

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E DO DESPORTO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
ESCOLA DE ENGENHARIA

Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas,
Metalúrgica e de Materiais - PPGEM

FATORES GEOLÓGICOS NO PLANEJAMENTO DE LAVRA
DE ROCHAS ORNAMENTAIS

DANIELE DI GIORGIO

DISSERTAÇÃO PARA A OBTENÇÃO DO
TÍTULO DE MESTRE EM ENGENHARIA

Área de concentração: Metalurgia Extrativa e Tecnologia Mineral

Porto Alegre, 2003

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E DO DESPORTO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
ESCOLA DE ENGENHARIA

Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas,
Metalúrgica e de Materiais - PPGEM

FATORES GEOLÓGICOS NO PLANEJAMENTO DE
LAVRA DE ROCHAS ORNAMENTAIS

DANIELE DI GIORGIO

Geólogo

Dissertação realizada no Laboratório de pesquisa mineral e Planejamento Mineiro da Escola de Engenharia da UFRGS, no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais (PPGEM), como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Engenharia

Porto Alegre, 2003

Esta dissertação foi julgada adequada para a obtenção do Título de Mestre em Engenharia, área de concentração De Metalurgia Extrativa e Tecnologia Mineral e aprovada em sua forma final, pelo Orientador e pela Banca Examinadora do curso de Pós-Graduação.

ORIENTADOR:

Prof. Jair Carlos Koppe

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Marcus Vinícius Dorneles Remus

Prof Ruy Paulo Philipp

Prof. André Cezar Zingano

Prof. Carlos Arthur Ferreira
Coordenador do PPGEM

A vida é um conjunto de acontecimentos,
sendo que o último destes é capaz de
mudar o sentido de todo o conjunto.

(Ítalo Calvino)

À minha família e
à minha querida Liana

Agradecimentos

Ao meu Orientador Prof. Dr. Jair C. Koppe por ter me dado a chance de poder estudar no Brasil, pela orientação dessa dissertação e por ter contribuído no meu crescimento acadêmico, técnico e profissional.

Aos Profs. Sergio Hauser, Francesco Parello e Stefano Bellia por ter me apoiado a minha candidatura junto ao Ministero degli esteri d' Italia.

Ao Ministero degli Esteri d' Itália por ter proposto a minha candidatura como bolsista estrangeiro no Brasil.

Aos pesquisadores integrantes do Laboratório de Pesquisa Mineral e Planejamento Mineiro nas pessoas de Sergio Luiz Klein, Telmo Quadros e Paulo Salvadorette por ter contribuído ativamente na redação da dissertação e a coleta e processamento dos dados necessário ao desenvolvimento da mesma.

Aos meus colegas do Laboratório de Pesquisa Mineral e Planejamento Mineiro, em especial modo a Fernando Boff, Jairo Vieira, Márcio Soares pela amizade, hospitalidade, força e carinho mostrados.

À família Fernandes pelo carinho mostrado e pela ajuda proporcionada desde a minha chegada ao Brasil.

À Mineradora Terra Roxa e à Marmoraria Água Verde, representadas pelo Sr. Jaime Luiz, pelo apoio logístico e financeiro durante os trabalhos de campo.

Ao CAPES e CNPq pelas bolsas concedidas.

Índice

Lista das figuras	IX
Lista das tabelas	XVIII
ResumoXIX
Abstract	XX
1. Introdução	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Metodologia de trabalho	2
2. Fatores geológicos que interferem na lavra de rocha ornamental	7
3. Complexo Alcalino de Tunas: Estudo da Cor	14
3.1 Geologia Regional	14
3.2 Geologia local	16
3.3 Complexo Alcalino de Tunas	20
3.3.1 Pulasquitos	22
3.3.2 Foiaíto	25
3.3.3 Gabros Alcalinos	25
3.3.4 Sienogabro e Sienodioritos	26
3.3.5 Rochas filonianas	27
3.3.6 Brechas	30
3.3.7. Sienitos ornamentais de Tunas	32
3.3.7.1 “Verde Tunas”	33
3.3.7.2 “Verde Tunas de Mica”	44
3.3.7.3 “Verde Jararaca”.....	46
3.3.8 Outros sienitos verdes	48
3.3.9 “Jade Imperial”	51
3.3.10 Sienito pegmatóide com drusas (ou cavidades miarolíticas)	54
3.3.11 Sienitos cinza e cinza-esbraquiçados	56
3.4 Litogeoquímica	64
3.4.1 Elementos maiores.....	64
3.4.2 Elementos traços	78

3.5 Exame ao microscópio eletrônico de varredura (MEV)	87
3.6 Discussão	97
4 Rochas ornamentais do Sienito Piquiri: Análise estrutural do maciço rochoso	107
4.1 Localização e vias de acesso.....	107
4.2 Geologia Regional	107
4.3 Geologia Local.....	109
4.4 Levantamento estrutural da lavra do Sienito Piquiri	112
4.5 Levantamento com georradar	119
4.6 Integração dos dados geofísicos e geoestruturais	128
4.7 Discussão	133
5. Conclusões e recomendações finais.....	137
5.1 Estudo da cor no CAT	138
5.2 Influência das estruturas na lavra do Sienito piquiri	140
Referências Bibliográficas.....	143

Lista das figuras

Fig. 1 - Mapa da geologia regional da província Mantiqueira Modificado de Almeida (1983).....	15
Figura 2 - Mapa geológico do escudo paranaense e localização do maciço de Tunas (evidenciado por uma elipse).....	19
Fig. 3 - Imagem de satélite do maciço de Tunas. São evidenciadas as 4 estruturas	23
Fig. 4 - Mapa esquemático da geologia do complexo alcalino de Tunas e localização das amostras coletadas. Mapa modificado de Vasconcellos (1991)	24
Fig. 5 - Lâmina delgada da amostra de sienodiorito (T15).....	27
Fig. 6 - Lamina delgada da amostra de microssienito (T35A)	28
Fig. 7 - Lâmina delgada da mostra de microssienito (T35B).....	29
Fig. 8 - Detalhe do afloramento de brecha vulcânica na localidade de Lajeado	31
Fig. 9 - Lamina delgada da Brecha da Antena (T30). Matriz fina a média composta por feldspato alcalino, plagioclásio e piroxênio, biotita e magnetita; pequenas quantidades de anfibólio e apatita	31
Fig. 10 - Lamina delgada da Brecha de Lageado (T23). Matriz média composta por feldspato alcalino, plagioclásio e piroxênio, biotita e magnetita; pequenas quantidades de anfibólio e apatita	32
Fig. 11 - Bloco do sienito “Verde Tunas” na lavra da Água Verde. Um dique máfico corta o bloco	34
Fig. 12 - Vênula de material opaco no “verde Tunas”. Repare-se a zona paralela de cor verde que caracteriza o feldspato ao redor da vênula	34
Fig. 13 - Detalhe da superfície do feldspato alcalino do “Verde Tunas”. Reparem-se as fraturas preenchidas por material ferruginoso	35
Fig. 14 - Detalhe da zona próxima do contato entre o Verde Tunas e o Jade Imperial (Lavra da Água Verde). São evidentes uma série de injeções microsieníticas e vênulas de K-feldspato pneumatolítico.....	35
Fig. 15 - Lâmina delgada da amostra T32. A figura mostra os contatos suturados entre os cristais de feldspato.....	36

Fig. 16 - Presença de uma rede de fraturas, até curvadas , preenchidas por material de alteração de cor marrom, provavelmente óxidos e hidróxidos de ferro. Amostra do “Verde Tunas” (T32) coletada na Lavra da Água Verde	37
Fig. 17 - Exemplo de alteração do piroxênio em anfibólio na amostra de “Verde Tunas” (T32)	38
Fig. 18 - Exemplo do processo de alteração do anfibólio em biotita. Amostra de “Verde Tunas” (T32).....	38
Fig. 19 - Lâmina delgada da amostra T33A. Os minerais principais são cristais subedrais de feldspato alcalino (70%), quartzo intersticial relativamente abundante (7%) e cristais euédricos de plagioclásio sob forma de geminados polissintético secundários pela lei da albita e albita-Carlsbaad (8%)	39
Fig. 20 - Lâmina delgada da amostra T33A. Os minerais encontram-se frequentemente fraturados e as fraturas são preenchidas por material ferruginoso (em alto, centralmente).	40
Fig. 21 - Lâmina delgada da amostra T33A. Os inossilicatos são sempre cristais reliquiários e alterados, no caso mostrado se trata de anfibólio	41
Fig. 22 - Lâmina delgada em que é visível a estrutura aplítica da amostra T33B e a vênula de minerais opacos.....	41
Fig. 23 - Lâmina delgada da amostra T33B. Detalhe dos minerais de feldspato, olivin e magnetita.....	42
Fig. 24 - Dique lobado com material verde claro afanítico com blocos desformes e com bordas arredondadas de dimensões variáveis de material afanítico escuro (Lavra da Água Verde)	43
Fig. 25 - Detalhe da feição da Figura 24 em que se mostra o contato entre o Verde Tunas e o dique lobado. Repare-se que o Verde Tunas é mais fino na interface (Amostra T33B), enquanto o dique é de cor branca (T33A)	43
Fig. 26 - Lâmina delgada da amostra T110B, cristal de sodalita verde. Aparece também a evidente alteração do feldspato alcalino	45
Fig.27 - Fraturas nos cristais de feldspato da amostra T110B, preenchida pelo material ferruginoso de cor marrom. Lavra da Marmoraria Mica	45

Fig. 28 - Alteração do feldspato alcalino da amostra T102 (Verde Jararaca). A superfície do cristal é totalmente enuviada e pertitzada. Note-se também o cristal intersticial mineral máfico substituído parcialmente por minerais de alteração.....	47
Fig. 29 - Lâmina delgada da amostra T102 (Verde Jararaca) Fraturas irregulares preenchidas por material marrom aparentemente ferruginoso	47
Fig. 30 - Lâmina delgada da amostra T20B. Destaca-se a macla Carlsbaad do feldspato alcalino. No indivíduo direito ocorre um pequeno veio	49
Fig. 31 - Lâmina delgada da amostra T37. São visíveis microcristais de alteração do feldspato e um agregado de pequenos cristais de eudialita	49
Fig. 32 - Lâmina delgada da amostra T106. Presença difusa de carbonatacao dos feldspatos	51
Fig. 33 - Lâmina delgada de amostra de sienito verde (T10). São visíveis no feldspato alcalino vênulas irregulares de material ferros	52
Fig. 34 - Lâmina delgada da amostra T111Bg. Observa-se a alteração sericítica no plagioclásio	52
Fig. 35 - Lâmina delgada da porção fina da amostra T111Bf. São visíveis na parte superior as maclas de feldspato alcalino, enquanto na parte inferior a matriz é microcristallina	53
Fig. 36 - Exemplo de macla de Carlsbaad nos cristais de feldspatos alcalinos da variedade Jade Imperial.....	54
Fig. 37 - Hornblenda alterada em minerais aciculares de arfvedsonita, ou em biotita as duas fortemente pleocróicas.....	55
Fig. 38 - Vácuo na variedade de sienito pegmatóide com drusas.....	56
Fig. 39 - Exemplo de mineral máfico em posição intersticial na amostra de sienito pegmatóide.....	57
Fig. 40 - Lâmina delgada da amostra T16. os minerais encontram-se proundamente alterados.....	59
Fig 41 - Fraturas preenchidas por material ferruginoso em amostra de sienito cinza claro (T17)	59
Fig. 42 - Descontinuidades preenchidas por quartzo secundário em sientto cinza claro na amostra T17	60

- Fig. 43 - Fotografia da lâmina delgada da amostra T35 em que os feldspatos mostram, também em nível microscópico, que possuem uma camada de composição diferente da parte externa.....60
- Fig. 44 - Lâmina delgada da amostra T110A. Esta transformação afeta sobretudo os plagioclásios em pequena quantidade nessa variedade. Além de ser produto de alteração, o carbonato preenche as minúsculas fraturas que eventualmente cortam os cristais61
- Fig. 45 - Lâmina delgada da variedade de sienito cinza claro (amostra T111A). É claramente visível que os feldspatos aparecem cortados por fraturas preenchidas por material carbonático.....62
- Fig. 46 - Classificação química e nomenclatura das rochas do CAT usando os álcalis totais versus sílica (TAS) no diagrama de Le Maitre et al. (1989)69
- Fig. 47 - Subdivisão das rochas subalcalina do CAT usando o diagrama K_2O versus Na_2O 69
- Fig. 48 - Classificação química e nomenclatura das rochas do CAT usando os parâmetros $R1$ $R2$ de La Roche et al. (1980), calculados pela proporção de molaridades. $R1 = 4Si + 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$73
- Fig. 49 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação MgO vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é evidentemente negativa. As amostras de brecha T30 e T30A são os dois termos que menos se aproximam do “trend”. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas73
- Fig. 50 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação TiO_2 vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é evidentemente negativa. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas74
- Fig. 51 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação MnO vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é negativa, porém existem duas amostras (T30 e T16) se afastam do “trend”. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas74
- Fig. 52 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação Al_2O_3 vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é negativa, porém existem duas amostras (T30 e T16) se afastam do “trend”. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas75

- Fig. 53 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação Fe_2O_3 vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é evidentemente negativa. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas75
- Fig. 54 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação CaO vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é evidentemente negativa. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas76
- Fig. 55 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação K_2O vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é evidentemente positiva. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas76
- Fig. 56 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação Na_2O vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é evidentemente positiva. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas77
- Fig. 57 - Amostra dos sienitos coloridos de Tunas normalizados contra as amostras de sienitos não colorido. Elementos maiores. A escala é logarítmica.....77
- Fig. 58 - Amostras dos sienitos de Tunas normalizados contra o sienito representativo do Complexo da Barra de Itapiruã (Ruberti *et al.*, 2002). Elementos maiores. Os sienitos de Tunas coloridos são visualizados com os pontos verdes. A escala é logarítmica78
- Fig. 59 - Abundância dos Elementos Traços nas rochas do Complexo Alcalino de Tunas, normalizados pelo condrito de Thompson (1982) e inserido na ordem do aumento de compatibilidade em uma pequena fração de fusão do Manto. A escala dos valores é logarítmica. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.....81
- Fig. 60 - Abundância dos Elementos das Terras Raras nas rochas do Complexo Alcalino de Tunas, normalizados pelos valores de condrito de Evensen *et al.* (1978). A escala dos valores é logarítmica. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas82
- Fig. 61 - Concentração dos metais de transição nas rochas do Complexo Alcalino de Tunas. Os valores são normalizados pelos valores do manto primitivo de Kay & Hubbard (1978). A escala é logarítmica. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas85

- Fig. 62 - Gráfico da relação Nb vs. SiO₂ das rochas do CAT. São visíveis duas linhas de diferenciação. As diferentes variedades cromáticas se encontram indiferentemente nos dois “trends”. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.....85
- Fig. 63 - Gráfico da relação Zr vs. SiO₂ das rochas do CAT. São visíveis duas linhas de diferenciação magmáticas. As diferentes variedades cromáticas se encontram indiferentemente nos dois “trends”. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas86
- Fig. 64 - Amostras dos sienitos de Tunas normalizados contra o sienito representativo do Complexo da Barra de Itapiruã (Ruberti *et al.*, 2002). Elementos traços. Os sienitos de Tunas coloridos são visualizados com os pontos verdes. A escala é logarítmica86
- Fig. 65 - Amostra dos sienitos coloridos de Tunas normalizados contra a amostra de sienitos não colorido. Elementos traços. A escala é logarítmica. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas87
- Fig. 66 - Esquema de funcionamento das diferentes técnicas usadas em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e de Transmissão (MET)88
- Fig. 67 - Espectro EDS da amostra T110D é evidente a presença do K-feldspato, dada pelas medidas de Si, Al, O, Na, K em proporções estequiométrica da composição química deste mineral, enquanto a presença de Fe no mesmo mineral é acessória ou sob forma de inclusões e nas descontinuidades90
- Fig. 68 - Espectro EDS da amostra T32 é evidente a presença do K-feldspato, dada pelas medidas de Si, Al, O, Na, K em proporções estequiométrica da composição química deste mineral, enquanto a presença de Fe no mesmo mineral é acessória ou sob forma de inclusões e nas descontinuidades. Note-se a presença, também, de uma quantidade acessória de Ba91
- Fig. 69 - Espectro EDS da amostra T34 é evidente a presença do K-feldspato, dada pela medida de Si, Al, O, Na, K em proporções estequiométrica da composição química deste mineral. Note-se que há a presença de Fe no mesmo mineral em quantidades menores do que na amostra T32.....91

- Fig. 70 - Mapeamento MEV do Fe das amostras T110D (à esquerda) e T110A (à direita). É evidente a maior presença de Fe na amostra T110D sob forma de vênulas e inclusões difusas92
- Fig. 71 - Mapeamento MEV do Fe das amostras T32 (à esquerda) e T34 (à direita). A ampla área que aparece no mapa esquerdo no canto em baixo à direita é um cristal de anfibólio..93
- Fig. 72 - Um exemplo de variação da cor do sienito depois da extração do bloco (superfície inferior). Lavra de Mica, Tunas (PR)94
- Fig. 73 - Resultado do tratamento térmico na amostra T110D. À direita a amostra da mesma variedade de rocha antes do tratamento94
- Fig. 74 - Resultado do tratamento térmico na amostra T34. À esquerda a amostra da mesma variedade de rocha antes do tratamento95
- Fig. 75 - Resultado do tratamento térmico na amostra T110A. À esquerda a amostra da mesma variedade de rocha antes do tratamento.95
- Fig. 76 - Frente de lavra de rocha ornamental em Tunas onde é evidente a alteração cromática do sienito pelo intemperismo. A rocha alterada encontra-se à direita do dique vertical visível na parte central da parede96
- Fig. 77 - Mapa geológico do Sienito Piquiri, modificado de Jost *et al.* (1985).....109
- Fig. 78 - Análise aerofotointerpretativa da área em que se situa o Sienito Piquiri, a partir de fotografias aéreas da região. A linha azul identifica o contorno do Sienito Piquiri, em vermelho, as discontinuidades estruturais.....115
- Figura 79 - Diagramas sinópticos produzidos com auxílio do *software* Stereonet a partir de redes de Schmidt. Diagrama de roseta mostra as direções das fraturas medidas na área de lavra (Água Verde). Diagrama de contorno estrutural (pólos das fraturas) mostra os mergulhos das fraturas medidas na área de lavra (Água Verde)116
- Fig. 80 - Diagramas sinópticos produzidos com auxílio do *software* Stereonet a partir de redes de Schmidt. (A) Diagrama de roseta que mostra as direções das fraturas com estrias medidas na área de lavra (Água Verde) relativas á fase de deformacao A. (B) Diagrama de roseta que mostra as direções das fraturas com estrias medidas na área de lavra (Água Verde) relativas á fase de deformacao B.....116

- Fig. 81 - Diagramas de contorno estrutural (pólos das fraturas) onde se mostra a densidade dos polos dos mergulhos das fraturas com estrias medidas na área de lavra (Água Verde). O diagrama A1 mostra os eixos de paleostress resultantes da aplicação do método dos diedros direitos (Angelier & Mechler, 1977) referente a fase de deformação A. O Diagrama B1 mostra os eixos de paleostress resultantes da aplicação do método dos diedros direitos (Angelier & Mechler, 1977) referente a fase de deformação B 117
- Fig. 82 - Mapa de localização das estruturas e dos perfis de geo-radar (L1, L2, L3 e L4) no local das atividades de lavra.121
- Fig. 83 - Seção L1 de geo-radar com 22 metros de comprimento, apresentando alta densidade de fraturas entre 1 e 5 metros de profundidade. Eixo horizontal: distância percorrida sobre o terreno (m); eixo vertical: profundidade (m) e tempo de propagação (ns)122
- Fig. 84 - Seção L2 de geo-radar com 23 metros de comprimento, apresentando alta densidade de fraturas entre 1 e 5 metros de profundidade. Eixo horizontal: distância percorrida sobre o terreno (m); eixo vertical: profundidade (m) e tempo de propagação (ns)123
- Fig. 85 - Seção L3 de geo-radar com 10 metros de comprimento, apresentando baixa densidade de fraturas e um refletor característico em torno dos 3 metros de profundidade. Eixo horizontal: distância percorrida sobre o terreno (m); eixo vertical: profundidade (m) e tempo de propagação (ns).124
- Fig. 86 - Seção L4 de geo-radar com 10 metros de comprimento, apresentando baixa densidade de fraturas e um refletor característico em torno dos 3 metros de profundidade. Eixo horizontal: distância percorrida sobre o terreno (m); eixo vertical: profundidade (m) e tempo de propagação (ns).125
- Fig. 87 - Exemplo de perfil CMP coletado na área de levantamento. A velocidade de propagação de onda na rocha pode ser estimada, na imagem, a partir da declividade da linha tracejada.127
- Fig. 88 - Modelo digital de terreno com indicação das direções de avanço das frentes de lavra (setas vermelhas) e de fraturas sub-verticais levantadas129
- Fig. 89 - Localização das linhas de perfilagem com GPR na área escolhida130
- Fig. 90 - Interpretação e marcação do fraturamento horizontal.131

Fig. 91 - Modelo tridimensional do bloco definido pelo fraturamento horizontal na área submetida à perfilagem com GPR.....	132
Fig. 92 - Detalhamento das partes do bloco definidas pelo fraturamento vertical, orientação da foliação magmática (linha azul) e representação dos tamanhos mínimo e máximo de bloco a ser lavrado. Os blocos representados indicam o tamanho mínimo e máximo (restrição de carga para o transporterodoviário) de bloco, orientados na posição correta em relação à foliação, nas duas orientações possíveis: deitado e em pé	133
Fig. 93 - Individualização dos blocos de rocha delimitadas pelas fraturas (blocos naturais)	134
Fig. 94 - Visualização da melhor alternativa para lavra	134

Lista das Tabelas

Tabela 1 – Tabela 1- Análise modal das rochas intrusivas do Complexo Alcalino de Tunas (CAT). As quantidades de minerais são expressa em % de volume.....	62
Tabela 2 – – Resultados da análise litogeoquímica das rochas do CAT. Elementos maiores	66
Tabela 3 – Análise normativa pelo programa MAGMA.	70
Tabela 4 – Resultados da análise litogeoquímica das rochas do CAT. Elementos traços. .	79
Tabela 5 – Resultados da análise litogeoquímica das rochas do CAT. Elementos das Terras Raras.....	80

Resumo

O setor da extração de rochas ornamentais alimenta um mercado que no Brasil movimentava US\$ 2,1 bilhões por ano (Villaschi, 2000). Infelizmente, a maioria das empresas brasileiras que atuam nessa área investe poucos recursos em pesquisas para o planejamento de lavra. Deste modo, são sobretudo as instituições de pesquisa que se encarregam da tarefa de efetuar os estudos necessários para um melhor aproveitamento dos materiais ornamentais extraíveis no País. Esse trabalho, em particular, abordou dois problemas específicos (i) o estudo da variação de cor dos sienitos ornamentais lavrados no Complexo Alcalino de Tunas e (ii) a influência das estruturas na lavra do Sienito Piquiri.

Os sienitos extraídos em Tunas (PR) são caracterizados por mostrarem uma variabilidade na coloração. A variedade verde é a mais interessante pela sua raridade como produto natural. Para entender quais são as causas desta variabilidade cromática foram efetuadas observações petrográficas, análises litogeoquímicas e ao microscópio eletrônico de varredura. Mediante as análises foi possível determinar que o conteúdo em ferro pode ser um dos fatores que proporcionam a característica coloração verde nos sienitos de Tunas. Processos de alteração deutérico-hidrotermal são outras possíveis causas que participaram na referida coloração. Os resultados obtidos podem ser utilizados como base para poder hipotizar a localização de novas frentes de lavra de rocha ornamental no CAT ou em maciços geologicamente semelhantes.

Na lavra do Sienito Piquiri (RS) o controle estrutural do maciço influi decisivamente na recuperação da lavra. O levantamento estrutural convencional aliado ao levantamento de fraturas horizontais por meio de georradar pode auxiliar no processo de blocometria, isto é na determinação de blocos comerciais extraíveis dos maciços rochosos e determinar zonas menos afetadas pelos processos de ruptura. A metodologia adotada revelou-se eficiente para poder aumentar a recuperação e auxiliar no planejamento da lavra.

