



Número: 317/2004

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE

MÁRCIO JESUS BATISTA

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE DUAS SUÍTES TTG DO DOMÍNIO NORTE DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS, NO SUDOESTE DE MINAS GERAIS.

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências, Área de Metalogênese.

**Orientador:** Prof. Dr. Asit Choudhuri

Co-orientador: Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

Este exemplar corresponde  
redação final da tese defendida  
por Márcio Jesus Batista  
e aprovada pela Comissão Julgadora  
em 20/08/2004

Asit Choudhuri  
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto - 2004



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: MÁRCIO JESUS BATISTA

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE DUAS SUÍTES TTG DO  
DOMÍNIO NORTE DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS, NO SUDOESTE DE  
MINAS GERAIS.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Asit Choudhuri

Aprovada em: 20/08/2004

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Asit Choudhuri

Asit Choudhuri - Presidente

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Elson Paiva de Oliveira

Prof. Dr. Joël Jean Gabriel Quéméneur

[Signature]

2005.00753

Campinas, 20 de agosto de 2004



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE DUAS SUÍTES TTG DO DOMÍNIO NORTE DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS, NO SUDOESTE DE MINAS GERAIS.**

**RESUMO**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Márcio Jesus Batista**

Na região sudoeste de Minas Gerais encontram-se, no mínimo, duas suítes tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG), no Domínio Norte do Complexo Campos Gerais (CCG), distintas por suas diferenças geológicas, petrográficas e geoquímicas. Estas faixas encontram-se alongadas na direção NW/SE – WNW/ESE. Os contatos entre as duas faixas são todos tectônicos e também com as metaultrabásicas associadas ao *Grenstone Belt* Morro do Ferro, as quais ocorrem somente na Faixa Serra do Dondó (FSD). A FSD mostra uma variação maior de litotipos, com tonalitos porfíricos, trondhjemitos, granodioritos, gnaisses granodioríticos, protomilonitos e milonitos. A outra suíte aflora na Faixa Córrego das Almas (FCA), a sul da anterior, com tonalitos não-porfíricos, acompanhados de migmatitos, granitos e milonitos subordinados. As suítes TTG das duas faixas apresentam padrões e intensidades de deformação distintas: os litotipos da FSD encontram-se mais intensamente deformados em relação às rochas da FCA. Na FSD, há intensa milonitização que reorienta uma foliação mais antiga. Já na FCA as rochas encontram-se incipientemente foliadas, podendo-se observar as características ígneas preservadas. A FSD possui tonalitos porfíricos, com fenocristais de plagioclásio e titanita euedral, e trondhjemitos, ambos sem magnetismo; na FCA encontram-se tonalitos não porfíricos, levemente magnéticos, com titanitas subedrais. Quando deformadas as rochas mostram-se como protomilonitos e milonitos; podem possuir segregações de leitos quartzo-feldspáticos, formando os granodioritos e gnaisses granodioríticos na FSD e, na FCA, os migmatitos, estes com estrutura estromática, dobrada e *schlieren* e granitos.

Geoquimicamente, as rochas estudadas são classificadas como suítes TTG, cálcio-alcalinas a cálcicas, metaluminosas a peraluminosas, no campo de médio potássio. Os diagramas de variação de Harker mostram correlações, em geral, boas entre a sílica e os elementos maiores e menores; porém não tão satisfatórias para os elementos traço. Observa-se também um espectro de variação composicional mais expandido nos tonalitos porfíricos e granodioritos da FSD. Nesta faixa também são observados maiores teores de Fe#, Th, Ce, Nb (exceto amostra 102), Rb, Y; e menores teores de Mg#, Sr e Ga. Nos TTG da FSD, para os mesmos teores de sílica, nota-se que os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, V, Zn, La e, em algumas amostras, de K<sub>2</sub>O, tendem a ser mais altos e os de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O e Pb, mais baixos, em relação aos tonalitos não-porfíricos da FCA. As análises de ETR mostram os TTG estudados com forte enriquecimento de ETR leves, e fracionamento dos ETR pesados, embora este fracionamento seja um pouco menos intenso nas amostras da FSD; estas também possuem leve anomalia negativa de Eu e Sr. Já os tonalitos não-porfíricos da FCA não apresentam anomalia de Eu e possuem um padrão de distribuição na forma de um “taco de hockey”. A textura porfírica encontrada nos tonalitos, o maior espectro de distribuição dos elementos químicos e as anomalias negativas de Eu e Sr das amostras da FSD sugerem uma diferenciação ígnea maior do magma original desta faixa, em relação à FCA. Salienta-se que o comportamento dos elementos está condicionado também às modificações tectono-metamórficas que atuaram sobre os litotipos da FSD, em maior intensidade do que nos da FCA.



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**GEOLOGY, PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF TWO TTG SUIT OF THE  
NORTH DOMAIN OF THE CAMPOS GERAIS COMPLEX, SOUTHWESTERN OF  
MINAS GERAIS.**

**ABSTRACT**

**MASTER DISSERTATION**

**Márcio Jesus Batista**

South of Passos and Alpinópolis, in the southwestern region of Minas Gerais, there are at least two tonalite-trondhjemite-granodiorite suites (TTG) associated with the Morro do Ferro Greenstone Belt that is a part of the northern domain of the Campos Gerais Complex (CCG). The two TTG suites studied here belong to the Serra do Dondó and Córrego das Almas belts that stretch in a NW/SE – WNW/ESE direction. The rocks of these two suites are distinct in their geological, petrographic, and geochemical characteristics. The contacts between the two belts, and also with the metaultrabasic rocks of the volcanic sequence which only occur in the Serra do Dondó (FSD) belt, are always tectonic and fault bounded. The FSD shows a greater variation of rock types, with porphyritic tonalites, trondhjemites, granodiorites, granodioritic gneisses, protomylonites and mylonites. The second suite, Córrego das Almas (FCA), south of FSD, consists of non-porphyritic tonalites, followed by migmatites, subordinate granites and mylonites. The two TTG suites present distinct features and intensities of deformation: the rocks of the FSD are more intensely deformed in relation to the rocks of the FCA. Whereas the rocks of the FSD were affected by intense mylonitization that reoriented an older foliation, the FCA rocks have incipient foliation and preserved igneous features. The FSD consists of porphyritic tonalites, with phenocrysts of oligoclase and euhedral titanite, and trondhjemites, both without magnetism; the rocks in the FCA are non-porphyritic tonalites, slightly magnetic, with subhedral titanites. Protomylonites and mylonites with segregations of quartz and feldspar are frequent in the FSD, forming some of the granodiorites and granodioritic gneisses that occur in stream beds. The FCA has migmatites that are stromatic and folded, and granites with schlieren structure.

Geochemically, the studied rocks are classified as TTG suites, calc-alkaline to calcic, metaluminous to peraluminous, in the medium potassium field. Harker diagrams bring out good correlations between silica and the major and minor elements; however, for trace elements the correlations are not so satisfactory. An expanded range of compositional variation is also observed for the porphyritic tonalites and granodiorites of the FSD. This group shows higher concentrations of Fe#, Th, Ce, Nb (except sample 102), Rb, Y; and less of Mg#, Mr. and Ga compared to FCA. For some of the rocks of the FSD, for the same silica content, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, V, Zn, La and, in some samples, K<sub>2</sub>O, tend to be higher, and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O and Pb, lower, in relation to the non-porphyritic tonalites of the FCA. REE distribution patterns show strong light REE enrichment and fractionated heavy REE, although this is less intense in the samples of the FSD. The latter also show negative anomalies of Eu and Sr. On the other hand, the non-porphyritic tonalites of the FCA do not present anomalies of Eu and Sr, and their "hockey stick" distribution pattern is typical for Archaean tonalites in general. In clear contrast to the rocks of FCA, the porphyritic texture in the tonalites, the larger variation of the chemical elements, and the negative anomalies of Eu and Sr of the FSD are indicative of igneous differentiation. It should also be mentioned that the behaviour of the elements of the FSD is to some degree due to the tectono-metamorphic modifications that affected these rocks more intensely than those of the FCA.

*“Não tema, pois eu estou com  
você; não tenha medo, pois sou o  
seu Deus. Eu o fortalecerei e o  
ajudarei; eu o segurarei com minha  
mão direita vitoriosa”.*

Isaías 41:10

A Jesus, Regina e Job, Jobinho e Marília.

## AGRADECIMENTOS

Sou muito grato a Deus por ter mudado a minha vida e me ajudado até aqui.

Logo me lembro dos meus pais Job e Regina, pela vida, pelo amor incondicional, tento aprender mais a cada dia com vocês.

Aos meus irmãos Jobinho e Marília pela amizade, conversas e desabafos.

Minhas avós Ditinha e Lucinda pelos carinhos e afeto.

Agradeço aos meus orientadores Prof. Dr. Asit Choudhuri e o Prof. Dr. Gergely A. J. Szabó, pela excelente orientação e amizade, por compartilhar dos seus conhecimentos.

Ao Prof. Dr. Élson P. Oliveira pelas conversas e discussões.

Ao Pen e o Xavier, pelas risadas e compartilhar de tantas dificuldades, ansiedades e maravilhas. Como também ao Pr. Geovane e todos os jovens da Igreja Nazareno Betânea, pela amizade e incentivo a estar a cada dia me aperfeiçoando mais.

Ao amigos da pós do IG, ao Diego, Daniela, Bienvenido, Victor, Juliano, Sérgio, Willian, Rodrigo, Rolando, Paulo, Jimena, Cezar, pelas conversas e risadas no mundo das portas laranjas.

Aos funcionários do IG: Seu Aníbal, Val, Edinalva, Aparecida, Juarez, Rinaldo pelo apoio e ajudas nas horas essenciais.

Valeu Pati, Andréia, Tabita, Aliandro, Mônica, Jorge, Paulo, Tim, Joice e outros participantes do Grupo Impacto e do culto na Praça da Paz, que Deus os abençoe tremendamente.

Aos inesquecíveis amigos da Turma 1997 da Geologia – Unesp.

Claro que deixei várias pessoas sem citar, no entanto ficam meus agradecimentos a todos que fizeram a minha vida mais alegre nesses anos.

Maravilhas!!!

## ÍNDICE

<b>1 - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	4
<b>2 - MÉTODOS.....</b>	<b>6</b>
2.1 - LEVANTAMENTO DE DADOS EXISTENTES NA ÁREA: .....	6
2.2 - FOTOINTERPRETAÇÃO.....	6
2.3 - TRABALHO DE CAMPO .....	6
2.4 - PETROGRAFIA .....	7
2.5 - GEOQUÍMICA.....	7
2.6 - INTEGRAÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS .....	8
2.7 - INTERPRETAÇÃO .....	8
<b>3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>9</b>
<b>4 - GEOLOGIA LOCAL .....</b>	<b>14</b>
4.1 - GREENSTONE BELT MORRO DO FERRO .....	16
4.2 - ORTOGNAISSES, MIGMATITOS E GRANITOS.....	19
4.2.1 <i>Suite TTG da Faixa Serra do Dondó (FSD)</i> .....	19
4.2.2 <i>Tonalitos, Migmatitos e Granitos da Faixa Córrego das Almas (FCA)</i> .....	24
4.2.3 <i>Ortognaisses da Faixa Mumbuca (FM)</i> .....	27
<b>5 - PETROGRAFIA.....</b>	<b>28</b>
5.1 - FAIXA SERRA DO DONDÓ (FSD) .....	28
5.2 - FAIXA CÓRREGO DAS ALMAS.....	33
<b>6 - GEOQUÍMICA.....</b>	<b>37</b>
6.1 - ELEMENTOS MAIORES E MENORES .....	37
6.2 - ELEMENTOS TRAÇO .....	43
6.3 - DIAGRAMA MULTI-ELEMENTAR .....	50
6.4 - ELEMENTOS TERRAS RARAS .....	51
6.5 - DISCUSSÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS.....	52
<b>7 - CONCLUSÕES.....</b>	<b>55</b>
<b>8 - BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>59</b>

## ANEXOS

- 1 – Mapa de Pontos
- 2 – Mapa Geológico
- 3 – Tabela das lâminas petrográficas
- 4 – Tabela com os resultados das análises modais
- 5 – Tabela com os resultados das análises químicas
- 6 – Tabela com a composição normativas
- 7 – Tabela com os resultados das análises dos Elementos Terras Raras

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Fluxograma sintético resumindo os diferentes estágios de petrogênese de Suítes TTG, proposto por Martin (1987) .....	3
Figura 2: Mapa de localização e acesso rodoviário .....	5
Figura 3: Esboço geológico do sudoeste de Minas Gerais .....	10
Figura 4: Composição modal das rochas TTG das Faixa Córrego das Almas e da Faixa Serra do Dondó .....	28
Figura 5: Composição normativa das rochas estudadas do Domínio Norte do Complexo Campos Gerais .....	38
Figura 6: Classificação de alcalinidade das rochas estudadas, em comparação com TTG arqueanos .....	38
Figura 7: Diagrama mostrando o índice de saturação de alumínio (Índice de Shand) para as rochas estudadas .....	38
Figura 8: Classificação das rochas estudadas, segundo sua porcentagem em peso de potássio, para amostras anidra .....	38
Figura 9: Diagramas AFM (A) e CNK (B) mostrando a afinidade cálcio alcalina das rochas das Faixas Serra do Dondó e Córrego das Almas .....	39
Figura 10: Fe# e Mg# x SiO <sub>2</sub> , com os campos dos TTG arqueanos, segundo Frost <i>et al</i> (2002) e Smithies 2000, respectivamente .....	40
Figura 11: Diagramas de Harker para elementos maiores .....	43
Figura 12: Classificação de ambiente geotectônico de granitóides. ....	45
Figura 13: Diagrama Y x Sr/Y mostrando ausência de diferenciação de Y e Sr.....	45
Figura 14: Diagramas de variação dos elementos traço em relação ao teor de sílica .....	49
Figura 15: Diagrama multi-elementar mostrando a variação geoquímica dos tonalitos, normalizado pelo manto primitivo de Taylor & McLennan (1985) .....	50
Figura 16: Diagrama de variação dos Elemento Terras Raras, normalizado pelo condrito de Taylor & McLennan (1985) .....	51

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Variação dos teores de elementos maiores .....	39
Tabela 2 – Variação dos Elementos Traço .....	44

## 1 - INTRODUÇÃO

Os terrenos TTG (tonalito – trondhjemito – granodiorito) são considerados como os mais antigos da crosta continental da Terra; além disso, a composição dos tonalitos reflete a média da composição da crosta do nosso planeta. Por se tratar de terrenos muito antigos e diferentes dos encontrados atualmente (Baker *et al* 1981), há uma certa dificuldade em relacioná-los aos ambientes geotectônicos de sua formação.

A gênese de magmas de composição TTG admite alguns modelos como: (1) cristalização fracionada a partir de magmas basálticos (Martin *et al* 1983); (2) fusão parcial de sedimentos imaturos (tipo grauvascas) (Arth & Hanson 1975); (3) fusão parcial de eclogitos ou granulitos máficos com granada (Arth & Hanson 1975, Rapp *et al* 1991); (4) fusão parcial de granada anfíbolitos (Myers 1978, Baker 1979, Condie 1981, Martin *et al* 1983, Rapp *et al* 1991, Martin 1993).

As recentes pesquisas do Arqueano tendem em favor do último modelo, que vem sendo fortalecido por dados geoquímicos e experimentais.

Fusão parcial direta do manto peridotítico não é um mecanismo plausível para geração de TTG arqueano (Martin *et al* 1983), mesmo com os teores similares de Sr e Nd, entre os TTG e o manto (Jahn *et al* 1981).

Supõe-se que o tectonismo no Arqueano era controlado basicamente por pequenas células de convecção, com presença restrita ou mesmo ausência de ofiolitos ou eclogitos e poucos andesitos; a tectônica de placas, como conhecida atualmente, teve início somente durante o Proterozóico (Baker *et al* 1981, Fyfe 1978), motivo pelo qual há grande complicação em se atribuírem ambientes tectônicos do Arqueano.

A origem dos terrenos TTG arqueanos é polêmica, muitas vezes comparada com mecanismos da Tectônica de Placas (Arth & Hanson 1975, Barker 1979, Barker *et al* 1981, Martin 1987, Rapp *et al* 1991, Martin 1993, Smithies 2000). A composição em elementos maiores e traço é similar à dos adakitos, que seriam rochas félsicas formadas em zonas restritas, quando há subducção de crosta oceânica, que é parcialmente fundida, em pressões altas o suficiente para estabilizar granada  $\pm$  anfíbio no restito. Todavia, como no Arqueano a

quantidade de crosta continental estimada não passava de 30% da atual, a correlação com os ambientes atuais é duvidosa (Baker et al 1981 e Fyfe 1978).

A mudança de uma associação TTG, típica do Arqueano para uma maior diversidade litológica no Proterozóico e Fanerozóico, com granitos peralcalinos, granitos e granodioritos cálcio-alcálicos, leucogranitos, plagiogranitos oceânicos e outros, constituem-se num outro aspecto que sugere ambientes geotectônicos diferentes para a formação dessas rochas (Martin 1993).

A maneira da colocação de alguns tonalitos nos *Greenstone Belts* pode ser explicada por diapirismo em estado parcialmente sólido, o que resulta em zonas de cisalhamento na borda dos domos, com a direção de lineação concêntrica ao centro do diápiro (Dixon 1975, Choukronne et al 1995, Collins et al 1998).

O processo de formação de terrenos TTG arqueanos foi discutido por Martin (1987) e corroborado por Rapp et al (1991), em um mecanismo com três estágios:

- (a) Fusão parcial do manto produz uma grande quantidade de magma toleítico, gerando basaltos e posteriormente granada anfíbolitos;
- (b) Fusão desses granada anfíbolitos gera o magma parental dos TTG, deixando um resíduo com hornblenda+granada+clinopiroxênio+ pouco plagioclásio.
- (c) Cristalização fracionada que não ultrapassa 30% do volume total do magma tonalítico, principalmente de anfíbólio, ilmenita ± plagioclásio, produz uma suite TTG diferenciada.

Na região sudoeste do Estado de Minas Gerais, a sul da cidade de Passos, entre Alpinópolis e Fortaleza de Minas, tonalitos, granodioritos, granitos, gnaisses e migmatitos são as rochas mais abundantes. Fazem parte do Domínio Norte do Complexo Campos Gerais (Szabó 1996), onde se insere o *Greenstone Belt* Morro do Ferro, de idade arqueana (Brenner et al 1990).

O interesse dos pesquisadores pela região prende-se, em primeiro lugar, à ocorrência de sulfetos maciços de Ni-Cu e platinóides, nas proximidades da cidade de Fortaleza de Minas, bem como a estudos acadêmicos, com pretensão de se estudar a evolução desta região no Arqueano. Este fator levou a concentrarem-se trabalhos apenas nas seqüências meta-vulcanossedimentares, tratando-se as rochas félsicas de forma subordinada.

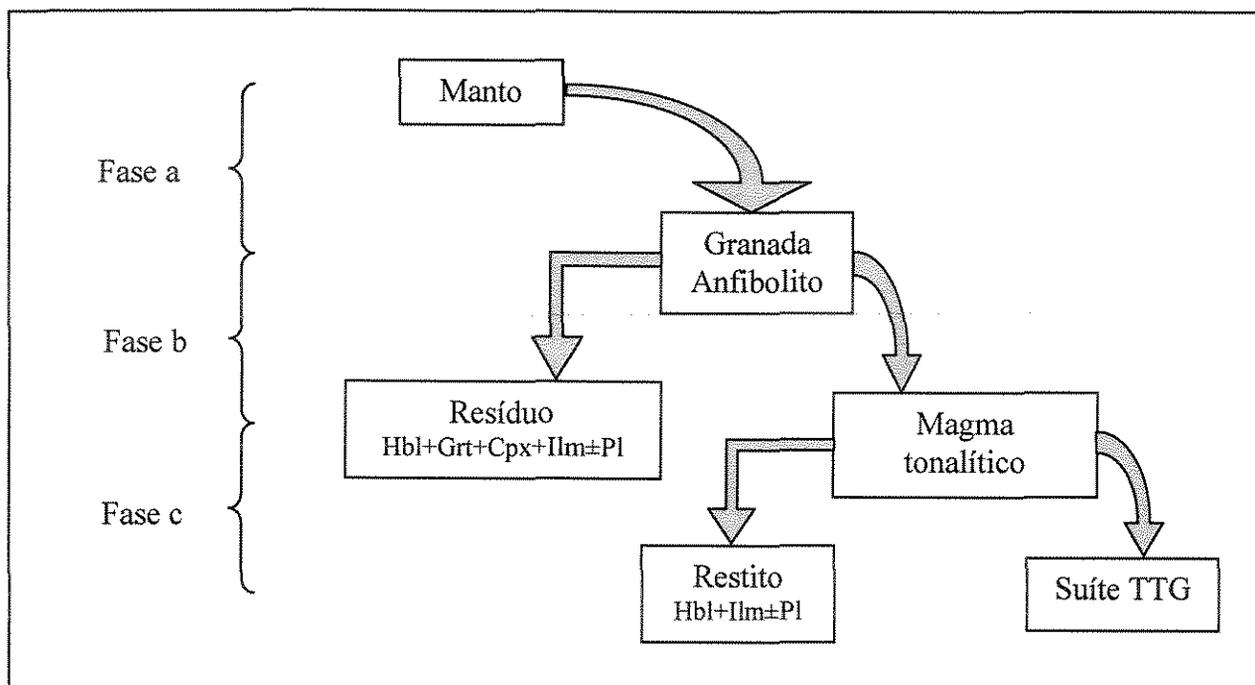


Figura 1: Fluxograma sintético resumindo os diferentes estágios de petrogênese de Suítes TTG, proposto por Martin (1987).

Não se encontra nenhum trabalho científico referente especificamente à geoquímica dos terrenos TTG associados ao *Greenstone Belt* Morro do Ferro. Szabó (1996) propõe uma divisão preliminar do Domínio Norte do Complexo Campos Gerais em três faixas, através de observações de campo e petrografia. A compartimentação proposta nesse trabalho mostrou-se coerente para explicar as diferenças entre as faixas também em relação aos dados geoquímicos apresentados nesta dissertação.

As estruturas presentes nesses terrenos são atribuídas, principalmente, aos cisalhamentos de orientação WNW-ESE que cortam esses corpos; processos de migmatização, porém, são encontrados com frequência. Estruturas pré-deformacionais são verificadas apenas localmente. Em muitos casos, atenção especial deve ser tomada para se separarem as características ígneas originais das rochas, daquelas causadas pelas modificações tectono-metamórficas posteriores.

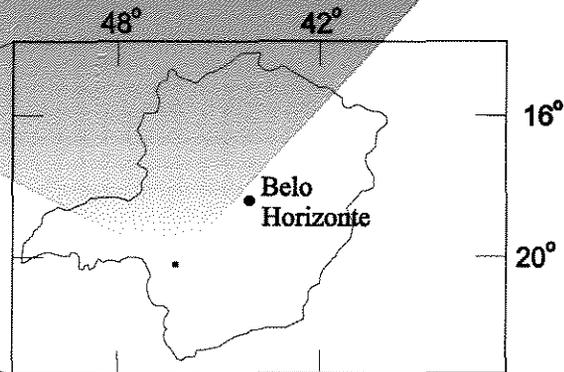
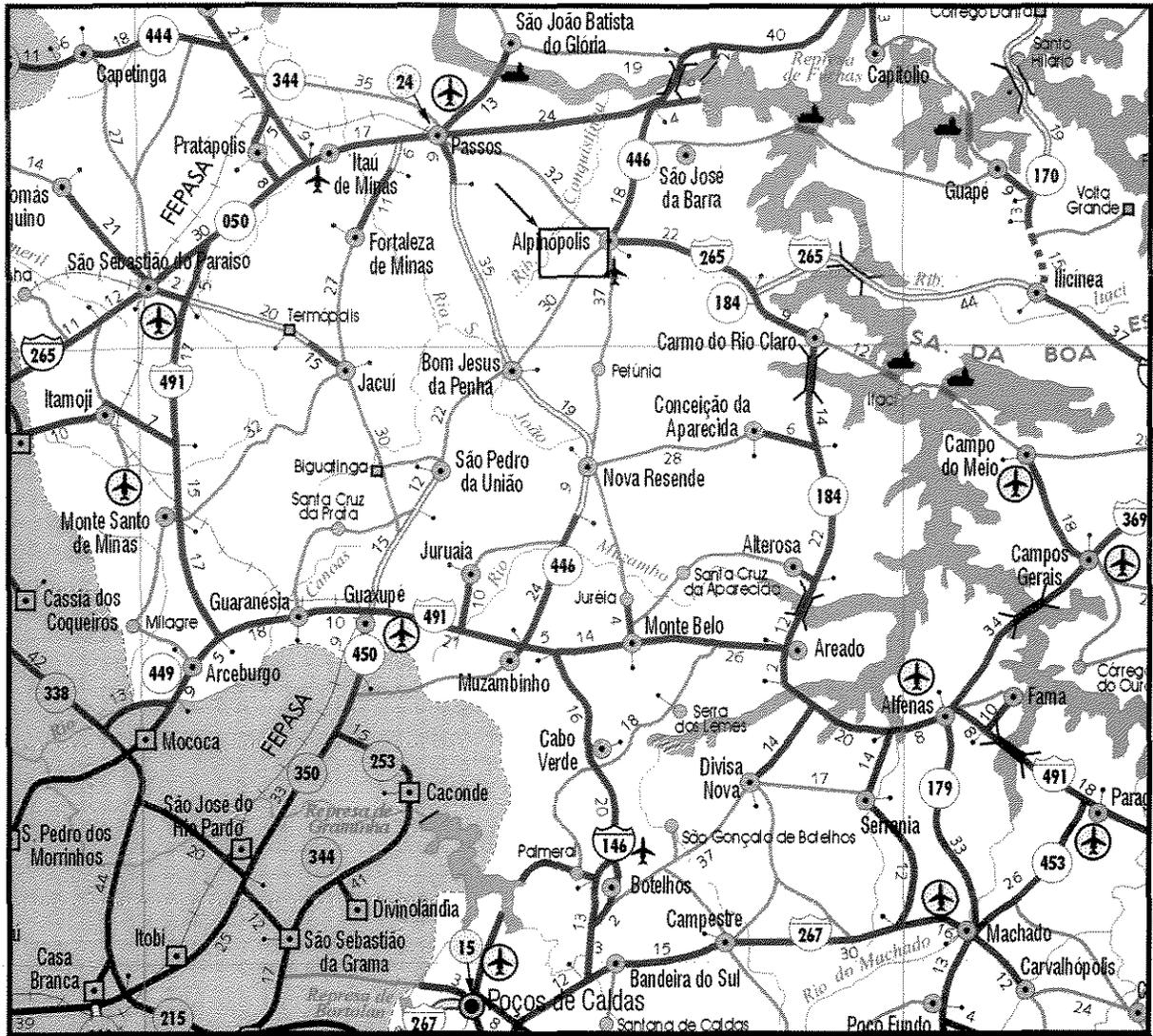
O principal objetivo deste trabalho foi estudarem-se as características das associações TTG do Domínio Norte do Complexo Campos Gerais, com base em estudos geológicos, petrográficos e geoquímicos. Compará-los a outros estudos reconhecidamente importantes, realizados em ocorrências semelhantes, presentes na literatura disponível, tornou-se um aspecto contextualizador instigante para a realização desta pesquisa, não só como meio, estratégia de

busca, mas como um objetivo em si mesmo, que se fundamenta na ampliação dos dados sobre os terrenos TTG no Arqueano.

