4,95 | Retilíneos a sinuosos sutureado. | Xenoblásticos a subarredondados. | | Extinção ondulante. | Como veios de quartzo intersticiais. | |
| Plagioclásio | <5 | <7,10 | Retilíneos a sinuosos, sutureados. | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Textura mirmequítica. Sausuritização. | | Numerosas inclusões, principalmente de quartzo, e secundariamente de relíquias de minerais máficos desagregados. | |
| Sericita | <5 | <0,25 | Retilíneos a sinuosos, sutureados. | Xenoblásticos. | | | | |

AMOSTRA CC-282

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|---|-------|---------------|--|---|--|--|--|---|
| Matriz félsica principalmente de plagioclásio e quartzo | 25-30 | <0,25 | Sub-retilíneos a sinuosos. | Xenoblásticos pseugranulares (pseudo arredondados). | | Matriz milonítica, textura seriada. Foliação proeminente. | Neoformado por recristalização (textura de recristalização). | ORTOGNAISSE MILONITIZADO Lâmina: rocha protomilonítica (25-30% de matriz félsica triturada, cominuída pelo cisalhamento), <i>augen</i> -porfiroblastos |
| Porfiroblastos 55-60% | | | | | | | | |
| Quartzo | 25-30 | 0,025 a 1,025 | Curvilíneos a sub-retilíneos, sinuosos | Xenoblásticos | | Intensa deformação. Extinção ondulante. | Rescristalizados, granoblásticos alongados, poligonais. | |
| Microclina | 15-20 | 0,15 a 4,10 | Com a matriz cominuída sub-retilíneos | Xenoblásticos | Com textura mirmequítica, principalmente próximos as bordas dos cristais de microclina e de biotita. | Alongados, deformados (textura <i>augen</i>), extinção ondulante. | Inclusões de plagioclásio alterado, plagioclásio. | |
| Plagioclásio | 25-30 | <0,825 | Sub-retilíneos a sinuosos | Xenoblástico | Mirmequítica. Sausuritização. | Deformados na forma de <i>augens</i> . | Contatos com a muscovita e a matriz félsica cominuída. | |
| Biotita | 5-10 | <0,975 | Sub-retilíneos a sinuosos, sutureados | Xenoblásticos, lamelares. | Altera para clorita | Fortemente orientadas. Formando faixas ou bandas. | Forte plecroísmo. Variedade marrom a verde. | |
| Epidoto + Clinozoisita | 5-10 | 0,075 a 1,50 | Sub-retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos, alongados. | | Fortemente orientado. Formando faixas ou bandas. | Intersticiais. Mineral secundário, verde claro. | |
| Alanita | <5 | <0,42 | Sub-retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos | Metamictizadas | | Zonadas. | |

AMOSTRA CC-293 E

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|-----------------------------------|----------------------------------|--|---|-------------|---|
| Quartzo | 90-95 | <10,0 | Retilíneos, suturados a sinuosos. | Xenoblásticos, subidioblásticos. | | Fraturados, fragmentados, parcialmente cataclásticos. Extinção ondulante. Devido ao intenso cisalhamento, parece ter dois planos de clivagem de fratura | | Protomilonito (>10% de matriz quartzosa cominuída por cisalhamento). Cristais porfiroblásticos de quartzo em uma matriz félsica, triturada, (recristalizada). |
| Biotita | <5 | <0,375 | Retos a suturados | Xenoblásticos, subidioblásticos. | Reliquiar | | | |
| Talco | <5 | <0,50 | Retos a suturados | Xenoblásticos | Talco às vezes preenchendo interstícios e/ou fraturas entre os cristais grandes quartzo ou preenchendo fraturas. | | | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,45 | Retos | Xenoblásticos | Limonitização | | | |