Abstract

Dimensional Stones extraction sector feeds a market that in Brazil cashes US\$ 2.1 billions per year (Villaschi, 2000). Unhappily, most Brazilian ventures working in this area invest few resources in researches applied on quarry planning. So, research institutions are responsible for the task of necessary studies development to the best be using of ornamental material extractable from the Country. This work, particularly, will face two specific problems: (i) the study of colour variation of Tunas Alkaline Complex (TAC) syenites and (ii) the influence of structures on Piquiri Syenite quarry.

Syenites extracted from Tunas (PR) are characteristic because of their colour variability. Green variety is the most interesting because of its rareness as ornamental stone. To understand which are the causes of this chromatic variability, petrographical observations, lithochemical and Scanning Electronic Microscope analyses were performed. By these analyses it was possible to determine that iron content may be the factor that gave the characteristic green colouration to Tunas syenites. Deuteric-hydrothermal alteration processes are another possible cause that contributes to the referred colouration. Results can be used as a base to make hypotheses about the location of new dimensional stones quarry fronts in the TAC or in geologically similar massifs.

In the Piquiri Syenite quarry (RS) structural control of the massif strongly influences recovery. Conventional structural mapping allied with geophysical mapping of horizontal fracture by GPR can help the process of blocometry, i.e. determination of commercial blocks extractable from rocky bodies and to select zones less affected from rupture processes. The applied methodology revealed efficient to rise the recovery and assist the quarry planning.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Atualmente o setor brasileiro de rochas ornamentais movimenta cerca de US\$ 2,1 bilhões/ano (Villaschi, 2000). É um mercado expressivo que na última década tem tido constante crescimento tanto no âmbito nacional quanto no internacional. Os estados que se destacam na produção são Espírito Santo, Minas Gerais, Rio de Janeiro e Bahia, que perfazem cerca de 80% da produção total brasileira enquanto os Estados do Paraná e do Rio Grande do Sul, colocam-se entre os primeiros dez estados em relação à produção de rocha ornamental.

Não obstante os concretos avanços tecnológicos nas pedreiras desenvolvidas em maciços, no Brasil, muitas atividades precisam ser melhoradas, tanto na exploração quanto na lavra. Entre os itens de custo elevado colocam-se a prospecção e a abertura de uma pedreira, levando empresários, em alguns casos, até mesmo a não realizar pesquisas geológicas. Mas acontece que, se por um lado ele ‘economiza’ não gastando com a pesquisa mineral, por outro ele pode ter surpresas desagradáveis, como a inviabilidade econômica da sua jazida. Uma saída para o custeio dessas pesquisas pode ser o envolvimento de instituições que atuam no setor, como os sindicatos e centros tecnológicos e, sobretudo, as universidades (Villaschi, 2000).

Dois fatores, em particular, são de interesse na fase de atividade de lavra de granito ornamental: (i) a cor das rochas ornamentais e (ii) o comportamento estrutural do maciço rochoso.

Muito embora seja o padrão cromático um dos fatores de maior importância que caracteriza o valor das rochas ornamentais do tipo granito ou mármore, pouco foi feito nesse campo para fomentar a pesquisa aplicada ao planejamento de lavra de rocha ornamental. Por exemplo, a maioria das rochas ornamentais de Tunas, o material de maior valor comercial extraído no Estado do Paraná, tem um padrão cromático não muito comum, razão pela qual elas possuem um valor do bloco bastante elevado.

O grau e intensidade de fraturamento de um maciço rochoso têm, por sua vez, grande influência na lavra de rocha ornamental. Quanto mais intenso esse fraturamento menor é a

recuperação de blocos. Como exemplo, o sienito Piquiri, conhecido comercialmente como Marrom Guaíba, ou Marrom Gaúcho, é o produto “ponta de diamante” da produção de granitos do Rio Grande do Sul. O maciço onde se extraem os blocos é caracterizado pela presença de fraturas sub-horizontais e sub-verticais que interferem na atividade de lavra afetando o tamanho dos blocos extraíveis e o percentual de recuperação.

Dessa forma, tanto as variações de coloração das rochas ornamentais, na escala do complexo de onde vêm sendo extraídas, quanto o grau e a geometria do fraturamento do maciço rochoso, representam problemas de interesse da pesquisa mineral e planejamento de lavra de granito ornamental, que atualmente está sendo enfrentada pela comunidade científica de Engenharia de Minas e Geologia no Brasil.

1.2 Objetivos

A meta dessa dissertação é discutir e apresentar algumas das metodologias de pesquisa geológica utilizadas para a mitigação dos problemas ligados aos fatores que influenciam o planejamento de lavra de rocha ornamental e aplicá-las a dois estudos de caso. Os dois problemas considerados foram: variação cromática e controle estrutural do maciço.

Para atingir a meta proposta os seguintes objetivos foram definidos:

- (i) Aplicar estudos geoquímicos para entender a variação cromática das litologias pertencentes ao Complexo Alcalino de Tunas;
- (ii) Com o emprego de mapeamento convencional aliado a técnicas geofísicas compreender o efeito das estruturas nos estudos de blocometria;
- (iii) Aplicar os resultados na seleção de áreas mais favoráveis ao desenvolvimento de novas frentes de lavra e auxiliar no planejamento de lavra

1.3 Metodologia de trabalho

Inicialmente efetivou-se o levantamento geológico básico das frentes de lavra de rocha ornamental, ativas ou paralisadas, encontradas no Maciço Alcalino de Tunas. Particular atenção foi dada aos indícios de fatores que pudessem ter influência nos problemas a serem resolvidos por essa dissertação. Durante essa fase buscou-se identificar e avaliar os fatores e condicionantes geológicos regionais e locais, que poderiam determinar as feições estéticas e decorativas do material. Buscou-se a construção de um mapa com os dados geológicos correlacionados e integrados evitando-se apenas a apresentação do mapa dos afloramentos. No estudo dos afloramentos a tarefa era de identificar as propriedades específicas das exposições rochosas, a saber:

- Morfologia;
- Grau de fraturamento;
- Presença de veios e outras estruturas lineares ou planares;
- Características da rocha:
 - Composição,
 - Variações de cor,
 - Tamanho dos grãos,
 - Textura,
 - Homogeneidade,
 - Variação de fácies,
 - Presença de descontinuidades,
 - Oxidações,
 - Outras alterações.

Após a coleta de amostras, os trabalhos foram desenvolvidos em laboratório. Procedeu-se ao corte de amostras selecionadas para a confecção de placas semipolidas para uma observação macroscópica mais fácil e confecção de lâminas delgadas. Sucessivamente, passou-se à realização da análise petrográfica. Esse tipo de análise foi efetuado para obter-se um conjunto de informações fundamentais para a caracterização das rochas ornamentais amostradas. Por meio dela, visou-se identificar a natureza ou tipo de rocha, podendo assim esclarecer a sua gênese. Deu-se ênfase à visualização de minerais alterados ou suscetíveis à alteração, minerais mais moles ou friáveis, ou com outras características que influem no lustro, na estética (a cor) e durabilidade da rocha e, sobretudo, a atenção foi voltada às possíveis causas da coloração do feldspato alcalino.

A análise petrográfica foi executada, inicialmente pelo exame macroscópico ou com estereomicroscópio e a seguir, ao microscópio. O exame microscópico consiste na descrição dos minerais e suas inter-relações (ou arranjo textural), com a observação do estado microfissural e grau de alteração das rochas e minerais, além da classificação formal da rocha.

Ultimadas essas análises, seguiram-se as análises litogeoquímicas dos elementos maiores e traços de amostras selecionadas. As amostras, previamente moídas por meio de um socador dentro de um gral, ambos de porcelana, foram enviadas para o laboratório da Actlabs, no Canadá. A tecnologia usada para essas análises foi a ICP (Inductively Coupled Plasma). Obtidos os resultados da análise dos óxidos dos elementos maiores, foi possível realizar gráficos de classificação petrográfica e diagramas de variação. Esse tratamento de dados foi empregado buscando-se distinguir as variedades de rocha ornamental conforme a composição geoquímica e, ao mesmo tempo, tentar traçar uma evolução das rochas presentes no Complexo Alcalino de Tunas (CAT). A análise dos elementos traços, além de reconstruir os processos de diferenciação magmática ativos no CAT, permitiu determinar se há existência de amostras com um conteúdo anômalo desses elementos que possa explicar a cor das variedades de rochas ornamentais amostradas.

Outro tipo de análise consistiu de observações no microscópio eletrônico de varredura (MEV). Foram analisadas quimicamente algumas feições do feldspato alcalino presentes em lâminas petrográficas para determinar quais elementos químicos anômalos são responsáveis por essas feições. Em particular, foram analisadas as superfícies em que o feldspato mostra descontinuidades preenchidas por material possivelmente de alteração intempérica ou hidrotermal.

Para o Sienito Piquiri, RS, os trabalhos foram concentrados no levantamento geoestrutural, as principais atividades realizadas compreenderam a adaptação da metodologia de coleta de dados de controle geológico estrutural para a escala das frentes de lavra do sienito e o desenvolvimento da metodologia de coletas de dados geofísicos com geo-radar aplicada à estimativa da qualidade da rocha em termos de densidade de fraturas. Essas atividades visaram à formação de um banco de dados para a geração de modelos consistentes das descontinuidades e elaboração de cenários de planejamento de lavra otimizados.

Para o estudo das estruturas, preliminarmente foi executada uma análise aerofotointerpretativa, a partir de fotografias aéreas da região, em escala 1:25000.

Posteriormente ao estudo aerofotointerpretativo, foi feita uma verificação de campo com visitas aos locais onde o estudo com fotos aéreas apresentou dúvidas e em vários outros locais com objetivo de confirmação do levantamento geológico-estrutural por aerofoto.

No que concerne ao padrão de fraturamento horizontal, foi considerado o caráter inicial das investigações com geo-radar. O funcionamento do geo-radar está baseado nos princípios de propagação das ondas eletromagnéticas. Breves pulsos de energia eletromagnética são emitidos e captados por meio de antenas que operam em altas frequências. A onda transmitida penetra no subsolo e é refletida nas interfaces entre estruturas com diferentes propriedades elétricas. Assim, os pulsos emitidos percorrem as estruturas até encontrarem discontinuidades elétricas, como ocorre quando há mudanças de constituição dos materiais (p.ex. fraturas). A detecção e a interpretação dos pulsos refletidos nas discontinuidades (interfaces) fornecem os subsídios para diagnóstico a respeito das estruturas em sub-superfície (Casper & Kung, 1996; Xiong & Tripp, 1997).

Os dados foram coletados com um equipamento RAMAC (fabricado por MALA GeoScience) e analisados no *software* que acompanha o equipamento (Versão 2.28). Todas as seções foram efetuadas diretamente sobre rocha sã, na ausência do manto de intemperismo.

Inicialmente, testaram-se as frequências de emissão de 100 MHz, 200 MHz e 400 MHz (antenas convencionais, não blindadas). A análise desses perfis mostrou que o melhor compromisso entre a visualização de refletores e a profundidade de investigação era atingida em seções efetuadas com antenas de 200 MHz, de modo que grande parte do levantamento foi conduzida nessa frequência, realizando-se perfis de afastamento constante a partir de uma malha de investigação estabelecida por topografia.

Diversas seções de geo-radar foram efetuadas ligando pontos definidos por topografia. A amostragem ao longo dos perfis foi feita, na maior parte dos casos, em intervalos de 20 cm, ou seja, a cada 20 cm foi emitido e registrado um pulso de onda eletromagnética para investigação do subsolo. A separação entre antenas (*offset*) utilizada foi de 1 metro.

Nessa etapa do trabalho se verifica a possibilidade de correlação entre as feições observadas nas seções de geo-radar e a densidade de fraturamento da rocha, estimada com análise visual dos “radargramas”. Paralelamente, foram coletados perfis com o fim específico de determinar (aproximadamente) a velocidade de propagação de onda eletromagnética na

rocha, informação imprescindível para se chegar às seções de geo-radar definitivas, onde é possível estimar a profundidade, a partir da superfície, dos refletores de interesse (no caso as fraturas).

Após as etapas de campo e laboratórios, foram construídos os mapas geológicos com as informações necessárias e analisado o conjunto de informações obtidas, visando fornecer subsídios para o planejamento de lavra nas duas áreas estudadas.

Como últimas etapas, foi elaborado o texto dessa dissertação contendo os resultados obtidos, a análise, interpretação e conclusões.

2. Fatores geológicos que interferem na lavra de rocha ornamental

Koppe (1992) enumera os vários fatores geológicos que controlam as técnicas de lavra de rocha ornamental, destacando o arranjo textural da rocha, as estruturas e a presença de descontinuidades no maciço. Além desses fatores intrinsecamente relacionados à gênese da rocha, acrescenta que cor, textura, estrutura e presença de alterações e/ou minerais deletérios definem a qualidade final do material extraído.

Conforme Gross (1996), os fatores geológicos a serem considerados para a pesquisa de rocha ornamental são: 1) relevo; 2) tipo e tamanho do afloramento; 3) tipo de rocha 4) estado e grau de alteração; 5) homogeneidade do material rochoso; 6) presença de estruturas (sobretudo fraturas, diques, injeções); 7) características microscópicas (textura, mineralogia, alteração, etc.); e 8) características macroscópicas (cor, textura, etc.).

Segundo Gross (1996), os desníveis de terreno na área da jazida têm particular importância uma vez que podem definir o método de lavra mais apropriado; dependendo do tipo de relevo pode resultar um desenvolvimento da lavra mais oneroso.

De um modo geral, os métodos de lavras de rochas ornamentais são essencialmente dois: em matacões e em bancadas. O primeiro método depende das: a) características dos matacões, a dizer, formação, ocorrência, morfologia, texturas, etc. b) dimensões. Entre as desvantagens elencam-se a pequena vida útil, dificuldade de efetuar operações de extração a longo prazo com conseqüente constrangimentos comerciais. Entre as vantagens está a metodologia fácil com custos entre 50 a 80 US\$/m³, altas (até 60%) recuperações (pouco rejeito), e que, na maioria das vezes, proporciona um baixo impacto ambiental.

A lavra em bancadas se desenvolve, preferencialmente, em maciços pouco fraturados e as técnicas mais usadas são “smooth blasting” e “finnish method” (Koppe, 1992). Resumidamente a lavra em bancadas consiste de três etapas. Na primeira etapa, grandes volumes de rochas são retirados com cortes laterais com a utilização de furos verticais e, em alguns casos, de levante. Sucessivamente os grandes blocos liberados do maciço são subdivididos mediante intensa furação. Cada bloco isolado tomba na praça sobre uma cama de areia para evitar que se quebre. Na terceira e última etapa, esses blocos são finalmente esquadrejados conforme as dimensões compatíveis com as exigências do mercado (Koppe, 1992).

A lavra em bancadas utiliza métodos mais elaborados, e apresenta vantagens quando se trata de lavras prolongadas, pois permitem uma avaliação do depósito e seleção dos materiais. O volume do maciço deve assegurar uma quantidade suficiente para que a duração da extração seja razoável.

As litologias que são aproveitadas como produto ornamental, de modo geral, são granitos, mármore, quartzitos e basaltos. Entre esses tipos de rochas ornamentais, destacam-se os granitos e os mármore. Por definição, os “granitos” são rochas intrusivas ácidas (ígneas), isto é, formadas pela solidificação de um magma em condições intratelúricas profundas. Essas rochas são constituídas principalmente por feldspatos e quartzo, minerais que lhe conferem o grau de resistência e dureza, atingindo entre 6 e 7 na escala de Mohs. Os outros minerais acessórios que os compõem são piroxênio, anfíbólio, micas, feldspatóides, etc. Entre outros detalhes, os granitos apresentam uma variação textural e cromática muito superior a dos mármore e, também, o conjunto de qualidades tecnológicas (dureza, porosidade, durabilidade, etc.) é em geral superior. Na realidade, comercialmente o termo “granito” inclui todas as variedades de rochas cristalina de origem magmática, às vezes, também, metamórfica (p.e. os gneisses) que possam ser polidas.

Os mármore *strictu sensu*, por sua vez, são rochas metamórficas resultantes da transformação a alta temperatura e pressão de protólitos calcáreos, sendo assim constituídas principalmente por minerais do grupo da calcita, o que faz com que essas rochas tenham dureza 3 na escala de Mohs. A característica dos mármore é a presença de veios, em especial em mármore coloridos. O termo comercial mármore indica, porém, qualquer rocha calcárea, de origem sedimentar ou metamórfica, cujas placas possam ser polidas. Acrescenta-se que, pelo contrário, os travertinos, apesar de eles, também, serem rochas calcáreas, são rochas sedimentares de ambiente subaéreo caracterizadas pela presença de poros ou orifícios e, conseqüentemente, porosidade superior a do mármore, logo de mais difícil polimento.

Naturalmente, as rochas ornamentais podem ser usadas para diferentes finalidades, no entanto, é necessário conhecer suas características físicas e químicas para uma melhor definição de uso e aplicação. Mármore e travertinos, por exemplo, sendo materiais calcáreos são sujeitos à corrosão por ácidos até fracos, ocasionando manchas em sua superfície. A porosidade, sobretudo do travertino, ocasiona a penetração de líquidos que provocam manchas permanentes. Por isso o melhor uso destes materiais é em interiores e, dependendo da cor do

material e da iluminação, de ambientes sem incidência direta de raios solares. De outro lado, os granitos têm como características, além de uma variada gama de cores (cerca de 400), uma alta dureza e resistência à abrasão combinada com a baixa porosidade, o que possibilita, o seu uso em pisos, fachadas, interiores e outros. A dureza é a característica que mais diferencia esses dois produtos, sendo assim, essa característica é um fator geológico que condiciona enormemente a atividade de lavra, por exemplo, a extração de rochas graníticas requer um equipamento mais eficiente para o corte da rocha e mais resistente ao desgaste.

O estado e grau de alteração condicionam as características tecnológicas do material. Conseqüentemente, faz-se sempre necessário um acurado trabalho de campo em nível de detalhe para levantar as zonas menos afetadas pela alteração. Para essa finalidade, torna-se útil uma campanha de amostragem, seja superficial ou por meio de sondagens. As amostras coletadas serão utilizadas para a confecção de lâminas petrográficas.

A presença de estruturas é o problema principal nas lavras de rocha ornamental. Da geometria das fraturas depende o tamanho dos blocos que podem ser extraídos e, logo, o percentual de recuperação. Além de condicionar o tamanho final dos blocos extraídos, a ocorrência de fraturas na rocha facilita a percolação de fluidos que geram a alteração da rocha diminuindo, ou alterando, a qualidade tecnológica do material (Koppe et al., 1994). Os estudos geo-estruturais são necessários para poder efetuar um correto planejamento da extração e contribuem na determinação do melhor método extrativo a ser utilizado.

O tipo de descontinuidade que mais prejudica a atividade de lavra é aquela de tipo rúptil. Essas podem ser classificadas em falhas, juntas e/ou fraturas e zonas de cisalhamento.

As falhas podem ter caráter regional ou local tanto na extensão quanto na espessura e diversos materiais podem preenche-las. As juntas e/ou fraturas são o tipo de descontinuidade da rocha ao longo dos quais é desprezível o movimento relativo dos blocos. Elas podem ocorrer abertas ou preenchidas e podem formar conjuntos paralelos radiais ou anelares. Esse tipo de descontinuidade tem mais importância do que as falhas no desenvolvimento da atividade de lavra de rocha ornamental. Por isso durante o levantamento geológico-estrutural de uma área em que se pretende instalar uma lavra de rocha ornamental é necessário definir satisfatoriamente as propriedades das fraturas e/ou juntas. As propriedades de particular interesse são: atitude, espaçamento, persistência, rugosidade e abertura.

A atitude de uma descontinuidade é dada pela orientação do plano em relação a um sistema de referência polar e pelo mergulho da linha de máxima inclinação desse plano. A atitude tem grande importância durante o planejamento do desmonte de blocos.

O espaçamento das fraturas é simplesmente a distância entre elas medida ortogonalmente. O tamanho dos blocos a serem extraídos depende dessa propriedade.

A persistência das juntas e/ou fraturas é uma medida de sua extensão areal ou comprimento quantificado no afloramento do maciço rochoso. Zonas onde a persistência das fraturas é elevada são descartadas porque isso significa que nessas zonas o maciço rochoso encontra-se intensamente fraturado, logo, as possibilidades de extrair blocos de dimensões adequadas são pequenas.

A rugosidade é determinada pela presença de ondulações, de tamanho variável, em ambos os planos da fratura e/ou junta. A rugosidade tem influência na resistência ao deslizamento e cisalhamento dos blocos.

A abertura é a separação perpendicular entre as paredes adjacentes à fratura e/ou junta. A abertura tem a sua importância na separação de grandes blocos de rocha durante a execução de métodos de lavra como o “finnish method” (Koppe *et al.*, 1994).

As descontinuidades estruturais não são somente limitadas às juntas ou fraturas. No âmbito das rochas ígneas encontramos estruturas formadas seja durante o estado líquido do magma, como os enclaves, xenólitos, autólitos, veios e “shlieren” (mistura de magma de composição diferente). A presença no maciço desses “acidentes” constitui um fato altamente indesejável que diminui o valor comercial do bloco até sua rejeição pelo mercado.

De todo modo, na maioria dos casos, é possível determinar, por meio de um estudo de campo, quais zonas apresentam mais probabilidades de conter essas feições, conforme um modelo geológico-probabilístico adequado que explique a história geológica da intrusão.

As estruturas que se desenvolvem durante a deformação dúctil-rúptil e dúctil, também são feições a serem consideradas durante o desenvolvimento da atividade de lavra. Exemplo imediato de deformação rúptil-dúctil é dado pela presença de dobras em maciços rochosos. É uma feição que no caso de rochas ornamentais interessa, sobretudo as rochas calcáreas, sedimentares ou metamórficas, e os gnaisses. Isso comporta a formação de estruturas rúpteis de estilo e geometria diferente em diferentes partes da dobra. Nomeadamente, as fraturas de tipo

compressivo na parte interna das charneiras da dobra e de fraturas tensionais na zona externa da charneira.

Entre as estruturas de tipo dúcteis encontramos também lineação, foliação, xistosidade, boudinagem, milonitos que, por serem estruturas orientadas da rocha afetam o desenvolvimento da lavra. A orientação destas feições influi na modalidade de extração dos blocos dado que determina as direções de menor resistência à partição do maciço.

As estruturas deformacionais presentes em um maciço rochoso influem indiretamente na atividade de lavra. Os processos deformacionais são acompanhados por tensões residuais ainda presentes na rocha. Assim, nas dobras encontram-se tensões compressivas no setor inferior da charneira de uma antifôrme enquanto as tensões serão extensivas no setor superior da mesma, vice-versa acontece em uma sinforme. A orientação dos vetores de tensão é um fator que influencia a atividade de lavra, à medida que ela determina o padrão de novas fraturas e juntas que comparecem na frente de lavra durante o desenvolvimento da mesma. Essas novas fraturas podem se formar em zonas indesejadas ou perigosas afetando, no primeiro caso, o tamanho dos blocos extraídos, e no segundo, a segurança de quem trabalha.

Assim, um item que tem que ser considerado é a definição do retículo das juntas no maciço rochoso. Hoje em dia, os programas numéricos são extensivamente usados para estabelecer as condições de fraturamento de maciços rochosos em problemas de mecânica de rocha. Ultimamente, estes programas têm começado a incluir a definição dos blocos de rocha. Essa descrição geométrica dos maciços rochosos é baseada no estudo probabilístico dos dados obtidos durante o levantamento das descontinuidades estruturais do maciço rochoso da lavra. Quando essa descrição é bem estabelecida, permite a definição dos diferentes conjuntos e distribuições estatísticas dos parâmetros requeridos para modelar a geometria tridimensional de uma dada massa rochosa, mais especificamente: a orientação (atitude e mergulho) e a intensidade, ou seu espaçamento inverso, e as áreas onde ocorre a maior frequência das descontinuidades.

Além das características estruturais, um dos fatores mais importante é a cor da rocha ornamental. O padrão cromático é o principal atributo considerado pela qualificação comercial de uma rocha. Ele é um parâmetro que compõe o aspecto qualitativo de beleza e repetibilidade do material, afetando o valor estético, logo econômico do produto final. Em função das características cromáticas, os materiais são enquadrados como clássicos, comuns ou

excepcionais. Os materiais clássicos não sofrem influência de modismo, incluindo mármore vermelhos, brancos, amarelos e escuros, bem como granitos pretos e vermelhos. Os materiais comuns ou chamados de batalha, isto é, de largo emprego em obras de revestimento, incluem mármore bege e acinzentados, além de granitos acinzentados, rosados e amarronzados. Os materiais excepcionais são normalmente utilizados para peças isoladas e pequenos revestimentos, abrangendo mármore azuis, violetas e verdes, além de granitos azuis, amarelos, multicolores e brancos (Peiter e Chiodi, 2001).