### *1.1 - Localização e Acesso*

A região estudada encontra-se na porção sudoeste de Minas Gerais, a sul da cidade de Alpinópolis (Figura 2), entre as coordenadas UTM 7.684 e 7.691 km N e 344 e 357 km E, totalizando 77 km<sup>2</sup>.

A partir da cidade de Passos, segue-se para leste, entrando-se no trevo da MG-446. Da cidade de Alpinópolis dirige-se para a estrada vicinal que segue aos municípios de Bom Jesus da Penha e Nova Resende. A área estudada limita-se a norte no começo do trecho não pavimentado.



□ Área estudada

Figura 2: Mapa de localização e acesso rodoviário.

## 2 - MÉTODOS

Os métodos empregados para se alcançarem os objetivos desta pesquisa foram: o levantamento geológico-estrutural, estudos petrográficos e litogeoquímicos, visando à busca de informações que pudessem dar subsídios para o entendimento da formação e deformação das associações TTG na região a sul de Alpinópolis, dentro do quadro geológico-evolutivo da área.

As atividades desenvolvidas foram as seguintes:

### 2.1 - *Levantamento de Dados Existentes na Área:*

- levantamento bibliográfico das publicações sobre a região estudada e sobre os temas em questão, principalmente sobre terrenos TTG arqueanos;
- levantamento dos mapas;
- mapas topográficos e fotos aéreas referentes à área.

### 2.2 - *Fotointerpretação*

O mapa fotogeológico preliminar, produzido após a interpretação das fotografias aéreas, foi comparado com os mapas já produzidos, e assim, estabeleceram-se os locais mais problemáticos e interessantes para serem visitados nos trabalhos de campo. As 24 fotos aéreas utilizadas foram produzidas, em 1979, pelo extinto Instituto Brasileiro do Café, em escala 1:25.000 e possuem as seguintes referências: 157.585-157.590, 157.596-157.604, 155.592-155.603. Adicionalmente, as fotos aéreas foram utilizadas para melhor localizar os afloramentos visitados.

### 2.3 - *Trabalho de Campo*

O trabalho de campo desenvolveu-se em 20 dias, dividido em três etapas, com o objetivo de reconhecer, distinguir, descrever, classificar e mapear os litotipos, incluindo a busca de relações estruturais entre eles, verificar as principais feições estruturais, coletar amostras de rocha para estudos petrográficos e geoquímicos, além da obtenção de documentação fotográfica. Para orientação e locação dos afloramentos, foi utilizada a base topográfica Alpinópolis (código SF-

23-V-B-IV-3), do IBGE, na escala 1:50.000. As coordenadas dos afloramentos foram obtidas através do instrumento GPS de mão, Garmin-45

#### 2.4 - *Petrografia*

As análises petrográficas visaram determinar os constituintes mineralógicos, assim como as texturas e estruturas presentes na rocha, para serem realacionados os diferentes graus de deformação, alteração e composição mineralógica. Para isso foram analisadas 97 lâminas de amostras deste estudo, juntamente com 63 amostras da coleção de Gergely A. J. Szabó, que foram utilizadas em trabalhos anteriores na área estudada. Todas as lâminas foram analisadas por microscopia petrográfica de luz transmitida. O Anexo 3 apresenta a tabela com os resultados das análises petrográficas.

Foi ainda realizada a contagem de pontos a fim de se determinar a composição modal das rochas estudadas. Para isso foram contados 1600 pontos em cada lâmina, em uma malha quadrada distanciados 0,4 mm entre cada ponto, em um total de 16 amostras, com a utilização do Contador de pontos automático *Prior Scientific, modelo G*, instalado em microscópio petrográfico binocular *Zeiss Standard Pol*. A tabela com as composições modais verificadas encontra-se no Anexo 4.

#### 2.5 - *Geoquímica*

As amostras foram analisadas, através da Fluorescência de Raio-X, quanto aos seus teores de elementos maiores, menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), traço (Ba, Rb, Sr, Cs, Ga, Nb, Zr, Y, Th, U, Cr, Ni, Sc, V, Cu, Pb, Zn, Sn, La, Ce) e perda ao fogo(LOI). Para este fim, utilizou-se o espectrômetro Phillips PW 204, do Instituto de Geociências da Unicamp (IG-Unicamp). Na preparação das amostras, as mesmas foram submetidas a uma pulverização, por meio de britadores e moinhos de ágata, com o cuidado de não haver contaminação nesta etapa. A análise de elementos maiores foi realizada em pastilhas fundidas, enquanto para os elementos traço utilizaram-se pastilhas prensadas.

A qualidade das análises foi bem sucedida e comprovada por análises em paralelo de amostras de referência internacional RGM-1 (USGS), GSP-2 e WS-E, além de se realizarem a quadruplicação de amostras, durante cada etapa de análises químicas no IG-Unicamp.

Elementos Terras Raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) e outros elementos traço (U, Th, Cr, Hf, Ba, Cs, Sc, Rb, Ta, Co, Zn) foram analisados nos laboratórios do Instituto de Pesquisas em Energia Nuclear (IPEN), através de um convênio com o Instituto de Geociências – Unicamp. O método de análise por Ativação com Nêutrons (INAA), foi eleito, utilizando-se o reator IEA-R1, juntamente com materiais de referência GS-N e BE-N. O Gd foi calculado a partir das proporções de Sm e Tb ( $Gd_N = (Sm_N + 2Tb_N)/3$ ).

Os resultados das análises encontram-se nos Anexos 5, 6 e 7.

### ***2.6 - Integração e Tratamento dos Dados***

Nessa fase do projeto foram analisados os dados obtidos nas etapas de foto-interpretação, trabalhos de campo, petrografia e geoquímica.

Mapas geológico e de pontos, em escala 1:50.000, foi elaborado com o auxílio da ferramenta AutoCad e gráficos geoquímicos foram produzidos com a utilização de recursos do Minpet (versão 2.02, Minpet Geológica Software, Richard 1995), com o intuito de visualizar melhor a distribuição e as relações das unidades litológicas nesta região.

### ***2.7 - Interpretação***

Os resultados obtidos nas diversas etapas desta pesquisa foram utilizados para caracterizar e diferenciar os TTG do Domínio Norte do Complexo Campos Gerais, acrescentando as informações obtidas e correlacionando as em busca de argumentos que expliquem estas diferenças e posteriormente, comparadas com inferências e conclusões extraídas de trabalhos de outros pesquisadores, realizados anteriormente, buscando-se sempre, um aprimoramento das interpretações.

### 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região estudada localiza-se, tectonicamente, na borda sul do Cráton São Francisco (Almeida 1977), estratigraficamente vinculada ao denominado Complexo Campos Gerais – CCG (Cavalcante *et al* 1979) e posicionada dentro do seu Domínio Norte (Crósta *et al* 1986), associado ao *Greenstone Belt* Morro do Ferro (Teixeira 1978), na região sudoeste de Minas Gerais (Figura 3).

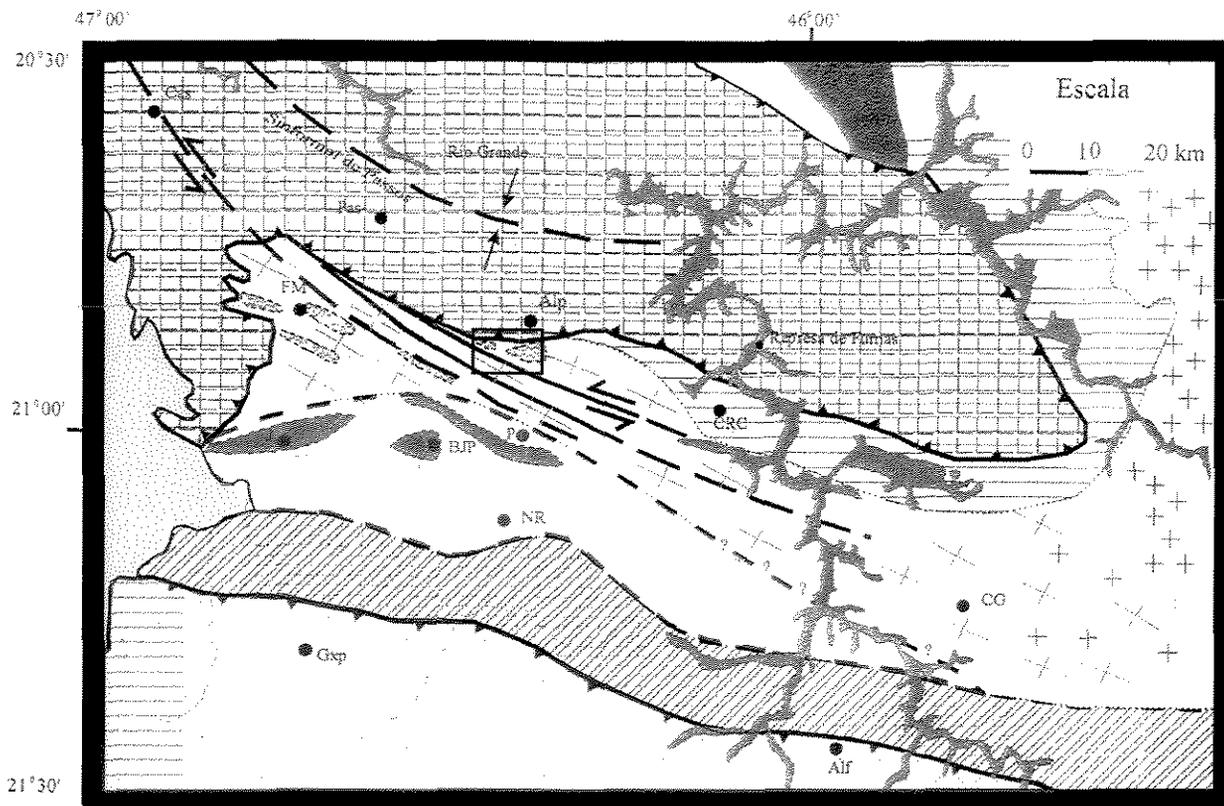
O contato do CCG, na região estudada, faz-se ao norte e a noroeste com a *nappe* de Passos, representada por um cavalgamento, de direção WNW para ESE, das rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas do Grupo Araxá-Canastra sobre este complexo; a nordeste, com as rochas metassedimentares do Grupo Bambuí, depositado discordantemente sobre as rochas do CCG (Simões 1995); a leste, com aquelas do Grupo Barbacena; a oeste, encontram-se as rochas sedimentares mais recentes da Bacia do Paraná; e a sul, podem ser observadas as rochas do Domínio Sul do CCG, como mostra a Figura 3.

Silva *et al* (1978) apresentam um dos primeiros trabalhos de mapeamento geológico referente a esta região, onde abordam a Associação Barbacena e o Grupo Bambuí. Outros trabalhos pioneiros foram realizados por Teixeira (1978), que definiu o cinturão Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro e por Schmidt & Fleischer (1978). Estes últimos separaram as rochas em seqüências alóctones, referindo-se aos grupos Araxá e Canastra, e seqüências autóctones, correspondendo ao embasamento granítico-gnáissico-migmatítico e as seqüências vulcano-sedimentares.

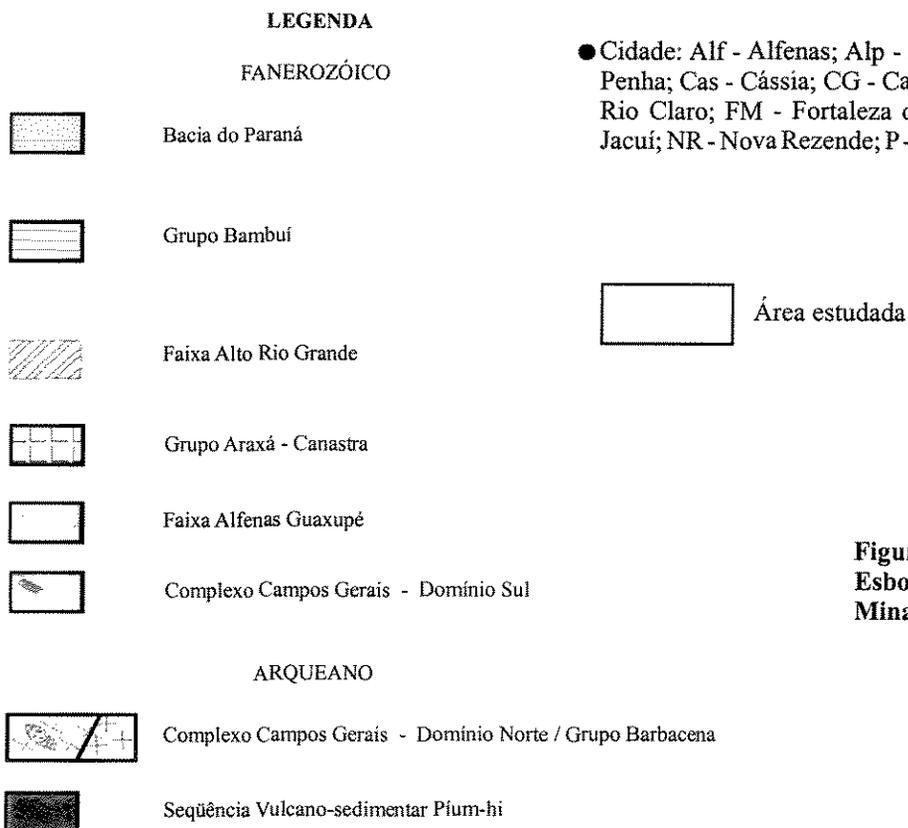
O CCG foi definido por Cavalcante *et al* (1979), que destacam a presença de rochas miloníticas/cataclásticas de diferentes graus de deformação, com uma compartimentação bem marcada por extensa zona de cisalhamento, de direção WNW/ESE, de caráter transcorrente e inverso.

Este complexo foi posteriormente subdividido por Crósta *et al* (1986) em dois domínios, o Domínio Norte, composto por migmatitos-granitos-*greenstone belts* e o Domínio Sul, representado por granitos isolados, gnaisses e paragnaisses.

Na compartimentação de Schrank *et al* (1990), os terrenos do embasamento foram divididos em autóctones, ao norte, incluindo as associações granito-gnáissicas-migmatíticas e as



(Mapa modificado de Szabó 1996)



**Figura 3:**  
Esboço geológico do sudoeste de Minas Gerais.

faixas vulcano-sedimentares de Fortaleza de Minas e Alpinópolis e os terrenos alóctones, ao sul, representados pela seqüência de paragnaisses, junto com a faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha-Conceição da Aparecida, o que reformula a divisão de Schmidt & Fleischer (1978), ao separarem o embasamento retrabalhado autóctone das supracrustais alóctones do Grupo Araxá-Canastra.

Soares *et al* (1990 e 1991) também separam o CCG em dois compartimentos, um Complexo Migmatítico-Granítico-Gnássico, ao norte, que se diferencia de um outro, complexo de paragnaisses e migmatitos, ao sul. Os autores propõem uma colisão oblíqua para toda a borda sul do Cráton São Francisco, quando estipulam o posicionamento de rochas ultrabásicas entre os dois terrenos e na base do Grupo Araxá, esta ocorrência é realcionada a uma seqüência ofiolítica.

Brenner *et al* (1990) estabelecem para a região sudoeste do estado de Minas Gerais uma estratigrafia subdividida em três domínios principais, orientados na direção WNW/ESE, denominados Embasamento Gnássico-Migmatítico com intrusões graníticas, *Greenstone Belt* Morro do Ferro e o Cinturão Móvel de Alto Grau de Alfenas.

Segundo os mesmos autores, o segmento Fortaleza de Minas do *Greenstone Belt* Morro do Ferro é dividido em duas unidades: Unidade Morro do Níquel e Unidade Morro do Ferro.

A unidade Morro do Níquel é a basal e corresponde a uma seqüência de derrames komatiíticos maciços e diferenciados, que possuem, esporadicamente, estruturas almofadadas (*pillow lavas*), brechas e texturas *spinifex*, intercalados com precipitados químicos e tufos. Derrames diferenciados exibem textura cumulática de pseudomorfos de fenocristais de olivina com auréola de clinopiroxênios. A associação mineral é composta por serpentina  $\pm$  tremolita  $\pm$  clorita  $\pm$  magnetita e cromita esqueletal. No geral, a assembléia mineral primária dos derrames é transformada para serpentina-tremolita-talco e clorita. Textura primária nem sempre é observada em serpentinitos maciços. Os contatos entre os metabasaltos komatiíticos e os clinopiroxenitos são transicionais, sendo abruptos entre os clinopiroxenitos e os serpentinitos. Os sedimentos químicos são compostos por formações ferríferas bandadas nas fácies silicática e óxido. *Cherts* com grafita, pirrotita e pirita também são encontrados.

Sobre esta seqüência basal encontra-se a Unidade Morro do Ferro, composta por sedimentos químicos, clásticos, tufáceos e, subordinadamente, rochas metavulcânicas. Os precipitados químicos são representados por formações ferríferas na fácies óxido, horizontes ricos em manganês, *cherts*, grafita e fuchsita *cherts*. As rochas sedimentares clásticas são compostas

por sericita-clorita-quartzo xistos, grafita xistos e cloritóide-clorita-sericita xistos. As seqüências metavulcânicas são representadas principalmente por komatiitos talcificados, apresentando localmente textura cumulática e *spinifex*.

Dentro dessas seqüências de metavulcânicas ultrabásicas-ultramáficas da Unidade Morro do Níquel encontra-se o primeiro depósito de sulfeto maciço vulcanogênico, tipo Kambalda, encontrado no Brasil; possui uma orientação principal NW, com metamorfismo da fácies xisto-verde a anfibolito baixo e pico de temperatura de 550°C e pressão de 3 kbars ou mais. O corpo de minério é tabular, subvertical e contém cinco corpos interconectados em uma distância de 1.600 m em planta e 500 m de profundidade, com 60 m de espessura, divididos em cinco unidades principais: minério horizontal, serpentinito, clinopiroxenito, anfibolito e formação ferrífera bandada. A assembléia mineral deste depósito é pirrotita-pentlandita-calcopirita, com teores significantes de cobre, níquel, cobaltita, ouro e platinóides (Brenner *et al* 1990).

Roig (1993) seguiu o mesmo raciocínio de Soares *et al* (1990 e 1991), tendo determinado os terrenos autóctones, ao norte, de “Cinturão Campos Gerais”, e os terrenos alóctones, a sul, de “Complexo Petúnia”, como pedaços de uma seqüência ofiolítica fragmentada pela tectônica oblíqua dúctil. Citou, ainda, que os terrenos autóctones correspondem ao Cráton São Francisco e os terrenos alóctones seriam correlacionados à base do Grupo Andrelândia, onde Szabó *et al* (1993) atribuíram o contato dos dois complexos a uma zona de cisalhamento de médio ângulo, recortada posteriormente por falhas rúpteis de alto ângulo, de direção EW/WNW e metamorfismo da fácies xisto verde a prehnita/pumpellyita.

Os litotipos graníticos do CCG, na região sudoeste de Minas Gerais, foram estudados com maior profundidade por Zanardo (1992), Szabó (1996) e Zanardo *et al* (2000).

Zanardo (1992) e Zanardo *et al* (2000) dividiram este conjunto em duas unidades de mapeamento, uma composta predominantemente por gnaisses bandados e/ou migmatitos heterogêneos, cinzentos, de composição tonalítica a monzogranítica, e outra por granitóides gnaissificados e/ou cisalhados, cinza a róseos, predominantemente graníticos a granodioríticos.

Szabó (1996) propõe uma compartimentação em três faixas para os terrenos pertencentes ao domínio norte do CCG, diferenciando-as de acordo com suas associações litológicas características e pelas discontinuidades estruturais que as separam; atribui-lhes os nomes, de

norte para sul, de Faixa Serra do Dondó (FSD), Faixa Córrego das Almas (FCA) e Faixa Mumbuca (FM).

O contato entre essas unidades é definido por zonas de cisalhamento mais estreitas, que concentrando os esforços em estágios mais tardios, produzem milonitos.

As datações Rb/Sr realizadas nos tonalitos da FSD, assim como nos migmatitos próximos a Fortaleza de Minas indicam idades arqueanas (~2,9 Ga – Wernick *et al* 1981 e Teixeira & Danni 1979). Datações Rb/Sr em granitos da Serra do Quilombo (Choudhuri *et al* 1992) indicam idade de 1,8 Ga, que, pela interpretação dos autores, pode representar o pico de metamorfismo, acompanhado pela remobilização dos gnaisses.

#### 4 - GEOLOGIA LOCAL

De acordo com as discussões anteriores, a área estudada pertence a uma associação *granito-greenstone belt* arqueana, denominada Domínio Norte do CCG e ocorre como um segmento linear rompido com forma alongada, em uma janela estrutural abaixo da falha de cavalgamento proterozóica da *nappe* de Passos.

No local de estudo encontra-se o *Greenstone Belt* Morro do Ferro (GBMF), associado a terrenos ortognáissicos-graníticos-migmatíticos, com componentes típicos de uma suíte tipo Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG).

As rochas pertencentes a este domínio encontram-se dispostas em faixas alongadas na direção NW/SE – WNW/ESE, separadas por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, sinistrais e anastomosadas, com grande extensão regional. Nas regiões próximas ao cisalhamento desenvolve-se foliação milonítica (Anexo 2).

Apesar da maior concentração da deformação nas zonas de cisalhamento que separam as diversas faixas delimitadas no mapa, nota-se a presença de milonitos, com orientação também NW-SE, no interior das mesmas, refletindo-se em milonitização e dobramentos, esporadicamente, com leucogranitos associados, com dimensões que não permitem sua representação no mapa.

Outra feição inerente às três faixas é a presença de diversos diques de anfíbolitos blasto-porfiríticos, blasto-subofíticos, microgabros intergranulares esparsamente porfiríticos, microgranofíricos e subofíticos (Szabó 1996). Lentes de rochas metaultramáficas, encontram-se inclusas nos corpos gnáissico-graníticos.

A distribuição espacial das rochas compreende, na porção mais setentrional, os quartzitos do Grupo Araxá-Canastra e a sul destes encontra-se a Faixa Serra do Dondó (FSD), onde ocorrem dois corpos maiores de rochas metaultrabásicas, com rochas metabásicas e metassedimentares associadas (Szabó 1996), apresentando seus contatos sempre tectônicos com os tonalitos porfiríticos, trondhjemitos, granodioritos, milonitos e protomilonitos, e posteriormente com intrusões leucograníticas.

As rochas metaultrabásicas possuem filiação komatiítica, comprovada pela presença de textura *spinifex*, planar e/ou aleatória e ocorrem simultaneamente com as metabásicas e os

metassedimentos pertencem ao *Greenstone Belt* Morro do Ferro. Encontram-se afloramentos desta seqüência somente na FSD e na FM, sendo ausentes na FCA.

O corpo metavulcano-sedimentar com maior expressão espacial, denominado Alpinópolis, pela sua proximidade da cidade homônima, possui cerca de 6 km<sup>2</sup>, com intercalações de metassedimentos (granada-quartzo micaxistos, com estauroлита e/ou sillimanita – Szabó 1996), formações ferríferas bandadas, anfíbolitos e intrusões de rochas metabásicas.

Outro corpo metaultrabásico situa-se na região noroeste da área, na proximidade da Fazenda e córrego Gordura, com quase 2 km<sup>2</sup>, de orientação NW-SE, sem intercalações de outros tipos de rochas, em contato tectônico, a norte com o Grupo Araxá e o restante, com as ígneas félsicas da FSD.

A sul da FSD, na região central da área estudada, encontra-se a Faixa Córrego das Almas (FCA), em contato tectônico através da zona de cisalhamento anastomosada, de direção NW-SE a WNW-ESE, possuindo tonalitos não porfíricos hipidiormórficos, levemente deformados, não havendo ocorrência de corpos ultrabásicos associados. Vale salientar que nas regiões de maior deformação nota-se a presença de migmatitos e também de granitos associados.

Nesta faixa as altitudes são, normalmente, menores e a capa de alteração é mais espessa. Considerando que se trata de composição fundamentalmente semelhante, esta confirmação sugere um abatimento tectônico mais recente (Foto 1).

A Faixa Mumbuca (FM) localiza-se na região sudoeste da área estudada e possui seu contato com a FCA também através de um cisalhamento de direção NW-SE, de caráter transcorrente sinistral.

Na área de estudo é possível reconhecer depósitos aluviais recentes, recobrando algumas rochas em áreas mais expressivas ao longo do córrego Sapateiro, a sul da cidade de Alpinópolis e do ribeirão da Conquista, na região sudeste da área estudada, próximo à Fazenda Mutuca.

A falta de afloramentos é uma dificuldade encontrada na área, principalmente na região do contato entre as faixas, o que pode ser explicado por um perfil de alteração intempérica mais profundo nesta região e também pela agricultura extensiva que, em muitos casos, remove os blocos e matacões, os quais, muitas vezes, podem, também, estar encobertos pelas plantações.

A seguir, serão descritos os litotipos encontrados em cada faixa, assim como suas características texturais e estruturais macroscópicas e as relações de campo.



Foto 1 – Vista para leste, a partir das proximidades do ponto 145, mostrando a situação geomorfológica, com regiões com menor altitude, no centro, da Faixa Córrego das Almas e regiões mais elevadas, a norte, da Faixa Serra do Dondó e a sul, da Faixa Mumbuca,.

#### 4.1 - *Greenstone Belt* Morro do Ferro

O contato entre o *Greenstone Belt* Morro do Ferro (GBMF) e as rochas félsicas circundantes é marcado por uma zona de foliação penetrativa e forte milonitização de alto ângulo, com intercalação entre as seqüências meta-vulcanossedimentares e as suítes TTG.

Nos corpos metaultramáficos maiores ocorre textura *spinifex* aleatória ou planar, indicativa de filiação komatiítica, encontrando-se esta última, muitas vezes, cisalhada (Foto 02).

As rochas ultramáficas observadas no GBMF são caracterizadas principalmente por clorita- Ca-anfibólio xistos e *fels*; por vezes, possuem porfiroblastos de olivina serpentinizada e/ou antofilita. Alguns corpos de menor expressão espacial, ao longo dessa faixa, são marcados pela presença de espinélio verde, ortopiroxênio, olivina e hornblenda magnesiana, ocorrendo subordinadamente serpentina, talco, clorita e antofilita. O restante das rochas metaultrabásicas é

representado por serpentinitos, talco xistos, serpentina-talco xistos carbonáticos e metapiroxenitos.