AMOSTRA CC-297

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|---|---|---|---|--|------------------------------------|
| Microclina | 60-65 | <17,5 | Sub-retilíneos a irregulares, suturados. | Xenoblásticos. | Pertita e micropertita. Sericitização. | Intensamente fraturada. | Inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita e minerais opacos. | Ortognaise de composição granítica |
| Quartzo | 20-25 | <5,2 | Curvilíneos a sub-retilíneos, com os cristais adjacentes. | Xenoblásticos. | | Extinção ondulante. Bandados orientados, paralelos às biotitas. | Granoblásticos alongados. | |
| Plagioclásio | 10-15 | 0,20 a 1,975 | Irregulares, retilíneos a sub-curvilíneos. | Xenoblásticos, tabulares. | Textura mirmequitica. Saussuritização. | Levemente orientados, formando parte das faixas félsicas. | Inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. | |
| Biotita | 5-10 | 0,15 a 3,20 | Retos a suturados | Idioblástica a xenoblástica, lamelar, formas irregulares. | Bordas corroídas (textura de reação). Altera fracamente para clorita. | Orientadas pela foliação principal. Alongadas formando faixas. | Inclusões de opacos, hercinita, zircão, apatita e quartzo. | |
| Minerais Opacos | <5 | 0,10 a 1,50 | Retilíneos com os cristais adjacentes. | Idioblásticos a xenoblásticos. | Limonitização. | Alguns fragmentados. | Associado à biotita. | |
| Apatita | <5 | <0,25 | Sub-retilíneos a irregulares, suturados. | Xenoblásticos, subarredondados. | | | Inclusos nos feldspatos e quartzo. | |
| Hercinita | <5 | <0,35 | Retos a suturados | Xenoblásticos, subidioblásticos. | | | | |
| Alanita | <5 | <0,45 | Retilíneos a sinuosos | Xenoblásticos, subidioblásticos. | Metamictica. | | | |
| Zircão | <5 | <0,32 | Retilíneos a sinuosos | Subidioblástica, bordas arredondadas. | | Zonadas | Inclusões plagioclásio e biotita. | |

AMOSTRA CC-298 G

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|--------------|---------------------------|--|---|--|---|--|
| Plagioclásio | 55-60 | <0,475 | Sinuosos a sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados | | Foliados orientados. Textura mortar, cristais emoldurados por recristalização dinâmica marginal. | Como porfiroblastos na matriz | Rocha de composição Granodiorítica com foliação milonítica, com 70-75 de matriz milonítica, envolvendo porfiroclastos de feldspatos e quartzo. |
| Quartzo | 30-35 | <0,75 | Sinuosos, sub-retilíneos | Xenoblásticos a subarredondados, alongados | | Veios finos intersticiais atravessando à foliação milonítica. | Granoblástico poligonal. Como veios porfiroblastos na matriz. | |
| Microclina | 5-10 | <0,425 | Sinuosos a sub-retilíneos | Xenoblásticas a subarredondados | | Foliados orientados segundo a foliação preferencial. | Porfiroblásticos. Textura mortar. | |
| Epidoto | 5-10 | <0,55 | Sinuosos, sub-retilíneos | Subidioblásticas, xenoblásticas, prismáticos, granulares | Formada pela desestabilização do plagioclásio | Foliados e orientados | | |

AMOSTRA CC-28

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|--------------|-----------------|---|---|--|---------------------------------------|-----------------------------|
| Plagioclásio | 45-50 | <4,00 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Granoblástica. Mirmequítica. | Alguns cristais fraturados e fragmentados. | | Granada-biotita paragneisse |
| Microclina | 10-15 | <1,50 | Reto | Xenoblásticos. | P/ complexo de argilominerais. Granoblástica Granoblástica poligonal. | Porfiroblástica. Fraturados, fragmentados. | | |
| Quartzo | 5-10 | <2,25 | Reto | Xenoblásticos a subarredondados | | Cristais alongados. | Extinção ondulante | |
| Biotita | 5-10 | 0,025 a 3,30 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, alongados, placosos, prismáticos. | Apresenta alto grau de oxidação | Lepidoblástica. | Variedade cor avermelhada a vermelha. | |
| Granada | 5-10 | <2,00 | Reto | Xenoblásticos a arredondados. | Reliquiar Pseudomórficas de granada. | Extremamente fraturados e fragmentados. | Muito alterados, | |
| Minerais Opacos | <5 | <1,625 | Reto | Xenoblásticos | | Seguindo orientação das biotitas, como pequenos veios ou prismas alongados ou cilíndricos. | | |
| Muscovita | <5 | <0,5 | Suturado a reto | Xenoblásticos, alongadas, placosas, aciculares. | | Lepidoblástica. | | |

AMOSTRA CC-80

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|--------------|-------|--------------|----------------------|--|---|---|---|---------------------------------------|
| Microclina | 35-40 | 0,125 a 3,25 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, granulares. | Fraca incipiente p/complexo de argilo-minerais Pertita, micropertita | | Granoblástica. | Rocha leucogranítica / granodiorítica |
| Plagioclásio | 30-35 | 0,25 a 2,75 | Reto a sub-retilíneo | Xenoblásticos (anétricos) | Sericita, epidoto Frequente anti-pertita, raramente mirmequita | | Inclusões de quartzo, apatita, e microclina | |
| Quartzo | 15-20 | 0,25 a 1,50 | Reto | Xenoblásticos curvilíneos, arredondados, alongados. | Granoblástica poligonal. | Individualização de subgrãos, extinção ondulante. | | |
| Sericita | <5 | <2,50 | Suturado a reto | Xenoblásticos, lamelares, alongados, placosos, aciculares. | Origem secundária, produto de alteração do plagioclásio. | Lepidoblástica. | | |
| Biotita | <5 | <1,0 | Suturado a reto | Subidioblásticos a xenoblásticos, lamelares, prismáticos, alongados, placosos. | Reliquiar ou relicticas | Lepidoblástica | Ocorre na forma de agregados de minerais (micas). | |
| Granada | <5 | <1,0 | Reto | Xenoblásticos, arredondados. | Reliquiar. | Fragmentados e fraturados. | | |
| Apatita | <5 | <0,5 | Reto | Subarredondados a xenoblásticos. | | | | |