Como uma rocha é constituída por um agregado de minerais, na maioria das vezes a cor resultante é uma mistura dos diversos minerais. Os minerais podem ser arranjados de modo que formem estruturas orientadas, ou isotrópicas, sob forma de desenhos característicos. São notórios os termos, na maioria das vezes emprestados do idioma italiano, Arabescato, Mandorlato, Cipollino, Moscato, Tigrato, Listato, Perlato etc., cada um desses termos identifica um padrão geométrico e estrutural que lembra objetos naturais comuns (Desio, 1973). Às vezes a presença da mesma feição geométrica pode constituir um defeito ou uma qualidade. Por exemplo, um veio isolado pode constituir um defeito numa chapa outrora homogênea, enquanto uma rede de veios pode ser uma característica procurada em outros materiais. Todos os processos geológicos e petrogenéticos que levam ao aparecimento destas feições têm que ser conhecidos, pois por meio deste conhecimento é possível prever onde a rocha pode apresentar estas características estéticas, desejadas ou rejeitáveis.

Desse modo, quando se desenvolve uma pesquisa geológica com o objetivo de produtos ornamentais, é de grande utilidade o conhecimento dos processos geológicos que proporcionam a cor a estes materiais. Este conhecimento pode ser, em seguida, utilizado como ferramenta para direcionar melhor o desenvolvimento de lavra, e, também, como meio de prospecção para abrir outras frentes de lavra em zonas favoráveis.

Podemos resumir que o que se espera de uma rocha ornamental é uma cor agradável, possivelmente única ou rara, totalmente estável no tempo e um padrão geométrico de bom efeito da textura. Como requisito geológico da lavra, as características acima citadas, inclusive a cor, devem permanecer constantes o mais possível na escala da reserva.

Com a finalidade de obter o conhecimento necessário para avaliar se um material é elegível para ser um bom produto ornamental pode-se usar a análise petrográfica. Por exemplo, o parâmetro de estabilidade da cor, uma análise petrográfica pode frisar a presença

de pirita na matriz da rocha. Sendo a pirita um mineral instável em ambiente exógeno, é muito provável que aquela rocha que a contenha, possa amarelar-se com o decorrer do tempo, à medida que a pirita se transforma em limonita por hidratação e oxidação.

Similarmente, conhecendo qual é o fator que proporciona a cor a uma rocha ornamental, fica mais fácil direcionar a extração de blocos na lavra, ou a pesquisa geológica, do material desejado. Neste caso, uma ferramenta de extrema utilidade pode ser o estudo da litogeoquímica do material coletado.

3. Complexo Alcalino de Tunas: Estudo da Cor

Nesse capítulo, apresenta-se um estudo de caso sobre a influência da cor no planejamento de lavra de rocha ornamental. A área selecionada foi o Complexo Alcalino de Tunas, localizado no estado do Paraná.

3.1 Geologia Regional

O Complexo Alcalino de Tunas (CAT) enquadra-se no canto inferior esquerdo da Folha Cerro Azul SG-22-X-B-IV e mais precisamente localiza-se ao norte da vila de Tunas, perto da divisa entre o estado de Paraná com o estado de São Paulo. A distância entre o CAT e a capital é de aproximadamente 80 Km.

O Complexo Alcalino de Tunas (CAT) é uma intrusão sub-vulcânica composta, de idade Mesozóica (80 milhões de anos), conforme datações K/Ar e Rb/Sr (Gomes *et al.*, 1987). Esse maciço, junto com muitos outros corpos (Banhadão, Barra do Teixeira, Itapirapuã, Mato Preto, Ponta Grossa, Sete Quedas), situa-se no alinhamento tectônico da assim chamada Província do Arco de Ponta Grossa (Almeida, 1983). Essa estrutura consiste de um soerguimento tectônico, o qual apresenta um *trend* NW, perpendicular à direção NE do eixo do embasamento cristalino do Ciclo Brasileiro (Almeida, 1983). A formação do Arco de Ponta Grossa começou no Paleozóico, enquanto durante o Permiano médio/superior esta estrutura se configurava como área positiva que separava as bacias de Santa Catarina e São Paulo. Já no Triássico-Jurássico o Arco de Ponta Grossa (Fig. 1) se apresentava como um soerguimento cupuliforme. Durante o Jurássico superior/Cretáceo o arco continuou se erguendo graças aos processos tectônico-magmáticos da Reativação Wealdeniana. Houve neste período a formação de fraturas paralelas ao eixo da mesma estrutura, as quais retalharam-na em setores crustais sub-paralelos limitados por extensas falhas (Almeida, 1983).

Além deste enxame de fraturas, no Arco de Ponta Grossa foi gerado um sistema de quatro zonas de falhas regionais (Guapira, São Geronimo-Curiúva, Rio Alonzo e Piqueri) paralelas entre si e ao *trend* do mesmo arco (Ferreira 1982). Em particular a estrutura de Piqueri constitui o limite meridional do Arco de Ponta Grossa, enquanto a de Guapira é o limite setentrional do mesmo (Ferreira, 1982). Os levantamentos geofísico e geológico

evidenciam que o magmatismo alcalino da região central do arco é fortemente controlado pelos lineamentos orientados a NW, ao longo dos quais se manifestou, também, o magmatismo toleítico Mesozóico. Apesar disso, é possível que o fator controlador das intrusões tenham sido falhas ou fraturas que cruzam os lineamentos dirigidos a NW, se bem que as primeiras não são geologicamente muito evidentes (D'Elboux *et al.*, 1982).

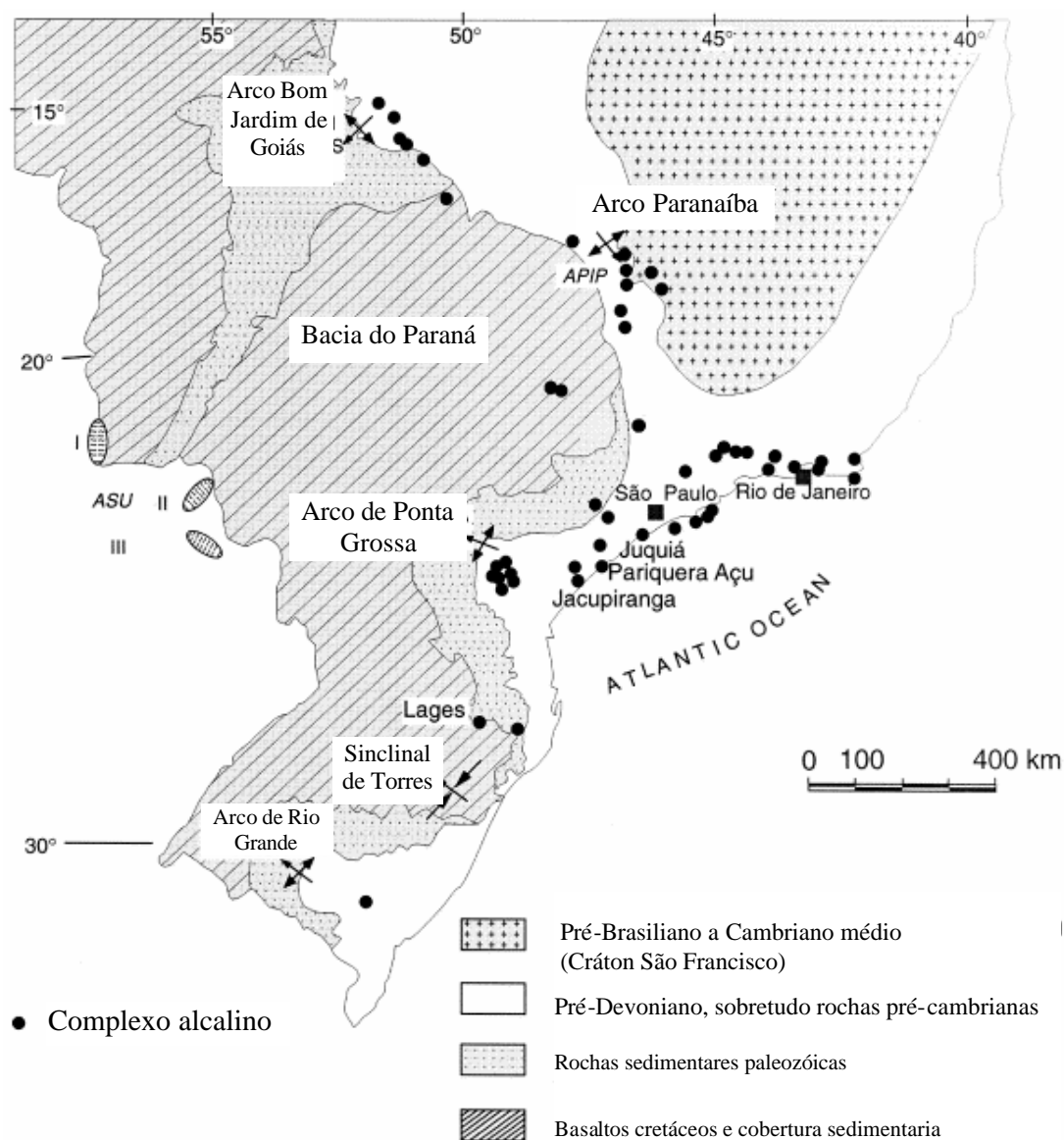


Fig. 1 - Mapa da geologia regional da província Mantiqueira. Modificado de Almeida (1983).

Outros estudos geofísicos e levantamentos geológicos (Almeida, 1983) provam que a ocorrência de intrusões alcalinas da área central do APG é geneticamente ligada às estruturas acima mencionadas formadas durante a Reativação Wealdeniana. Elas funcionaram como condutos para a ascensão dos magmas basálticos que deram origem as várias intrusões.

O magmatismo alcalino desenvolveu-se da seguinte maneira: durante o Jurássico superior e o Cretáceo inferior pré-Aptiano o intenso magmatismo basáltico preencheu a Bacia do Paraná e os enxames de diques dioríticos cortaram as rochas à borda da mesma bacia. A extensão dos derrames alcançou a atual Bacia dos Santos. O primeiro pulso de magmatismo alcalino é contemporâneo a essa fase. Posteriormente, no Cretáceo superior e com a última pulsação no Eoceno, houve o segundo pulso do mesmo tipo de magmatismo.

Conforme Almeida (1983), o CAT, pela sua idade (110 Ma) se enquadra no primeiro pulso do magmatismo, logo contemporaneamente ao magmatismo toleítico. No entanto, a idade do CAT é de 80 Ma e além desta restrição cronológica Fuck (1972) evidencia que os diques de diabásio não cortam o maciço, mas sim são cortados por ele.

3.2 Geologia local

As quatro estruturas sub-vulcânicas que compõem o CAT são intrusivas nas formações sedimentares e metassedimentares do Paleozóico superior aflorantes no escudo paranaense (Fig.2). Os dois termos stratigráficos que compõem as rochas encaixantes do CAT são, a partir do mais antigo, (Fuck, 1972, Vasconcellos, 19991):

- 1) **Grupo Setuva** compreende rochas metamórficas cuja paragênese mineral indica um grau metamórfico compatível com a fácies dos almandina-anfibolitos. Essa formação se apresenta fortemente dobrada e falhada. As estruturas tectônicas mais representativas nas áreas são os anticlinais erodidos de Anta gorda e do Ribeirão da Barra a nordeste de Tunas. Entre as falhas temos a que divide o mesmo Grupo Setuva dos metassedimentos do Grupo Açungui. As formações que compõem a Formação Setuva são (Fuck, 1972):

a) *Complexo Apiaí-Mirim*: compreende (i) gnaiss de granulometria fina a média e tipicamente bandados (a espessura das bandas é 0,5 a 1 cm). As porções félsicas da rocha são compostas por quartzo, microclínio e oligoclásio, que alternam bandas escuras e finas de biotita e hornblenda poiquilítica; a muscovita é ocasional. Os fenoblastos dos gneiss com estrutura ocelar são cristais de microclínio e, subordinadamente, oligoclásio. As dimensões deles alcançam 2 cm no comprimento. Entre os acessórios encontram-se zircão, alanita e apatita e, entre os secundários, epidoto, clorita e sericita; (ii) quartzo xistos, muscovita-biotita xisto e biotita xistos.

b) *Formação Perau*: na área afloram quartzitos que podem compor uma litologia independente ou ser intercalados no gnaiss do Complexo Apiaí-Mirim. Essa litologia é estratificada em bancos plano-paralelos passantes para lâminas onde é maior a quantidade de muscovitas.

2) **Grupo Açungui**: é composto pela Formação Votuverava. A litologia que a compõe possui uma paragênese mineral a qual revela um grau metamórfico baixo (fácies xistos verdes, zona da clorita). Mostra distúrbios tectônicos complexos e não completamente esclarecidos. As litologias que são incluídas na formação Votuverava são:

(i) Filitos: é a litologia que aflora com mais expressividade na área de Tunas. O exame mais detalhado evidencia que eles consistem de ritmitos cuja granulometria vai de areia fina até argila com predominância da fração siltito. Cada leito tem espessura variável de 5 até 50 mm. São essencialmente constituídos por grãos irregulares e xenomórficos de quartzo alongado segundo o acamamento e medindo entre 0,06 e 0,15 mm; lamelas de sericita e clorita de 0,03 a 0,1 mm. Os minerais acessórios são magnetita, zircão, pirita, turmalina e rutilo. A coloração varia de cinza a preto quando frescos, mas quando decompostos mostram uma típica coloração castanho-avermelhada, sendo, porém, as porções mais finas de tonalidade mais escura que as mais grosseiras. Estruturalmente os filitos se apresentam dobrados em isoclinais com vergência para SE. Os filitos sofreram metamorfismo de contato, não muito evidente, nas vizinhanças da intrusão. A rocha resultante é muito fina, preta compacta com acamamento ainda às vezes conservado, constituída de biotita, hornblenda, quartzo, oligoclásio-andesina, epidoto, alguma vezes ocorrendo a andalusita. As paragêneses encontradas correspondem à fácies dos xistos verdes pelo que concerne o

metamorfismo regional, a fácies dos cornubianitos é, de outro lado, relacionado ao metamorfismo de contato.

(ii) Metacalcários: desse litotipo afloram três lentes intercaladas nos filitos a nordeste do complexo e uma outra de pequeno porte ao sul. A coloração varia de cinza clara a escura, com tonalidade azulada. São rochas muito finas, sendo a granulometria dos grãos variável de 0,001 a 0,004 mm. As lentes deste metacalcários mostram interdigitação com leitos centimétricos de filitos e calcofilitos. Quando em contato com as rochas do maciço de Tunas, se apresenta re-cristalizado para uma rocha cálcio-silicatada composta de diópsido, tremolita e talco.

A outra formação inclusa no grupo Acungui compreende corpos de metabasitos tabulares de alguma dezena de metros de espessuras dispostos paralelamente à atitude dos estrados metassedimentares, configurando assim uma relação de *sill*. Essa litologia se encontra no flanco oriental e ao noroeste da intrusão, como também no interno dela, ocorrendo assim como *roof pendants*. Em amostra de mão se apresentam como rochas pretas, equigranulares (granulação fina a média), com cristais de 1 a 3 mm de anfibólio, plagioclásio e clorita os quais descrevem uma estrutura orientada. O anfibólio é mineral de substituição da augita, sendo este mineral encontrado ocasionalmente como inclusão nos minerais daquele. Albita, sericita, zoisita e calcita substituem extensamente o plagioclásio cuja composição é a da labradorita (Na 55-60%). O quartzo, raramente encontrado, é visível como grão com estrutura intersetal.

3) Diques de Diabásio: esporadicamente na área de Tunas se encontram diques de diabásio com possança variável entre 10 e 50 m. São rochas de cor preta com granulação fina e média, textura diabásica dos minerais constituintes que são labradorita e augita. Eles preenchem fraturas de direção NW-SW cortando as rochas metamórficas Setuva e Açungui. A idade é presumivelmente cretácea.

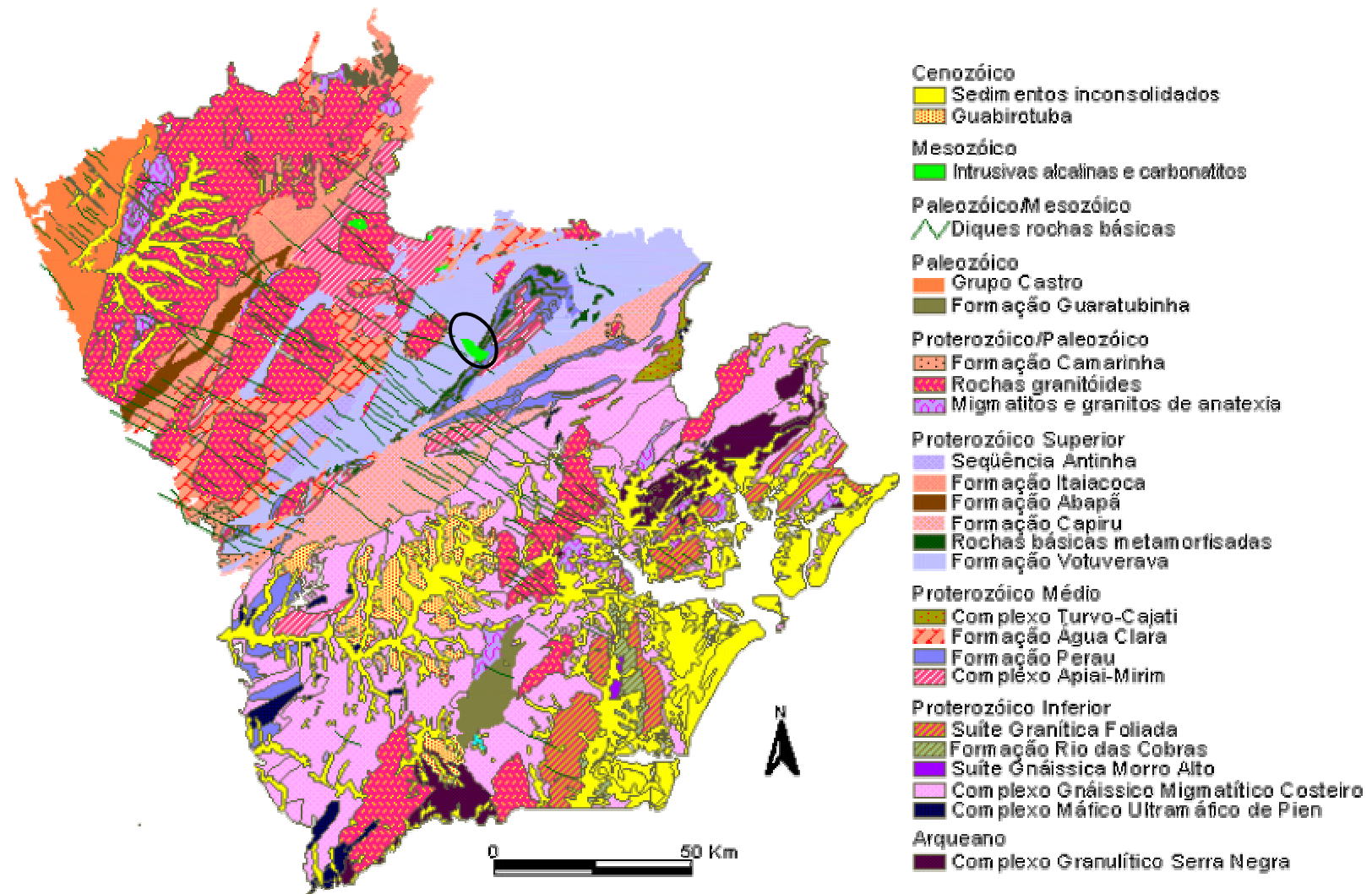


Fig. 2 - Mapa geológico do escudo paranaense e localização do maciço de Tunas (evidenciado por uma elipse). Imagem capturada do site da Mineropar (2001).

3.3 Complexo Alcalino de Tunas

O CAT é composto por 4 estruturas sub-vulcânicas justapostas ao longo da direção SE-NW. A imagem de satélite da Fig. 3 mostra claramente as encostas das 4 estruturas circulares. O padrão geométrico apresentado pelas quatro estruturas vulcânicas parece apontar para a ocorrência de uma sucessão de geração das estruturas de SE para NW. Assim, denominaremos as estruturas enumerando-as conforme a sucessão genética, i.e., estrutura 1, estrutura 2, estrutura 3 e estrutura 4. As estruturas que constituem o complexo são basicamente de dois tipos: anelar e radial, sendo as primeiras predominantes, e relacionadas à intrusão. As estruturas anelares conferem um padrão de vales e cristas circulares a semicirculares devido as diferentes resistências ao intemperismo características das rochas componentes do complexo alcalino. Essas estruturas marcam os principais diferentes tipos litológicos encontrados no complexo.

O Complexo de Tunas é constituído em sua maior parte por rochas intrusivas plutônicas gabróicas e sieníticas. As variedades sub-vulcânicas e vulcânicas são representadas por brechas vulcânicas, diques de microsienito, traquito e veios pegmatóides. A ocorrência dessas rochas é balizada por uma forma circular, condicionada pelas estruturas anelares acima mencionadas.

Nas porções centrais das estruturas predominam sienitos de cor cinza clara a branca, de granulação média e que são compostos por K-feldspato, piroxênio, anfibólio, feldspatóides e, secundariamente, por biotita, plagioclásio e acessórios como zeolitas e epidoto. Esses sienitos ocorrem, em geral, envolvendo ou, na maioria das vezes, sendo envolvidos por corpos de gabros ou dioritos ou sienodioritos. Essas rochas mais básicas ocorrem como matacões, muitas vezes em avançado grau de alteração, preenchendo vales de forma anelar que contornam as porções centrais das estruturas 4 e 3. São, também, encontrados, nas porções centrais dessas e das demais estruturas, como corpos aflorantes de pequena extensão e parcialmente cobertos por sedimentos aluviais e coluviais. Os sienitos de Tunas são rocha de cor cinza escura e granulação média; o conjunto mineralógico que caracteriza essas litologias é composto por plagioclásio, feldspato alcalino, piroxênio, anfibólio e biotita. Em alguns espécimes aparece olivina. Secundariamente ocorrem opacos, carbonato, epidoto, clorita e zeolitas. Nas porções de borda das estruturas ocorrem cristas anelares constituídas por sienitos de granulação média a grossa de cor cinza até verde escuro, com todas as gradações de tonalidade entre esses termos radicais. A cor dessas rochas é dada principalmente pelo feldspato potássico que varia de branco ao verde escuro. Esses sienitos são constituídos macroscopicamente por feldspato potássico, piroxênio,

anfíbólio, biotita, opacos (muitas vezes sulfetos), e, secundariamente, plagioclásio, quartzo e acessórios como zeolitas e carbonato.

Ocorrem corpos de brecha vulcânica, constituídos por uma matriz traquítica a microsienítica fina que solda fragmentos angulosos a arredondados de sienitos, gabros e metassedimentos. Essas brechas ocorrem nas porções centrais das estruturas 4 e 3 e nas porções de borda dessas duas estruturas. Os corpos mais centrais constituem os vales anelares e porções rebaixadas, muitas vezes junto às rochas gabróicas. A origem dessas brechas parece estar condicionada as fases mais tardias da constituição do maciço, uma vez que contém fragmentos de praticamente todas as rochas ocorrentes. Provavelmente correspondem a uma fase final de colapso das estruturas, seguida de ascensão de lava traquítica. Aparentemente houve mais de um estágio evolutivo, fato evidenciado pela presença de fragmentos de brecha em brechas mais jovens. Vasconcellos & Gomes (1992), consideram as brechas como do tipo sub-vulcânicas de conduto, do tipo intrusivo e tufisítica e estabelecem dois estágios de formação para as brechas do maciço de Tunas dentro de uma mesma fase por meio de processos de fluidização.

As rochas do complexo são cortadas por diques de microsienito e traquito, esses últimos cortam os primeiros. Ocorrem nas direções NNE, EW e NW.