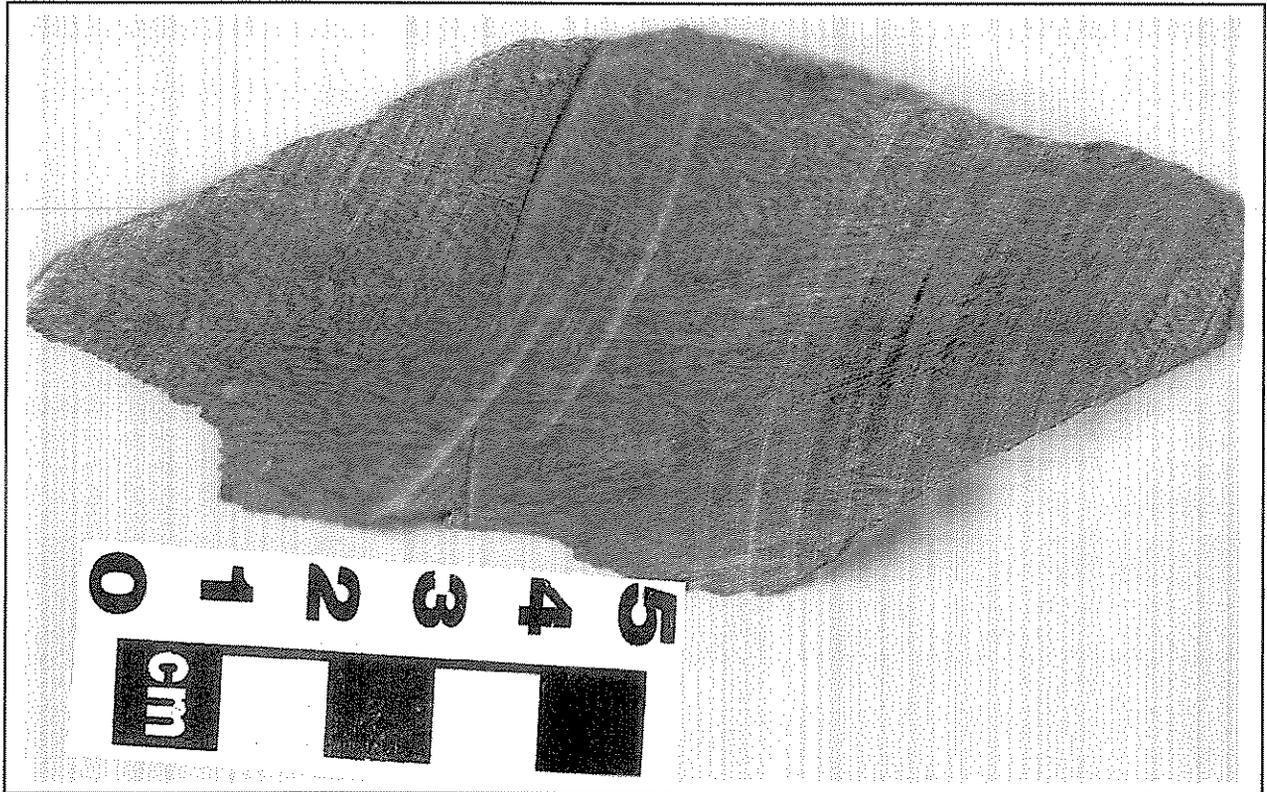


Foto 2 – Textura spinifex planar cisalhada, do Ponto 05 (corpo ultramáfico da Fazenda Gordura).

Na bordas dos corpos, regiões mais susceptíveis aos esforços atuantes, estas rochas encontram-se com as estruturas tectônicas mais desenvolvidas, o que permite serem observados mais de um evento de deformação sobreposto, onde se nota a foliação crenulada, dobrada e redobrada (Foto 03).

Nesta seqüência vulcano-sedimentar encontram-se também metassedimentos clásticos que correspondem à estauroлита ± sillimanita-granada-quartzo-mica xistos, com textura grano-lepidoblástica intensamente crenulada. Metacherts e formações ferríferas bandadas (BIFs) (Foto 4) são os representantes dos metassedimentos de deposição química, com predomínio de leitos milimétricos a centimétricos, quartzosos, recristalizados, granoblásticos, com magnetita.

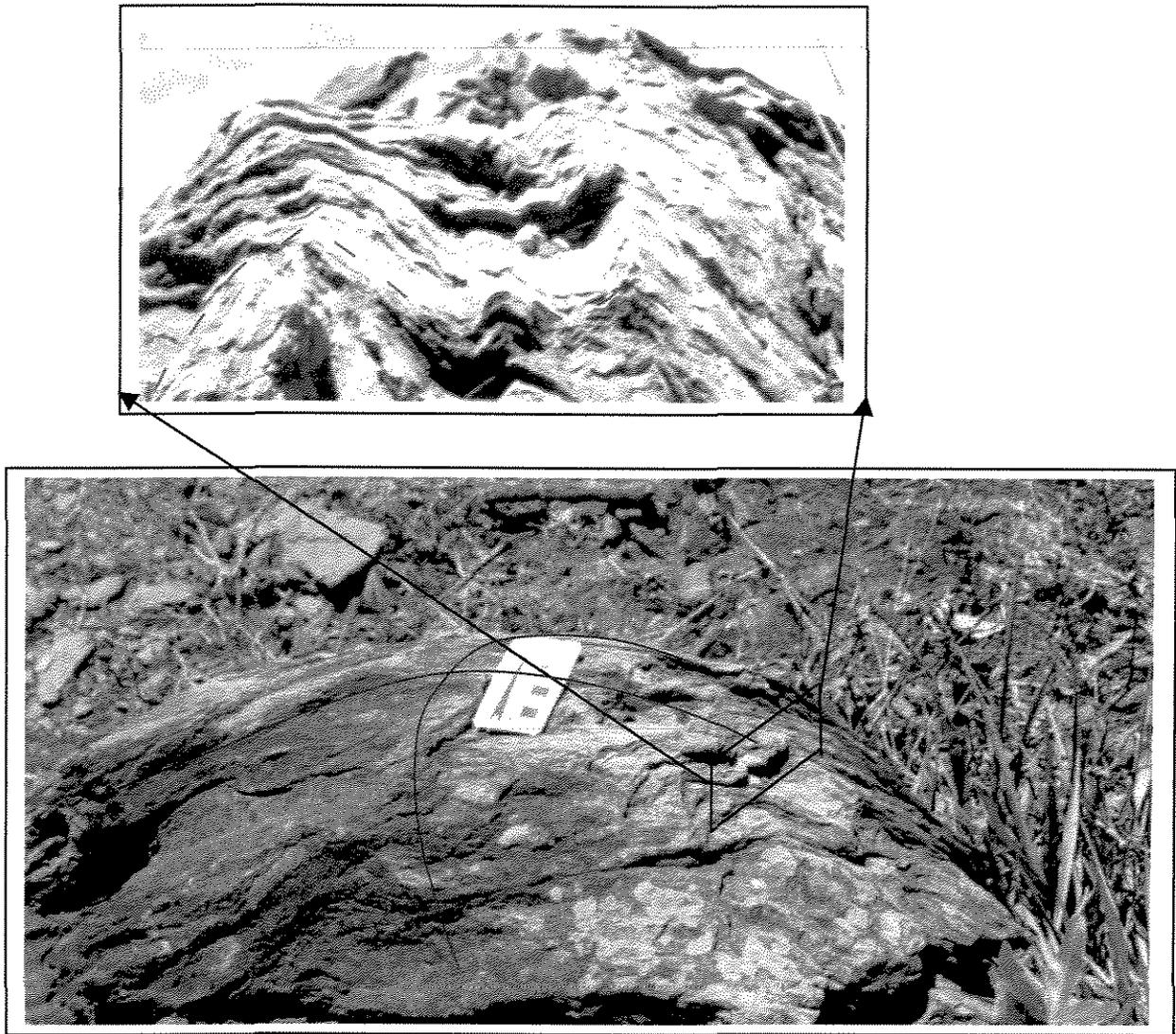


Foto 3 – Clorita-actinolita xisto deformado demonstrando no mínimo dois eventos deformacionais (Ponto 49).

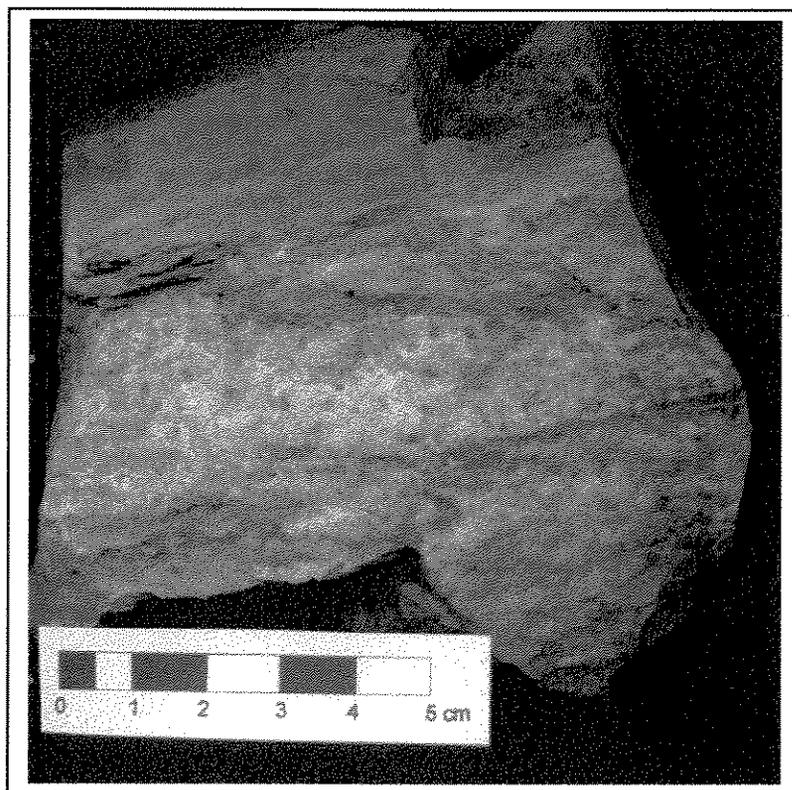


Foto 4 – Formação Ferrífera Bandada, com camadas quartzosas, intercaladas com magnetita limonitizada (Ponto 45).

#### **4.2 - *Ortoznaisses, Migmatitos e Granitos***

##### **4.2.1 *Suite TTG da Faixa Serra do Dondó (FSD)***

Tonalitos porfíricos são as rochas que melhor representam a FSD, todavia podem também ser observados trondhjemitos, granodioritos, gnaisses granodioríticos, leucogranitos, que modificados estruturalmente também encontram-se protomilonitos e milonitos.

Os tonalitos porfíricos são melhor observados nas regiões de baixa deformação, principalmente na região a sul da cidade de Alpinópolis (Anexo 1). Nota-se que porfiroclastos também são observados em algumas rochas orientadas (Foto 05); no entanto, quando já possuem leitos de material granítico começam a apresentar estruturas bandadas, caracterizando ortognaisses granodioríticos, nos quais não podem mais ser reconhecidas as características dos protólitos ígneos (Foto 6).

Uma foliação mais antiga sempre marcada nestes tonalitos também pode ser notada, em muitos casos, sendo reorientada paralelamente às zonas de cisalhamento NW-SE.

No contato entre o *Greenstone Belt* Morro do Ferro e os litotipos da FSD registra-se interdigitação tectônica entre as rochas félsicas e as metaultrabásicas, com corpos em forma de sigmóide, com dimensão de cerca de um metro de lado, normalmente em regiões bem deformadas. Também são observados corpos graníticos dentro das ultrabásicas, assim como o inverso, ultrabásicas nos corpos graníticos, embora deve se observar que seus processos genéticos não se assemelhem.

Nas regiões mais preservadas, observa-se a presença ocasional de trondhjemitos, que são exclusivos da FSD e encontram-se associados aos tonalitos porfiríticos. Apresentam textura não porfirítica, coloração mais clara, acinzentada, devido à ausência ou baixo teor de minerais máficos, que mantêm um contato discordante, intrusivo, com os tonalitos porfiríticos (Foto 8), sendo ambos dobrados e foliados nos locais mais tectonizados.

Outro litotipo encontrado nas regiões que possuem maior deformação desta faixa é o granodiorito, de coloração cinza, eventualmente rósea. Granodioritos podem apresentar estrutura gnáissica ou maciça. Quando gnáissicos, exibem alternância de leitos quartzo-feldspáticos, leucocráticos, com presença adicional de microclínio e leitos mais máficos. Quando maciços, assemelham-se aos tonalitos, dos quais só podem ser distinguidos ao microscópio, através da presença de microclínio.

Leucogranitos também são encontrados nas regiões mais deformadas, apresentando granulação normalmente mais grossa que a das rochas tonalíticas. Apresentam-se em corpos de dimensões reduzidas, com duas formas de ocorrência. A primeira apresenta-se como leitos graníticos com bordas de máficos, podendo representar fusões parciais *in situ*. A segunda corresponde a intrusões graníticas posteriores e possui contatos abruptos, intrusivos e freqüentemente discordantes com os tonalitos porfiríticos, trondhjemitos, granodioritos e protomilonitos e milonitos da FSD.

Quando analisam as possíveis relações entre os litotipos estudados e as estruturas encontradas, pode-se verificar que os tonalitos, trondhjemitos e granodioritos encontram-se foliados em graus variados, mostram-se reorientados e dobrados nas regiões cisalhadas e não cortam a foliação de milonitização. As porções leucograníticas encontram-se, muitas vezes,

cortando e/ou sendo cortadas pela milonitização (Foto 09). Algumas vezes, em regiões dobradas e boudinadas, estes granitos mostram-se também afetados pelo tectonismo responsável pela formação destas estruturas (Fotos 10 A e B); ocorrem, porém, em volume subordinado e não constituem corpos de significativa expressão espacial. Esses fatos levam a concluir que a suite TTG representa rochas mais antigas que a zona de cisalhamento, enquanto os leucogranitos foram encaixados em momento anterior, concomitante e/ou posteriores ao cisalhamento.

Os milonitos e protomilonitos possuem coloração cinza-escura, forte orientação dos grãos, com foliação S-C normalmente observada em campo e apresentam grande dificuldade de serem rompidos com o martelo petrográfico. Nestas rochas, normalmente, não é possível verificar a presença de porfiroclastos. Eventualmente, é possível verificar segregações quartzo-feldspáticas associadas.

Em zonas de cisalhamento nota-se que a milonitização restringe-se a apenas algumas faixas restritas inferiores a 5 cm de espessura, produzindo cominuição drástica da granulação.

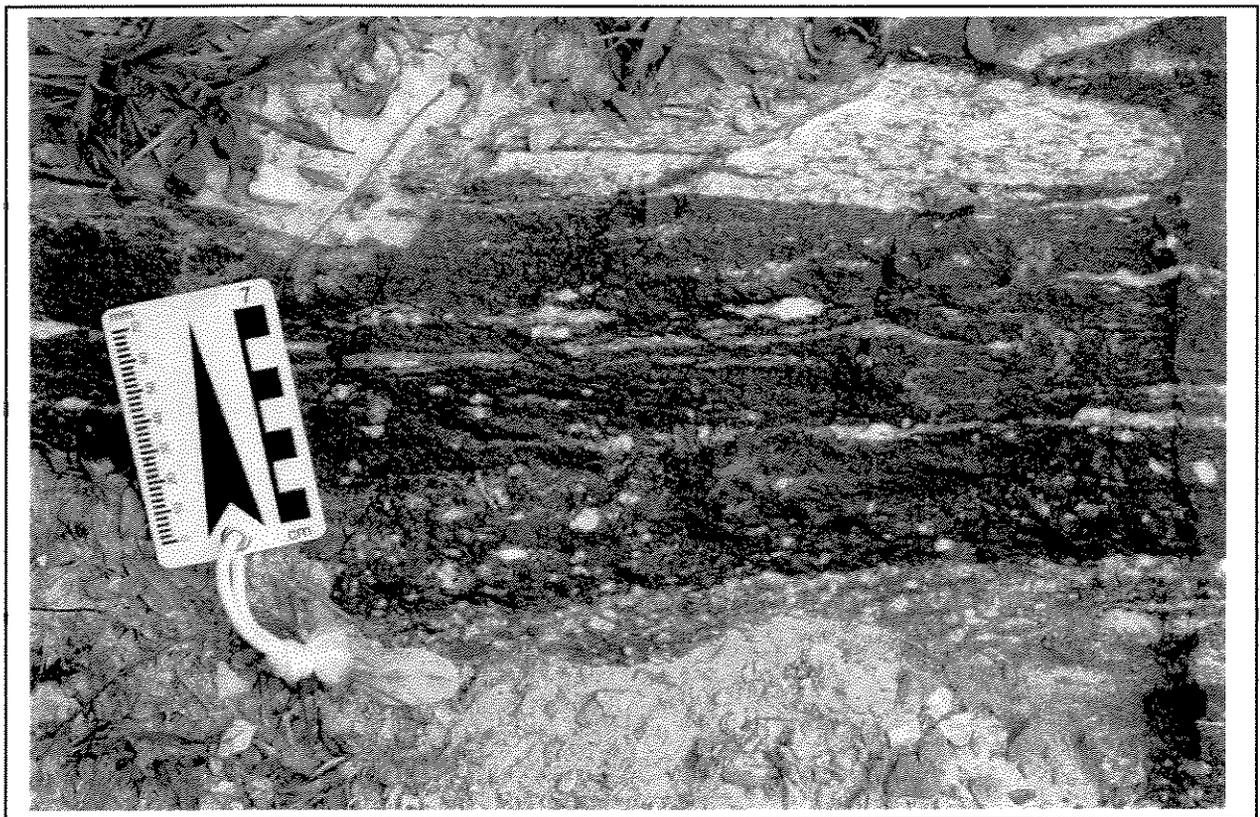


Foto 5 – Tonalito Serra do Dondó, mostrando porfiroclastos orientados nas faixas cisalhadas e bandas leucocráticas intercaladas (Ponto 181).

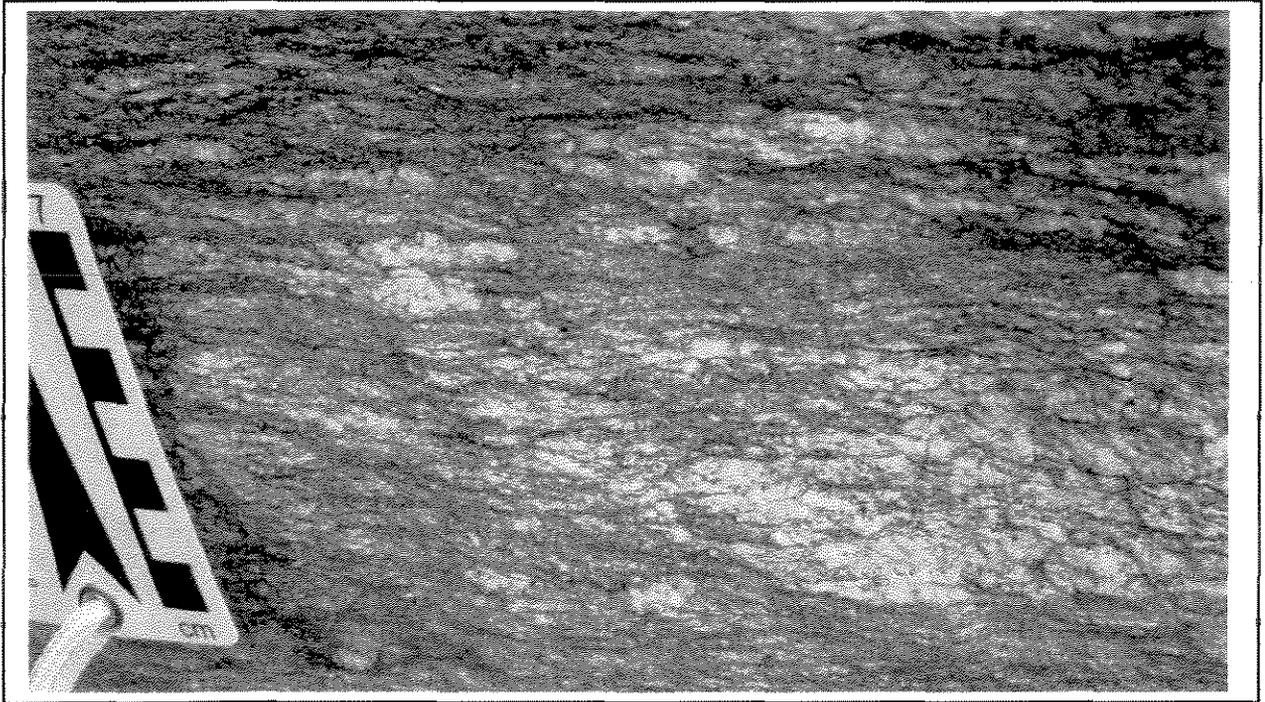


Foto 6 – Ortognaisse granodiorítico cinza, da Suíte Serra do Dondó, com intercalação de bandas micáceas e quartzo-feldspáticas (Ponto 116).



Foto 7 – Tonalito Serra do Dondó, porfírico, com fenocristais de plagioclásio (Ponto 94).

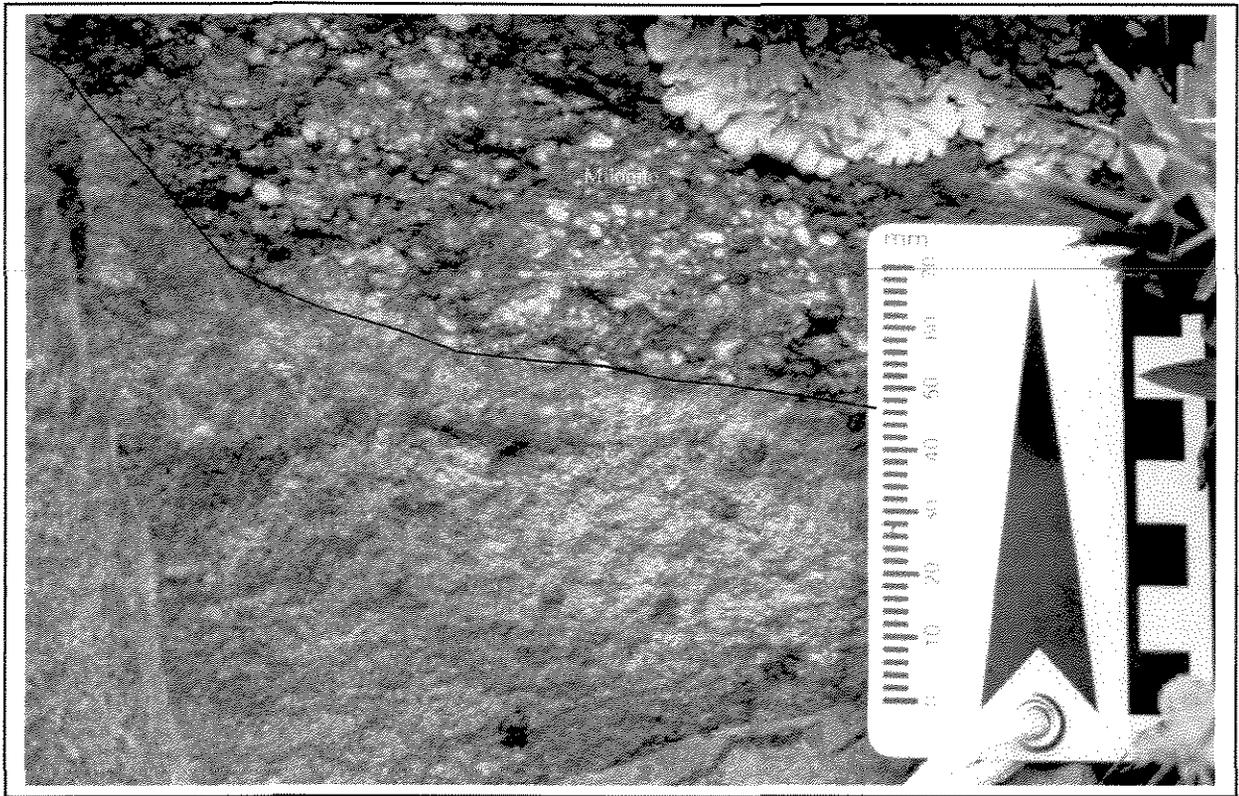


Foto 8 – Contato entre tonalito porfirítico cinza-escuro (tipo Dondó) e trondhjemito, fino, cinza-claro (Ponto 89).

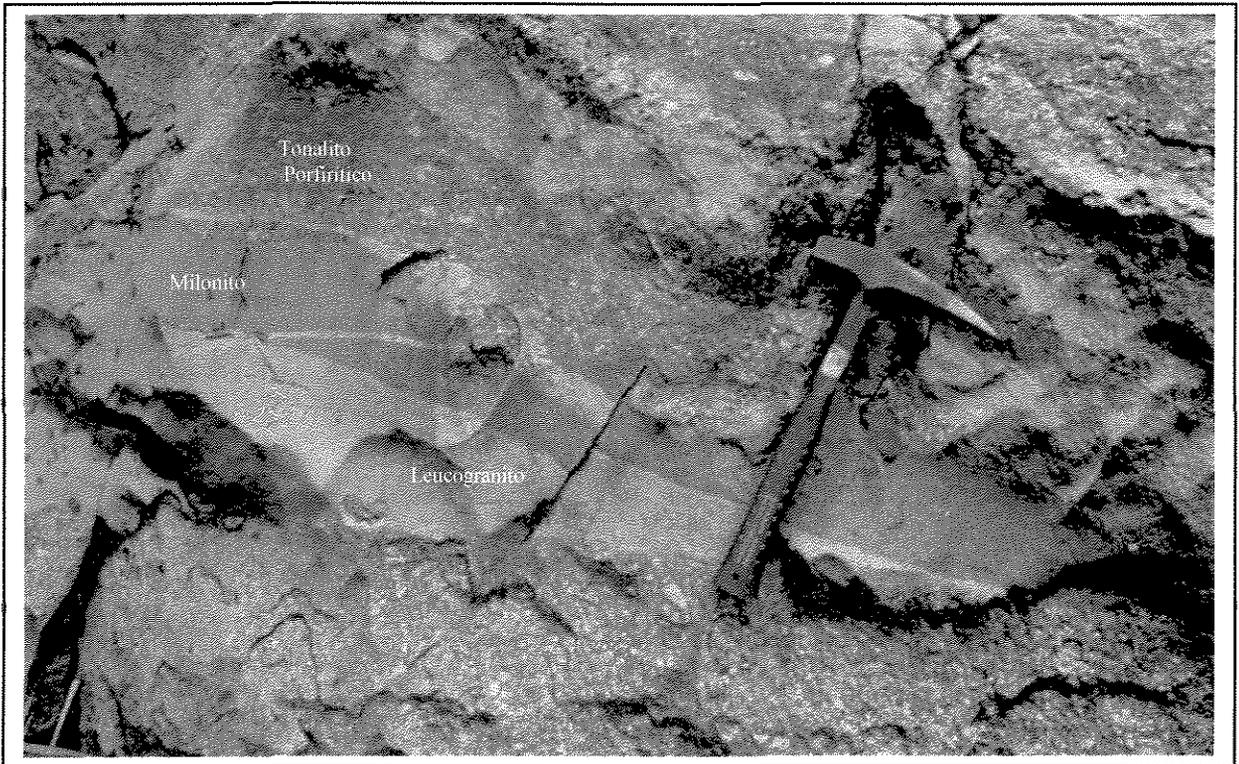


Foto 9 – Relação entre milonito (cinza-escuro, mais fino), tonalito porfirítico e leucogranito (Ponto 90).