AMOSTRA CC-83

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------------|-------|--------------|-----------------|--|---|---|---|---|
| Quartzo | 30-35 | 0,125 a 3,80 | Reto | Xenoblásticos, alongados | Granoblástica e mirmequítica. | Quartzo orientado em faixas paralelas (Textura gnáissica), foliado. | | Rocha quartzo-granítica (leucogranito) levemente orientado (foliado) parcialmente metassomatizada |
| Microclina | 25-30 | 0,25 a 3,75 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Granoblástica. | | | |
| Plagioclásio | 20-25 | 0,10 a 3,0 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos. | Saussarização Granoblástico. Mirmequítica. | | | |
| Clinopiroxênio | 10-15 | 0,50 a 3,50 | Reto a suturado | Xenoblásticos a subidioblásticos. | P/ actinolita. Relictica. Texturas de dissolução do clinopiroxênio | Grano-nematoblástica. Fraturados e fragmentados. | | |
| Actinolita /tremolita | <5 | <0,25 | Reto a suturado | Xenoblásticos, prismáticos, tabulares, aciculares. | P/ alteração do piroxênio. Relicticas. | Fragmentados. Hábito fibroso. | Nematoblástica. Variedade incolor, tremolita. | |
| Epidoto | <5 | 0,10 a 0,60 | Reto | Xenoblásticos | P/ alteração do plagioclásio. | | | |
| Alanita | <5 | 0,175 a 0,20 | Reto | Xenoblásticos a arredondados. | | | | |

AMOSTRA CC-178

| Mineralogia | (%) | Tamanho (mm) | Contato | Forma | Texturas de Reação | Texturas de Deformação | Observações | Classificação |
|-----------------|-------|---------------|-----------------|--|--|--|---|--|
| Biotita | 25-30 | 0,125 a 1,75 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, alongados placosos, tabulares. | Inclusões nos feldspatos e quartzo. | | Lepidoblástica. Formando faixas máficas paralelas e intercaladas com as félsicas, orientadas, foliadas, bandadas, algumas fraturadas. | Granada-biotita-Paragnaisse, milonitizado, porfiroblástico |
| Quartzo | 20-25 | 0,25 a 2,275 | Reto | Xenoblásticos a subarredondados, prismáticos alongados, granulares. | Granoblástica poligonal. Texturas inequigranular, <i>flaser</i> , e seriada. Inclusões nos feldspatos e biotita. | Faixas félsicas, paralelas, bandadas. Extinção ondulante. | | |
| Plagioclásio | 20-25 | 0,30 a 2,375 | Reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, alongados. | Granoblástica. Inclusões de minerais de biotita, microclina e quartzo. | | Geminação polissintética. Formando parte das camadas félsicas intercaladas, junto com a microclina e quartzo. | |
| Microclina | 15-20 | 0,175 a 1,80 | Reto | Xenoblásticos. | P/ complexo de argilominerais. Granoblástica. Micropertítica. Textura seriada. linequigranulares. | Fraturados, formando as faixas félsicas (camadas) junto ao quartzo e plagioclásio. | Geminação cruzada | |
| Granada | 15-20 | 0,275 a 3,625 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subarredondados. | Inclusões de minerais opacos e quartzo. | Fraturados, fragmentados. | Formando porfiroblastos e aglomerados. Ocorrem como bandas e faixas máficas junto com minerais de biotita, sillimanita e muscovita. | |
| Muscovita | <5 | <1,125 | Suturado a reto | Xenoblásticos a subidioblásticos, prismáticos, tabulares, alongados, placosos. | | Lepidoblástica. Formando faixas, observam-se associados ou juntos às biotitas. | | |
| Sillimanita | <5 | <0,325 | Suturado a reto | Xenoblásticos, aciculares. | | | Lepidoblástica. Fibras finas alongadas (variedade fibrolita), formando parte das faixas máficas (xistosidade), junto a granada, biotita, muscovita. | |
| Minerais Opacos | <5 | <0,375 | Reto | Xenoblásticos a subarredondados. | | Bandas máficas junto à granada e biotita. | | |
| Zircão | <5 | <0,25 | Reto | Xenoblásticos, cilíndricos, alongados. | Inclusões no plagioclásio. | | | |