Os microsienitos são rochas de granulação fina e cor cinza claro, constituídas por fenocristais de feldspato potássico, piroxênio e anfíbólio imersos em matriz fina. Os traquitos são rochas cinza escuro formados por uma matriz afanítica que engloba ripas de feldspato em textura traquítica. Ressalta-se que foram observadas as presenças de carbonatos e sulfetos. Esses diques mostram contatos lobados e feições de envolvimento de porções do sienito encaixante indicando que seu *emplacement* se deu em um estado ainda semi-plástico do sienito (*fábrica pre-full crystallization* de Hutton, 1988).

As últimas manifestações magmáticas ocorrentes no maciço parecem ser de origem pneumatolítica ou hidrotermal. Fases fluidas tardias ocorrem preenchendo pequenas e irregulares fraturas de várias direções com feldspatos por vezes de tamanho pegmatóide. Esses feldspatos ocorrem muitas vezes em aglomerados ao longo das fraturas alargando-as. Em algumas porções ocorre também uma alteração hidrotermal pervasiva onde os fluidos reagiram com a encaixante sienítica formando epidoto, clorita e argilominerais de granulação fina. Essas venulações ocorrem preferencialmente nas rochas sieníticas conferindo a essas um embelezamento adicional sob o ponto de vista ornamental. Por outro lado, em alguns locais, essa fase hidrotermal produz a ocorrência de drusas preenchidas por carbonatos, zeolitas, turmalinas e sulfetos, proporcionando um padrão “esburacado” a essas rochas e diminuindo seu valor comercial.

Sob a ótica do aproveitamento desses litotipos sieníticos como rocha ornamental, nem sempre é possível individualizar corpos de sienito de tonalidades diferentes, visto que ocorrem na maioria das vezes como matacões, além de muitas vezes serem alterados e imersos em grande quantidade de solo. De todo modo, permanece em aberto a possibilidade de diferenciação desses corpos com base na cor. Não foram encontradas estruturas que condicionassem essa individualização. Isso indicaria, de maneira preliminar, e como hipótese de trabalho, uma origem relacionada ao fluxo magmático para essa variação de tonalidade, ou relacionada aos processos pós-magmáticos e/ou hidrotermais, o que dificultaria sobremaneira sua individualização. Por outro lado, as estruturas que cortam o maciço parecem apresentar menor complexidade, pois se mostram, a primeira vista, essencialmente anelares e radiais e relacionadas ao resfriamento do maciço.

A partir do exposto e com base nas informações coletadas nesse reconhecimento preliminar e com base na bibliografia analisada, o Complexo Alcalino de Tunas parece ter se formado por diferenciação magmática a partir de magma de composição básica alcalina com enriquecimento em sílica por contaminação das encaixantes. Sua posição crustal parece ser sub-vulcânica e relacionada às porções basais de um ambiente vulcânico composto por quatro estruturas circulares a semicirculares que envolvem cones vulcânicos com ocorrência de brechas magmáticas de fase final.

Resumindo, as litologias encontradas são sienitos e sienitos alcalinos; essas litologias compõem a maior parte do complexo e constituem as bordas das estruturas sub-vulcânicas. As outras litologias são pulasquitos, essexitos, sienodioritos, gabros alcalinos e brechas vulcânicas (Fig.4). As rochas de interesse econômico são os sienitos e os sienitos alcalinos. A descrição petrográfica das litologias que compõem o CAT começa com os termos que não têm relevância para o fim de rocha ornamental. Destes termos, apresenta-se uma descrição rápida baseada nos dados presentes em literatura (Fuck, 1972; Gomes *et al.* 1987; Vasconcellos, 1992) integrados por observações de campo e de laboratório. Sucessivamente será exposta uma descrição mais detalhada dos termos sieníticos e sieníticos alcalinos os quais são as litologias que compõe o material extraído como rocha ornamental. As descrições petrográficas das rochas são complementadas por observações nas lâminas delgadas feitas pelo autor da dissertação.

3.3.1 Pulasquitos

De acordo com Fuck (1972), são rochas cinza claras às vezes com tonalidades azuladas, com manchas pretas de anfibólio e piroxênio. O mineral principal mais abundante

é o ortoclásio microperítico compondo o 73,2-91,1% da rocha. Este mineral se encontra geminado segundo a lei de Carlsbaad, tem coloração cinza, cinza-creme e mede entre 3mm e 15mm. O ortoclásio apresenta-se com hábito tabular eventualmente alongado. Os cristais podem mostrar um paralelismo entre eles formando assim uma estrutura traquitóide. Existem também indivíduos mais desenvolvidos com inclusões do mesmo mineral de segunda geração como também de anfibólio e piroxênio. Estes dois minerais são os únicos máficos primários encontrados nos pulasquitos.

Minerais típicos dos pulasquitos são a sodalita e a nefelina. A primeira, mais abundante se apresenta como cristais hexagonais entre os minerais de feldspato. A segunda, mais rara, apresenta-se associada à sodalita mas freqüentemente alterada a zeolitas. Foi a presença mesmo dos dois feldspatóides em uma percentual variável entre 0.1 e 5,4%, junto com um teor de máfico superior a 5% que permitiu classificar esta litologia como pulasquito. Pela análise ao microscópio, o anfibólio encontrado é uma hornblenda hastingsítica ou, em algumas amostras, encontra-se a barkevita (Fuck, 1972). O anfibólio engloba o piroxênio, no caso trata-se de aegirina-augita (Fuck, 1972). Enfim, ocasionalmente, pode ocorrer uma biotita castanho-avermelhada resultante do intercrescimento nas bordas ou fraturas da aegirina-augita.

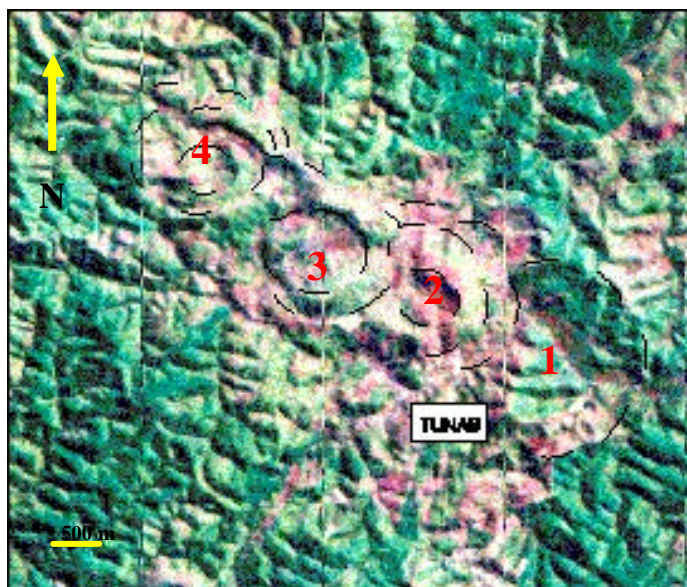


Fig. 3 Imagem de satélite do Complexo Alcalino de Tunas. São evidenciadas as 4 estruturas.

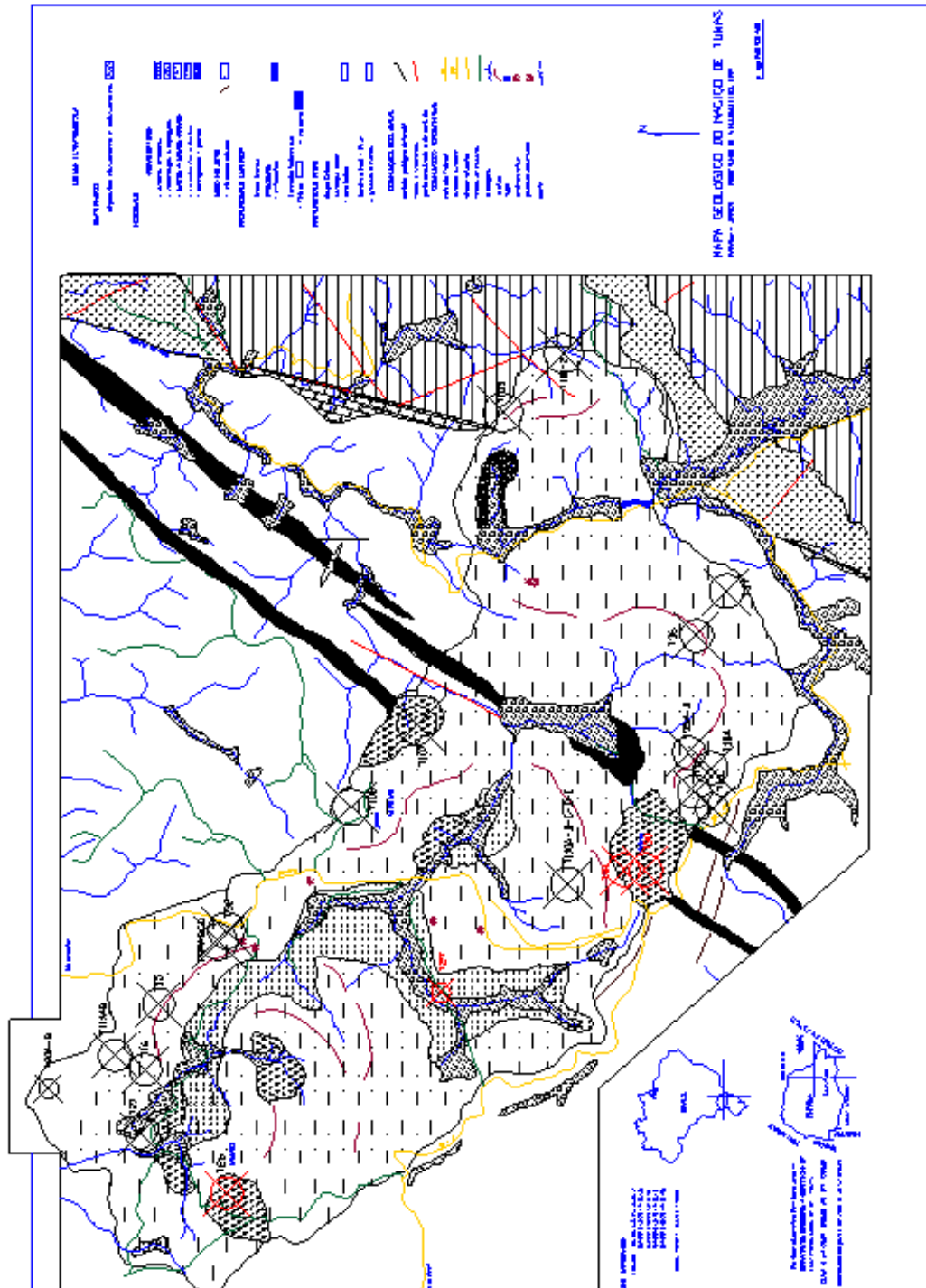


Fig. 4 - Mapa esquemático da geologia do complexo alcalino de Tunas e localização das amostras coletadas. Mapa modificado de Vasconcellos (1991).

Os minerais acessórios compreendem magnetita e apatita geralmente automórficas e incluídas nos máficos.

3.3.2 Foiaíto

Conforme Fuck (1977) encontra-se uma única ocorrência deste termo litológico na zona central do maciço. Em amostra de mão se apresenta como uma rocha cinza clara, composta por feldspato ripiforme medindo entre 1 e 7mm, freqüentemente enuviado por alteração. Os cristais de feldspato possuem textura grosseiramente orientada de tipo foiaítica. São reconhecíveis entre as ripas de feldspato indivíduos de egirina agulhadas, lamelas de biotita e pontuações de sodalita. O mesmo feldspato, quando em indivíduos maiores, tem um nucleo composto por ortoclásio envolvido por albita límpida.

Agulhas de aegirina e ripas de feldspato são englobadas por cristais xenomórficos de sodalita, feldspatóide predominante na rocha. Além de ser alterada a natrolita este feldspatóide mostra bolhas no seu interior. Outro feldspatóide é a nefelina, a qual também engloba feldspato e cristais de aegirina e é alterada ao longo das clivagens para cancrinita, muscovita e zeolita. Os acessórios principais são magnetita, apatita e zircão.

3.3.3 Gabros Alcalinos

De acordo com Fuck (1972) os afloramentos de gabro alcalinos ocorrem, sob forma de matações de 0,5 até 3 m de tamanho, nas partes internas e rebaixadas das subestruturas vulcânicas que compoem o CAT. Eles têm granulometria média a grosseira e textura isotrópica ortocumulática. São caracterizados pela presença de abundante plagioclásio de grandes dimensões (até 15 mm de comprimento). Os máficos são magnetita, olivina e Ca-piroxênio e eles se apresentam corroídos e seguido se apresentam envolvidos por uma patina de anfibólio poiquilítico.

A estrutura que aparece na lâmina delgada observada ao microscópio é subofítica. A ordem de cristalização reconhecida é olivina, plagioclásio, piroxênio, anfibólio e biotita.

O plagioclásio ocorre com hábito tabular, freqüentemente zonado. À medida do ângulo de extinção das maclas polissintéticas de plagioclásio foi de 25° tratando-se então de labradorita (An55-75). Estão associados à labradorita cristais intersticiais de andesina de cristalização tardia.

Entre os minerais máfico a olivina é o mais importante. Ela tem hábito hipidiomórfico ou xenomórfico. Comum é a pseudomorfose da magnetita na olivina.

O outro mineral máfico abundante é um piroxênio róseo fracamente pleocróico. O esquema do pleocroísmo e o ângulo de extinção são característicos da titanaugita. O hábito dele é xenomórfico ou, não raramente envolve o plagioclásio dando a característica estrutura offítica à rocha. Às vezes um anfibólio fortemente pleocróico (horneblenda titanífera) o envolve, ou cresce ao longo das bordas do piroxênio. Mais comum na verdade é a ocorrência de biotita envolvendo o piroxênio.

O anfibólio presente nos gabros do CAT, corresponde à horneblenda titanífera. Ela é reconhecível pelo pleocroísmo (X'=castanho amarelado, Y'=castanho avermelhado, Z'=castanho avermelhado escuro) e pela medida do ângulo de extinção ($Z'^{\wedge} = 11-18^{\circ}$).

A biotita é o último mineral principal do gabro do CAT. Este mineral é o último a cristalizar, fato este evidenciado pela peculiar estrutura poiquilíca observada em lâmina delgada. Efetivamente, encontram-se incluídos na biotita cristais minúsculos de apatita, zircão, magnetita, ilmenita, olivina, hornblenda titanífera e titanaugita.

Os minerais acessórios visíveis na lâmina são apatita, os opacos e muito raramente o zircão.

3.3.4 Sienogabro e Sienodioritos

Durante o mapeamento geológico foram coletadas amostras dessas litologias. Os sienogabros são rochas similares aos gabros já descritos, a não ser pela ausência da olivina e a presença de feldspato alcalino (Gomes *et al.*, 1987). Os afloramentos existentes no maciço são visíveis no mapa geológico da Figura 4 e localizam-se nas partes intermediária entre os afloramentos centrais de brechas e/ou gabros e os afloramentos de sientos. Em amostra de mão, trata-se de uma rocha cinza clara de textura inequigranular, às vezes hipidiomórfica, de granulação média a grossa, com fenocristais tabulares de plagioclásio e

ortoclásio, em uma matriz mais fina composta por plagioclásio, raros feldspatos alcalinos, piroxênio e biotita. Os máficos são presentes em proporções variáveis não chegando a superar o 20% do volume total da rocha. Ocasionalmente podem se encontrar estruturas glomerofíricas composta, com 5 a 10 mm de diâmetro. O hábito dos máficos é pseudomórfico e, na maioria das vezes, são substituídos abundantemente pela biotita. Os minerais acessórios são apatita, esfero magnetita e carbonato.

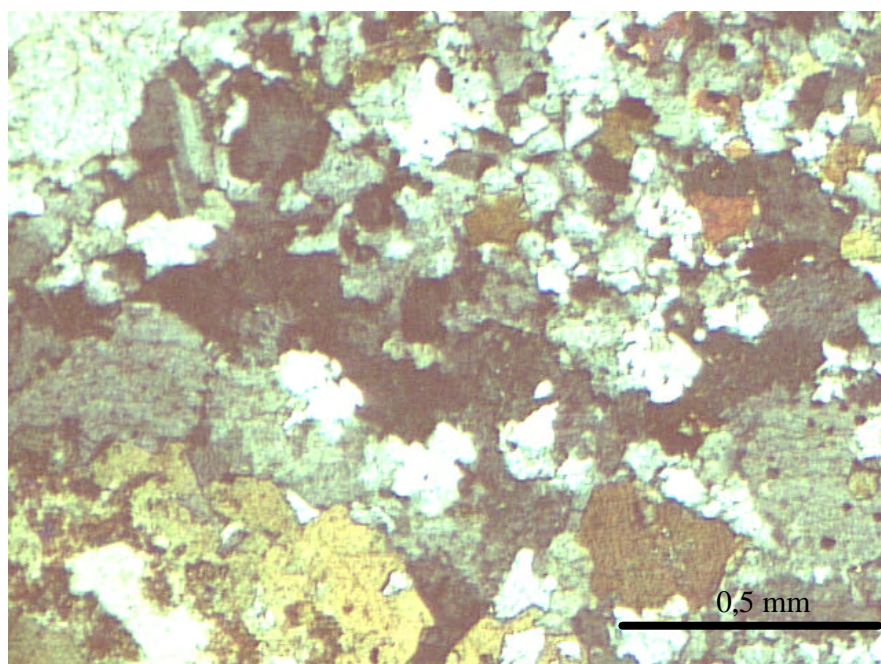


Fig. 5 - Lâmina delgada da amostra de sienodiorito (T15).

3.3.5 Rochas filonianas

Durante o levantamento foram encontrados diques compostos de microssienito, traquitos e bostonitos. O exemplar de dique microssienítico amostrado (T35A) encontra-se numa pedreira da segunda estrutura. Na amostra de mão, a rocha mostra cor cinza esbranquiçada, com matriz muito fina onde aparecem ocasionalmente fenocristais euédricos de ortoclásio e, por vezes, de hornblenda, plagioclásio e piroxênio. As dimensões dos fenocristais variam entre 1 e 5 mm.

Observada em lâmina delgada ao microscópio, a matriz da rocha é xenomórfica e composta prevalentemente por ortoclásio micropertítico e, subordinadamente, por plagioclásio, biotita, hornblenda, piroxênio e quartzo. O ortoclásio é micropertítico, enuviado e apresenta a característica macla segundo a lei Carlsbad-Baveno.

O máfico mais abundante é a hornblenda hastingsítica, reconhecível pelo seguinte pleocroísmo: X'= verde amarelado, Y'= verde, Z'= verde oliva e pelo ângulo da extinção oscilante entre 20° e 30°. Comum é a alteração da hornblenda em clorita e opacos. Frequentemente é presente como inclusão na hornblenda um clinopiroxênio verde pálido que pelo ângulo de extinção $c^{\wedge}Z'$ entre 40° e 50° é identificado como uma augita verde.

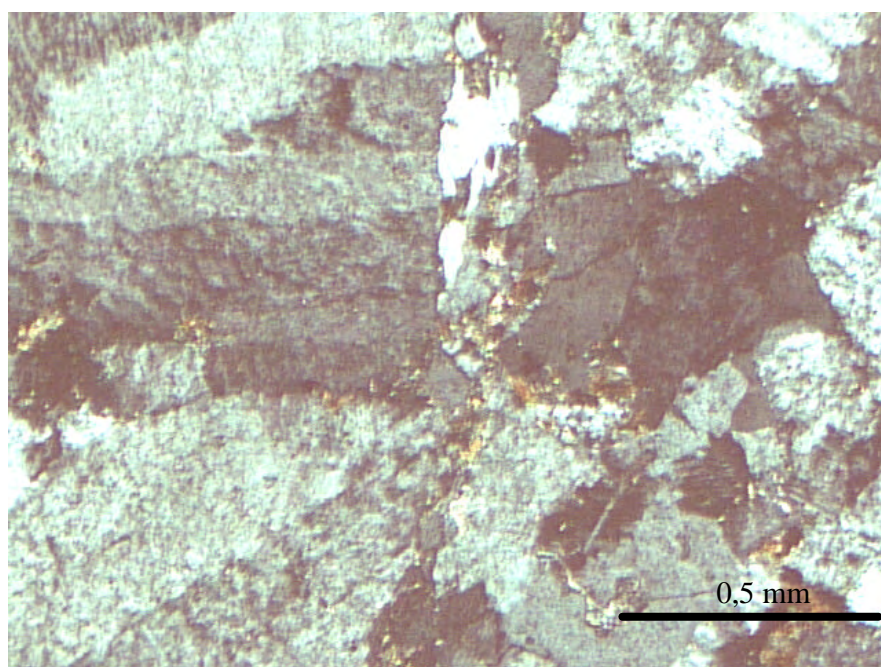


Fig. 6 - Lamina delgada da amostra de microsyenito (T35A).

Foi amostrada só uma ocorrência de traquito (T35B). Apresenta-se como um dique numa pedreira da segunda estrutura do CAT, ao sueste das brechas da Antena (mapa geológico da Fig. 4). Este dique de traquito é perpendicular ao dique de microsyenito amostrado e descrito acima. A cor da rocha é marrom escuro, com uma matriz afanítica em que são visíveis fenocristais euédricos de ortoclásio.

As observações na lâmina delgada (amostra T35B) testemunham a presença de uma estrutura tipicamente traquítica dada pelo arranjo fluidal dos microcristais aciculares de

ortoclásio e piroxênio. A matriz é microcristalina e nela são reconhecíveis microcristais de feldspato e piroxênio. Os fenocristais são compostos pela maior parte por ortoclásio. Esse mostra hábito isodiamétrico e é geminado segundo Carlsbaad, ademais tem aspecto enuviado pela presença de alteração argilítica. Encontra-se associado com outros indivíduos cristalinos, até máficos, formando estruturas glomerofíricas, características de condições estáticas do magma na câmara magmática. Outro mineral que se apresenta como fenocristal é o piroxênio (Fig. 7). O esquema do pleocroísmo deste mineral é X'=verde esmeralda, Y'=verde claro e Z'=verde-marrom. A extinção é oblíqua e tem ângulo $Z^{\wedge}=25^{\circ}$. Essas características são suficientes para determinar que trata-se de aegirina. Os outros minerais presentes em quantidades acessórias são minerais opacos, apatita, zircão e minerais de alteração quais epidoto, calcita e clorita.

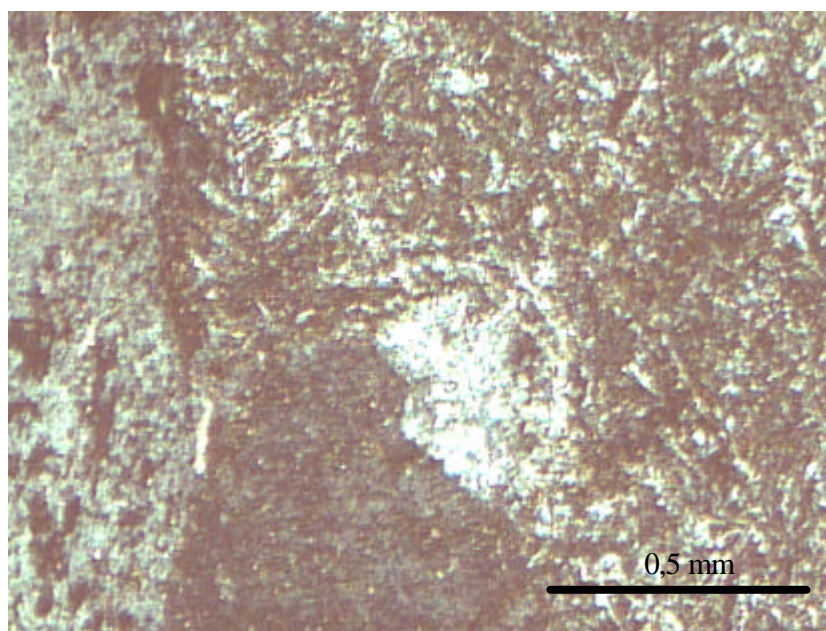


Fig. 7 – Lâmina delgada da mostra de microsienito (T35B).

Conforme Fuck (1972), existem pelo menos dois diques de bostonitos no CAT. Um localizado na porção central do maciço na zona do ribeirão São Domingos, enquanto o segundo encontra-se na localidade de Lageado. Ambos tem espessura de cerca de 5m. Estes afloramentos não foram objeto do levantamento desenvolvido para esta dissertação e nem foram encontradas outras ocorrências desta litologia além das descrita por Fuck (1972). Os

bostonitos de Tunas são litotipos cinza claro ou escuro, porfiríticos com porfirocristais de ortoclásio micropertítico e plagioclásio em uma matriz muito fina. Os minerais máficos são agulhas hastingsíticas e lamelas de biotita. Pela disposição divergente dos cristais alongados de ortoclásio conforme feixes fibroradiais a estrutura resultante da rocha é bostonítica, daí o nome bostoníto.