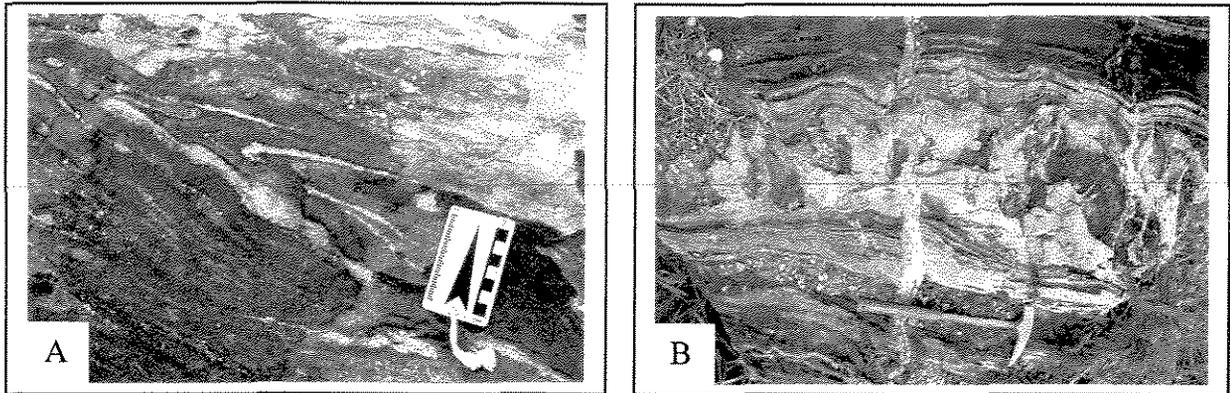


Foto 10 – Dobras (A-Ponto 116) e *Boudins* (B-Ponto 163), afetando também os leucogranitos.

#### 4.2.2 *Tonalitos, Migmatitos e Granitos da Faixa Córrego das Almas (FCA)*

Tonalito não porfirítico hipidiomórfico é o litotipo principal encontrado na FCA; com coloração cinza a cinza-esverdeada, pela presença freqüente de epidoto nessas rochas. A estrutura é de maciça a incipientemente foliada. A textura é hipidiomórfica, com plagioclásio tabular curto, subedral, e quartzo xenomórfico, levemente orientado (Fotos 11-A e B). A composição mineralógica essencial completa-se com biotita e hornblenda. A granulação é média a fina, com os grãos medindo cerca de 3mm. Se comparada a orientação, estas rochas apresentam-se menos deformadas, em relação àquelas representativas da FSD.

O baixo magnetismo encontrado nestas rochas é um dos parâmetros mais distintos em relação aos tonalitos Serra do Dondó, que não possuem magnetismo evidente. Esta característica se dá pelo fato da magnetita ocorrer sistematicamente como mineral acessório nestas rochas.

Quando muito orientados, os tonalitos não porfiríticos passam para migmatitos, originados por fusão parcial, com estrutura *schlieren* e concentrações de minerais máficos nas bordas do leucossoma, podendo formar também estruturas estromática e/ou dobrada (Fotos 12 A e B).

Nesta faixa, nas regiões próximas aos afloramentos dos migmatitos, também são encontrados granitos de granulação grossa, com segregação de biotita (Fotos 13 A e B), onde se

pode inferir uma segregação maior que formou corpos de leucossoma mais expressivos, não suficiente porém para consumir toda a biotita.

Nas regiões mais deformadas pode ser observada a presença de protomilonitos associados aos tonalitos, porém a foliação S-C encontrada é incipiente, assim como a cominuição dos grãos.

Na FCA não são encontrados trondhjemitos não porfíricos, nem granodioritos, cuja presença é característica apenas para FSD.

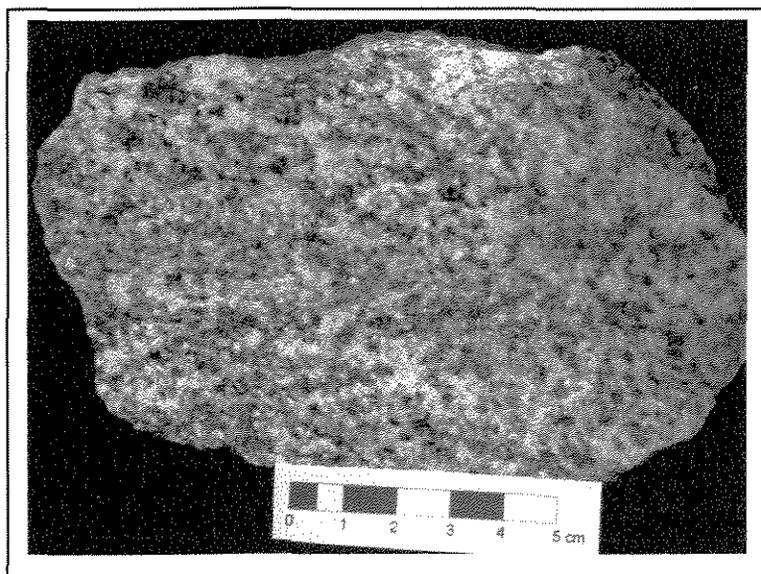


Foto 11-A

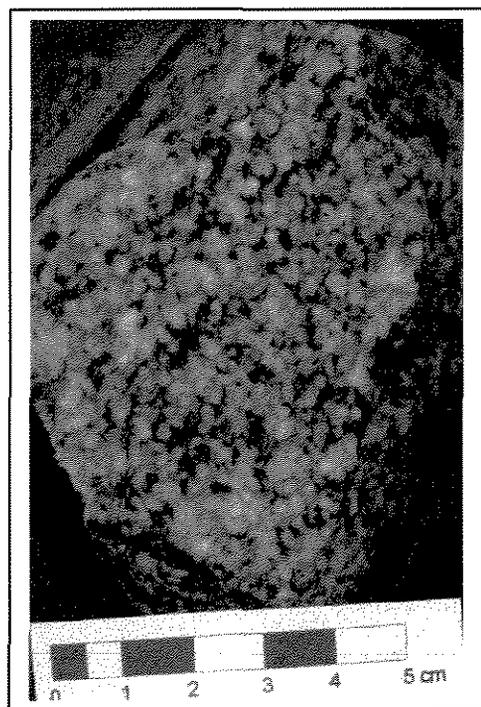


Foto 11-B

Fotos 11 – Tonalito Córrego das Almas, hipidiomórfico, não porfírico, cinza-claro, levemente esverdeado.

11-A (Ponto 62), 11-B (Ponto82).

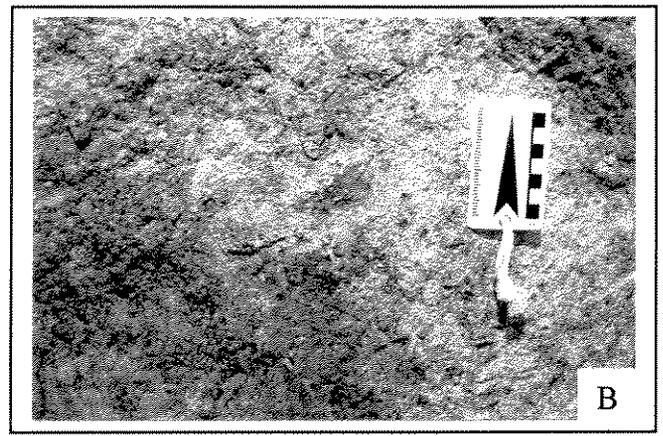
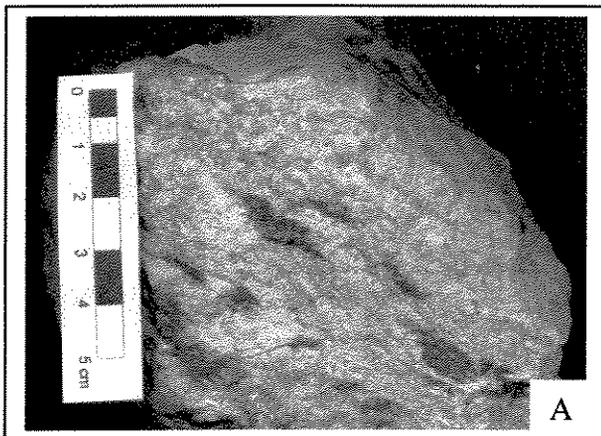


Foto 12-A



Foto 12-B

Foto 12 – Migmatito da Faixa Córrego das Almas, com estrutura estromática (12-A) e dobrada (12-B), do ponto 07.



Fotos 13 - Segregações de biotita, devido à anatexia, nos pontos 141 (13-A) e 63 (13-B)

### *4.2.3 Ortognaisses da Faixa Mumbuca (FM)*

Na Faixa Mumbuca não se encontra o componente tonalítico, predominaM ortognaisses granodioríticos a monzograníticos cisalhados e laminados, com restritos leucossomas graníticos róseos, sugerindo um cisalhamento mais eficiente, de caráter mais penetrativo. Em virtude da ausência de litotipos tipo TTG, esta faixa não foi objeto de estudos mais detalhados, sendo descrita apenas pontualmente, a seguir.

Os granodioritos possuem granulação média, tendo a biotita como mineral máfico. O quartzo, predominantemente encontrado nessas rochas, apresenta-se de vários tamanhos e com extinção ondulante. O plagioclásio encontra-se, usualmente, saussuritizado e subedral. Os minerais acessórios são representados por zircão e apatita.

As rochas graníticas intrusivas são granitos e granodioritos, de granulação média a grossa, compostas de plagioclásio, feldspato potássico (microclínio), quartzo, biotita, muscovita e minerais opacos. Como as rochas da FCA possuem algumas segregações de biotita.

## 5 - PETROGRAFIA

As descrições petrográficas visaram demonstrar as feições microtexturais e mineralógicas dos tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e granitos associados ao Domínio Norte do Complexo Campos Gerais (CCG). Nas amostras mais preservadas foi feita contagem de pontos em 18 lâminas. Os resultados destas contagens encontram-se na Anexo 4 e resumidas na Figura 3 abaixo:

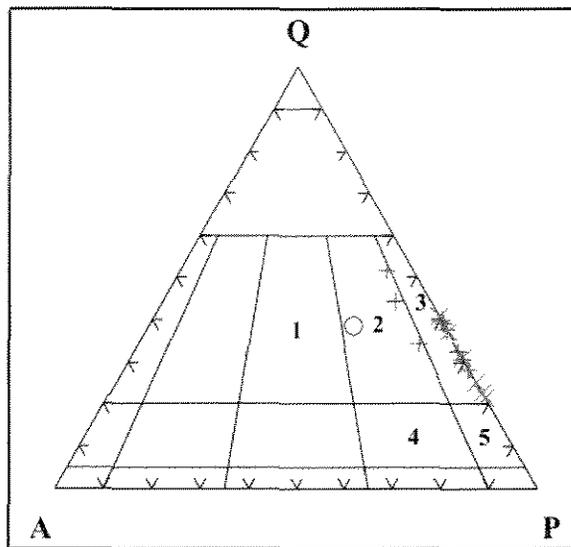


Figura 4: Composição modal das rochas TTG das Faixa Córrego das Almas e da Faixa Serra do Dondó. Campos: 1- Monzo-granito; 2- Granodiorito; 3- Tonalito; 4- Quartzo Monzodiorito; 05- Quartzo Diorito. Legenda: + - Serra do Dondó  
× - Córrego das Almas  
○ - Leucogranitos tardios

### 5.1 - Faixa Serra do Dondó (FSD)

Na Faixa Serra do Dondó (FSD), os tipos petrográficos que constituem a Suíte TTG são: tonalitos porfiríticos, trondhjemitos, granodioritos, leucogranitos e milonitos.

Os *tonalitos porfiríticos* são cinza-escuros e possuem sua textura inequigranular marcada pela presença de fenocristais de plagioclásio tabulares, eudrais, de até 3 cm de comprimento (Fotos 7 e 14-E), que, nas rochas mais deformadas constituem porfiroclastos; muitas vezes são fortemente sericitizados (Foto 14-K), sem geminações ou geminados, segundo as leis da Albita e

da periclina, com composição de oligoclásio. Extinção ondulante é encontrada freqüentemente neste mineral.

A composição mineralógica dos tonalitos porfiríticos é representada por 52% de plagioclásio, 37% de quartzo, 6% de biotita e 5% de acessórios; algumas amostras possuem até 13% de hornblenda e até 7% de microclina. Titanita idiomórfica de até 1,8 mm (Foto 14-F), com sobrecrescimentos de até 2mm (Foto 14-C), allanita subeuédrica, apatita e zircão disperso são os acessórios desta rocha.

Os fenocristais de plagioclásio possuem, normalmente, lamelas de antipertita, com formação de feldspato potássico, de mesma orientação ótica e no seu interior; esporadicamente, é possível identificar um zoneamento através dessas exsoluções, como também da intensidade maior da sericitização (Foto 14-E).

Intersticial ao plagioclásio encontra-se o quartzo de granulação menor, com média de 3 mm, com forma ovóide e/ou alongado, muitas vezes possuindo textura *mortar* e extinção ondulante (Foto 14-I).

Biotita marrom, em forma de palhetas e, subordinadamente, hornblenda verde-oliva são os minerais máficos mais importantes e responsáveis pela coloração cinza-escura da rocha.

Grãos cataclasados de hornblenda, não ductilmente deformados, encontram-se em regiões de intensa orientação/milonitização. Segundo Brodie & Rutter (1985), este aspecto denota uma deformação a temperaturas inferiores a 700° C (Fotos 14-A e D).

Constata-se, em algumas lâminas, a presença de biotita pseudomorfa de hornblenda, indicando substituições retrometamórficas (Foto 14-B). Essas substituições retrometamórficas podem gerar até clorita pela alteração da biotita, indicando possivelmente duas etapas de retrometamorfismo, não necessariamente vinculadas: a cloritização da biotita estaria relacionada à saussuritização do plagioclásio, que provavelmente representa substituições tardias, em condições sub-facies xisto verde.

Em relação aos minerais acessórios, a titanita é euédrica, a alanita e o zircão são subédricos e encontram-se dispersos pela rocha.

*Granodioritos*, de maciços a foliados e bandados, assemelham-se aos tonalitos, porém apresentam microclínio intersticial. A coloração é branca, eventualmente rósea, com pertitas, mirmequitas e quartzo, com estrutura *mortar*; não se nota, no entanto, nenhuma característica

discriminatória dos tonalitos, além do fato de possuir mais microclínio. Sua composição mineralógica é, essencialmente, representada por oligoclásio, microclínio, quartzo e biotita. Os minerais acessórios deste litotipo são allanita, titanita, zircão e apatita.

O microclínio, de coloração branca, encontra-se geminado segundo a lei de Carlsbad e em maior porcentagem, nos leitos quartzo-feldspáticos. Biotita também é marrom-parda, em forma de palhetas e nas rochas de estrutura gnáissica é o principal mineral que marca as bandas máficas. O quartzo encontra-se associado ao microclínio nos leitos leucocráticos, possuindo a mesma granulação.

Muitos destes granodioritos ainda preservam os porfiroclastos de oligoclásio, embora encontrem-se esporadicamente em meio aos leitos quartzo-feldspáticos, que possuem granulação grossa, com grãos com cerca de 5 mm.

Outro tipo de rocha na FSD são os *trondhjemitos*, que se encontram intercalados aos tonalitos porfiríticos, apresentando textura não porfirítica, hipidiomórfica e *mortar*. A quantidade de máficos não ultrapassa 5% da rocha total, colaborando para uma coloração cinza-clara; no entanto, há grande quantidade de epidoto, sendo bem acentuada também a sericitização (Foto 14-J). O contato entre os dois litotipos, quando não deformado, é discordante e intrusivo (Foto 8).

O quartzo dos *trondhjemitos* encontra-se dentro do oligoclásio e também em maior abundância que nos tonalitos porfiríticos.

No *trondhjemito*, ao contrário dos tonalitos porfiríticos, não são encontrados grãos de hornblenda, nem microclínio; os minerais acessórios são representados por allanita, titanita e apatita.

A orientação é maior e a granulação menor nos *trondhjemitos*, comparados aos tonalitos porfiríticos; no entanto, também apresentam extinção ondulante no quartzo e oligoclásio. Há sericita, porém em menores teores e maiores porcentagem de epidoto nos *trondhjemitos*.

Os milonitos tonalíticos possuem forte orientação e foliação S-C, marcada pelas biotitas, contudo, na maioria, são protomilonitos, com foliação S-C pouco desenvolvida; a cominuição não ultrapassa 10 % da rocha total. Nota-se ainda a presença de porfiroclastos de hornblenda e plagioclásio, estirados, com extinção ondulante e, esporadicamente, fraturados (Foto 14-D). O quartzo encontra-se com textura *mortar*. Observam-se também protomilonitos granodioríticos, com leitos quartzo-feldspáticos segregados. Há uma tendência de haver mais epidoto nas zonas

cisalhadas; no entanto, há fraturas preenchidas por epidoto cortando o cisalhamento, deduzindo - se uma saussuritização posterior ao cisalhamento.

Observa-se a presença de *leucogranitos* injetados nas regiões mais deformadas, onde o contato é intrusivo (Foto 14-G), a granulação é normalmente mais grossa, e a composição mineralógica, geralmente, é constituída somente de quartzo e microclínio (Foto 14-H). A sericitização é mais amena, todavia a quantidade de carbonato intersticial é maior em relação aos tonalitos.

Todas as rochas da FSD possuem alterações hidrotermais que se manifestam através da saussuritização no plagioclásio, evidenciada pelo aparecimento de sericita e epidoto nos grãos de plagioclásio e nos interstícios dos minerais essenciais.

O epidoto pode estar relacionado à transformação de hornblenda em biotita, o que aumenta a quantidade de Ca, um dos seus principais elementos constituintes, fato que pode ser atribuído, em muitos casos, à simultaneidade da substituição de anfíbólio e à presença de epidoto. Os leucogranitos posteriores limitam-se a possuir carbonatos e epidoto nos interstícios dos minerais essenciais e pouca sericitização.

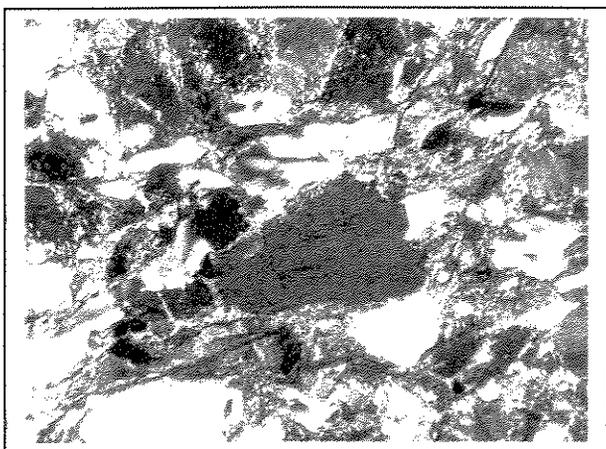


Foto 14-A: Protomilonito de tonalito (tipo Serra do Dondó) com hornblenda cataclasada (Ponto 126).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

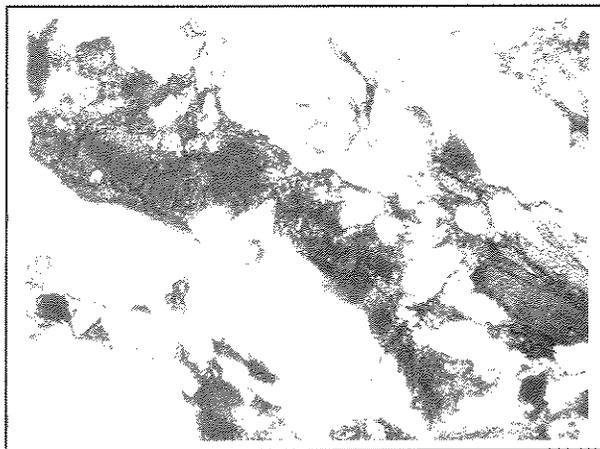


Foto 14-B: Biotita pseudomórfica sobre hornblenda (esq), junto com biotita primária(dir) (Ponto 38-A), em tonalito da suíte Serra do Dondó.

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: //

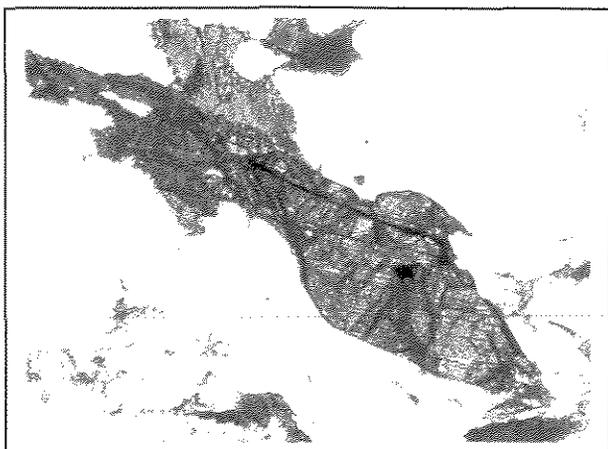


Foto 14-C: Titanita idiomórfica, com sobrecrecimento, associada a biotita, em tonalito tipo Serra do Dondó (Ponto 38-A).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: //

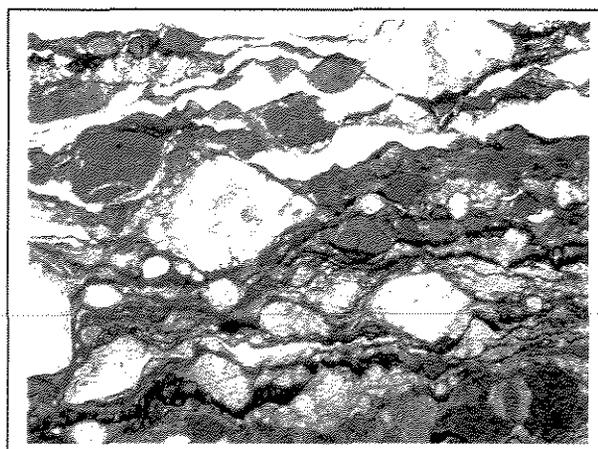


Foto 14-D: Protomilonito de tonalito da suite Serra do Dondó, com porfiroclastos de hornblenda e plagioclásio (Ponto 59).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: //

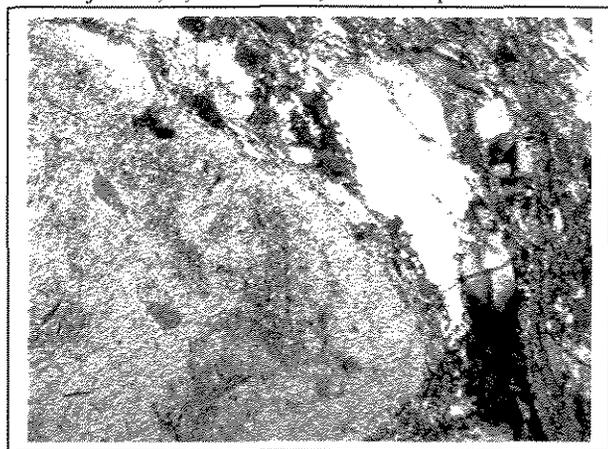


Foto 14-E: Porfiroclasto de plagioclásio subhedral em tonalito da Faixa Serra do Dondó, com zoneamento definido pela presença de lamelas de antiperita e pela saussuritização (Ponto 85-A).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

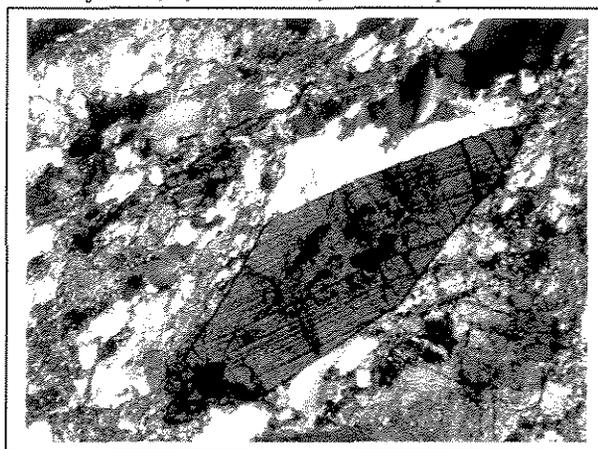


Foto 14-F: Titanita idiomórfica, (comprimento: 18 mm) e epidoto que indica a forte saussuritização nos tonalitos porfíricos (Ponto 85-A).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

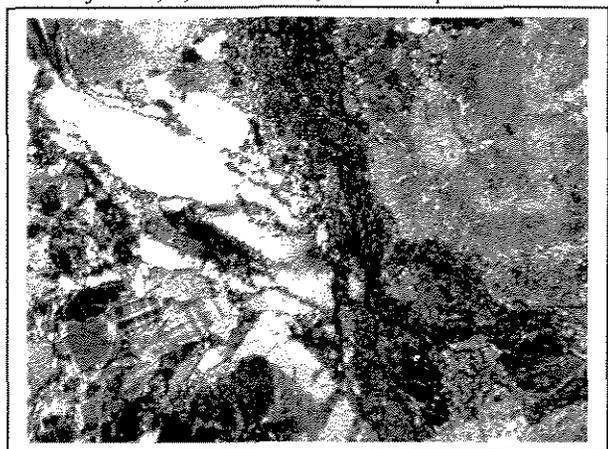


Foto 14-G: Contato entre leucogranito (cataclástico - esq) e tonalito Serra do Dondó (dir) (Ponto 88-D).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X



Foto 14-H: Leucogranito cataclástico, com quartzo e microclina, com calcita nos seus interstícios (Ponto 88-D). -

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

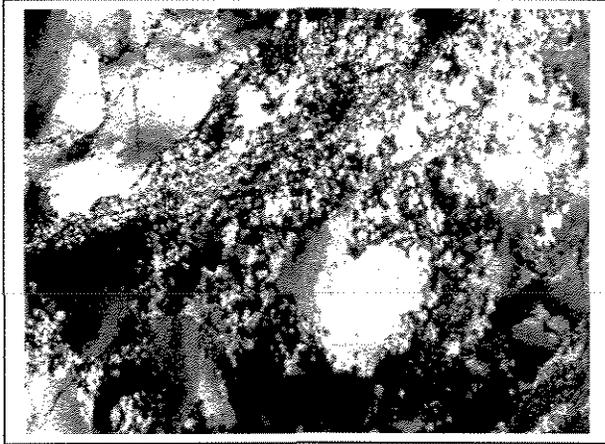


Foto 14-I: Quartzo com textura *mortar* e extinção ondulante do tonalito Serra do Dondó, da amostra 88-D.  
Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

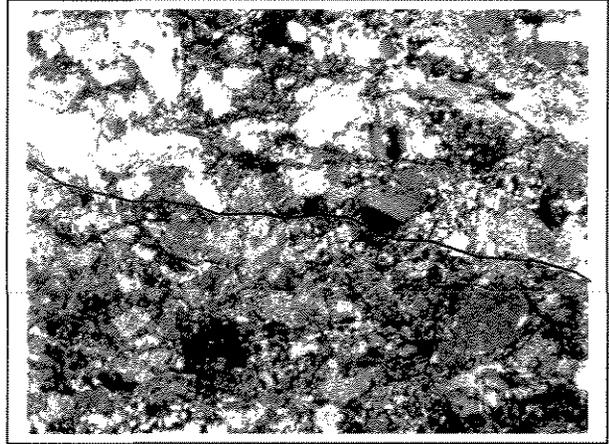


Foto 14-J: Trondhjemito fino, com sericita e epidoto (acima), em contato irregular com o tonalito (abaixo), ambos da Faixa Serra do Dondó (Ponto 89).  
Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

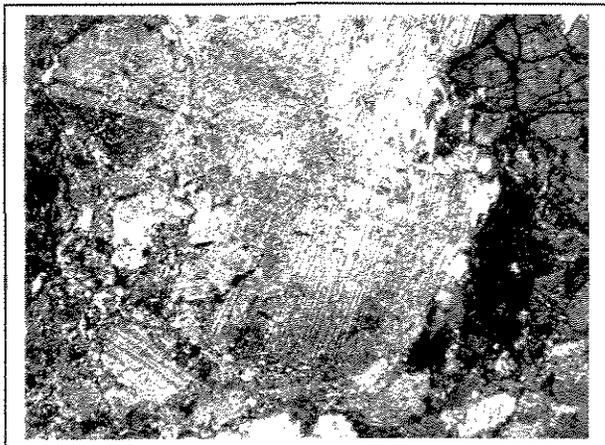


Foto 14-K: Porfiroclasto de plagioclásio subhedral, muito saussuritizado, associado a hornblenda e titanita nos tonalitos Serra do Dondó (Ponto 85-A).  
Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

## 5.2 - Faixa Córrego das Almas

O litotipo mais comum na Faixa Córrego das Almas (FCA) é um tonalito não porfirítico, hipidiormórfico, levemente orientado. Sua composição mineralógica corresponde, em média, a 65% de plagioclásio, 24% de quartzo, 4% de hornblenda (podendo atingir até 18%), 2% de biotita (até 6%) e no máximo 3% de minerais acessórios, representados por titanita, alanita, zircão, magnetita e ilmenita.

A estrutura é maciça a incipientemente foliada, com textura não porfirítica, hipidiomórfica, com granulação média a grossa, de cerca de 3 mm, levemente orientada, mais isotrópica, porém, que as rochas da FSD (Foto 15-A).

Os minerais quartzo e plagioclásio possuem formas ovóides, com extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio) é euédrico, com geminação ausente ou segundo as leis da Albita e da periclina; normalmente o oligoclásio encontra-se sericitizado e algumas vezes, epidotizado, quase sempre nas bordas dos grãos; o quartzo possui textura mortar, mesmo que com deformação incipiente (Foto 15-C) e mostra-se levemente estirado.

A quantidade de hornblenda subédrica é maior em algumas rochas desta faixa, freqüentemente, é substituída por biotita (Foto 15-D). A biotita é usualmente sagenítica (indicativa de exsolução de Ti, em agulhas de rutilo, em forma de estrelas hexagonais), castanho-vermelha, com formas de hornblenda (Foto 15-B), podendo estar até mesmo cloritizada. No entanto, biotita primária também é encontrada, como palhetas bem desenvolvidas.

A titanita encontrada na FCA é subédrica ou até anédrica, bem diferente daquela bem formada na FSD; ocasionalmente, ocorre o sobrecrecimento de uma segunda geração sobre os cristais subédricos e anédricos.

Outros minerais acessórios presentes nessas rochas são magnetita e ilmenita, nos interstícios de quartzo e plagioclásio (Foto 15-E), responsáveis pelo caráter pouco magnético dessas rochas, além da apatita e esporádico zircão subédricos.

Os *migmatitos* encontrados na FCA possuem mesossoma com granulação, normalmente, menor que a do leucossoma, o qual encontra-se com granulação grossa, de composição quartzo-feldspática, com algumas segregações de biotita e opacos em seu interior, mais desenvolvidos nas bordas destes leitos. Em muitos dos leucossomas ocorre feldspato com textura gráfica.

O mesossoma é normalmente de composição tonalítica, com plagioclásio hipidiomórfico e quartzo estirado, com extinção ondulante. Com o aumento do microclínio intersticial, as composições podem gradar para mais granodioríticas.

Os granitos, associados aos migmatitos descritos acima, possuem granulação grossa e sua composição é representada por quartzo, microclínio, com textura gráfica, e plagioclásio, com segregação aleatória de biotita em algumas pequenas porções, não maiores que 2 cm.

Protomilonitos são dificilmente encontrados, porém são observados nas regiões mais deformadas e possuem foliação S-C pouco desenvolvida, assim como cominuição de grãos muito incipiente.

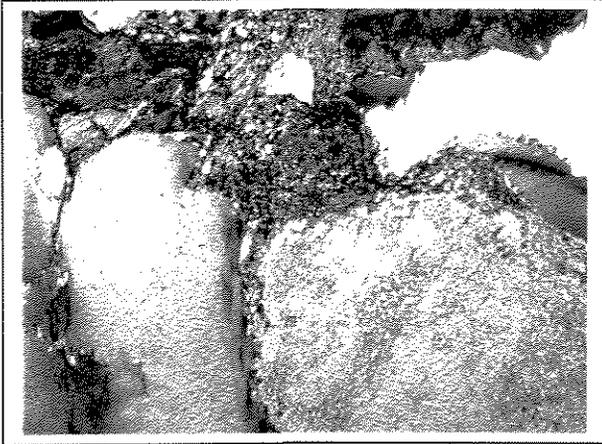


Foto 15-A: Tonalito não porfíritico, hipidiomórfico, da suíte Córrego das Almas (Ponto 22).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

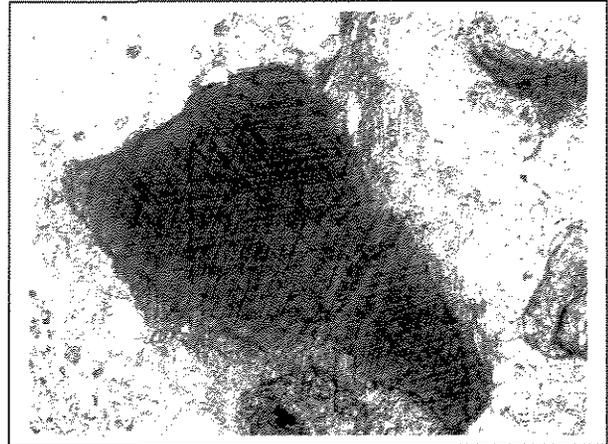


Foto 15-B: Biotita com textura sagenítica, em tonalito tipo Córrego das Almas (Ponto 62).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: //

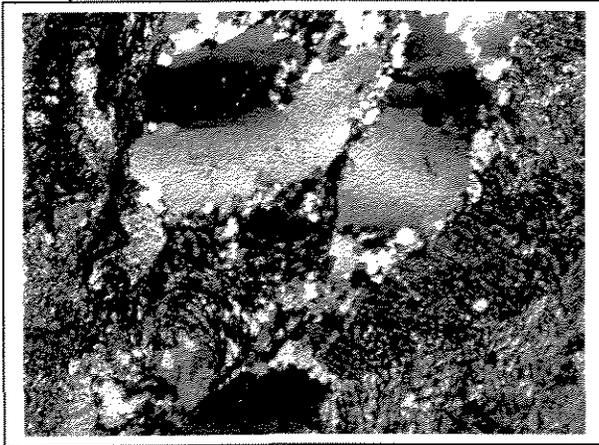


Foto 15-C: Textura *mortar*, visível no quartzo, em tonalito tipo Córrego das Almas (Ponto 63).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

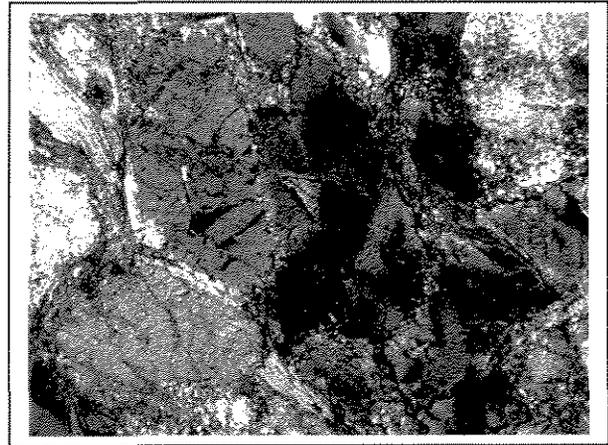


Foto 15-D: Hornblenda tonalito, da FCA com hornblenda sendo substituída para biotita (Ponto 82).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

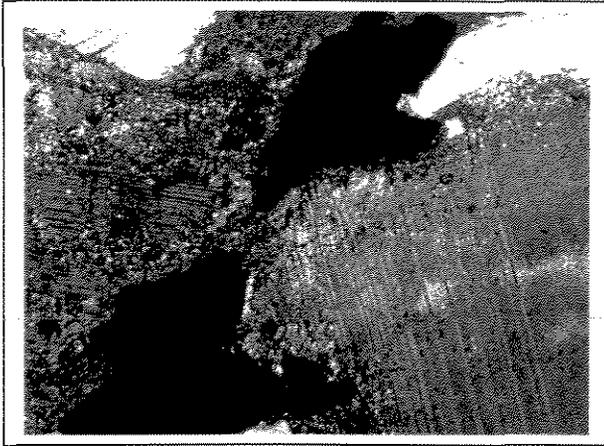


Foto 15-E: Minerais opacos intersticiais a quartzo e plagioclásio, no tonalito não porfirítico, do tipo Córrego das Almas (Ponto 82).

Objetiva: 2,5x, Lado maior: 5,6 mm. Filtro polarizador: X

## 6 - GEOQUÍMICA

Com o intuito de realizar a caracterização litogeoquímica das suites TTG da área estudada, foram analisadas 24 amostras, sendo 13 da Suite Serra do Dondó (FSD), 08 dos tonalitos Córrego das Almas (FCA) e 3 de leucogranitos. Entre estas, foram escolhidas 8 amostras para Elementos Terras Raras (ETR), sendo 6 da Serra do Dondó e 2 tonalitos da Suite Córrego das Almas. A seleção das amostras para análises químicas foi realizada em função do grau de alteração, tendo sido escolhidas aquelas sem evidências de alterações tardias. Por outro lado, procurou-se uma boa representatividade para as suites, através da escolha de tipos petrográficos os mais variados possíveis, que possuíssem posições diversificadas nos diagramas de variação composicional.

Pelas suites estudadas possuem características petrológicas semelhantes, verifica-se que os dados geoquímicos também são semelhantes, embora diferenças sejam notadas em diversos resultados obtidos.

Os resultados das análises químicas são apresentados nas tabelas dos Anexos 5, 6 e 7.

### 6.1 - *Elementos Maiores e Menores*

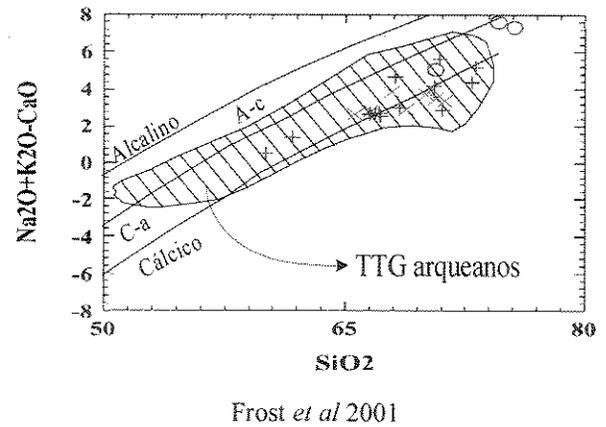
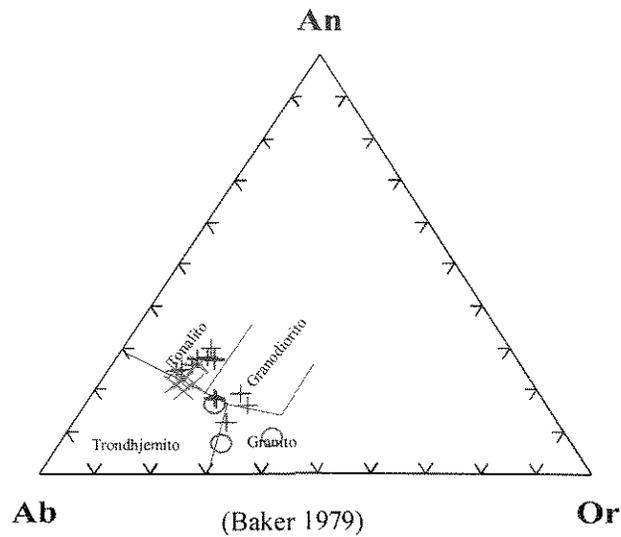
Foram determinados os seguintes elementos maiores e menores: SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

As amostras analisadas da região norte do CCG são classificadas como uma Suíte tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), conforme indicado na Figura 5, de composições normativas proposta por Baker (1979). Pelo diagrama de Frost *et al* 2001, são cálcio-alcálicas e cálcicas (Figura 6).

Os dados geoquímicos concentram-se no limite, entre rochas graníticas metaluminosas a peraluminosas, segundo os índices de Shand (1943 – Figura 7) e no campo de médio potássio (Figura 8), evidente nos diagramas Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) e K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (Le Maitre 1989), respectivamente.

Através dos valores da Tabela 1 e dos diagramas de Harker (Figura 11) é possível verificar que as rochas TTG da FSD possuem uma maior variabilidade em elementos maiores e também

distribuição mais dispersa no diagrama de composições normativas, em comparação com as da FCA (Figura 5 e Anexo 5).



A-c=Alcalino-cálcico; C-a=cálcico-alcálcico

Legenda: (+) Tonalito Serra do Dondó, (×) Tonalito Córrego das Almas, (○) Granito posterior  
 Figura 5: Composição normativa das rochas estudadas do Domínio Norte do Complexo Campos Gerais.

Figura 6: Classificação de alcalinidade das rochas estudadas, em comparação com TTG arqueanos.

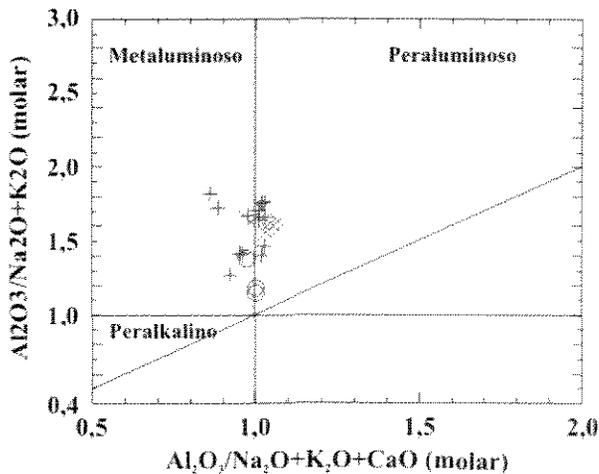


Figura 7: Diagrama mostrando o índice de saturação de alumínio (Índice de Shand) para as rochas estudadas.

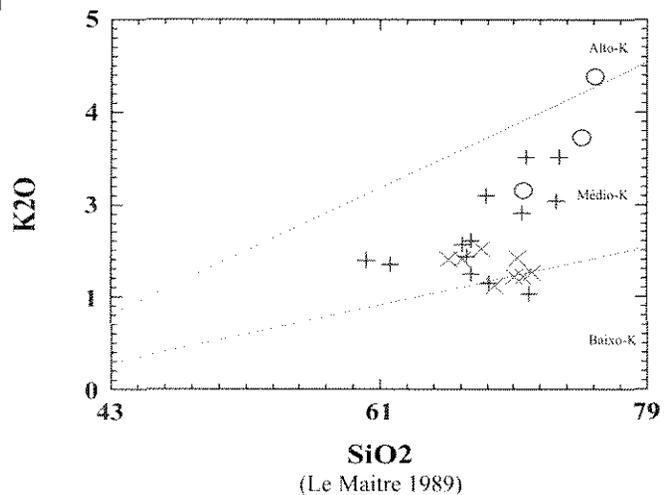


Figura 8: Classificação das rochas estudadas, segundo sua porcentagem em peso de potássio, para amostras anidras.

Tabela 1 – Variação dos teores de elementos maiores		
Elementos Químicos	Serra do Dondó	Córrego das Almas
	Variação (%)	Variação (%)
SiO <sub>2</sub>	60,07 – 73,11	65,62 – 71,24
TiO <sub>2</sub>	0,30 – 0,91	0,36 – 0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,61 – 16,06	14,98 – 16,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,01 – 6,83	2,17 – 3,96
MnO	0,03 – 0,10	0,02 – 0,05
MgO	0,53 – 2,76	0,91 – 1,71
CaO	2,07 – 5,33	2,59 – 3,74
Na <sub>2</sub> O	3,98 – 4,69	4,54 – 4,53
K <sub>2</sub> O	1,29 – 3,14	1,40 – 1,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09 – 0,25	0,04 – 0,19
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,29 – 3,52	2,52 – 3,47

As suítes TTG encontradas no Domínio N do CCG possuem assinaturas configurando uma afinidade cálcio-alcalina, observada nos diagramas AFM e CNK (Figura 9).

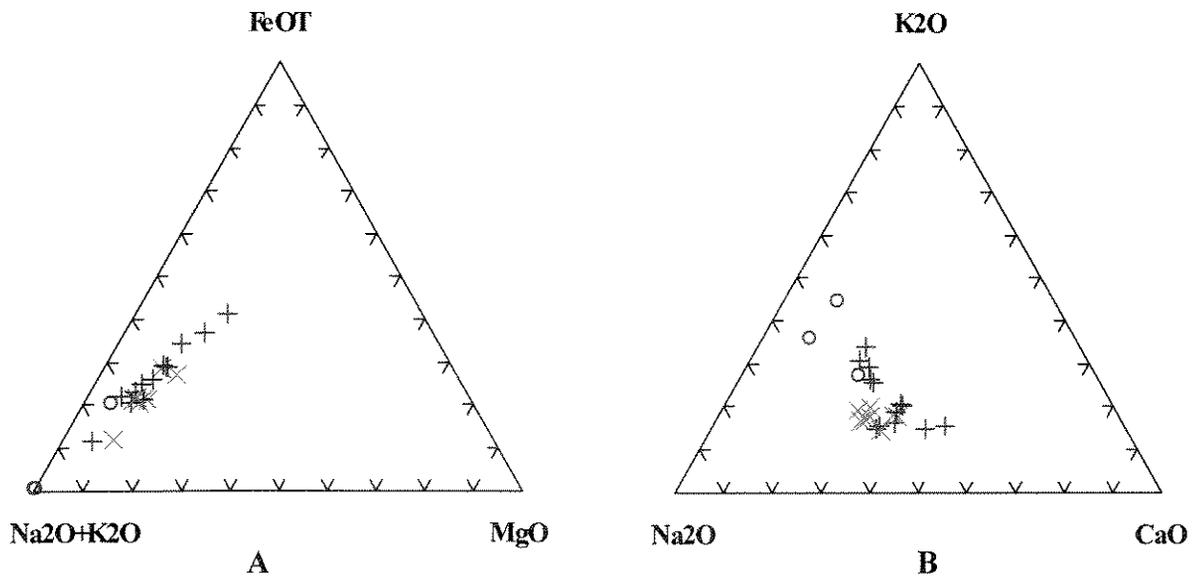


Figura 9: Diagramas AFM (A) e CNK (B) mostrando a afinidade cálcio alcalina das rochas das Faixas Serra do Dondó e Córrego das Almas.

Os valores de Mg# [=Mg x 100/(Mg+Fe<sup>2+</sup><sub>Total</sub>)] para os TTG da FSD encontram-se dentro de uma variação entre 25,8 e 81,5 e Fe# [=Fe<sup>2+</sup> x 100/(Fe<sup>2+</sup>+Mg)], entre 18,5 e 74,2; e os tonalitos da FCA possuem um espectro que varia entre 22,1 e 28,0 de Mg# e entre 72,0 e 77,9 de Fe# que

se mostram em sua maioria dentro do campo dos TTG arqueanos (Frost *et al* 2002). Verifica-se ainda, que nos tonalitos Córrego das Almas os valores obtidos são menores para Fe# e maiores para Mg#, quando comparados com aqueles da FSD, como mostra a Figura 10.

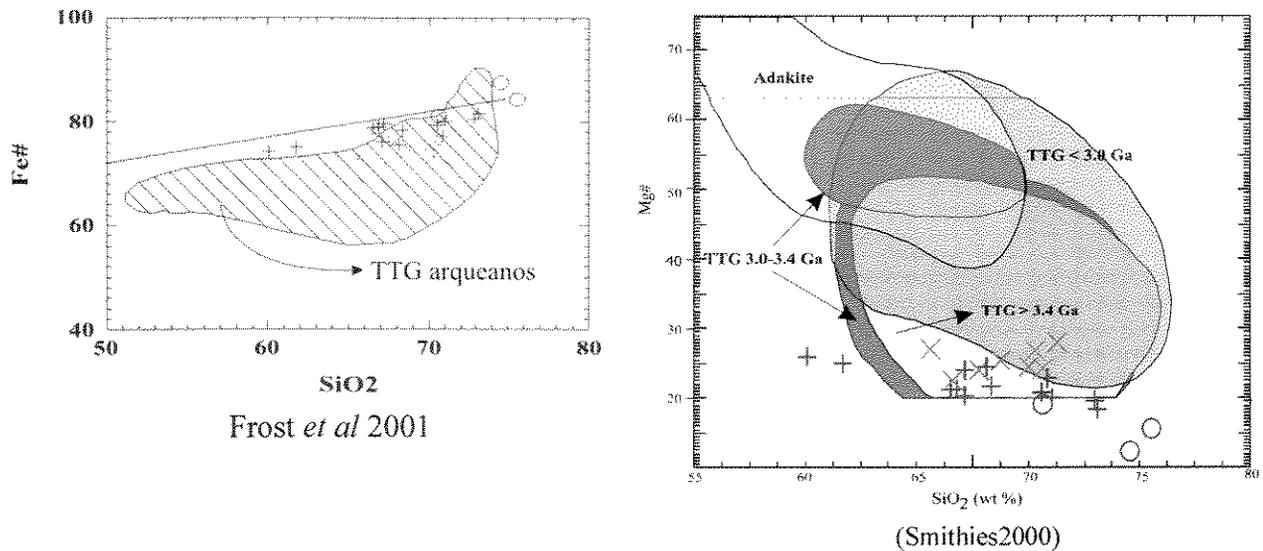


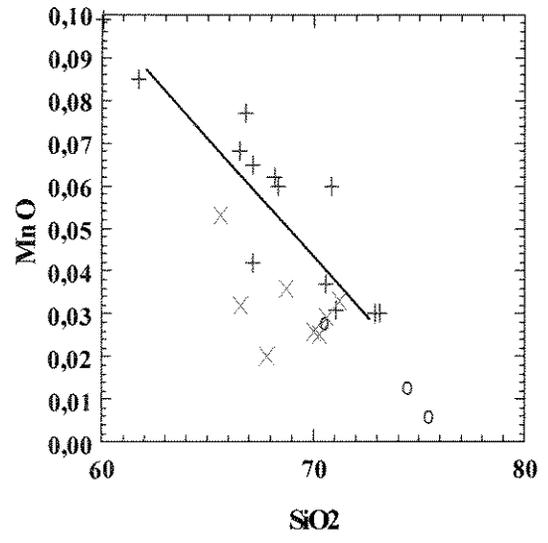
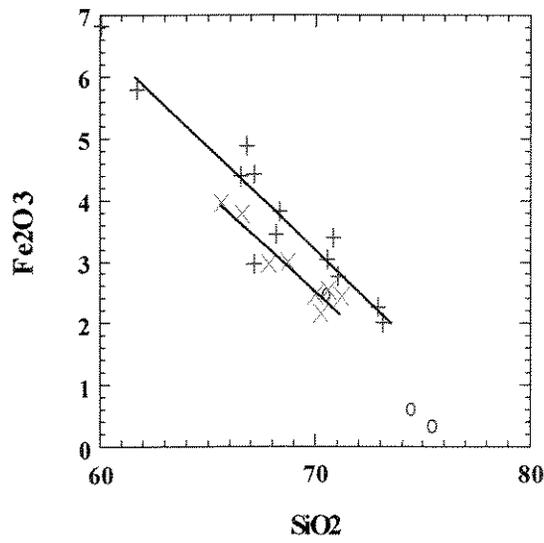
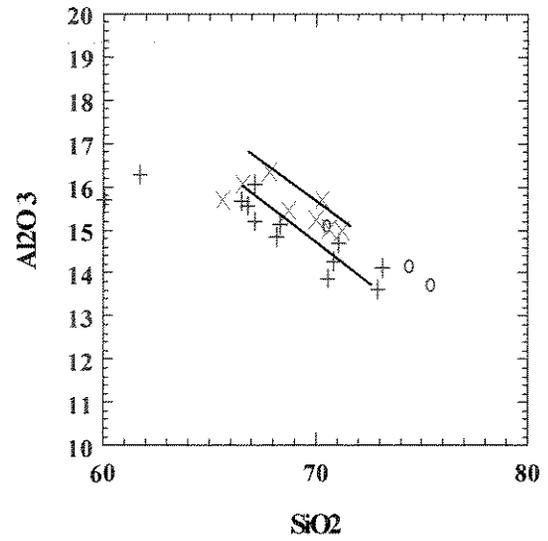
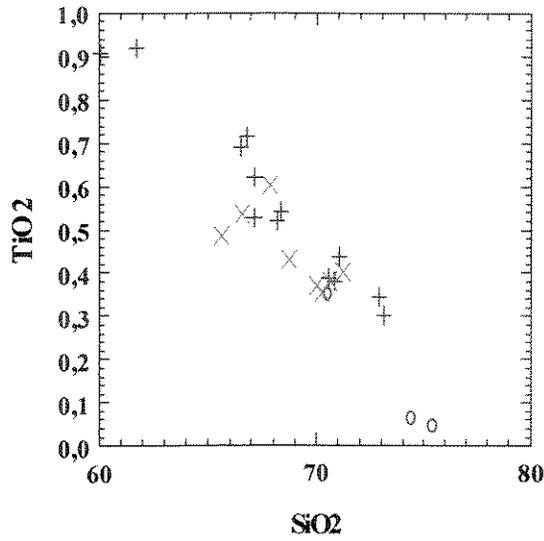
Figura 10: Fe# e Mg# x SiO<sub>2</sub>, com os campos dos TTG arqueanos, segundo Frost *et al* (2002) e Smithies 2000, respectivamente.