3.3.6 Brechas

Existem pelo menos 6 afloramentos de brechas no CAT. Esses são compostos ou por blocos de 0,5 a 3 m de diâmetro, ou são pequenos afloramentos que cobrem ao máximo 1 Km², como no caso das localidades da Antena e Lajeado. Neste trabalho foram coletadas nas chaminés denominadas Antena e Lajeado (amostras T30 e T30A, e amostra T23 e T26 respectivamente, conforme o mapa geológico da Fig. 4)

As brechas, extensamente estudadas por Vasconcellos (1995), são constituídas por fragmentos angulosos de rocha encaixante englobados em uma matriz afanítica cinza escura de composição traquítica, com fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio, augita, olivina e rara nefelina. Todos estes fenocristais mostram sinais de reabsorção.

A natureza dos fragmentos revela que se trata de rochas de composição variável, oriundas do CAT e, ao mesmo tempo, da rocha encaixante do mesmo complexo. Logo podemos encontrar os gabros alcalinos, traquitos, microsienitos, quartzitos e filitos.

Em relação à matriz, ao microscópio é reconhecível a característica textura fluidal traquítica, evidenciada pelos microlitos de ortoclásio orientados em torno dos fenocristais de e fragmento de rocha englobados.

A ocorrência de brechas vulcânicas (Fig. 8) testemunha uma fase mais tardia da atividade ígnea no CAT. Conforme Fuck (1972), é provável que a emissão de lava traquítica associada às brechas ocorreu em consequência de um processo de colapso da estrutura vulcânica restante.

As brechas da Antena mostram ao microscópio (Fig. 9) uma matriz fina a média composta por feldspato alcalino, plagioclásio e piroxênio, biotita e magnetita todos muito finos; pequenas quantidades de anfibólio e apatita em quantidade acessória. A observação ao microscópio das brechas de Lajeado (Fig. 10) revela uma matriz média composta por

feldspato alcalino, plagioclásio e piroxênio, biotita e magnetita todos muito finos; pequenas quantidades de anfibólio e apatita.



Fig. 8 - Detalhe do afloramento de brecha vulcânica na localidade de Lajeado.

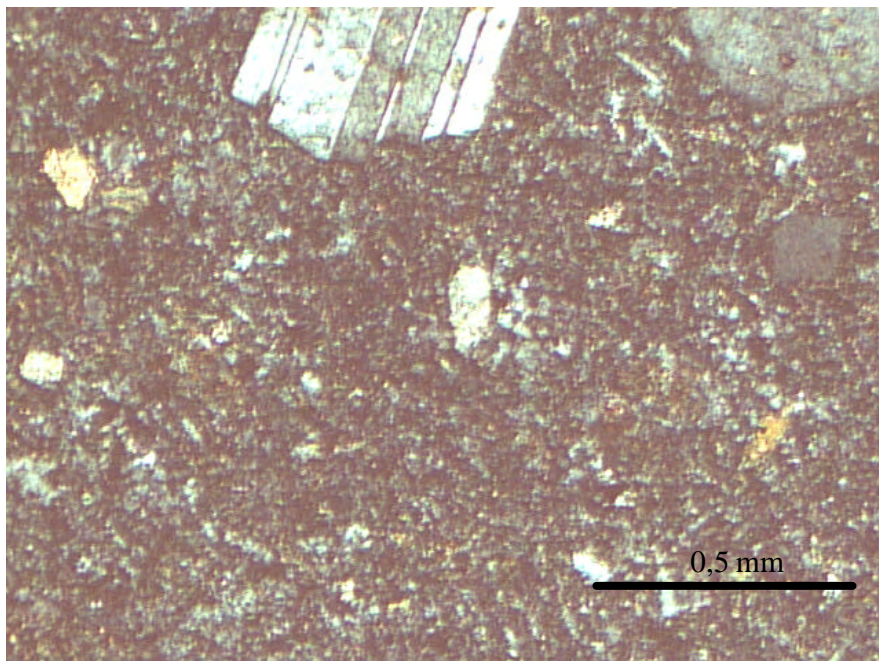


Fig. 9 - Lâmina delgada da brecha da Antena (T30). Matriz fina a média composta por feldspato alcalino, plagioclásio e piroxênio, biotita e magnetita; pequenas quantidades de anfibólio e apatita.

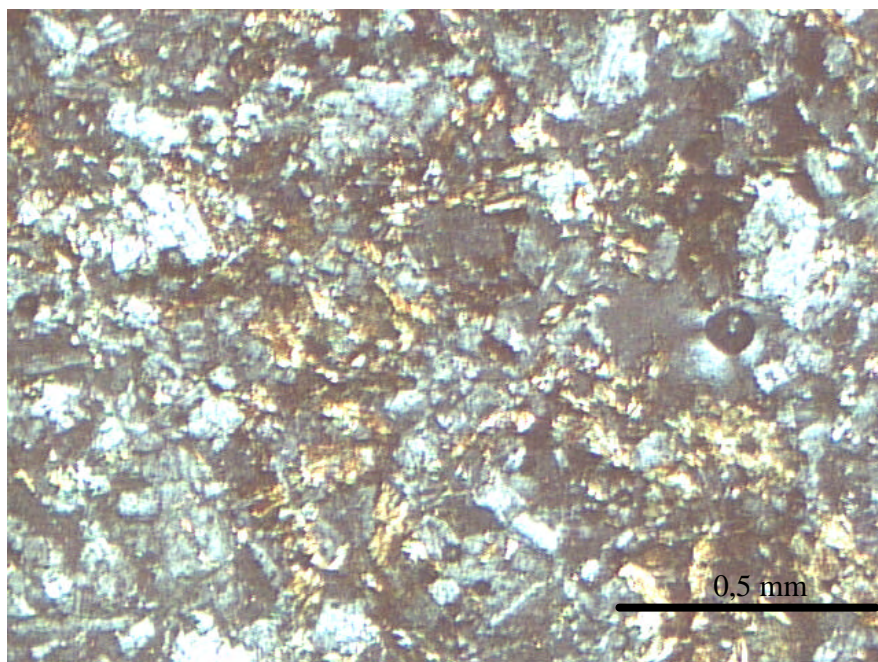


Fig. 10 - Lâmina delgada da brecha de Lajeado (T23). Matriz média composta por feldspato alcalino, plagioclásio e piroxênio, biotita e magnetita; pequenas quantidades de anfibólio e apatita.

3.3.7. Sienitos ornamentais de Tunas

Na literatura geológica pouco foi escrito sobre as diferenças petrográficas entre as variedades de sienitos atualmente extraídas no CAT. As descrições petrográficas incluem todas as variedades de sienitos em uma categoria só ou, no máximo, dividindo-os em sienitos alcalinos e sienitos. Essa é uma lacuna a ser preenchida, dado que cada uma das variedades mostra características cromáticas/estéticas muito diferentes, como também, são diferentes as feições petrográficas e geoquímicas entre os sienitos do CAT.

Todas as características acima citadas têm um significado comercial importante, logo se faz necessária a compreensão dos processos petrogenéticos que provocaram essas diferenças entre as rochas. As variedades de sienito reconhecidas e atualmente lavradas são: “Verde Tunas”, “Verde Jararaca”, “Verde Mar” e “Jade Imperial” (os quais são termos comercialmente reconhecidos), Sienito pegmatóide com drusas, “Sienito Mica” e Sienitos Cinza e cinza esbraquiçados. Dessas variedades, serão apresentadas as características

reconhecidas durante o levantamento e a descrição petrográfica das lâminas delgadas obtidas ao fim de poder diferenciá-los entre si e reconhecer elementos úteis para entender as razões das diferenças nas características cromáticas ou texturais.

3.3.7.1 “Verde Tunas”

Esta variedade de sienito do CAT é a que se apresenta a mais diferente e a mais valiosa e explorada das demais. A sua característica peculiar é a cor verde muito intensa. Além da cor, no local da lavra, esta variedade de sienito é extensamente atravessada por diques de diabásio e venulações máficas. Esta feição é de relevante importância porque confere à rocha um valor estético mais alto quando de pequena espessura. Esta variedade foi encontrada em dois lugares. Na pedreira da Água Verde temos o afloramento mais representativo. Aqui foram coletadas as amostras T32 e T33A e B.

O levantamento de campo salientou algumas feições interessantes. O fato mais relevante é de que o “Verde Tunas” se apresenta cortado por várias estruturas planares e vênulas compostas de material básico (Fig. 11). Esse material não foi coletado para análise, mas, pelas observações de campo, podemos supor que se trata de diques e veios de diabásio.

Em detalhe é possível reparar vênulas, por vezes descontínuas, constituídas por minerais opacos. Pelo fato de serem descontínuas, duvida-se que as vênulas possam ser simplesmente um conjunto de cristais alongados formados durante processos cumuláticos por fluxo magmático. Em uma placa polida desta rocha, foi possível evidenciar que as microvênulas de minerais opacos se encontram dispostas aglomeradas paralelamente a zonas lineares onde a cor verde do feldspato é mais intensa (Fig. 12). É curioso o fato de que as zonas de cor verde escuro persistem, também, onde faltam as microvênulas de minerais opacos, deixando menos clara a relação entre as duas feições. Na mesma placa polida é possível reparar que nos minerais claros há fraturas e planos de clivagem, preenchidas por um material fino de cor verde escura ou marrom (Fig. 13).

Em uma frente de lavra são evidentes uma série de injeções microsieníticas e vênulas de K-feldspato pneumatolítico. No conjunto, estas venulações e injeções formam uma rede caótica (Fig 14). Supõe-se que a origem sub-vulcânica desses sienitos conduziu

ao aparecimento desta fácies venuladas recortadas por uma rede irregular de fraturas e fissuras, menores que 1 cm de largura. Estas fissuras acham-se soldadas por uma massa fina de feldspatos, argilo-minerais e máficos, as quais imprimem nas chapas polidas o padrão distinto do Verde Tunas homogêneo.



Fig.11 - Bloco do sienito “Verde Tunas” na lavra da Água Verde. Um dique máfico corta o bloco.

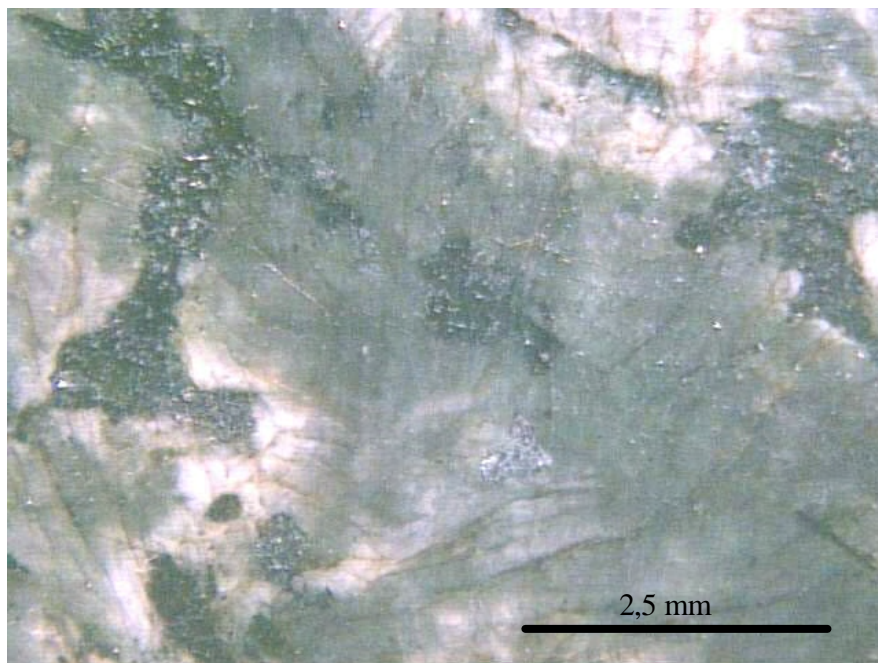


Fig. 12 -Vênula de material opaco no “verde Tunas”. Repare-se a zona paralela de cor verde que caracteriza o feldspato ao redor da vênula.

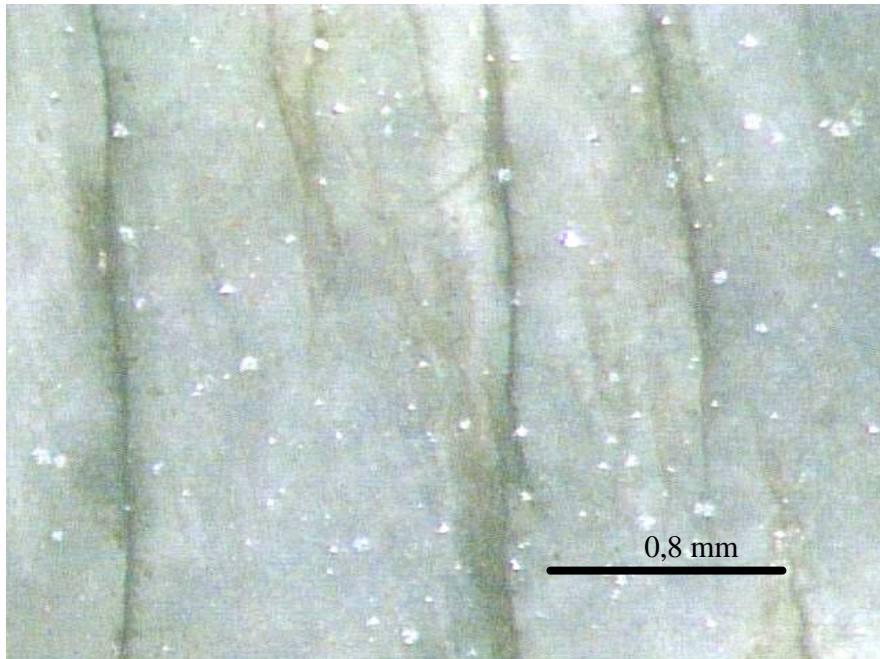


Fig. 13 - Detalhe da superfície do feldspato alcalino do “Verde Tunas”. Reparem-se as fraturas preenchidas por material ferruginoso.

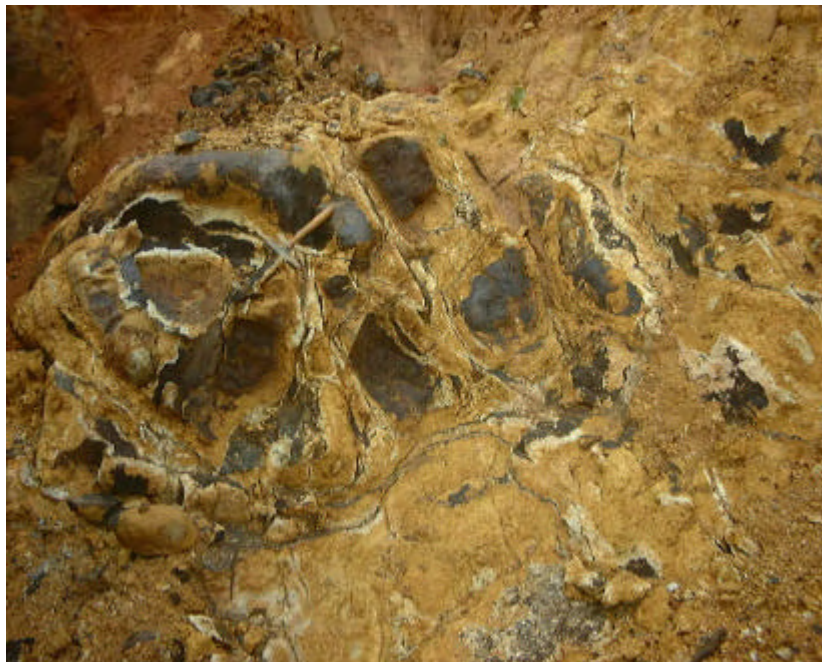


Fig. 14 - Detalhe da zona próxima do contato entre o Verde Tunas e o Jade Imperial (Lavra da Água Verde). São evidentes uma série de injeções microscienfíticas e vênulas de K-feldspato pneumatolítico.

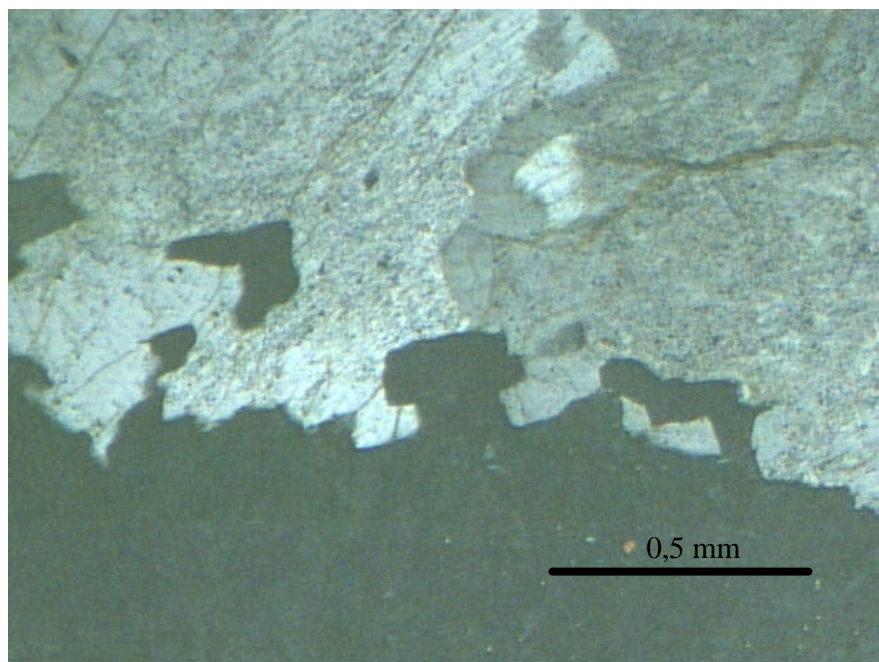


Fig. 15 - Lâmina delgada da amostra T32. A figura mostra os contatos suturados entre os cristais de feldspato.

Raros veios centimétricos de microsienito recortam essas rochas (Shobbenhaus *et al.*, 1997). A lâmina delgada da amostra de “Verde Tunas” (T32) mostra ao microscópio uma textura granular hipidiomórfica ou xenomórfica com cristais de ortoclásio micropertítico (80%), com dimensões médias de 10mm de comprimento. O ortoclásio micropertítico mostra hábito tabular, gemação Carlsbad, e contatos suturados entre si (Fig. 15). Esse mineral tem medidas variáveis de 1mm até 7 mm e às vezes mostra macla segundo a lei de Carsbad, enquanto as pertitas são geminadas polissinteticamente conforme a lei albita-periclina. Além de ser presente como pertita, os plagioclásios ocorrem em quantidade acessória e como fase tardia em posição intersticial.

A superfície do ortoclásio é enuviada pela presença de alteração argilosa. Nele é possível reparar a presença de uma rede de fraturas, até curvada (Fig. 16), preenchidas por material de alteração de cor marrom, provavelmente óxidos e hidróxidos de Fe. É interessante como esta coloração parece se espalhar por alguma fração de milímetro para dentro dos minerais nos quais ocorrem tais fraturas. Além destas fraturas preenchidas, existem venulações que apresentam a mesma coloração visível nas fraturas e planos de clivagem.

O mineral máfico mais abundante é o piroxênio, o qual aparece quase sempre como cristal xenomórfico. Este mostra um pleocroísmo fraco (X' =verde, Y' =verde claro, Z' =amarelo) e extinção oblíqua $Z'^{\wedge}=30^{\circ}$, por isso trata-se de aegirina-augita. A aegirina-augita tem inclusões de grandes dimensões de magnetita. Frequente é a alteração do piroxênio em anfibólio (Fig.17). O anfibólio por sua vez é alterado em biotita. Esta é fortemente pleocróica e tem intercrescimentos de ilmenita nos planos de clivagem (Fig. 18). Os minerais acessórios são magnetita, olivina, apatita e zircão, todos frequentemente incluídos no K-feldspato. A análise modal da amostra T32 do “Verde Tunas” é mostrada na Tabela 1.

Pelas observações efetuadas a única feição que parece visível justificar a intensa coloração do “Verde Tunas” nesta amostra são, além da alteração argilosa do feldspato alcalino a presença de venulações máficas e de material ferruginoso nas superfícies de contato e geminação entre os cristais de feldspato ou, também, nas fraturas presentes nos mesmos feldspatos alcalinos.

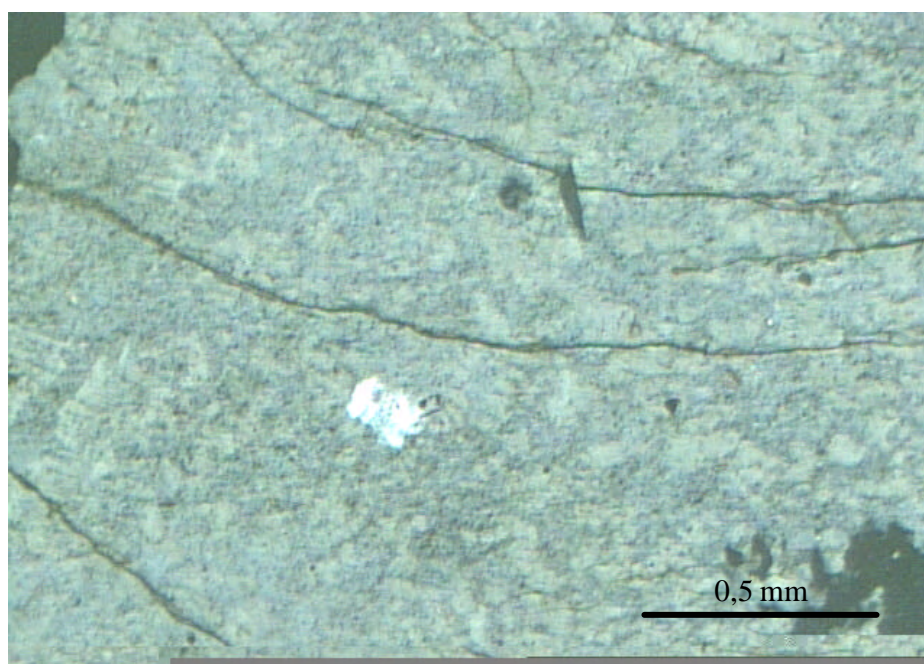


Fig. 16 - Presença de uma rede de fraturas, até curvadas, preenchidas por material de alteração de cor marrom, provavelmente óxidos e hidróxidos de ferro. Amostra do “Verde Tunas” (T32) coletada na Lavra da Água Verde.

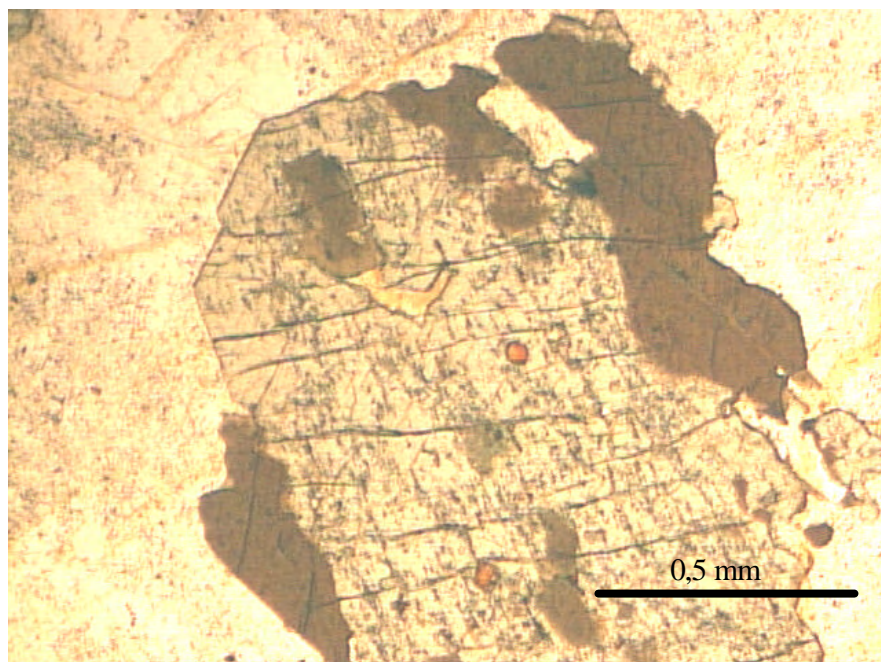


Fig. 17 - Exemplo de alteração do piroxênio em anfibólio na amostra de “Verde Tunas” (T32).