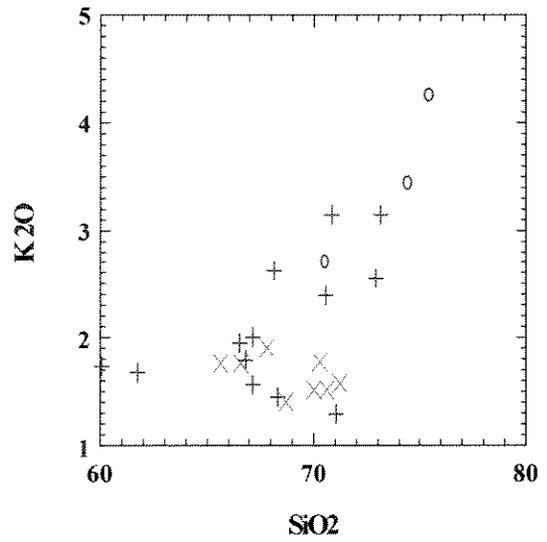
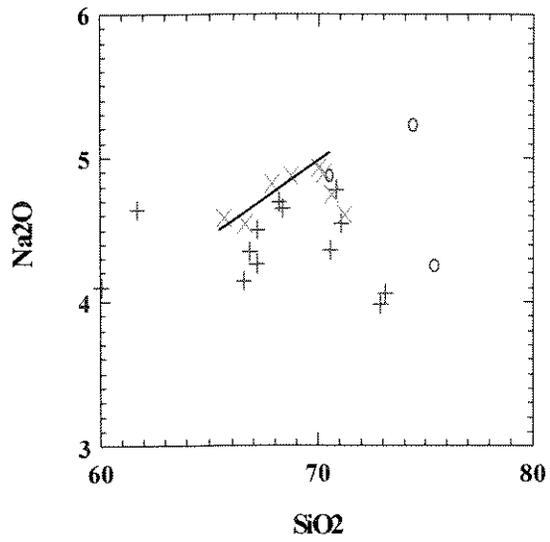
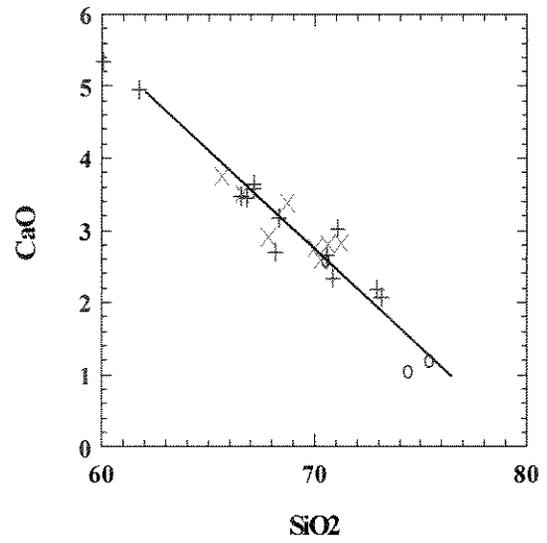
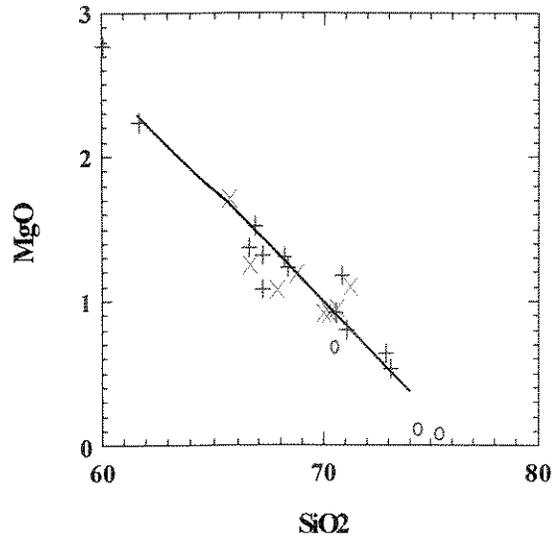
Os diagramas de variação de Harker (Figura 11) mostram uma correlação boa entre a sílica e os elementos maiores e menores, sendo negativa para o TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (representando Fe total), MnO, MgO, CaO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, e positiva para K<sub>2</sub>O e Na<sub>2</sub>O.

Os gráficos que comparam os elementos com a sílica mostram uma similaridade no comportamento de TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, não possibilitando a separação da FCA e da FSD em campos distintos, ou correlações diferentes, nem ainda tendências dessemelhantes, possuindo muito boa correlação em ambas as faixas. Nota-se somente o espectro maior das amostras da FSD, em relação a FCA (figura 11).

Verificam-se diferenças nas correlações dos elementos, nas diferentes suítes estudadas. Na distribuição dos teores de MnO, relacionados com os teores de SiO<sub>2</sub> verifica-se uma correlação melhor para a suíte TTG da FSD do que para aquela da FCA. O Na<sub>2</sub>O mostra uma correlação boa para as amostras analisadas da FCA e pobre para as rochas da FSD. O K<sub>2</sub>O possui uma boa correlação positiva para algumas amostras da FSD, contudo pobre para o restante das amostras desta faixa e todas as outras da FCA.

Comparativamente, para um mesmo teor de sílica, os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e, em algumas amostras de  $\text{K}_2\text{O}$  também; tendem a ser menores e os de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  maiores nos tonalitos não porfíricos hipidiomórficos da FCA, em relação aos TTG da FSD.





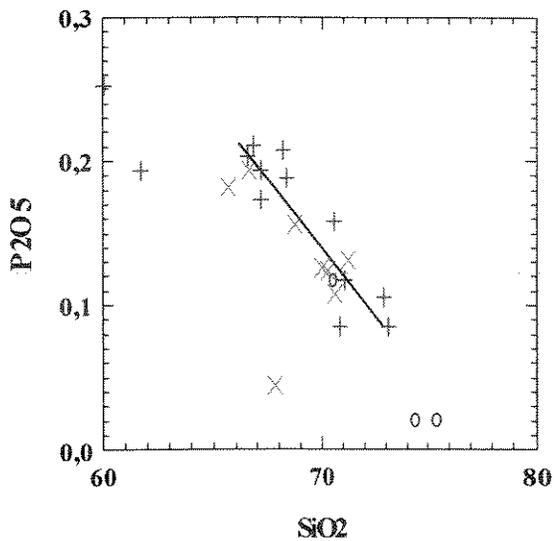


Figura 11: Diagramas de Harker para elementos maiores, legenda na figura 5.

## 6.2 - Elementos Traço

Para o estudo do comportamento dos elementos traço, foram analisados Ba, Rb, Sr, Cs, Ga, Nb, Zr, Y, Th, U, Cr, Ni, Sc, V, Cu, Pb, Zn, Sn, La, Ce, os quais possuem seus diagramas de variação na figura 14, sendo que o U e o Sc não são apresentados por estarem os seus dados muito próximos ao limite de detecção do método de análise utilizado.

A variação da maioria dos elementos traço analisados não possui uma boa correlação com a sílica ou com outros elementos; no entanto, os elementos Nb, Zr, Y, Cr, Ni, V, Zn, La e Ce apresentam correlações negativas fracas com a sílica, sendo que apenas o Pb possui uma correlação positiva. Para os demais elementos não se observa correlação significativa

Comparando-se os tonalitos estudados, podem ser feitas algumas considerações como os menores teores de Th, Ce, Nb (exceto amostra 102), Rb, Y e maiores de Sr e Ga (normalmente) na Suite TTG da FCA, em relação à FSD, como pode ser verificado na Figura 14.

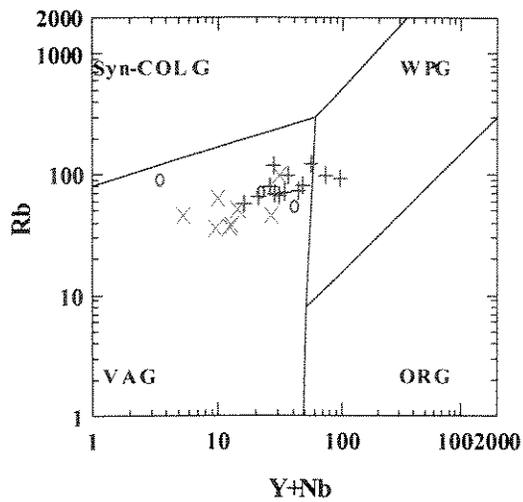
Geoquimicamente, quando são confrontados os dados dos tonalitos das duas faixas estudadas, verifica-se que, para um mesmo teor de sílica, há uma tendência de ocorrerem maiores teores de Zr, V, Zn e La, e menores teores de Pb para as rochas da FSD, quando comparadas com as da FCA.

Como se pôde observar pelos resultados que se apresentaram, a amostra 102 está sempre com quantidade anômala em alguns elementos traço e a razão desta pode ser explicada pela concentração de algum mineral rico nestes elementos, caracterizando o efeito pepita.

<b>Tabela 2 – Variação dos Elementos Traço</b>		
<b>Elementos Traço</b>	<b>Serra do Dondó Variação (ppm)</b>	<b>Córrego das Almas Variação (ppm)</b>
<b>Ba</b>	395 – 912	262 – 1338
<b>Rb</b>	56 – 121	36 – 63
<b>Sr</b>	293 – 457	348 – 685
<b>Ga</b>	14 – 19	16 – 17
<b>Nb</b>	5,2 – 18,5	2,4 – 15,4
<b>Zr</b>	142 – 229	127 – 248
<b>Y</b>	11 - 81	3 – 20

Os teores de Rb, Y e Sr, quando lançados no diagrama de Pearce (1996), usado para classificar as rochas graníticas segundo seu ambiente geotectônico, sugerem ambientes de Arco Insular para a origem das rochas estudadas, com apenas algumas rochas da FSD posicionando-se no campo que indica ambiente Intra-placa (Figura 12).

Os teores de Sr e Y foram comparados, como na Figura 13, com o objetivo de observar se mostrariam duas séries distintas e também para se escolherem as amostras destinadas para análise dos Elementos Terras Raras. Com isso, notou-se que os litotipos da FSD possuem um enriquecimento em Y, enquanto os da FCA possuem uma variação maior de Sr.



(Pearce *et al* 1984)

Figura 12: Classificação de ambiente geotectônico de granitóides. Legenda: VAG-Granitos de Arco Vulcânico; WPG-Granitos Intra-placas; ORG-Granitos de dorsal meso-oceânica e Syn-COLG-Granitos sin-colisionais.

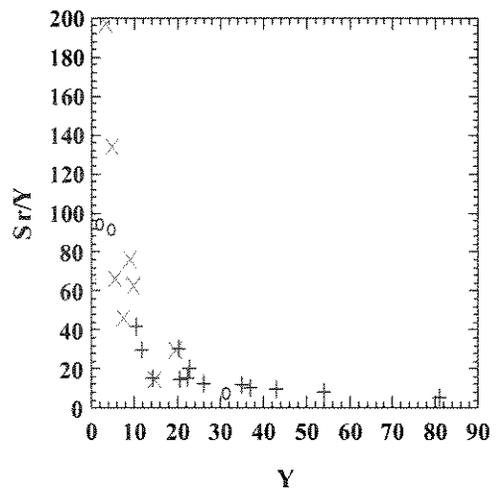
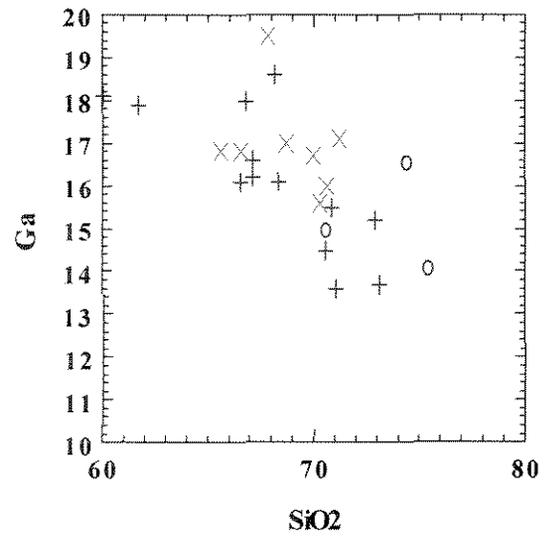
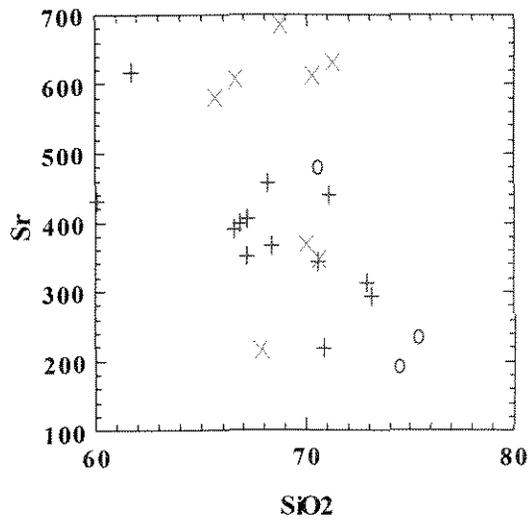
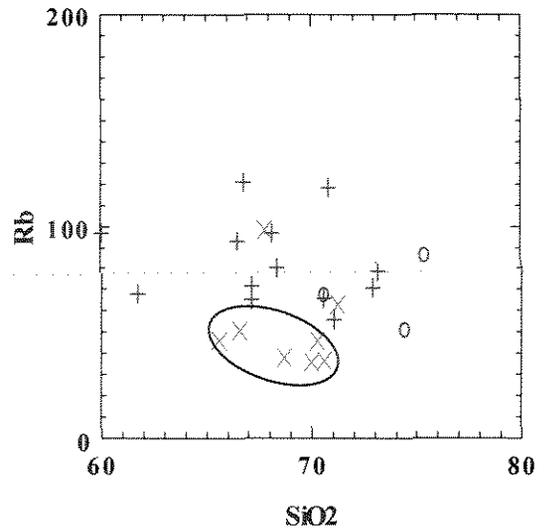
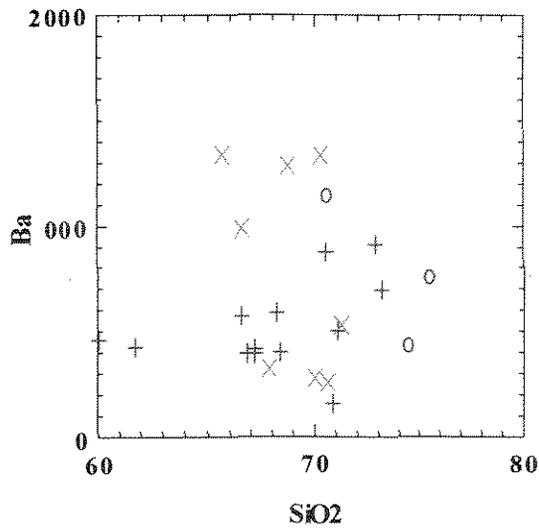
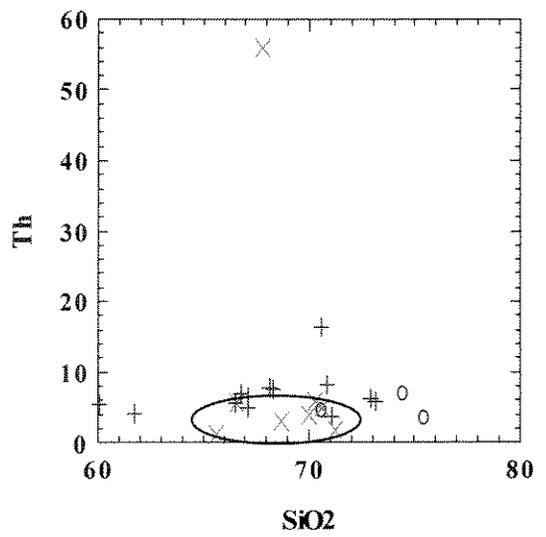
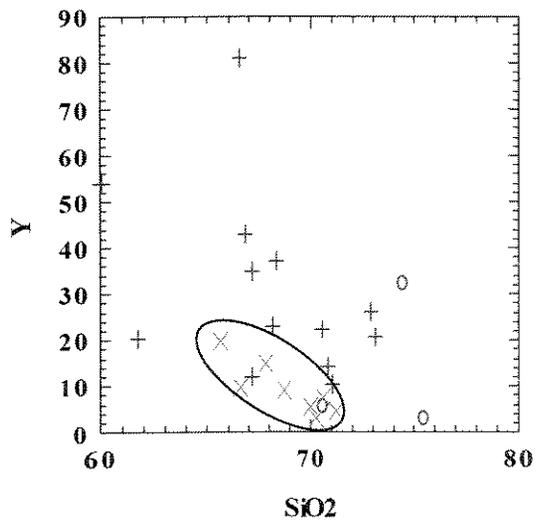
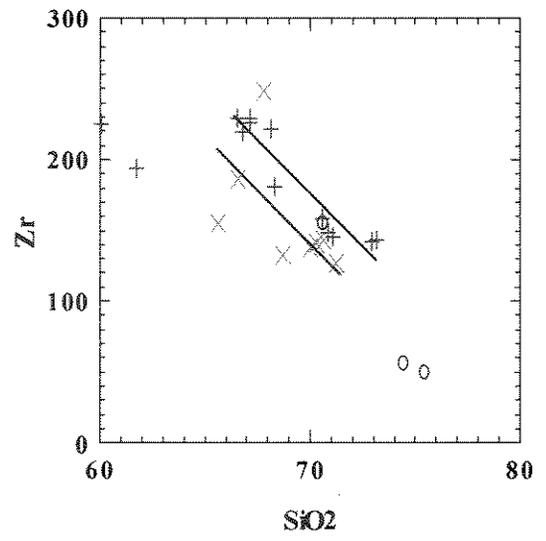
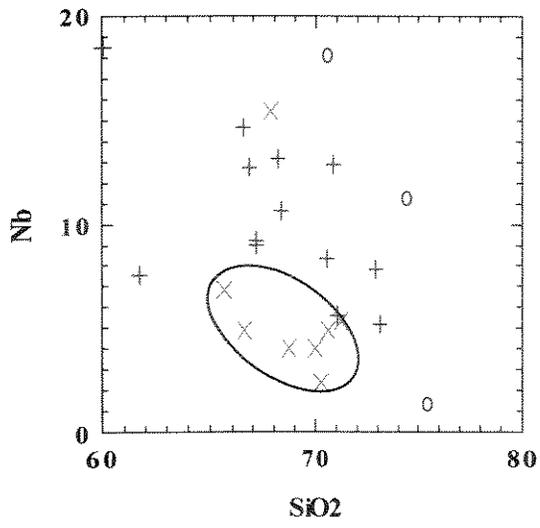
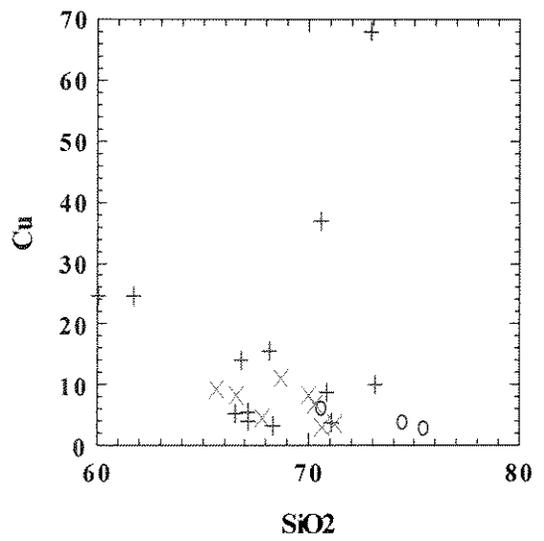
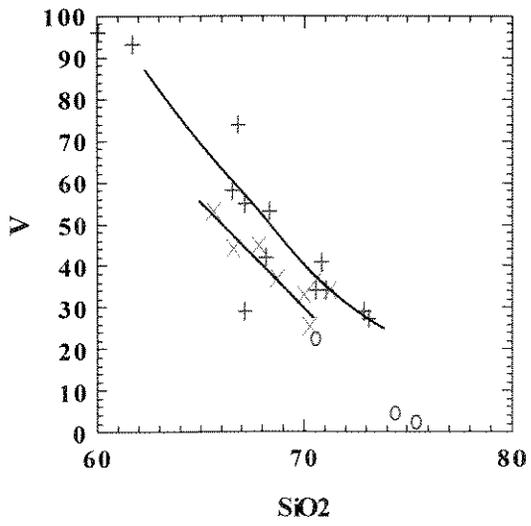
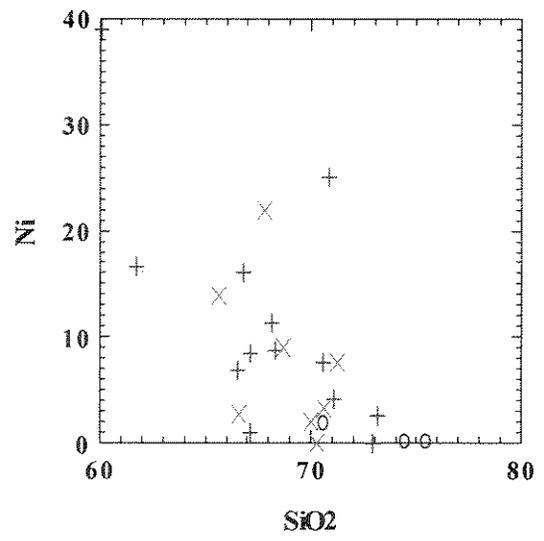
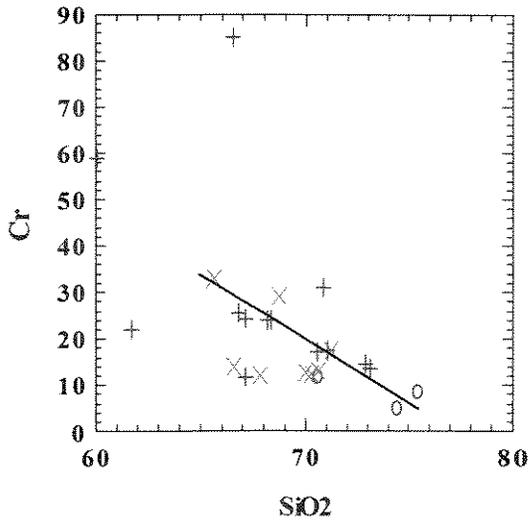


Figura 13: Diagrama Y x Sr/Y mostrando de diferenciação de Y para as rochas da FSD e de Sr para as da FCA.







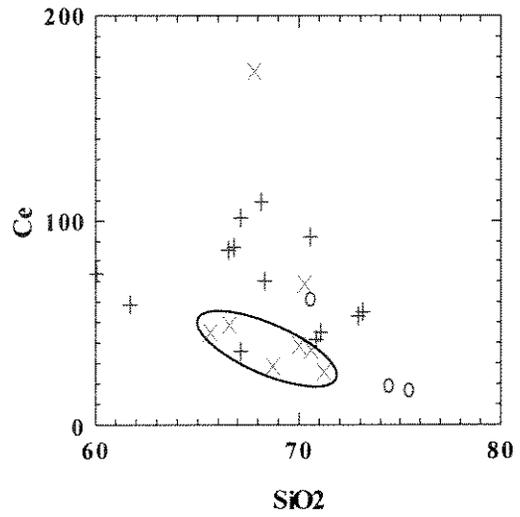
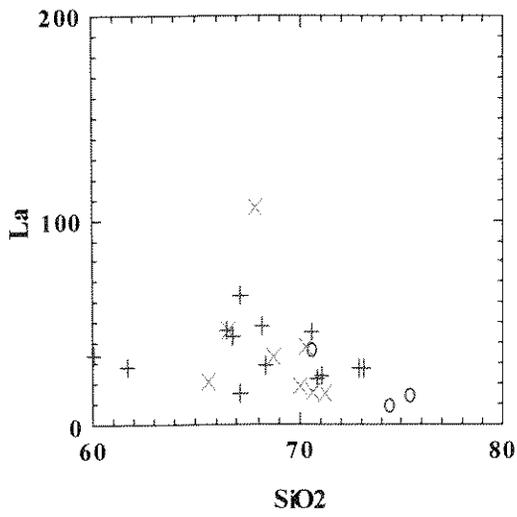
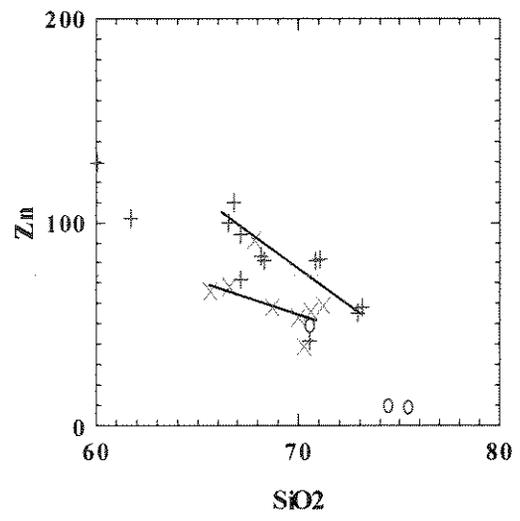
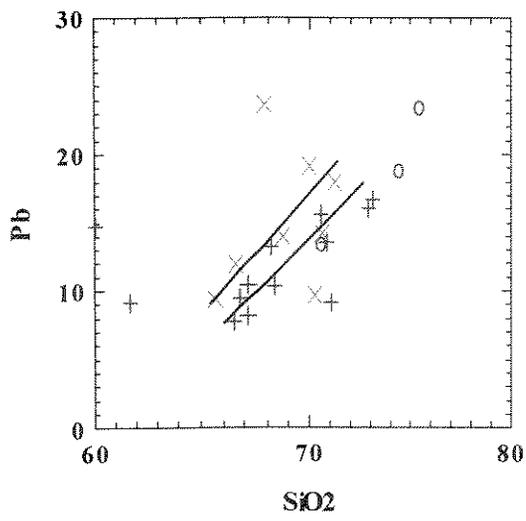


Figura 14: Diagramas de variação dos elementos traço em relação ao teor de sílica.

### 6.3 - Diagrama Multi-elementar

No diagrama multi-elementar percebe-se que os elementos litófilos de íon grande (LILE), do lado esquerdo do diagrama, possuem uma tendência de ter maiores teores, que são normalmente móveis, em relação aos do lado direito, que representa os elementos com alto potencial iônico (Figura 15).

Em todas as amostras analisadas observa-se a presença de anomalias negativas de Nb, e fortemente negativa de P e Ti e Sr para as amostras representativas da FSD, sendo que na FCA não há anomalia negativa de Sr ou ainda, encontra-se com caráter positivo (Figura 15).

Vêm-se ainda teores mais altos de Nb, Nd e Y nas rochas da suíte TTG da FSD, em relação aos tonalitos da FCA (Figura 15). No restante do diagrama não se notam outras diferenças entre as faixas estudadas.

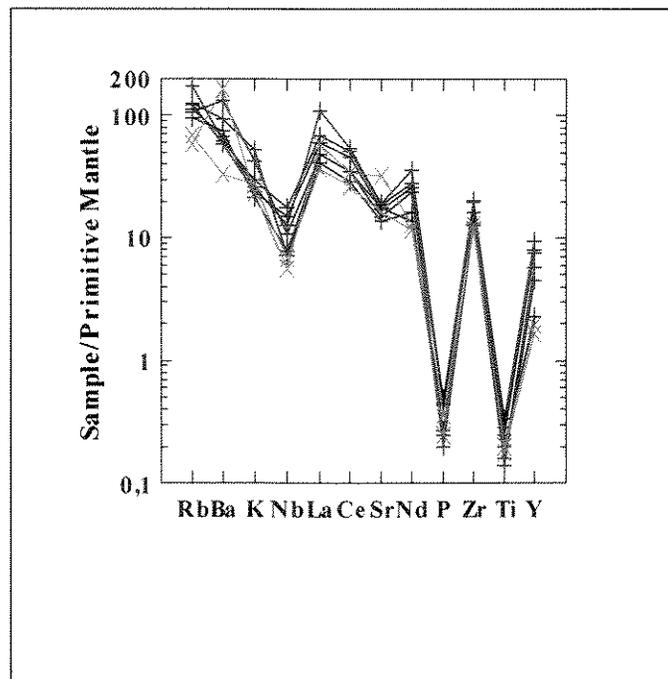


Figura 15: Diagrama multi-elementar mostrando a variação geoquímica dos tonalitos, normalizado pelo manto primitivo de Taylor & McLennan (1985).