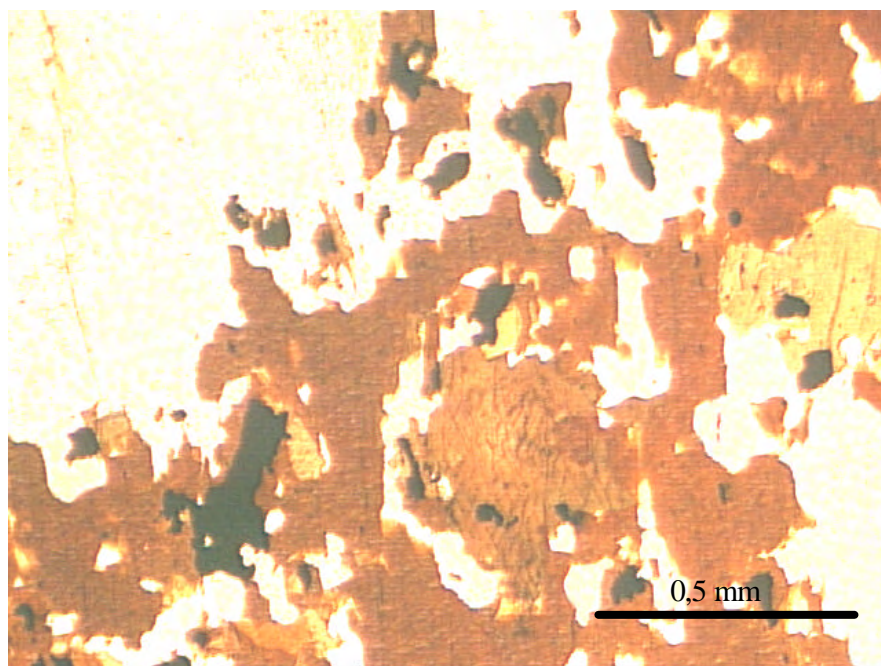


Fig. 18 - Exemplo do processo de alteração do anfibólio em biotita. Amostra de “Verde Tunas” (T32).

Além das venulações máficas acima citadas, na mesma lavra do “Verde Tunas”, há também a presença de material sienítico bem mais fino e de cor verde intenso e uniforme, similar ao do “Verde Tunas” (T33B) e de um outro material claro caracterizado pela presença de K-feldspato mais grosseiro (T33A). Em lâmina delgada, esta última rocha tem, como minerais principais, cristais subedrais de feldspato alcalino, quartzo intersticial relativamente abundante (Fig. 19) e cristais euédricos de plagioclásio sob forma de geminados polissintéticos secundários pela lei da albita e albita-Carlsbad. A medida da extinção simétrica deu um valor da composição do plagioclásio igual a An_{20} . A rocha apresenta estrutura granular hipidiomórfica onde, pela conformação do hábito dos cristais, pode-se identificar a seguinte ordem de cristalização: plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. Os minerais encontram-se freqüentemente fraturados e as fraturas são preenchidas por material ferruginoso (Fig. 20). Na superfície dos feldspatos aparecem minerais de alteração sericítica. Os inossilatos são sempre cristais reliquiários e alterados (Fig. 21), resultando difícil a sua determinação em lâmina delgada.

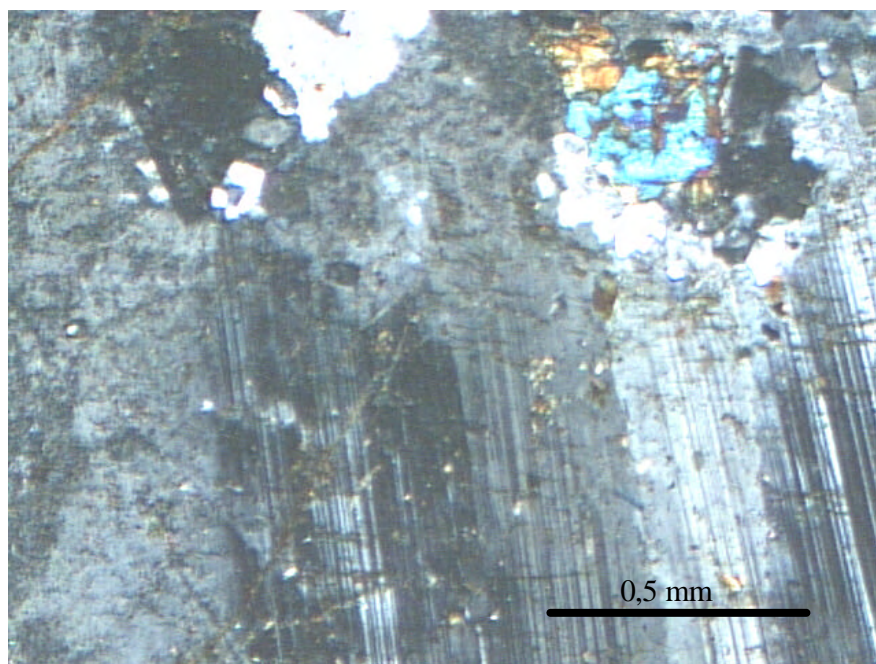


Fig. 19 - Lâmina delgada da amostra T33A. Os minerais principais são cristais subedrais de feldspato alcalino (70%), quartzo intersticial relativamente abundante (7%) e cristais euédricos de plagioclásio sob forma de geminados polissintético pela lei da albita e albita-Carlsbad.

Apesar desta dificuldade, pelo pleocroísmo e a clivagem basal, foi possível determinar que se trata de anfibólio. Entre os acessórios encontramos vários cristais de zircão os quais deixam, na biotita em que se encontra incluído, as características auréolas pleocróicas. Outro mineral acessório é a magnetita.

Com base na análise modal na Tabela 1 podemos dizer que a rocha em exame é um sienogranito. Pela sua cor, a amostra T33B, merece uma maior atenção na sua descrição, para verificar se existe alguma feição que possa justificar esta cor ou algum indício do processo que causou a cor na rocha.

A amostra T33B na mão se apresenta como uma rocha verde escura de granulação bastante fina e com minúsculas pontuações pretas. A lâmina delgada desta amostra possui uma estrutura totalmente diferente da amostra representativa do “Verde Tunas” (T32), dado que se trata de estrutura microgranular, onde os cristais mais abundantes são isodiamétricos e os contatos entre si são retos formando uma típica estrutura poligonal (Fig. 22 e 23), característica dos aplitos.

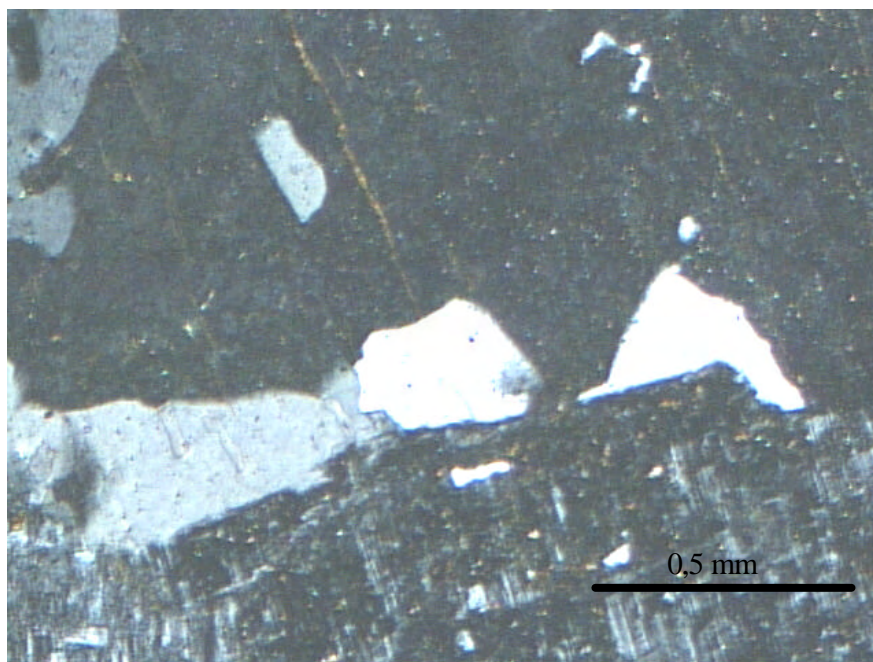


Fig. 20 - Lâmina delgada da amostra T33A. Os minerais encontram-se frequentemente fraturados e as fraturas são preenchidas por material ferruginoso (em alto, centralmente).

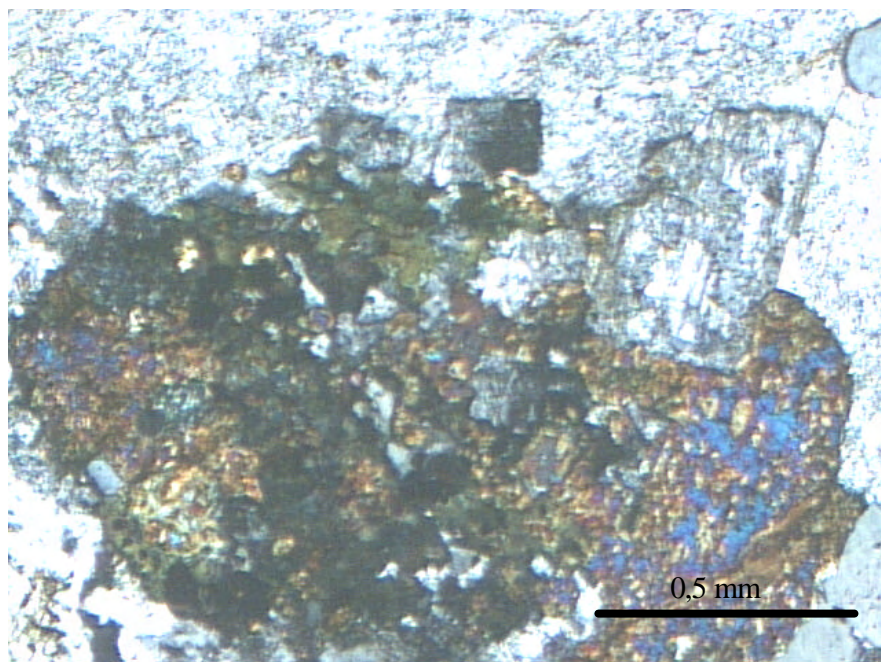


Fig. 21 – Lâmina delgada da amostra T33A. Os inossilicatos são sempre cristais reliquiários e alterados, no caso mostrado se trata de anfíbólio.

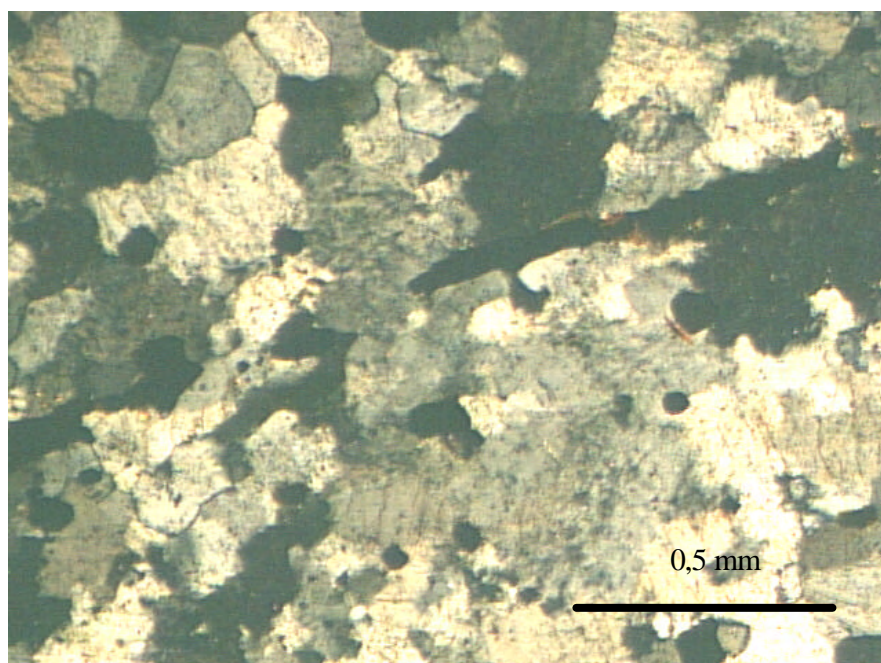


Fig. 22 - Lâmina delgada em que é visível a estrutura aplítica da amostra T33B e a vênula de minerais opacos.

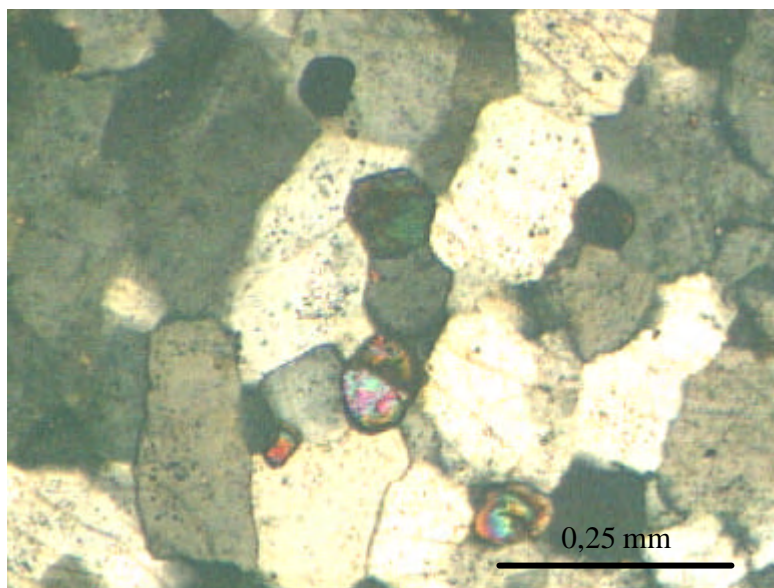


Fig. 23 - Lâmina delgada da amostra T33B. Detalhe dos minerais de feldspato, olivina e magnetita.

O fato que surpreende é a diferente mineralogia que caracteriza esta amostra, em relação ao “Verde Tunas”, apesar de as duas rochas mostrarem a mesma coloração. O mineral mais abundante continua sendo o feldspato alcalino e a feição mais interessante é a presença de veios minúsculos compostos de minerais opacos (magnetita), como foi observado na variedade “Verde Tunas”. Também neste caso, esses veios descontínuos poderiam ser, na realidade, um conjunto de cristais opacos alongados.

Um outro mineral máfico abundante na amostra T33B é a olivina. Ela se apresenta em cristais isodiamétricos ou prismáticos fracamente pleocróica, extinção e birrefringência médio-alta. Por essas características a olivina é uma crisolita, uma variedade relativamente rica em ferro. A presença de olivina ferrífera é uma característica das rochas do CAT. Em geral é característica das rochas alcalinas mais diferenciadas. As olivinas em questão geralmente mostram uma superfície de alteração de cor marrom avermelhada típica da alteração idingsítica. No caso esta alteração é constituída por uma mistura de saponita, nantronita e, sobretudo, goethita e hematita. Em outros casos a olivina se apresenta alterada em magnetita.

Enfim, uma última particularidade encontrada na lavra do “Verde Tunas” foi a ocorrência de um dique lobado com material verde claro afanítico com blocos disformes e

com bordas arredondadas de dimensões variáveis de material afanítico escuro (Figs. 24 e 25).

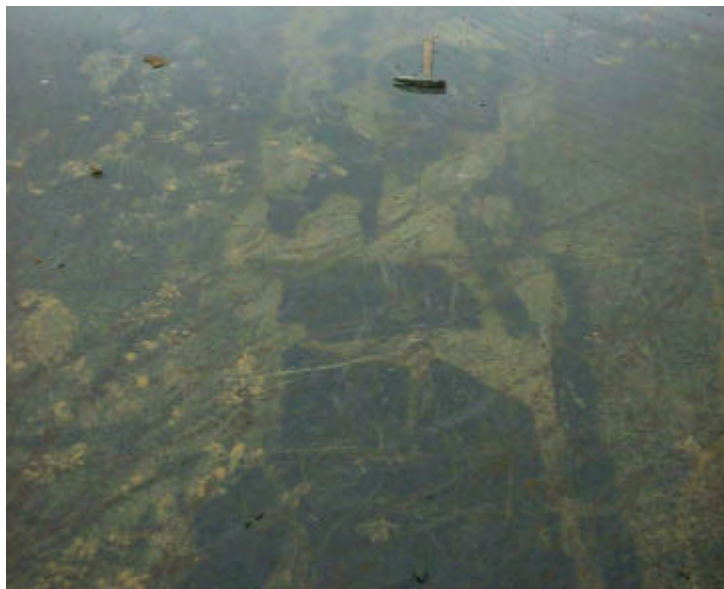


Fig. 24 - Dique lobado com material verde claro afanítico com blocos desformes e com bordas arredondadas de dimensões variáveis de material afanítico escuro (Lavra da Água Verde).



Fig. 25 - Detalhe da feição da Figura 24 em que se mostra o contato entre o Verde Tunas e o dique lobado. Repare-se que o Verde Tunas é mais fino na interface (Amostra T33B), enquanto o dique é de cor branca (T33A).

A forma redonda das inclusões sugere que a fragmentação e inclusão podem ter ocorrido quando a intrusão não era completamente cristalizada, facilitando o arredondamento por meio da desagregação da encaixante. Como segunda opção, esta feição pode ser um dique de quimismo diferente da encaixante (ainda não solidificada) corroído em função do diferente quimismo.

3.3.7.2 “Verde Tunas de Mica”

Na terceira estrutura do CAT, foi efetuada a amostragem de 3 variedades cromáticas de sienito que estão sendo lavrados pela Marmoraria Mica. Desta forma, temos um bom exemplo de variabilidade de cor das rochas ornamentais de Tunas em escala de lavra.

As amostras em questão são: T110A, que é um sienito de cor cinza, levemente amarelado; T110B, que é uma variedade verde acinzentada, e, enfim, a T110D, que a variedade de cor verde mais escura extraída nessa frente de lavra. Nesse item serão discutidas somente as variedades coloridas (T110B e T110D) enquanto a variedade mais clara será tratada no item 3.11. Já em amostra de mão, é evidente que a diferença cromática entre as duas amostras parece ser decorrente do intemperismo levemente mais intenso que afetou a amostra mais clara (T110B); além disso, essa variedade parece ser mais rica em minerais félicos e opacos. Na frente de pedreira foram encontrados isolados de pequena espessura (2-8 cm) compostos por minerais opacos.

Em amostra de mão, as duas amostras se apresentam com estrutura granofírica grossa e textura hipidiomórfica. O mineral mais abundante é o feldspato alcalino, intensamente enuviado e ripiforme. As dimensões do feldspato alcalino variam de 1 a 3 mm e os cristais são sub-hidiomórficos. Na lâmina delgada da amostra T110B encontraram-se cristais verdes euédricos, com hábito cúbico e relevo negativo de sodalita. Frisa-se que a cor verde da sodalita em nicóis paralelos é verde, como a cor em geral do sienito (Fig. 26). Como já observado nas outras variedades de sienito de coloração verde escuro, nas descontinuidades dessa variedade, tais como fraturas ou contatos entre cristais de feldspato, ocorre um material ferruginoso de cor marrom similar ao material visto na maioria dos sienitos verdes (Fig. 27). Os minerais máficos, de hábito alotriomorfo e intersticial, são piroxênios de aegirina-augita. Outros minerais presentes, mas em quantidade acessória, são

magnetita, apatita e zircão. Na Tabela 1 é mostrada a análise modal das amostras das variedades mais escuras de Verde Tunas de Mica.

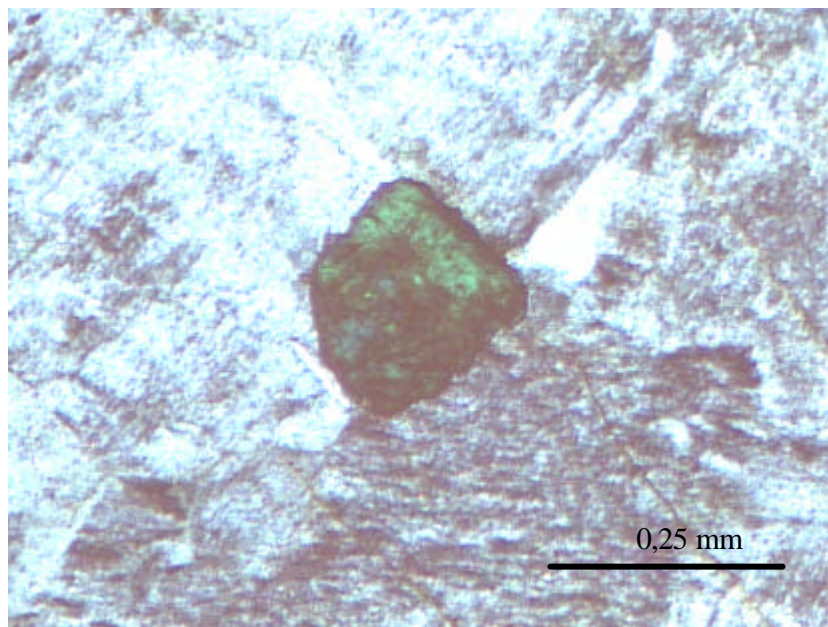


Fig. 26 – Lâmina delgada da amostra T110B, cristal de sodalita verde. Aparece também a evidente alteração do feldspato alcalino.

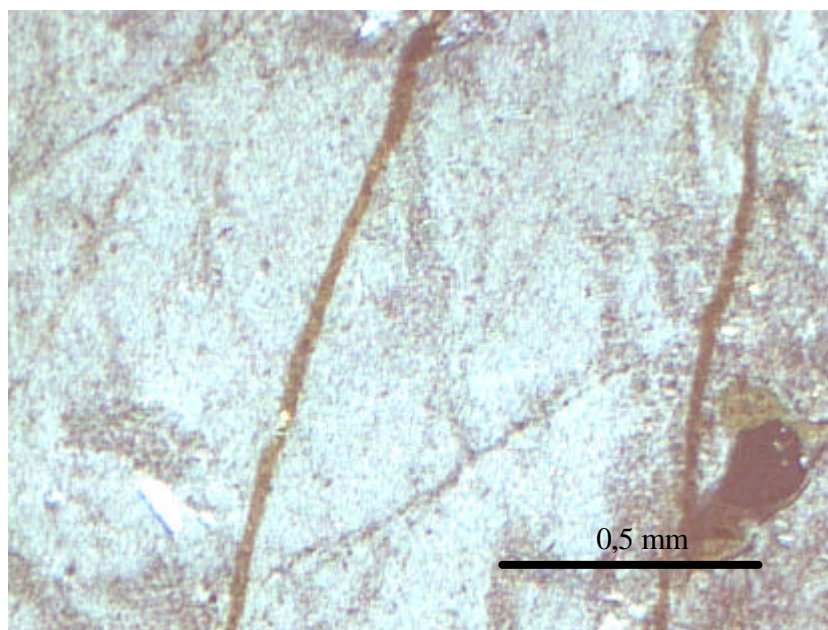


Fig.27 - Fraturas nos cristais de feldspato da amostra T110B, preenchida pelo material ferruginoso de cor marrom. Lavra da Marmoraria Mica.

3.7.3 “Verde Jararaca”

Uma belíssima variedade de sienito muito escura situa-se na borda NE da primeira estrutura do CAT. Essa variedade ainda não é explorada, mas, no local acima mencionado, foram encontrados matacões de volume expressivo que podem proporcionar uma boa quantidade de material. Trata-se de uma rocha verde escura e granulação grosseira com pontuações de minerais máficos.

Ao microscópio essa rocha apresenta textura hipidiomórfica com cristais subédricos de feldspato alcalino ripiforme em proporção de 85% do total em volume da rocha. Ele apresenta superfície pertitizada e muito alterada, mostra-se totalmente enuviado (Fig. 28) e com hábito subhidiomórfico a xenomórfico, as dimensões chegam aos 12 mm, sendo mediamente de 7 mm. Os máficos, alotriomorfos, são visíveis como cristais intersticiais entre os fenocristais de feldspato, assumindo assim forma triangular. Os minerais máficos, abundantes, são de dimensões relativamente grandes e completamente alterados em biotita ou afverdsonita fibrosa, resultando difícil a identificação detalhada. Nos casos menos duvidosos, é pelo menos possível determinar que se trata de piroxênios. A magnetita ocorre em pequena quantidade. É possível observar a presença difusa de pequenos minerais com relevo negativo de sodalita verdes e vermelhos de eudialita. Os outros minerais acessórios são apatita, epidoto e zircão.

Esta variedade de sienito verde é caracterizada pela presença de fraturas e planos de clivagem preenchidos pelo mesmo material ferruginoso que afeta os feldspatos, encontrado em outras variedades de sienitos verdes de Tunas (Fig. 29). Os minerais acessórios além de sodalita e eudialita são apatita, os opacos e zircão.

A análise modal da amostra T102 representativa do Verde Jararaca é visível na Tabela 1.

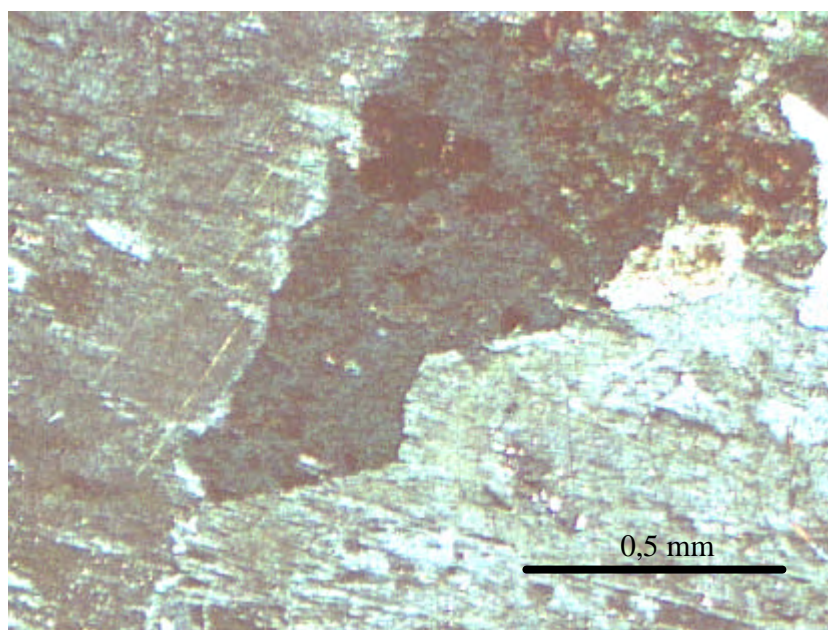


Fig 28 - Alteração do feldspato alcalino da amostra T102 (Verde Jararaca). A superfície do cristal é totalmente enuviada e pertitizada. Note-se também o cristal intersticial mineral máfico substituído parcialmente por minerais de alteração.

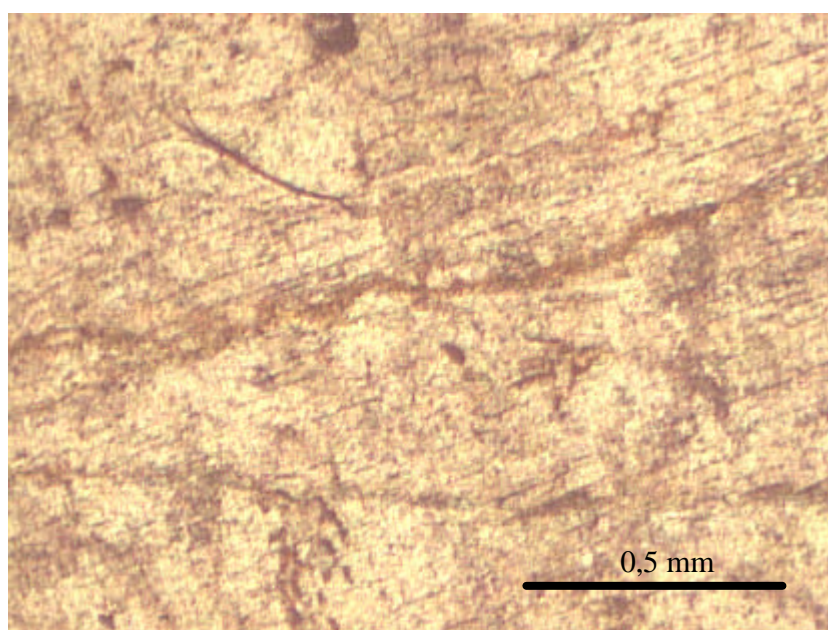


Fig. 29 – Lâmina delgada da amostra T102 (Verde Jararaca) Fraturas irregulares preenchidas por material marrom aparentemente ferruginoso.

3.3.8 Outros sienitos verdes

Um outro sienito (T20B) da mesma coloração verde aflora na porção mais setentrional do CAT. Em amostra de mão ele possui cor verde amarelado, textura granofírica média a grossa e textura hipidiomórfica. Em uma mesma placa polida é possível observar que ocorre uma variabilidade dimensional dos feldspatos, porções de feldspatos maiores ocorrem junto com outras em que o feldspato se mantém com pequenas dimensões. Uma feição interessante desta última variedade é que, em amostra de mão, os cristais maiores de feldspatos nessa variedade não ocorrem com a coloração verde.

A lâmina delgada mostra uma estrutura hipidiomórfica com cristais de feldspatos alcalinos mediamente alterados, freqüentemente geminados (Fig. 30). A alteração afeta sobretudo os cristais menores de feldspato alcalino. Os máficos são, em sua maioria, intersticiais e há a presença de um mineral fortemente pleocróico que resulta de processo de alteração intensa dos máficos, o que dificulta o reconhecimento dos mesmos. Este mineral é a biotita. Praticamente ausente é a magnetita, fato este que diferencia esta variedade verde até agora descritas, mas também, nessa variedade são presentes venulações preenchidas por material ferruginoso; só que, neste caso, a coloração mesmo aparecendo pervasiva nos cristais se mantém mais tênue (Fig. 30). Os minerais acessórios desta variedade são apatita, zircão e magnetita.

A outra ocorrência, que pelo aspecto parece ainda o Verde Tunas, mas mais claro, foi encontrada na segunda estrutura (amostra T37 e T106), junto a uma pedreira na borda setentrional externa. O sienito da amostra T37 com uma estrutura porfiróide com porfirocristais de feldspato euédricos e de pontuações máficas bastante freqüentes, em uma matriz de microcristais feldspáticos e quartzo. A amostra T106, em particular, tem o detalhe de possuir os feldspatos alcalinos esverdeados em uma matriz microcristalina esbranquiçada.

A característica marcante visível em lâmina delgada é a intensa alteração do feldspato alcalino (Fig. 31) que, de qualquer forma, não se apresenta homogênea, enquanto afeta preferencialmente os porfirocristais. É possível também reparar que os minerais

opacos são produtos secundários dos minerais máficos, os quais são geralmente inclusos nos feldspatos porfíricos.

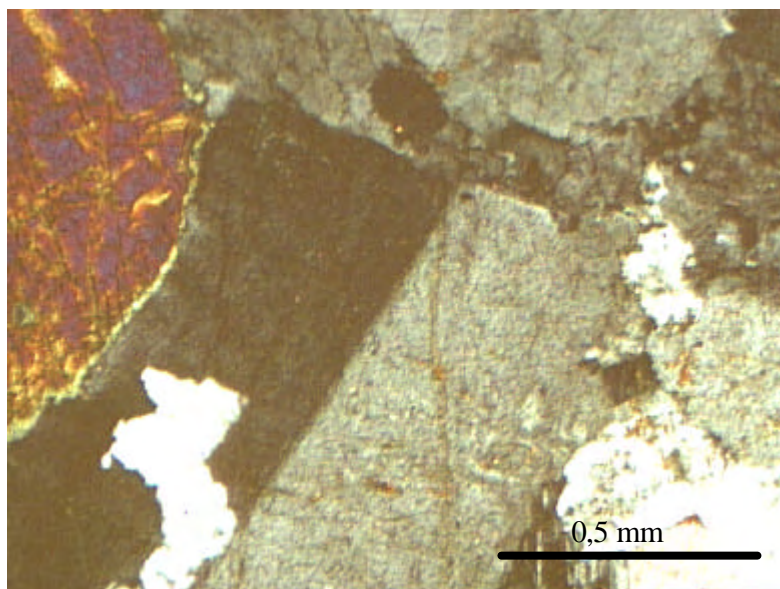


Fig. 30 - Lâmina delgada da amostra T20B. Destaca-se a macla Carlsbaad do feldspato alcalino. No indivíduo direito ocorre um pequeno veio.

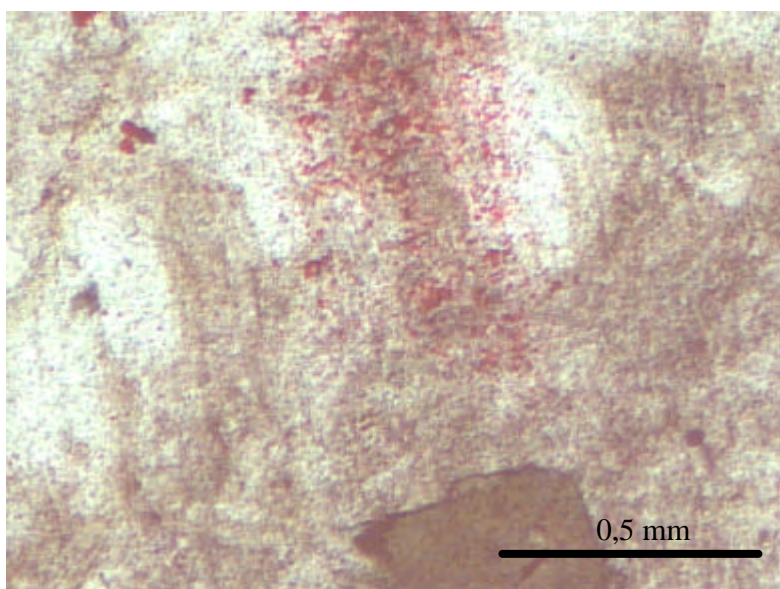


Fig. 31 - Lâmina delgada da amostra T37. São visíveis microcristais de alteração do feldspato e um agregado de pequenos cristais de eudialita.

A amostra T106, em lâmina delgada, possui uma textura por vezes porfiróide com cristais de feldspatos alcalinos em uma matriz composta também por feldspatos alcalinos, as dimensões dos indivíduos varia entre 2 e 7 mm. Não raramente os porfirocristais de feldspato alcalino possuem forma lobada. Na superfície dos feldspatos alcalinos podemos reparar uma difusa alteração sericítica, como também processos de substituição dos mesmos por carbonatos (Fig. 32). Os minerais máficos são muito alterados, praticamente inidentificáveis enquanto a magnetita é presente em pequenas quantidades. Como minerais acessórios encontramos apatita, opacos, zircão e de pequenos minerais com relevo negativo de sodalita verdes e vermelhos de eudialita. A análise modal da amostra T106 é visível na Tabela 1.

Uma outra variedade de sienito verde usado como rocha ornamental foi coletada em uma lavra de sienito verde claro (T10) situada na borda meridional da segunda estrutura (Fig. 4). É uma rocha de granulação média que em afloramento apresenta vênulas de minerais máficos.

A estrutura desta rocha, em lâmina delgada, é visivelmente orientada, sendo os cristais de feldspatos e os minerais máficos paralelos entre si. Parte dos minerais máficos, de qualquer forma, é intersticial em relação aos minerais claros (Fig. 33). De outro lado, os feldspatos apresentam hábito sub-hidromorfo a alotriomorfo e transformações mesopertíticas. Em nicos paralelos, é possível notar que a superfície desses minerais mostra a superfície irregularmente enuviada. O mineral acessório mais abundante é constituído pelos opacos, os quais se encontram, sobretudo, incluídos nos minerais máficos.

Em outra lavra, nas proximidades da borda NW da 4ª chaminé, foi amostrada uma outra variedade de sienito verde claro, localizada dentro de uma trincheira (T111Bg), que está em contato com uma variedade de microsienito verde escuro (T111Bf). Frisa-se que a porção mais grosseira dessa variedade mostra variabilidade de cor, sendo possível a ocorrência de porções amareladas a outras verdes ou verdes amareladas. Observada ao microscópio, a porção mais grosseira desta rocha possui estrutura hipidiomórfica, onde o mineral mais abundante é o feldspato alcalino. Esse mineral ocorre alterado e com indivíduos mesopertíticos. Junto com os feldspatos alcalinos, é possível constar a presença de indivíduos de plagioclásio, no qual na superfície encontram-se pequenas escamas de

sericita (Fig. 34). Os minerais máficos são anfibólio hipodiorfó a xenomorfo de hornblenda hastingsítica.

De outro lado, a porção mais fina (T111Bf) que compõe a amostra possui uma cor verde mais intensa e uma textura mais fina. Em lâmina delgada (Fig. 35), a estrutura é porfírica com fenocristais de feldspato alcalino hidiomorfo, geminados Carlsbad. As dimensões médias desses minerais de 3 mm enquanto a superfície dos mesmos encontra-se pouco alterada. A matriz, por sua vez, é composta por um agregado de minerais de feldspato alcalino e poucos cristais de piroxênio ou anfibólio. Os minerais acessórios são apatita, magnetita e zircão.

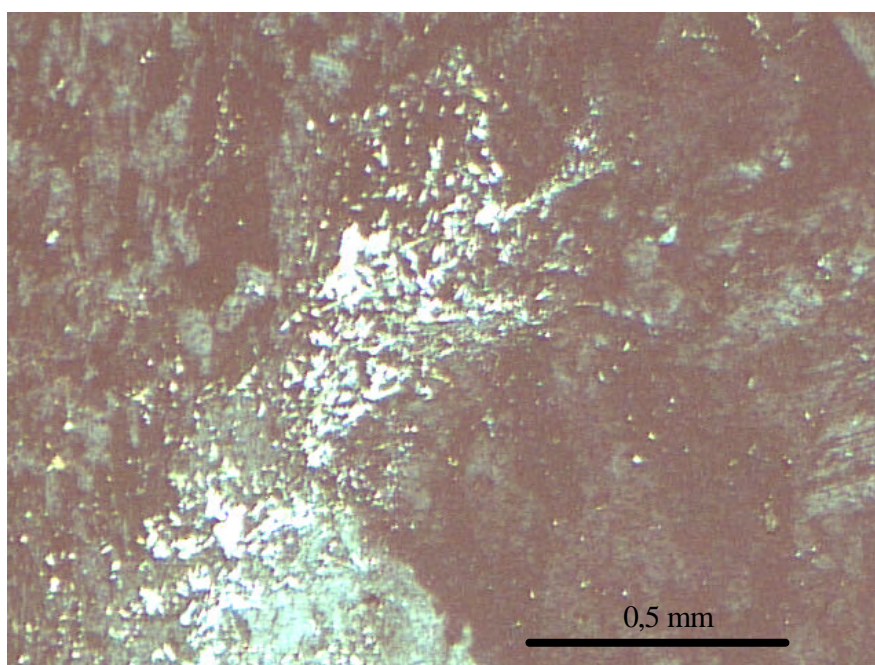


Fig. 32 - Lâmina delgada da amostra T106. Presença difusa de carbonatação dos feldspatos.

3.3.9 “Jade Imperial”

Essa variedade de sienito tem particular beleza. O afloramento típico desse sienito encontra-se, também, na localidade da pedreira da Água Verde, ao lado da lavra do sienito “Verde Tunas”, mais ao NW.

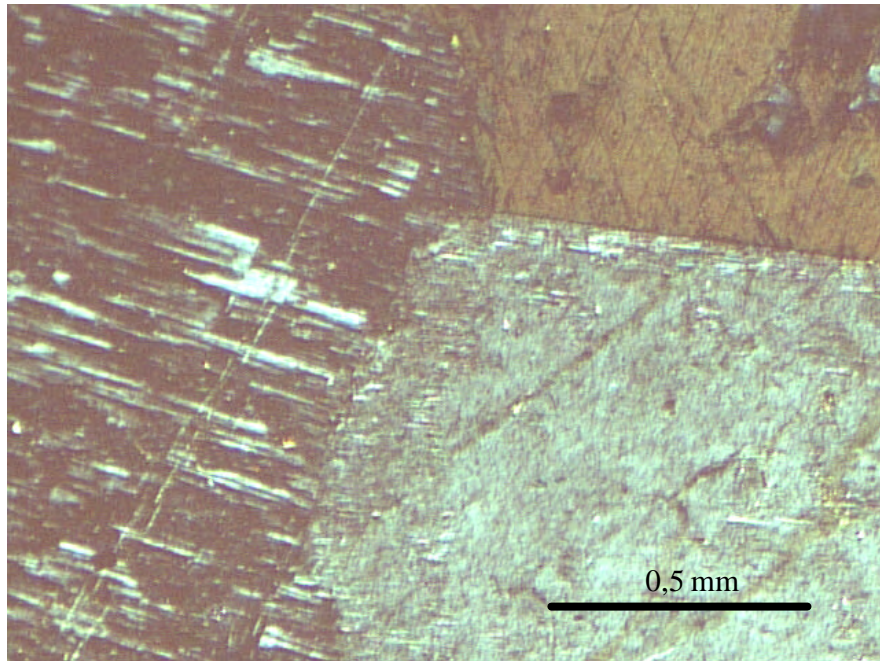


Fig. 33 - Lâmina delgada de amostra de sienito verde (T10). São visíveis no feldspato alcalino vênulas irregulares de material ferroso.

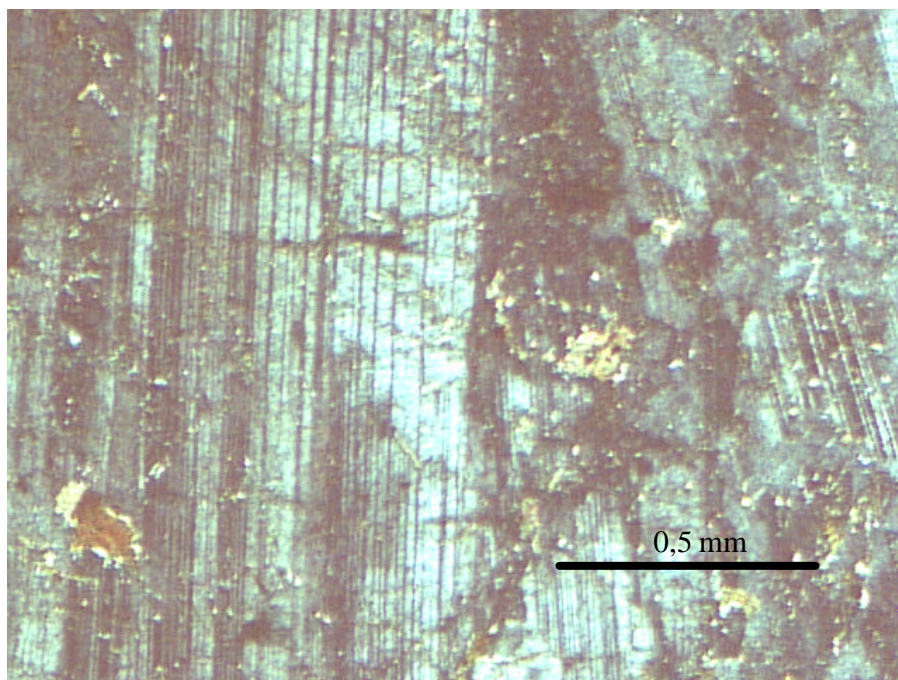


Fig. 34 - Lâmina delgada da amostra T11Bg. Observa-se a alteração sericítica no plagioclásio.

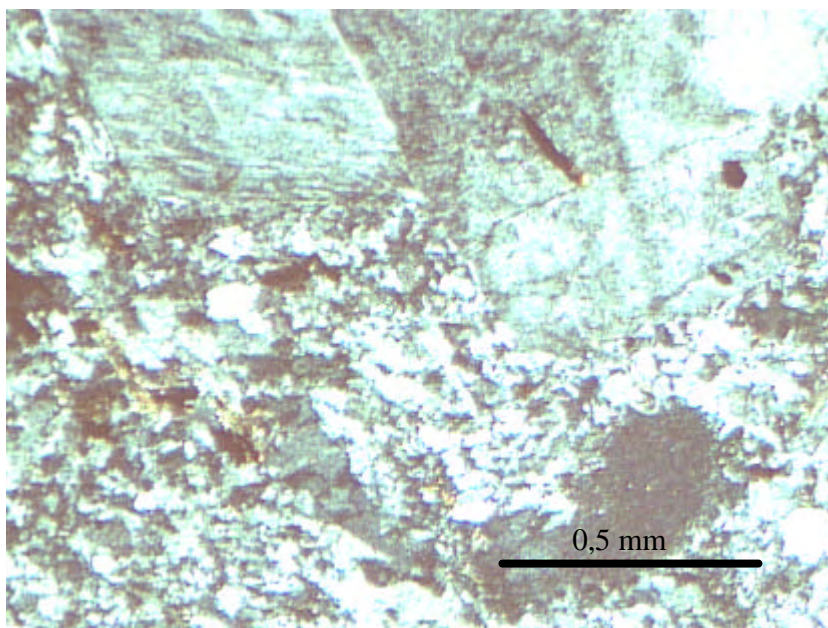


Fig. 35 – Lâmina delgada da porção fina da amostra T111Bf. São visíveis na parte superior as maclas de feldspato alcalino, enquanto na parte inferior a matriz é microcristalina.

Ela ocupa uma posição mais elevada que o “Verde Tunas”, provavelmente devido a maior resistência ao intemperismo, ou porque ocupava uma zona mais superficial na antiga estrutura sub-vulcânica do CAT. De todo modo, é preciso frisar que existe uma zona de falha que separa os dois afloramentos, logo não sabemos se a posição dos dois litotipos foi deslocada.

O “Jade Imperial” é um sienito, de cor verde claro ao verde amarelado e granulação média maior que a do “Verde Tunas”. Apresenta uma quantidade de máficos visivelmente menor.

Em lâmina delgada (amostra T34) a feição que distingue o “Jade Imperial” do “Verde Tunas” é, sobretudo, a diferente estrutura granofírica. O mineral mais abundante é ainda o feldspato alcalino pertítico. Ele se apresenta como cristal sub-edral, geminado Carlsbaad (Fig. 36), bastante enuviado e de tamanho maior que os do “Verde Tunas”.

Entre os máficos temos o anfibólio que pelo acentuado pleocroísmo (X'=verde amarelo, Z'=verde, Y'=verde oliva) e a extinção ($Z' \wedge = 20^\circ$) foi considerado como uma hornblenda hastingsítica. A hornblenda é poiquilítica: engloba cristais xenomorfos de magnetita e é alterada em minerais aciculares de (arfvedsonita), reconhecíveis pelo forte pleocroísmo cor azul cobalto (Fig. 37), ou em biotita, também ela fortemente pleocróica.

Entre os cristais de menor dimensão está presente o plagioclásio subeudral como fase tardia intersticial.

Uma outra feição diferente que não aparece no “Verde Tunas é a presença de numerosas e pequenas vênulas mais ou menos irregulares e preenchidas por carbonatos enquanto continua a presença de fraturas, mas, contrariamente ao observado no “Verde Tunas”, raramente essas se apresentam preenchidas por material ferruginoso. Os minerais acessórios são apatita, os opacos e zircão, enquanto os secundários são carbonatos, biotita e arfedsonita. Não estão presentes, também, as vênulas máficas encontradas no “Verde Tunas”. A análise modal da rocha é mostrada na Tabela 1.