#### 6.4 - Elementos Terras Raras

Os dados obtidos nas análises de Elementos Terras Raras (ETR) também mostram diferenças entre as suítes TTG das faixas estudadas.

Os tonalitos da FCA possuem forte enriquecimento em ETR leves, com  $(La/Sm)_N$  entre 5,18 e 7,17, e fracionamento dos ETR pesados, com  $(Gd/Yb)_N$  entre 4,23 e 4,97. As amostras analisadas desta faixa não têm anomalia de európio e evidenciam um padrão de distribuição na forma de um taco de *hockey*, que pode ser verificado na Figura 16.

Por outro lado, as rochas da FSD demonstram também forte fracionamento de ETR leves, com  $(La/Sm)_N$  entre 3,65 e 5,91 porém fracionamento de ETR pesados pouco menos pronunciado, em relação às rochas da FCA, com  $(Gd/Yb)_N$  entre 1,90 e 2,72. Outra diferença aí encontrada é a presença usual de uma leve anomalia de európio e também de estrôncio (Figuras 15 e 16).

É importante considerar que a amostra 113-A da FSD, encontra-se com Yb e Lu baixos (Figura 16) e assemelha-se às amostras da FCA, embora com fracionamento de ETR pesados, semelhante aos da FSD, com  $(Gd/Yb)_N = 2,72$ , além de também possuir teor mais alto de Yb que Lu, como todas as amostras da FSD.

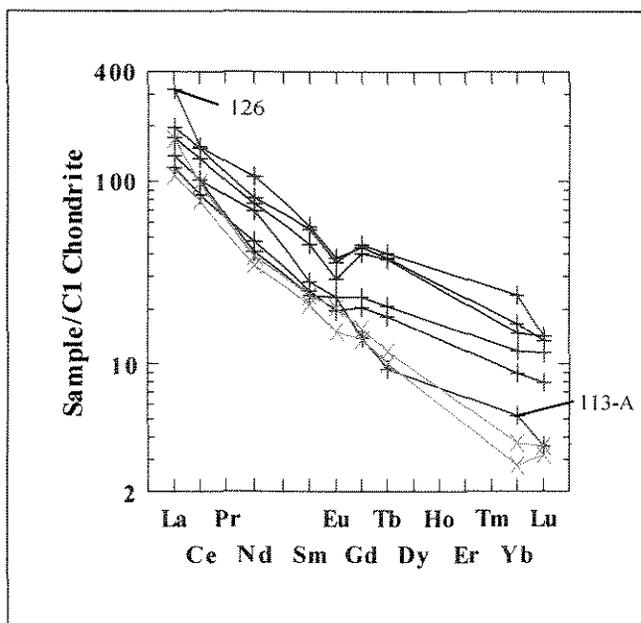


Figura 16: Diagrama de variação dos Elemento Terras Raras, normalizado pelo condrito Taylor & McLennan (1985).

## 6.5 - *Discussão dos Dados Geoquímicos*

Os resultados geoquímicos vieram reforçar ainda mais as diferenças verificadas no campo e na petrografia, o que leva a crer que estes litotipos, mesmo com algumas semelhanças e atualmente em terrenos contíguos, tiveram histórias geológico-evolutivas diferentes.

Através dos dados geoquímicos constata-se que as rochas da FSD possuem uma maior variabilidade de teores dos elementos, como mostram os diagramas analisados, ao contrário das amostras da FCA.

A diferença destes resultados encontra-se marcada também nas análises das rochas com características ígneas mais preservadas, denotando diferenças existentes, provavelmente, já em suas gêneses ígneas.

As dessemelhanças são encontradas quando comparadas a quantidade dos elementos traço, a qualidade das correlações, os teores dos diversos elementos maiores, menores e traço para um mesmo teor de sílica, além de se verificarem diferentes padrões nos diagramas multi-elementares e de distribuição dos ETR.

Analisando-se os teores de  $K_2O$  das rochas estudadas, e principalmente daquelas da FSD, que possuem uma maior quantidade deste elemento, percebe-se que essas amostras são encontradas em regiões afetadas por modificações tectono-metamórficas intensas e que, em alguns casos, possuem até composições granodioríticas, com estrutura gnáissica. Isto indica que, os eventos tectono-metamórficos posteriores que atuaram na FSD promoveram segregações graníticas, aumentando proporcionalmente os teores de  $K_2O$  e também de  $SiO_2$ .

Como foi observado nos resultados das análises, uma das diferenças entre as faixas é a presença de uma leve anomalia de Eu e Sr existente na FSD, o que indica fracionamento de plagioclásio (Vicat & Pouclet 2000, Smithies & Witt 1997), sugerindo que uma parte dos fenocristais de plagioclásio cristalizados foram separados em algum momento da evolução magmática, mudando a composição do magma antes da cristalização final do tonalito.

Geoquimicamente, a suite TTG da FCA, no Domínio N do CCG, possui grande quantidade de sílica, entre 65 e 75%,  $Al_2O_3 > 15\%$ ,  $Yb < 1\text{ppm}$ ,  $La/Yb$  geralmente  $> 30$ ,  $Na_2O/K_2O > 1$  e Sr e Ba ambos  $> 500$  ppm, podendo ser correlacionada aos trondhjemitos arqueanos de alto Al, com gênese provavelmente a partir da fusão parcial de basaltos toleíticos, com granada e anfibólio na fase residual, como sugerido por Baker (1979).

Os dados dos Elementos Terras Raras dos tonalitos da FCA também demonstram estar compatíveis com TTG arqueanos, que apresentam enriquecimento em ETR leves, alta razão  $(La/Yb)_N$  ( $5 < (La/Yb)_N < 150$ ), baixos teores de ETR pesados ( $Yb_N$  entre 0 e 9), com alto fracionamento de ETR pesados e sem anomalia de európio (Condie 1981, Martin 1987, Martin 1993).

Já os tonalitos e granodioritos Serra do Dondó possuem características muito similares aos TTG pós-arqueanos, com teores mais altos de  $Yb_N$  ( $4,5 < Yb_N < 20$ ) e com razão mais baixa de  $(La/Yb)_N$  ( $< 20$ ) (Martin 1993).

As características geoquímicas, arroladas acima, colocam somente as rochas da FCA no Arqueano, deixando os litotipos da FSD pelo menos no paleo-Proterozóico, todavia a única datação que se conhece nesta região, indica idades de 2,9 Ga (Teixeira *et al* 1989) exatamente, para o tonalito porfirítico tipo Serra do Dondó, que se encontra mais deformado e encontra-se associado aos restos do *greenstone belt*. Provavelmente este litotipo seja mais antigo que os tonalitos não porfiríticos encontrados na FCA, os quais mostram-se com características muito similares às suítes TTG arqueanas, sugerindo igualmente idade arqueana.

Ambas as suítes TTG possuem assinaturas de CaO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O similares aos tonalitos e gnaisses cinza arqueanos (McGregor 1979, Nutman & Bridgwater 1986). Com a diminuição dos teores de Na<sub>2</sub>O e CaO, há uma tendência para maiores quantidades de MgO e K<sub>2</sub>O, respectivamente, configurando uma afinidade cálcio-alcálica; no entanto, Martin (1993) relaciona esta tendência a rochas com idades inferiores a 2,5 Ga e Arculus (2002) indaga sobre o abuso do termo cálcio-alcálico, principalmente nos estudos do Arqueano, que deveria ser utilizado somente para rochas com plagioclásio cálcico, restringindo a classificação às categorias com pouco ferro e médio potássio para os litotipos estudados.

Os dados geoquímicos mostram-se diferentes dos adakitos, como apontado por alguns trabalhos (Martin 1993, Smithies 2000) que comprovam que alguns parâmetros geoquímicos simples como quantidade de sílica,  $Yb_N$  e Mg#, indicam que TTG arqueanos são distintos dos adakitos. Estas rochas mais recentes possuem alto Mg# (geralmente superior a 50), pouca sílica (usualmente menor que 65%; Smithies 2000) e  $Yb_N$  maiores (8-17; Martin 1993). Essas informações sugerem que os produtos de fusão, que geraram essas rochas, sofreram interação com o manto.

Através de trabalhos anteriores e também no presente estudo observa-se que as amostras de TTG com mais de 3,0 Ga e a maioria das paleozóicas também possuem valores de Mg<sup>#</sup> e Yb<sub>N</sub> menores e de sílica maiores que 65 %.

Segundo Smithies (2000), somente valores superiores a 50% de Mg<sup>#</sup> refletem a contaminação do manto peridotítico por crosta oceânica, corroborando as afirmações de Martin (1987), em relação ao Yb<sub>N</sub>, que diz que os baixos valores de Yb<sub>N</sub>, também podem indicar ausência de contaminação. Portanto, como as rochas estudadas possuem baixos valores de Mg<sup>#</sup> e Yb leva-se a crer que não houve contaminação na cunha mantélica, que normalmente é constatada nos adakitos atuais, o que reforça, ainda mais, as possíveis diferenças tectônicas atuantes no Arqueano.

Os teores menores de Y e Rb podem estar relacionados a uma fonte mais pobre nesses elementos, ao alto grau de fusão da fonte, ou até mesmo à cristalização de anfibólio, ocasionando maior concentração em Y e menor em Nb, durante o fracionamento magmático (Pearce *et al* 1984). As rochas analisadas, todavia, com maior concentração desses elementos, assim como Yb e Sr, nem sempre possuem anfibólio em quantidades significativas, restando ainda as duas outras hipóteses para que se explique a diferença entre os TTG do Domínio Norte do CCG. O mesmo fato pode ser verificado para a allanita, que possui teores mais altos de ETR leves e o zircão, com maiores teores de ETR pesados (Rollinson 1993), e evidência de que somente a cristalização fracionada desses minerais, verificada pela petrografia, não é suficiente para explicar os dados geoquímicos (Figura 13).

## 7 - CONCLUSÕES

Através deste estudo, caracterizaram-se duas suítes TTG distintas no Domínio Norte do Complexo Campos Gerais, por suas diferenças geológicas, petrográficas e geoquímicas.

Uma das referidas suítes aflora na Faixa denominada Serra do Dondó (FSD) e mostra uma variação maior de litotipos, com tonalitos porfiríticos, trondhjemitos, granodioritos, gnaisses granodioríticos, protomilonitos e milonitos. A outra suite aflora na Faixa denominada Córrego das Almas, a sul da anterior, com tonalitos não-porfiríticos, acompanhados de migmatitos, granitos e milonitos subordinados.

No decorrer do mapeamento foi constatada associação da suite TTG com os *greenstone belts* somente na FSD, sendo que se houver resquícius da seqüência meta-vulcanossedimentar na FCA, a mesma estaria sob a capa de alteração mais profunda que recobre esta faixa.

Outro fator que separa as duas suítes é o caráter magnético, verificado em várias amostras da FCA através do uso de um simples imã de pêndulo, devido à presença de magnetita, como mineral acessório.

Na Faixa Serra do Dondó (FSD), os tipos petrográficos que constituem a Suíte TTG são: tonalitos porfiríticos, trondhjemitos, granodioritos, leucogranitos e milonitos.

Os tonalitos porfiríticos são cinza-escuros; com fenocristais de oligoclásio tabulares, eudrais, muitas vezes fortemente saussuritizados, sem geminações ou geminados segundo as leis da Albita e da periclina, com extinção ondulante, como o quartzo também. A composição mineralógica é composta por oligoclásio, quartzo, biotita primária e como pseudomorfo de hornblenda, além dos acessórios, possuindo esporadicamente, hornblenda por vezes cataclada, e microclina. Titanita idiomórfica de até 1,8 mm, com sobrecrescimentos de até 2mm, allanita subeuédrica, apatita e zircão disperso são os acessórios desta rocha.

Os granodioritos são maciços a foliados e bandados; quando maciços assemelham-se aos tonalitos, distinguindo-se apenas pela presença de microclínio intersticial. A coloração é branca, eventualmente rósea, com pertitas, mirmequitas e quartzo com textura *mortar*. Sua composição mineralógica é representada por oligoclásio, microclínio, quartzo e biotita. O minerais acessórios mais freqüentes deste litotipo são a allanita, a titanita, o zircão e a patita.

Trondhjemitos, que encontram-se intercalados aos tonalitos porfiríticos na FSD, possuem textura não porfirítica, hipidiomórfica e *mortar* e apresentam teor de máficos inferior a 5%, que se reflete na sua coloração cinza-clara. Epidoto e sericita são minerais secundários, originados pela acentuada saussuritização. O contato entre os dois litotipos, quando não deformado, é discordante intrusivo.

Os milonitos tonalíticos possuem forte orientação e foliação S-C, marcada pela biotita, predominando protomilonitos, com foliação milonítica pouco desenvolvida e com cominuição inferior a 10 % da rocha total. Nota-se ainda a presença de porfiroclastos de hornblenda e plagioclásio, estirados, com extinção ondulante e esporadicamente, fraturados. O quartzo apresenta a textura *mortar* realçada. Encontram-se também protomilonitos granodioríticos, com leitos quartzo-feldspáticos segregados. Há fraturas preenchidas por epidoto cortando a foliação de cisalhamento, sugerindo uma epidotização posterior ao cisalhamento.

Observa-se a presença de leucogranitos injetados nas regiões mais deformadas; onde o contato é intrusivo, a granulação é normalmente mais grossa, e a composição mineralógica é constituída essencialmente de quartzo e microclínio.

O litotipo mais comum na Faixa Córrego das Almas (FCA) é um tonalito não porfirítico, hipidiormórfico, levemente orientado, com granulação média a grossa. Sua composição mineralógica corresponde a oligoclásio, quartzo, hornblenda, biotita e minerais acessórios, representados por titanita, allanita, zircão, e opacos, entre eles a magnetita. O quartzo e plagioclásio possuem formas ovóides, com extinção ondulante. O oligoclásio é euédrico, com geminação ausente ou segundo as leis da Albita e da periclina, normalmente encontra-se saussuritizado e algumas vezes epidotizado, na maioria das vezes nas bordas dos grãos; o quartzo possui textura *mortar* e mostra-se levemente estirado. A titanita encontrada na FCA é subédrica ou até anédrica, e ocasionalmente apresenta sobrecrecimento.

Os migmatitos encontrados na FCA possuem mesossoma de composição tonalítica com granulação, normalmente, menor que a do leucossoma, de granulação grossa e composição granítica com filetes de biotita e opacos em seu interior, mais desenvolvidos nas bordas destes leitos. Em muitos dos leucossomas ocorre microclínio com textura gráfica.

Os granitos, associados aos migmatitos da FCA, possuem granulação grossa e sua composição é representada por quartzo, microclínio, com textura gráfica, e plagioclásio, com filetes aleatórios de biotita.

Observam-se protomilonitos na FCA, nas regiões mais deformadas, que possuem foliação S-C pouco desenvolvida, assim como cominuição incipiente de grãos.

As suítes TTG das duas faixas apresentam padrões e intensidades de deformação distintas: os litotipos da FSD encontram-se mais intensamente deformados em relação as rochas da FCA. Na FSD, há intensa milonitização, com o desenvolvimento de foliação milonítica anastomosada envolvendo núcleos onde as feições ígneas, como a textura porfirítica e contatos intrusivos entre tonalitos porfiríticos e trondhjemitos não porfiríticos encontram-se preservados. Já na FCA as rochas encontram-se incipientemente foliadas, podendo-se observar as características ígneas preservadas. Quando há forte deformação, nota-se a presença de migmatitos associados, com estruturas estromáticas, dobradas e *schlieren*.

Pelo ponto de vista geoquímico, as rochas graníticas do Domínio N do CCG são classificadas como suítes tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG), cálcio-alcálicas a cálcicas, metaluminosas a peraluminosas, no campo de médio potássio.

Os diagramas de variação de Harker mostram correlações em geral boas entre a sílica e os elementos maiores e menores e não tão satisfatórias para os elementos traço, sendo negativas para  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  (representando Fe total), MnO, MgO, CaO,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$ , Nb, Zr, Y, Cr, Ni, V, Zn, La e Ce; e positivas para o  $K_2O$  e Pb.

A partir dos dados obtidos nas análises geoquímicas verifica-se, nos tonalitos porfiríticos e granodioritos da FSD, que há um espectro de variação composicional mais expandido. Nesta faixa também são observados maiores teores de Fe#, Th, Ce, Nb (exceto amostra 102), Rb, Y, Nb e menores teores de Mg#, Sr e Ga.

Nos TTG da FSD, para os mesmos teores de sílica, nota-se que os teores de  $Fe_2O_3$ , MnO,  $P_2O_5$ , Zr, V, Zn, La e em algumas amostras de  $K_2O$ , estes teores tendem a ser mais altos e os de  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  e Pb, mais baixos, em relação aos tonalitos não-porfiríticos da FCA.

As análises de ETR mostram os TTGs estudados com forte enriquecimento de ETR leves, e fracionamento dos ETR pesados; embora este fracionamento seja um pouco menos intenso nas amostras da FSD, que também possuem leve anomalia negativa de Eu e Sr. Já os tonalitos não-

porfíricos da FCA não apresentam anomalia de európio e possuem teores de Yb menores que os de Lu, com um padrão de distribuição na forma de um taco de hockey.

A textura porfírica encontrada nos tonalitos da FSD indica uma diferenciação ígnea do magma original, que também é verificada no maior espectro de distribuição dos elementos químicos e nas anomalias negativas de Eu e Sr das amostras desta faixa. Deve-se ressaltar que o comportamento dos elementos está condicionado também às modificações tectono-metamórficas que atuaram sobre essas rochas, em maior intensidade do que nos tonalitos não porfíricos da FCA.

Não se esgotam, portanto, aqui, as possibilidades de busca de maior definição para a questão genética dos TTG arqueanos e sugere-se a continuidade destes estudos, principalmente no que se refere a levantamentos geocronológicos e isotópicos das rochas estudadas para a datação e determinação da sua respectiva rocha fonte.

## 8 - BIBLIOGRAFIA

- Almeida F.F.M. de 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 7:349-364.
- Arculus R. J. 2002. Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. *Journal of Petrology.* 44: 929-935.
- Arth J. G., Hanson G. N. 1975. Geochemistry and origin of the early precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 325-362.
- Arkani-Hamed J., Jolly W.T. 1989. Generation of Archean tonalites. *Geology.* 17: 307-310.
- Baker F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In F. Baker (ed) *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier. Amsterdam. 1979. p. 1-12.
- Baker F., Arth J.G., Hudson T. 1981. Tonalites in crustal evolution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Actas* 103: 293-303.
- Brenner T. L., Teixeira N. A., Oliveira J. A. L., Sauvage J. F. 1990. The O'Toole nickel deposit, Morro do Ferro greenstone belt, Brazil. *Econ. Geol.* 85: 904-920.
- Brodie K.H. & Rutter E.H. 1985. On the relationship between deformations and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. In: A.B. Thompson & D.C. Rubie (ed.) *Metamorphic Reactions: Kinetics, Textures and deformation*. Springer Verlag, p. 138-179.
- Cavalcante J.C., Cunha H.C. das, Chierigatti L.A., Kaeffer L.Q., Rocha J.M. da, Daitx E.C., Coutinho M.G.N., Yamamoto K., Drumond J.B.V., Rosa D.B., Ramalho, R. 1979. *Projeto Sapucaí – Relatório Final*. Convênio DNPM/CPRM, Brasília, 299p. 4 mapas.
- Choudhuri, A., Crósta A.P., Schrank A., Szabó G.A.J., Iyer S.S. 1992. *The Quilombo Granite in the archean Morro do Ferro Greenstone Belt, Sw Minas Gerais, and character of the transamazonian event*. In: REM, R. Escola de Minas, Ouro Preto, 45:152-153.
- Choukron P., Bouhallier H., Arndt N.T. 1995. Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. In: Coward M.P., Ries A.C. (Eds). *Early Precambrian Processes*. Geol. Soc. London Espec. Pub. 95, pg 67-86.
- Collins W.J., Van Kranendonk M.J. Teyssier C. 1998. Partial convective overturn of Archean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonics implications. *J. Estruct. Geol.*, 200: 1405-1424
- Condie K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Elsevier. Amsterdam. 434 p.

- Crósta A.P., Choudhuri A., Sazabó G.A.J., Schrank A. 1986. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do sudoeste de Minas de Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, 2: 710-721.
- Dixon J.M. 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28: 89-124.
- Frost B. R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classifications for granitics rocks. *Journal of Petrology*. 42: 2033-2048.
- Fyfe W. S. 1978. Evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chem. Geol.* 23: 89-114.
- Green T.H., Brunfelt A.O., Heier K.S. 1972. Rare earth element distribution and K/Rb ratios in granulites, mangerites and anorthosites, Lofoten-Vesteraalen, Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36: 241.
- Hunter D. R., Barker F., Millard Jr , H.T. 1978. The geochemical nature of the arquean ancient gneiss complex and granodiorite suite, Swaziland: a preliminary study. *Precambrian Research*. 7:105-127
- Hurst R.W., Bridgewater D., Collerson K.D., Wetherill, G.W. 1975. 3.600 m.y. Rb-Sr ages from very early Archaean gneisses from Saglek Bay, Labrador. In: C.J. Allègre & S.R. Hart (eds) *Developments in Petrology 5 - Trace Elements in Igneous Petrology*. Earth Planet. Sci. Lett. 27: 427.
- Jahn B.M., Glikson A.Y., Peucat J.J., Hickman A.M. 1981. REE geochemistry and geochronology of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara block, Western Australia. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 45: 1633-1652.
- Le Maitre R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary terms*. Oxford, Blackwell, 193 p.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland. *Journal of Petrology*. 28: 921-953.
- Martin H. 1993. The mechanism of petrogenesis of the Archaean continental crust – Comparison with modern process. *Lithos*. 30: 373-388.

- Martin H., Chauve C., Jahn B.M. 1983. Major and traces element geochemistry and crustal evolution of archean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Research*. **21**: 159-180
- Myers J. S. 1978. Formations of banded gneisses by deformation of igneous rocks. *Precambrian Research*. **6**: 43-64
- Nutman A.P. & Bridgwater D. 1986. Early Archaean Amîtsoq tonalites and granites of the Isukasia area, southern West Greenland: development of the oldest-known sial. *Contrib Mineral Petrol*. **94**:137-148
- O'Nions R.K. & Pankhurst R.J. 1978. Early Archean Rocks and Geochemical Evolution of the Earth's Crust. In: C.J. Allègre & S.R. Hart (eds) *Developments in Petrology 5 - Trace Elements in Igneous Petrology*. Earth Planet. Sci. Lett. **38**: 211-236
- Pearce J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*. **19**: n°4
- Pearce J., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. **25**:956-983.
- Rapp P.R., Watson E.B., Miller C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*. **51**: 1-25.
- Richard L.R. 1995. *Minpet for Windows – Version 2.02 – Reference Manual*. Minpet Geological Software. Quèbec, Canadá.
- Roig H.L. 1993. Caracterização da zona de sutura Jacuí – Conceição da Aparecida / MG: implicações geotectônicas e metalogenéticas. Instit. de Geociências, Univ. Estadual de Campinas, Campinas, Dissertação de Mestrado. 125 p.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman. Harlow
- Schmidt W. & Fleisher R. 1978. Estilo estrutural do Pré-cambriano no sudoeste de Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, **1**: 431-434
- Schrank A., Abreu F.R., Roig H.L., Choudhuri A., Carvalho E.D.R. 1990. Determinação de vetores de transporte tectônico da borda sudoeste do Cráton do São Francisco. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **5**: 2276-2283
- Shand S.J. 1943. *The eruptive rocks*. New York. Wiley. 2ª ed

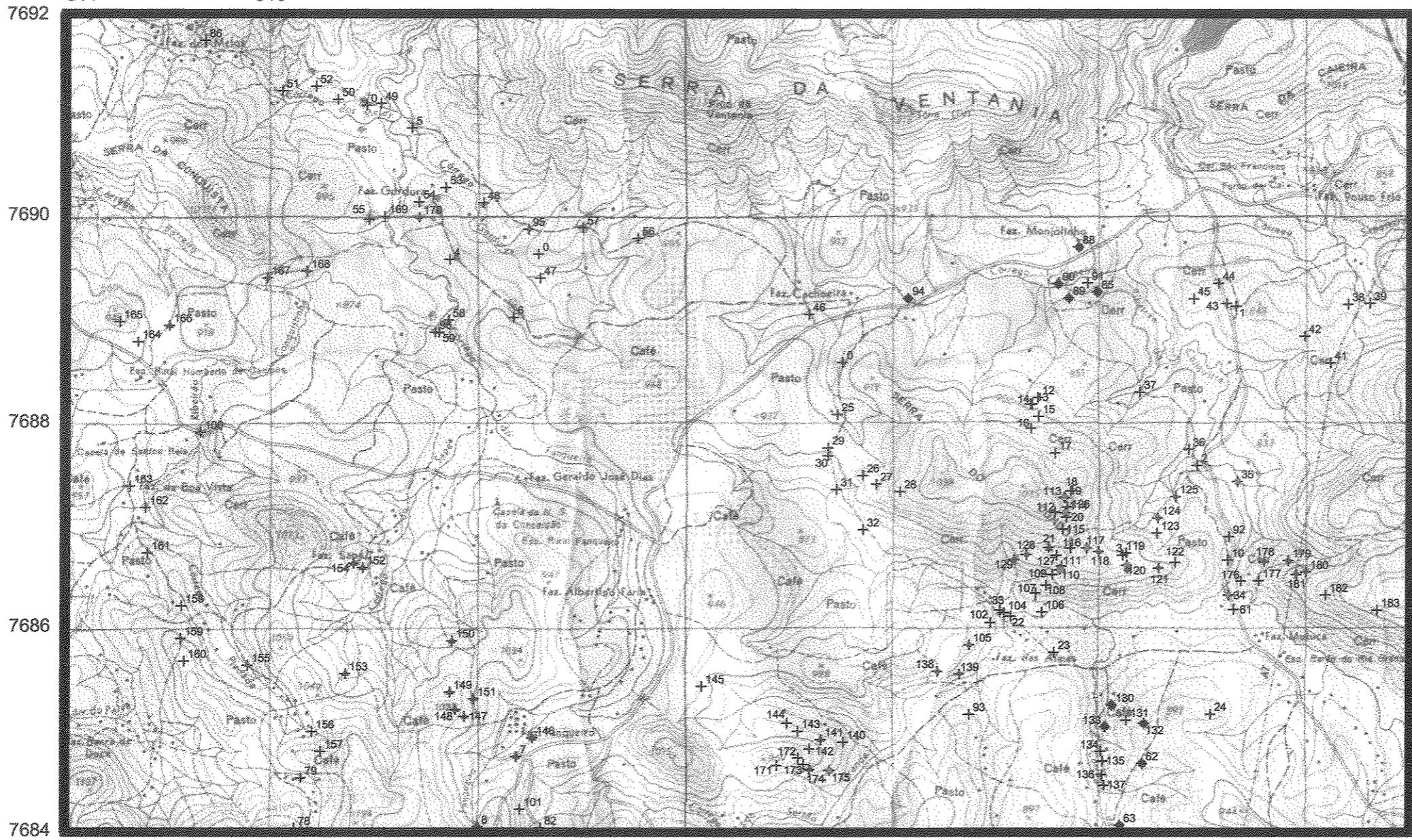
- Silva J.N., Seixas S.R.M., Pimentel G.B., Coutinho M.G.N. 1978. *Projeto Mantiqueira-Furnas – Relatório Final*. Convênio DNPM/CPRM, Brasília, 394p.
- Simões L.S.A. 1995. *Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de MG*. São Paulo. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 149 p.
- Smithies R.H. 2000. The Archaean tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters*. **182**: 115-125.
- Smithies R.H. & Witt W.K. 1997. Distinct basement terranes indentified from granite geochemistry in late Archaean granite-greenstones, Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Reserch*. **83**:185-201.
- Soares P. C., Fiori A.P., Carvalho S.G. de. 1990. Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton do São Francisco, no Maciço de Guaxupé. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **6**: 2723-2734.
- Soares P. C., Carvalho S.G. de, Fiori A.P. 1991. Evolução tectônica dos terrenos máficos-ultramáficos na margem sul do Cráton do São Francisco. In: SBG, Simp. Nac. Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, *Boletim...*, 66-68
- Streckeisen A.L. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie. Stuttgart, Bulletin...* **63**:773-785.
- Szabó G.A.J. 1989. *Contexto geológico e petrologia das rochas metaultramáficas de Alpinópolis, MG.*, Inst. Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 203 p.
- Szabó G.A.J. 1996. *Petrologia da suíte metaultramáfica da seqüência vulcano-sedimentar Morro do Ferro na região de sul a oeste de Alpinópolis, MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais)*. Inst. Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 354p.
- Szabó G.A.J., Roig H.L., Schrank A., Choudhuri A. 1993. Duas faixas litoestruturais distintas e o limite das Províncias Tocantins e Mantiqueira, entre Alpinópolis e Nova Resende (MG). In: SBG, Simp. Sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais*, 272-274

- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell. Malden.
- Teixeira N.A. 1978. *Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da Seqüência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 213 p.
- Teixeira N.A. & Danni J.C.M. 1979. Geologia da raiz de um *greenstone belt* na região de Fortaleza de Minas, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.* 9:17-26.
- Teixeira W., Akimoto H., Siga Júnior O., Sato K. 1989. A evolução dos terrenos graníticos-gnáissico-migmatíticos as sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. In: SBG, Simp. de Geol. De Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, *Boletim*, 243-247.
- Vicat J.P. & Pouclet A. 2000. Palaeo- and Neoproterozoic granitoids and rhyolites from the West Congolian Belt (Gabon, Congo, Cabinda, north Angola): chemical composition and geotectonic implications. *Journal of African Earth Sciences*. 31:597-617.
- Wernick E., Artur A.C., Fiori A.P. 1981. Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SBG, Simp. Reg. de Geologia, 3, Curitiba, *Atas...*, 1:328-341.
- Zanardo A. 1992. *Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG)*. Inst. Geoc. e Ciências Exatas/Univ. Estadual Paulista, Rio Claro. Tese de Doutorado. 288p.
- Zanardo A., Morales N., Carvalho S. G. de, Del Lama E. A. 2000. Contexto geológico do Complexo Barbacena em seu extremo oeste. *Geociências*. 19: 253-264

# ***ANEXO 1***

## **Mapa de Pontos**

344                      346                      348                      350                      352                      354                      356



### Legenda

- +<sup>39</sup> Afloramentos visitados
- ▲ Migmatitos
- Diques básicos / ultrabásicos
- Protólitos ígneos preservados
- ◆ Milonitos

Escala 1:50.000



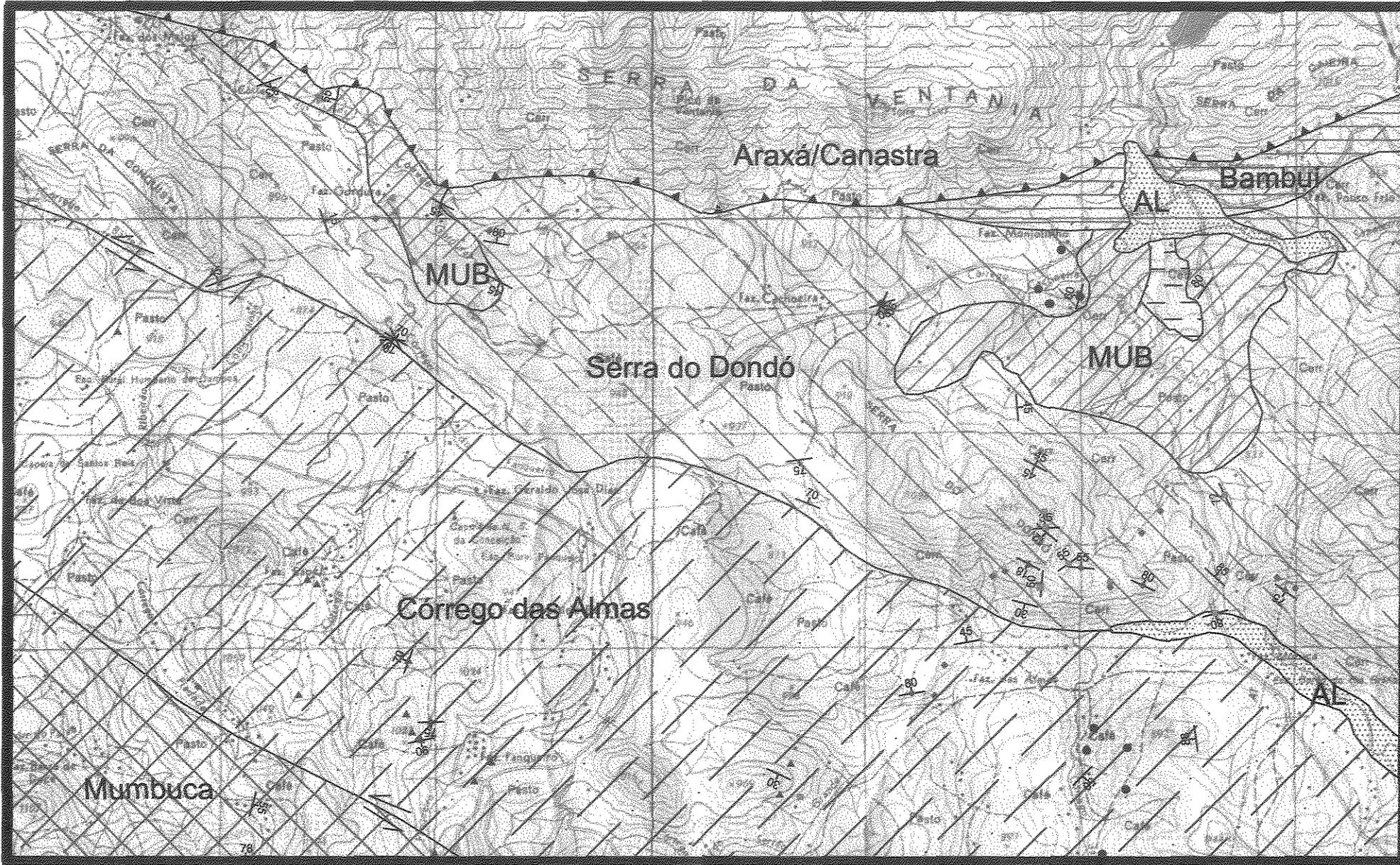
### MAPA DE PONTOS

Título:	
"Geologia, petrografia e geoquímica de duas suites TTG do Domínio Norte do Complexo Campos Gerais, sudoeste de Minas Gerais"	
Autor:	
Márcio Jesus Batista	
Orientador:	Coorientador:
Asit Choudhuri	Gergely A. J. Sza

7684

## ***ANEXO 2***

### **Mapa Geológico**



**Legenda**

-  Aluvião
-  Grupo Araxá/Canastra
-  Grupo Bambuí
-  Faixa Corrego das Almas
-  Faixa Mumbuca
-  Faixa Serra do Dondó
-  Rochas metassedimentares
-  Rochas metaultrabásicas
-  Milonitos
-  Migmatitos
-  Diques básicos / ultrabás
-  Protólitos ígneos preserv
-  Cisalhamento sinistral
-  Cavalgamento
-  Contato inferido
-  Foliação

Escala 1:50.000



**MAPA GEOLÓGICO**

<p><b>Título:</b>                  "Geologia, petrografia e geoquímica de duas suites TTG do Domínio Norte do Complexo Campos Gerais, sudoeste de Minas Gerais"</p>	
<p><b>Autor:</b>                  Márcio Jesus Batista</p>	
<p><b>Orientador:</b>                  Asit Choudhuri</p>	<p><b>Coorientador:</b>                  Gergely A. J. Szabó</p>

---

***ANEXO 3***

**Tabela das lâminas petrográficas**

<b>Amostra</b>	<b>Rocha</b>	<b>Faixa</b>
19	Anfibolito	Serra do Dondó
21	Gnaisse granodiorítico	Serra do Dondó
22	Tonalito	Serra do Dondó
27	Tonalito	Serra do Dondó
33	Tonalito	Córrego das Almas
35	Metakomatiito	Serra do Dondó
44	Metakomatiito	Serra do Dondó
46	Metakomatiito	Serra do Dondó
58	Metadiabásio	Serra do Dondó
59	Protomilonito tonalítico	Serra do Dondó
62	Tonalito	Córrego das Almas
64	Tonalito	Córrego das Almas
67	Protomilonito granodiorítico	Mumbuca
69	Actinolita xisto	Mumbuca
72	Granito	Mumbuca
76	Granodiorito	Mumbuca
78	Granodiorito	Mumbuca
82	Tonalito	Córrego das Almas
96	Protomilonito tonalítico	Serra do Dondó
98	Granodiorito	Serra do Dondó
100	Tonalito	Serra do Dondó
102	Tonalito	Córrego das Almas
112	Tonalito	Serra do Dondó
122	Leucogranito	Serra do Dondó
123	Protomilonito tonalítico	Serra do Dondó
126	Tonalito	Serra do Dondó
131	Tonalito	Córrego das Almas
133	Tonalito	Córrego das Almas
150	Migmatito	Córrego das Almas
160	Granito	Mumbuca
170	Protomilonito tonalítico	Serra do Dondó
171	Protomilonito tonalítico	Córrego das Almas
173	Migmatito	Córrego das Almas
182	Trondhjemitó	Serra do Dondó
183	Gnaisse granodiorítico	Serra do Dondó
104-A	Migmatito	Córrego das Almas
108-A	Granodiorito	Serra do Dondó
113-A	Tonalito	Serra do Dondó
113-D	Tonalito	Serra do Dondó
11-A	Contato leucogranito/dique anfibolítico	Serra do Dondó
11-C	Leucogranito	Serra do Dondó

<b>Amostra</b>	<b>Rocha</b>	<b>Faixa</b>
120-B	Protomilonito tonalítico	Serra do Dondó
12-D	Anfibolito	Serra do Dondó
133-C	Tonalito	Córrego das Almas
134-A	Tonalito	Córrego das Almas
17-B	Granodiorito	Serra do Dondó
18-A	Granodiorito	Serra do Dondó
18-B	Granodiorito	Serra do Dondó
36-A	Metakomatiito	Serra do Dondó
38-A	Tonalito	Serra do Dondó
54-A	Granito	Serra do Dondó
54-B	Milonito metabásico	Serra do Dondó
60-A	Leucogranito	Serra do Dondó
60-B	Tonalito	Serra do Dondó
60-C	Anfibolito	Serra do Dondó
60-E	Tonalito	Serra do Dondó
60-F	Anfibolito	Serra do Dondó
63-A	Tonalito	Córrego das Almas
63-B	Tonalito	Córrego das Almas
73-A	Tonalito	Córrego das Almas
73-B	Tonalito	Córrego das Almas
73-C	Anfibolito	Córrego das Almas
82-B	Tonalito	Córrego das Almas
85-A	Tonalito	Serra do Dondó
85-B	Xisto verde	Serra do Dondó
87-B	Granodiorito	Mumbuca
88-A	Tonalito	Serra do Dondó
88-D	Leucogranito	Serra do Dondó
88-E	Leucogranito	Serra do Dondó
89-B	Trondhjemitito	Serra do Dondó
89-C	Contato trondhjemitito/tonalito	Serra do Dondó
8-C	Migmatito	Córrego das Almas
93-B	Tonalito	Córrego das Almas
94-B	Trondhjemitito	Serra do Dondó

## ***ANEXO 4***

**Tabela com os resultados das análises modais**

<b>Amostra</b>	<b>Plagioclásio</b>	<b>Quartzo</b>	<b>Microclínio</b>
100	78.52	21.48	0
102	69.16	30.84	0
113-A	62.48	37.52	0
113-D	42.71	51.59	5.70
123-A	60.93	39.07	0
126	69.32	30.68	0
17-A	72.00	28.00	0
18-A	48.27	44.30	7.41
27	60.20	39.80	0
38-A	67.5	32.5	0
62	74.84	25.16	0
82-B	59.24	40.76	0
88-A	58.38	34.27	7.33
88-E	42.12	38.25	18.68
Sz-214	62.70	37.30	0
SZ-217	77.20	22.80	0

## ***ANEXO 5***

**Tabela com os resultados das análises químicas**

<b>Amostra</b>	<b>113-A</b>	<b>113-D</b>	<b>123-A</b>	<b>126</b>	<b>17-B</b>	<b>18-A</b>	<b>27</b>	<b>38-A</b>
SiO2	71,04	72,92	60,07	67,14	68,34	73,11	66,81	66,51
TiO2	436	346	907	621	540	0,3	717	693
Al2O3	14,7	13,61	15,71	15,2	15,12	14,11	15,54	15,67
Fe2O3	2,77	2,27	6,83	4,41	3,81	2,01	4,89	4,39
MnO	31	30	99	65	60	30	77	68
MgO	0,8	0,64	2,76	1,31	1,23	0,53	1,52	1,37
CaO	3,01	2,18	5,33	3,57	3,16	2,07	3,45	3,47
Na2O	4,54	3,98	4,1	4,5	4,65	4,06	4,35	4,14
K2O	1,29	2,55	1,74	1,56	1,44	3,14	1,79	1,95
P2O5	117	106	253	194	188	85	211	203
LOI	0,63	0,68	1,11	0,86	0,73	0,43	0,73	1
Total	99,4	99,3	98,9	99,4	99,3	99,9	100,1	99,5
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2O3T	2,77	2,27	6,83	4,41	3,81	2,01	4,89	4,39
FeOT	2,49	2,04	6,15	3,97	3,43	1,81	4,4	3,95
Mg2+	0,4825	0,3860	1,6646	0,7901	0,7418	0,3196	0,9167	0,8262
Fe2+T	1,9355	1,5857	4,7804	3,0859	2,6661	1,4069	3,4201	3,0703
Fe#	80,05	80,42	74,17	79,62	78,23	81,49	78,86	78,80
Mg#	19,95	19,58	25,83	20,38	21,77	18,51	21,14	21,20
K+	0,54	1,06	0,72	0,65	0,6	1,3	0,74	0,81
Ba	502	912	458	395	403	694	396	577
Rb	56	71	97	72	80	79	121	93
Sr	440	314	431	406	367	293	398	391
Cs	10	10	10	14,8	10	10	34	10
Ga	13,6	15,2	18,1	16,6	16,1	13,7	18	16,1
Nb	5,6	7,8	18,5	9,2	10,6	5,2	12,7	14,6
Zr	145	142	225	226	181	143	219	229
Y	10,5	26,1	54	35	37	20,6	43	81
Th	3,8	6,2	5,5	6,4	7,6	5,9	6,9	5,6
U	4	3	2	2	3	2,2	2	3
Cr	17,6	14,7	59	24,2	24	13,6	25,4	85
Ni	4,2	0	39	8,5	8,8	2,6	16	6,9
Sc	5	4	12	8	6	4	7	7
V	34	29	96	55	53	27,2	74	58
Cu	3,8	68	24,5	5,5	3,3	10,2	14,2	5,3
Pb	9,2	16	14,7	8,2	10,3	16,7	9,5	7,8
Zn	82	55	129	94	81	58	110	100
Sn	2	3	3	4	2	2	6	3
La	24	27	34	63	29	27	43	46
Ce	45	53	74	101	70	55	87	85

<b>Amostra</b>	<b>60-B</b>	<b>60-E</b>	<b>88-A</b>	<b>89-B</b>	<b>SZ-174</b>
SiO2	70,83	61,73	68,14	67,13	70,57
TiO2	382	920	521	528	388
Al2O3	14,28	16,29	14,84	16,06	13,86
Fe2O3	3,4	5,79	3,44	2,96	3,04
MnO	60	85	62	42	37
MgO	1,17	2,24	1,3	1,08	0,92
CaO	2,32	4,95	2,7	3,63	2,65
Na2O	4,77	4,64	4,69	4,26	4,36
K2O	3,14	1,68	2,62	2,01	2,39
P2O5	85	194	207	173	158
LOI	0,53	1,16	1,1	1,53	0,76
Total	99,4	99,7	99,6	99,4	99,1
FeO	0	0	0	0	0
Fe2O3T	3,4	5,79	3,44	2,96	3,04
FeOT	3,06	5,21	3,1	2,66	2,74
Mg2+	0,7056	1,3509	0,7840	0,6513	0,5549
Fe2+T	2,3785	4,0497	2,4096	2,0676	2,1298
Fe#	77,12	74,99	75,45	76,04	79,33
Mg#	22,88	25,01	24,55	23,96	20,67
K+	1,3	0,7	1,09	0,83	0,68
Ba	159	432	591	416	873
Rb	118	68	97	65	66
Sr	219	619	457	351	343
Cs	10	10	10	10	10
Ga	15,5	17,9	18,6	16,2	14,5
Nb	12,8	7,5	13,1	9	8,3
Zr	148	194	222	229	158
Y	14,4	20,4	22,8	11,9	22,3
Th	8,1	4,2	7,8	4,9	16,4
U	4,5	3	4	4	3
Cr	31	21,9	23,9	11,6	17,3
Ni	25,1	16,6	11,3	1	7,6
Sc	6	10	5	4	4
V	41	93	42	29	34
Cu	8,7	24,6	15,6	4,1	37
Pb	13,6	9,2	13,2	10,4	15,6
Zn	81	102	83	72	42
Sn	3	2	4	4	3
La	22	28	48	15	45
Ce	42	59	109	36	92

<b>Amostra</b>	<b>100</b>	<b>102</b>	<b>133-D</b>	<b>134-A</b>	<b>62</b>	<b>82-B</b>	<b>93-B</b>	<b>SZ-217</b>
SiO2	70,02	67,81	65,62	66,56	68,73	71,24	70,26	70,63
TiO2	370	603	486	538	430	401	356	381
Al2O3	15,22	16,33	15,71	16,06	15,44	14,98	15,7	15,02
Fe2O3	2,45	2,96	3,96	3,79	2,99	2,44	2,17	2,54
MnO	26	20	53	32	36	33	25	29
MgO	0,92	1,08	1,71	1,25	1,18	1,1	0,91	0,95
CaO	2,76	2,9	3,74	3,51	3,38	2,81	2,59	2,8
Na2O	4,93	4,82	4,58	4,54	4,87	4,6	4,89	4,74
K2O	1,52	1,91	1,76	1,76	1,4	1,57	1,77	1,52
P2O5	126	44	182	194	156	131	124	108
LOI	1,02	1,04	1,43	1,15	0,58	0,58	1,06	0,92
Total	99,3	99,5	99,2	99,4	99,1	99,9	99,9	99,6
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2O3T	2,45	2,96	3,96	3,79	2,99	2,44	2,17	2,54
FeOT	2,2	2,66	3,56	3,41	2,69	2,2	1,95	2,29
Mg2+	0,5549	0,6513	1,0313	0,7539	0,7117	0,6634	0,5488	0,5729
Fe2+T	1,7101	2,0676	2,7672	2,6506	2,0909	1,7101	1,5157	1,7800
Fe#	75,50	76,04	72,85	77,86	74,61	72,05	73,42	75,65
Mg#	24,50	23,96	27,15	22,14	25,39	27,95	26,58	24,35
K+	0,63	0,79	0,73	0,73	0,58	0,65	0,52	0,68
Ba	281	326	1338	990	1286	534	1330	262
Rb	36	98	46	51	38	63	46	37
Sr	370	217	582	607	685	630	612	348
Cs	10	10	10	10	10	10	10	10
Ga	16,7	19,5	16,8	16,8	17	17,1	15,6	16
Nb	4	15,4	6,8	4,9	4	5,3	2,4	4,9
Zr	138	248	155	186	132	127	141	143
Y	5,6	14,9	19,7	9,7	9	4,7	3,1	7,6
Th	3,9	56	1,2	5,6	3	1,7	5,9	4,9
U	3	1	2	2	2	4	3	4
Cr	12,5	12	33	13,9	29	17,5	12,4	13
Ni	2	21,9	13,9	2,8	9	7,6	0	3,3
Sc	4	4	6	5	5	4	4	4
V	33	45	53	44	37	34	25,5	37
Cu	8,3	4,6	9,2	8,2	11	3,5	6,8	3,1
Pb	19,1	23,7	9,4	11,9	14	18	9,7	14,2
Zn	53	91	66	68	58	59	39	56
Sn	2	2	3	2	2	2	2	2
La	19	106	21	46	33	15	38	16
Ce	39	173	45	49	29	26	69	37

<b>Amostra</b>	<b>160</b>	<b>60-A</b>	<b>88-E</b>
SiO2	70,65	75,53	74,55
TiO2	346	40	58
Al2O3	15,03	13,65	14,08
Fe2O3	2,42	0,28	0,55
MnO	27	5	12
MgO	0,66	0,06	0,09
CaO	2,51	1,14	0,99
Na2O	4,85	4,23	5,2
K2O	2,68	4,23	3,41
P2O5	115	18	19
LOI	0,37	0,38	0,48
Total	99,7	99,6	99,4
FeO	0	0	0
Fe2O3T	2,42	0,28	0,55
FeOT	2,18	0,25	0,49
Mg2+	0,3980	0,0362	0,0543
Fe2+T	1,6945	0,1943	0,3809
Fe#	80,98	84,30	87,53
Mg#	19,02	15,70	12,47
K+	1,11	1,76	1,42
Ba	1136	749	422
Rb	67	85	50
Sr	477	232	188
Cs	10	10	10
Ga	14,9	14	16,5
Nb	18	1,2	11,1
Zr	154	49	55
Y	5,3	2,5	32
Th	4,3	3,3	6,7
U	2	3,1	8
Cr	11,4	8,1	4,5
Ni	1,7	0	0
Sc	4	4	4
V	21,9	2	3,9
Cu	5,8	2,5	3,6
Pb	13,2	23,2	18,6
Zn	48	7,7	9
Sn	3	2	2
La	35	13	8
Ce	60	16	18

## ***ANEXO 6***

**Tabela com a composição normativa**

<b>Amostra</b>	<b>Qz</b>	<b>Or</b>	<b>Ab</b>	<b>An</b>
<b>113-A</b>	32,54	7,74	38,91	15,15
<b>113-D</b>	34,93	15,31	31,14	10,98
<b>123-A</b>	15,98	10,55	35,52	19,77
<b>126</b>	26,08	9,38	38,66	16,91
<b>17-B</b>	27,67	8,66	39,96	15,95
<b>18-A</b>	32,49	18,69	34,53	10,34
<b>27</b>	25,24	10,68	35,61	17,63
<b>38-A</b>	25,96	11,74	35,61	17,63
<b>60-B</b>	25	18,51	40,17	8,22
<b>60-E</b>	15,94	10,11	39,88	18,94
<b>88-A</b>	23,92	15,76	40,32	11,87
<b>89-B</b>	25,89	12,17	36,85	18,44
<b>SZ-174</b>	30,01	14,39	37,52	11,36
<b>100</b>	28,79	9,15	42,42	13,95
<b>102</b>	25,07	11,48	41,39	14,63
<b>133-D</b>	22,57	10,66	39,65	17,49
<b>134-A</b>	24,54	10,62	39,14	17,77
<b>62</b>	26,63	8,41	41,8	16,36
<b>82-B</b>	31,1	9,36	39,2	14,07
<b>93-B</b>	28,55	10,61	41,89	13,03
<b>SZ-217</b>	30,28	9,12	40,63	14,1
<b>160</b>	26,33	15,98	41,33	11,39
<b>60-A</b>	32,51	25,23	36,05	5,71
<b>88-E</b>	29,35	20,39	44,42	4,97

## ***ANEXO 7***

Tabela com os resultados das análises dos  
Elementos Terras Raras

Amostra	113-A	113-D	126	17-B	18-A	27	62,1	Sz-217
Ba	521	921	475	415	654	437	1147	233
Rb	61	67	71	77	79	111	37	44
Th	5,1	6,9	7,3	7,6	5,6	8	2,82	4,7
Zn	58	54	89	51	51	96	52	54
Cr	35,06	25,96	37,89	30,95	29,8	29,41	36,81	22,17
Hf	4	3,8	6	4,6	3,8	4,6	3,4	4,3
Cs	2	2	3,4	3,9	1,9	37	0,7	0,76
Sc	3	4,3	10,9	8,6	2,1	10,5	4,2	5
Ta	0,14	0,9	0,39	0,29	0,29	0,7	0	0,3
Co		6	10,1	4,4	4,4	11,8	7,7	6,9
U	0	1,3	0,8	0	0,6	1,2	0	0,55
La	33	33	75	41	28	47	40	25,7
Ce	62	62	95	82	51,3	92	60	47,7
Nd	19	32	49	35	22	38	18	16
Sm	3,6	4,3	8,6	6,9	3,8	8,3	3,6	3,2
Eu	1,34	1,35	2,2	1,7	1,14	2,1	1,18	0,87
Gd	2,89	4,75	9,02	8,22	4,19	9,21	3,22	2,82
Tb	0,35	0,77	1,41	1,4	0,68	1,5	0,44	0,38
Yb	0,88	2	2,8	2,5	1,5	4	0,63	0,47
Lu	0,09	0,29	0,34	0,36	0,2	0,36	0,09	0,08
Sm-N	23,52941	28,10458	56,20915	45,09804	24,8366	54,24837	23,52941	20,91503
Tb-N	9,358289	20,58824	37,70053	37,43316	18,18182	40,10695	11,76471	10,16043
Gd-N	14,082	23,09368	43,87007	39,98812	20,40008	44,82076	15,68627	13,7453
La-N	139,2405	139,2405	316,4557	172,9958	118,1435	198,3122	168,7764	108,4388
Yb-N	5,176471	11,76471	16,47059	14,70588	8,823529	23,52941	3,705882	2,764706
La/Yb-N	26,89873	11,83544	19,21338	11,76371	13,38959	8,42827	45,54283	39,22255
La/Sm-N	5,917722	4,954372	5,629968	3,835993	4,756829	3,655635	7,172996	5,184731
Gd/Yb-N	2,720386	1,962963	2,66354	2,719192	2,312009	1,904882	4,232804	4,971703