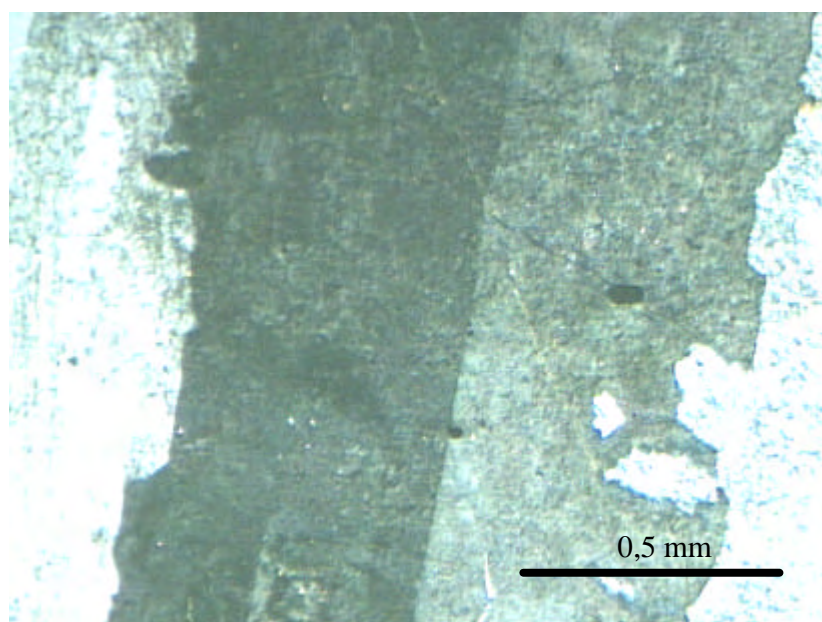


Fig. 36 - Exemplo de macla de Carlsbaad nos cristais de feldspatos alcalinos da variedade Jade Imperial.

3.3.10 Sienito pegmatóide com drusas (ou cavidades miarolíticas)

As únicas duas ocorrências desta variedade foram encontradas em uma pedreira perto da localidade da Antena (T31) e a outra (T107), na zona denominada Barro Vermelho (Fig. 4).

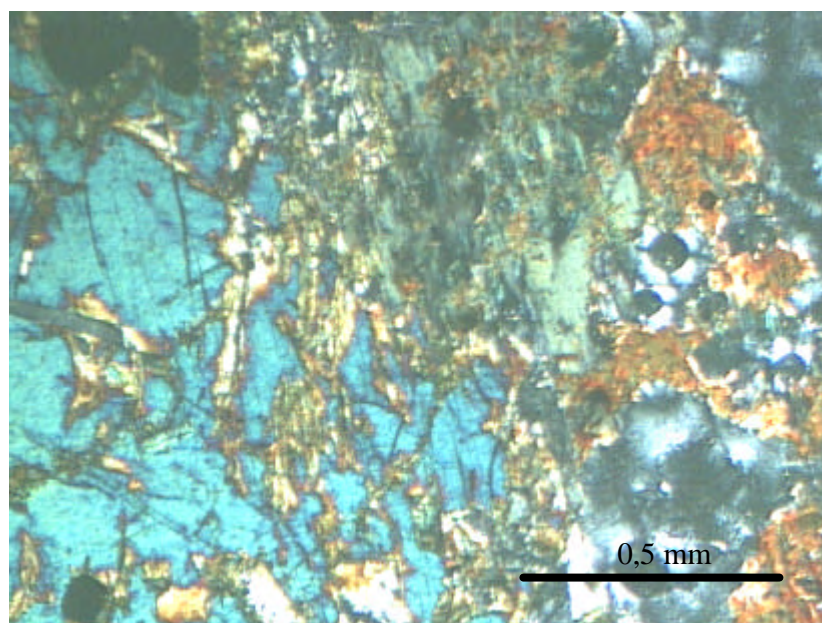


Fig. 37 - Hornblenda alterada em minerais aciculares de arfvedsonita, ou em biotita as duas fortemente pleocróicas.

Pelo fato de o CAT ser estruturado conforme 4 chaminés de forma de meia lua (vide imagem de satélite e mapa geológico), supõe-se que as duas amostras pertençam à mesma chaminé, no caso podemos aventar a hipótese que seja a segunda. As particularidades desta variedade são a presença de drusas preenchidas por anfibólio e feldspato (Fig. 38); a granulação bastante grosseira, quase pegmatóide. A coloração que caracteriza esta rocha continua sendo cinza-esbranquiçada. A presença de drusas de dimensões médias é prejudicial para a qualidade da rocha ornamental, pois deixa vazios nas placas polidas.

Em lâmina delgada a rocha mostra textura granofírica onde os cristais de K-feldspato, micro até mesopertítico, constituem o mineral mais abundante. Este mineral se apresenta com hábito quase euédrico e tem dimensões de até 4 cm. O ortoclásio é também poiquilítico, dado que contém pequenas inclusões de magnetita e sua superfície não mostra particular evidência de intensa alteração. Na lâmina delgada existem, também, cristais intersticiais de plagioclásio cuja extinção simétrica nos geminados dá um ângulo de 10° que corresponde a albita-oligoclásio. Há também evidência de pequenos cristais de plagioclásio secundário. Os máficos presentes na amostra T31 ocorrem, sobretudo, como cristais intersticiais (fig. 39), tendo uma forma triangular. Entre eles encontramos, piroxênio e anfibólio.

Freqüentes são as pseudomorfozes entre estes últimos dois como também a alteração para biotita ou as inclusões de ilmenita e magnetita no anfibólio e piroxênio. Em particular, pelo esquema do pleocroísmo (X' =verde amarelo, Z' =verde, Y' =verde oliva) e a extinção ($Z'^{\wedge}=20^{\circ}$) mostrados trata-se de hornblenda hastingsítica. Os minerais acessórios são magnetita, ilmenita, zircão e apatita. Frisa-se que a magnetita, ao contrário das variedades mais escuras, é presente em pequenas quantidades. A análise modal da amostra T31 aparece na Tabela 1.

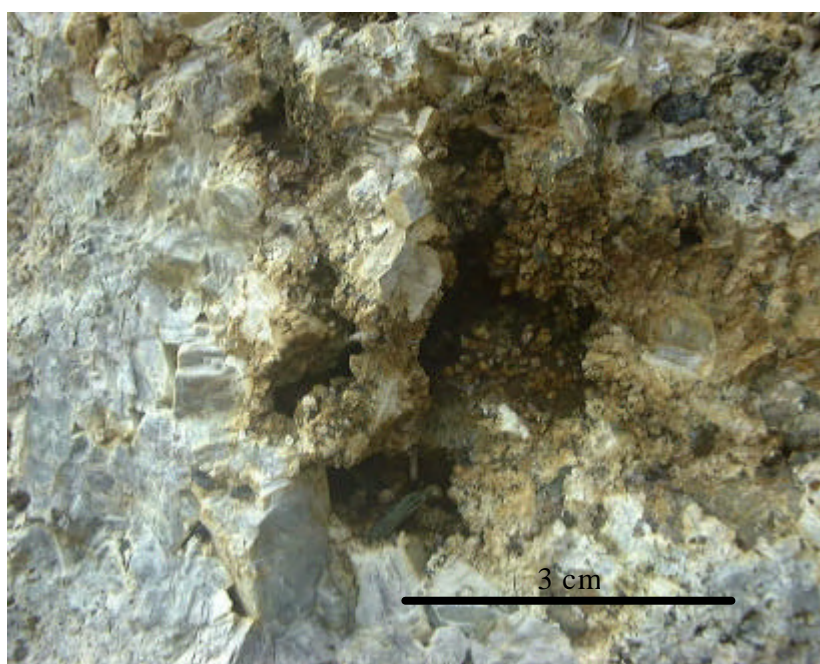


Fig. 38 - Drusas na variedade de sienito pegmatóide com drusas.

3.11 Sienitos cinza e cinza-esbraquiçados

Nesse grupo são incluídos os demais sienitos encontrados no CAT. São os de importância comercial menor. As amostras inseridas nesta categoria são T16, T17, T35, T106, T110A e T111A. A partir do levantamento geológico, parece que, estatisticamente, haja uma concentração dos sienitos mais claros ou acinzentados nas partes mais internas das chaminés que compõem o CAT.

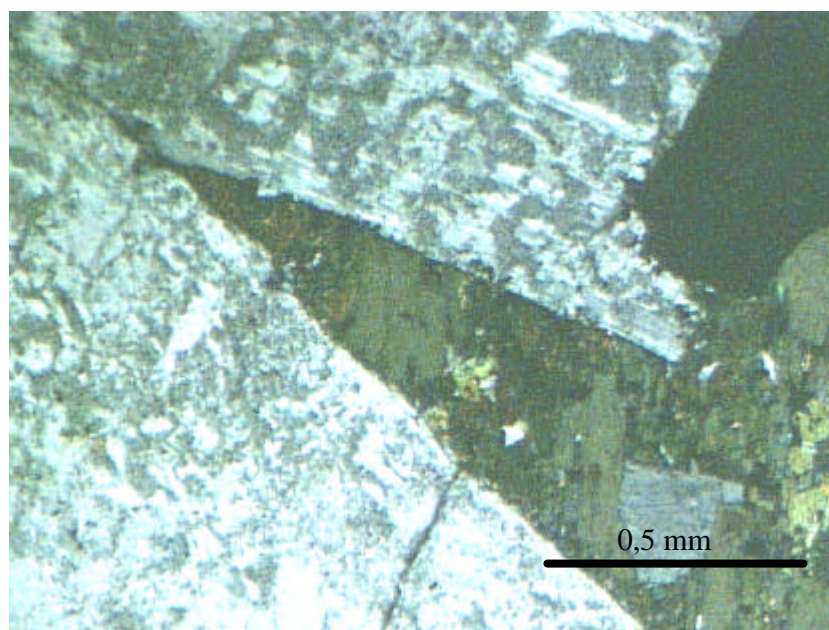


Fig. 39 - Exemplo de mineral máfico em posição intersticial na amostra de sienito pegmatóide.

A amostra T16 (Fig. 40) foi coletada próxima da amostra de sienodiorito T15, sempre na borda interna da 4ª chaminé do CAT. Tem textura granofírica composta por cristais xenomórfico de feldspatos e minerais máficos. Os feldspatos presentes são na maior parte feldspatos alcalinos e, secundariamente, plagioclásios. Os feldspatos e os minerais máficos são acompanhados por uma quantidade acessória de pequenos cristais de minerais opacos, mais abundantes onde há concentração de minerais máficos. Estes últimos, particularmente abundantes, são constituídos por anfibólio caracterizado pelo pleocroísmo (verde escuro, amarelo amarronzado) e que, por vezes, aparece extensamente biotitizado. Os minerais acessórios presentes, além dos minerais opacos, são apatita e zircão.

O sienito da amostra T17 foi coletado em um afloramento na localidade de Lajeado, situada no interior da 4ª chaminé. É um sienito cinza claro com granulação grosseira composta por K-feldspatos de grandes dimensões e poucos máficos. A quantidade de minerais máficos, como acenado, é muito reduzida, como também o número de cristais de minerais opacos. Em lâmina delgada, essa amostra caracteriza-se pelo fato de ter fraturas preenchidas por material ferruginoso, apesar de manter uma cor muito clara (Fig. 41). De outro lado, junto com essas fraturas, existem outras discontinuidades não preenchidas por esse material, ou preenchidas por quartzo secundário (Fig. 42). Contrariamente às outras

variedades mais claras de sienito, não foi detectada a presença difusa de carbonatos e nem em fraturas. Os minerais acessórios são apatita, opacos e zircão. A Tabela 1 mostra a análise modal dessa variedade de sienito.

A amostra T35 pertence a uma variedade de sienito cinza claro de estrutura cristalina média que se encontra em uma pedreira da segunda estrutura do complexo. Venulações de material félsico cortam essa variedade de sienito que, em amostra de mão, mostra feldspato de cor acinzentada envolvidos por uma camada mais clara. Na segunda campanha de amostragem, a frente de lavra foi re-coletada em correspondência de um contato de dois sienitos de cor diferente. A amostra T105A possui cor verde claro, enquanto a amostra T105B mostra uma coloração esbranquiçada que, provavelmente, parece imputar-se a processo intempérico.

No microscópio essa rocha possui uma textura hipidiomórfica composta, pela maior parte, por feldspato enuviado e pertitzado. Os feldspatos mostram que possuem uma camada de composição diferente da parte mais central (Fig. 43). Os minerais máficos, relativamente abundantes, são profundamente alterados em calcita e biotita. A profunda alteração dos minerais máficos, mal permite reconhecê-los como piroxênios e anfibólios. Remarca-se que a intensa alteração seletiva provocou o diferente comportamento ótico do feldspato, deixando-o fortemente enuviado. Os minerais acessórios são apatita, carbonatos, opacos, zircão. Na Tabela 1 estão disponíveis as análises modais das variedades de sienito claro.

Na mesma área da T106, foi coletada, em uma lavra abandonada, a amostra T36. Essa amostra foi coletada em uma posição topograficamente mais elevada do que a da amostra T37, aventando-se a hipótese que, assim, tenha sofrido alteração intempérica mais intensa. Em lâmina delgada, essa amostra tem uma aparência muito similar à da amostra T37, sobretudo quanto ao processo de alteração dos feldspatos alcalinos. Os minerais máficos, constituídos por piroxênios de aegirina-augitas, têm estrutura esquelética e são afetados por processo de alteração, tendo sido transformados em magnetita e biotita. O quartzo ocorre em posição intersticial. Os minerais acessórios são minerais opacos, apatita e zircão. A Tabela 1 mostra a análise modal das variedades T106 e T36.

Na pedreira da Mineração Mica ocorre uma variedade de sienito acinzentado (T110A) que do ponto de vista mineralógico e petrográfico é muito parecido com as outras

duas variedades presentes na mesma lavra (T110B e T110D) a não ser pelo mais intenso intemperismo, menor conteúdo em minerais máficos e a presença de plagioclásio.

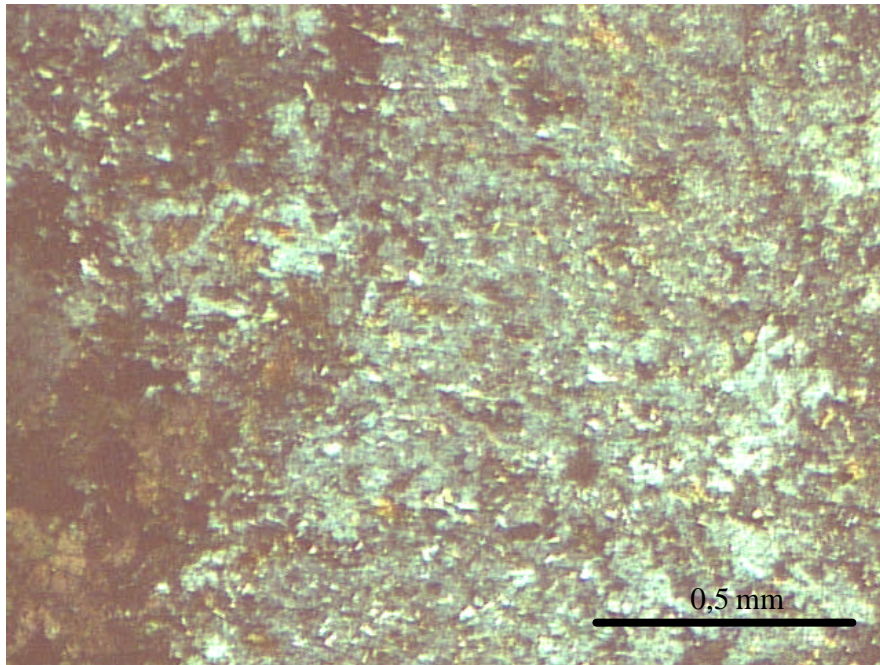


Fig. 40 – Lâmina delgada da amostra T16. Os minerais encontram-se profundamente alterados.

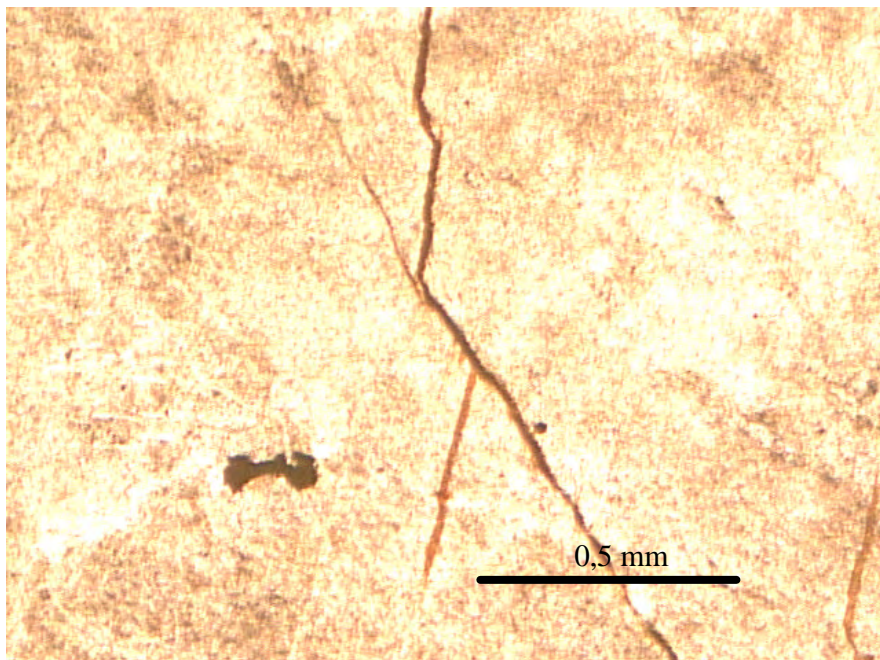


Fig 41 - Fraturas preenchidas por material ferruginoso em amostra de sienito cinza claro (T17).

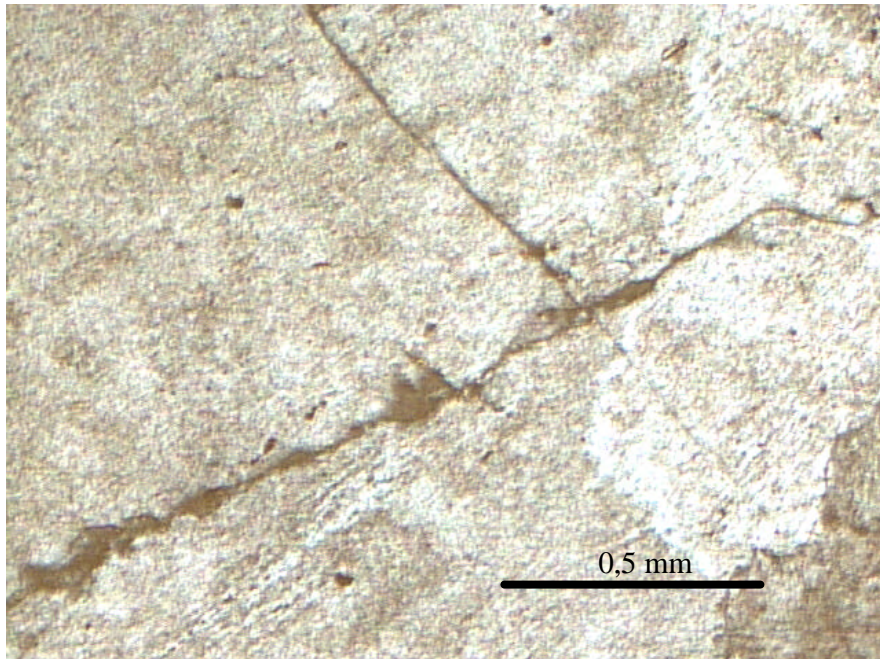


Fig. 42 - Descontinuidades preenchidas por quartzo secundário em sienito cinza claro na amostra T17.

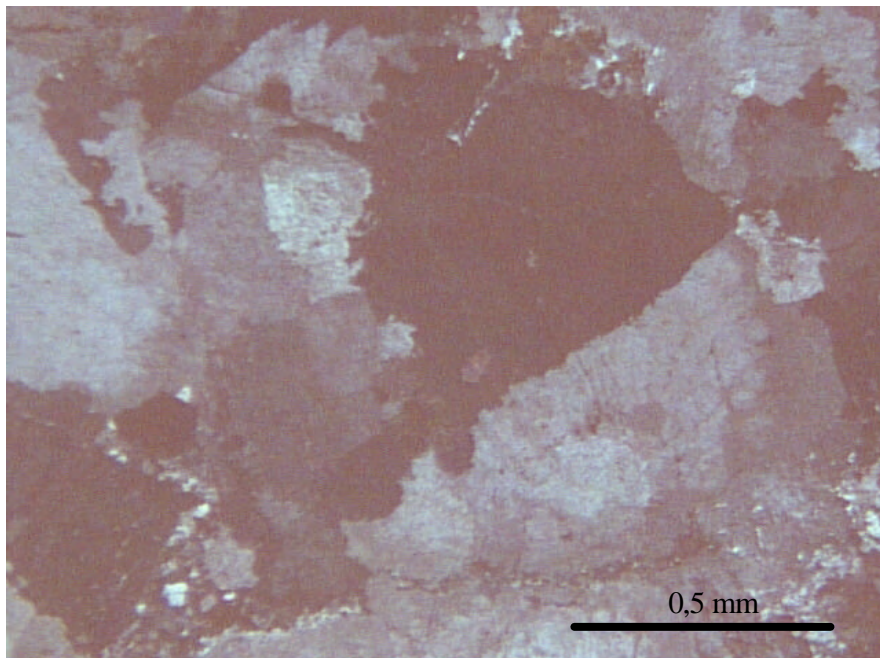


Fig. 43 - Fotografia da lâmina delgada da amostra T35 em que os feldspatos mostram, também em nível microscópico, possuir uma camada de composição diferente da parte externa.

É interessante reparar que assim como a amostra de Jade Imperial, a variedade cinza da lavra Mica, também mostra alteração, se bem de forma menos intensa, dos minerais dessa rocha em calcita (Fig. 44). Esta transformação afeta, sobretudo, os plagioclásios presentes em pequena quantidade nesta variedade. Além de ser produto de alteração de minerais, também nessa variedade, a calcita parece preencher as minúsculas fraturas que eventualmente cortam os cristais.

A última variedade de sienito claro foi coletada na chaminé mais setentrinal do CAT, na mesma frente de lavra em que foram coletadas as variedades T111Bg e T111Bf, já descritas no capítulo das variedades de sienito verde. Em amostra de mão, essa variedade mais clara mostra evidências de processos intempéricos, provavelmente responsáveis pela sua coloração clara. Em lâmina delgada (Fig. 45), a rocha possui estrutura hipidiomorfa a xenomórfica com cristais de feldspato alcalinos, cujas dimensões variam de 3 a 7 mm. A superfície dos feldspatos é variavelmente alterada, pertitzada e não raramente cortada por fraturas preenchidas por material carbonático.

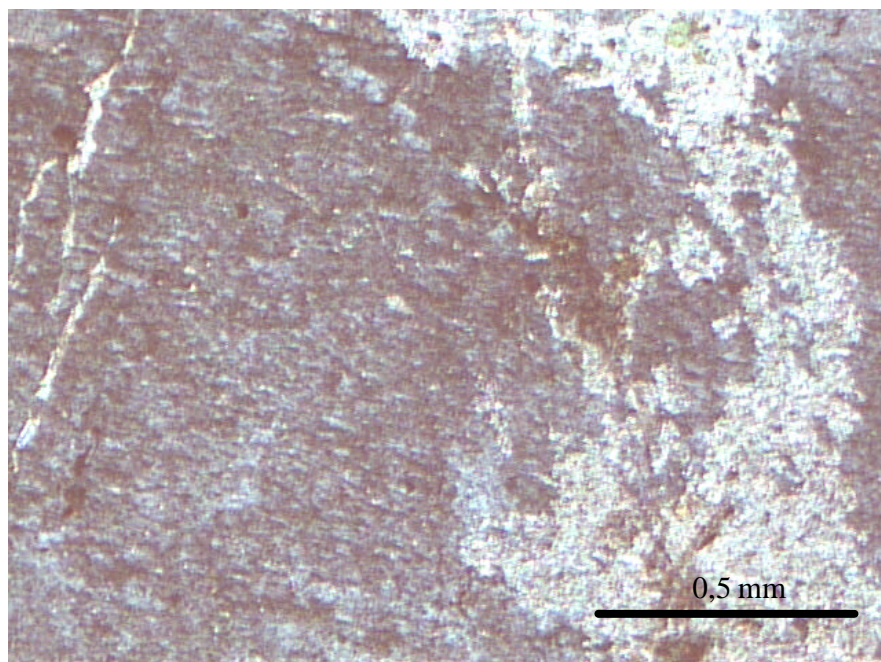


Fig. 44 – Lâmina delgada da amostra T110A. Essa transformação afeta, sobretudo, os plagioclásios em pequena quantidade nessa variedade. Além de ser produto de alteração, o carbonato preenche as minúsculas fraturas que eventualmente cortam os cristais.

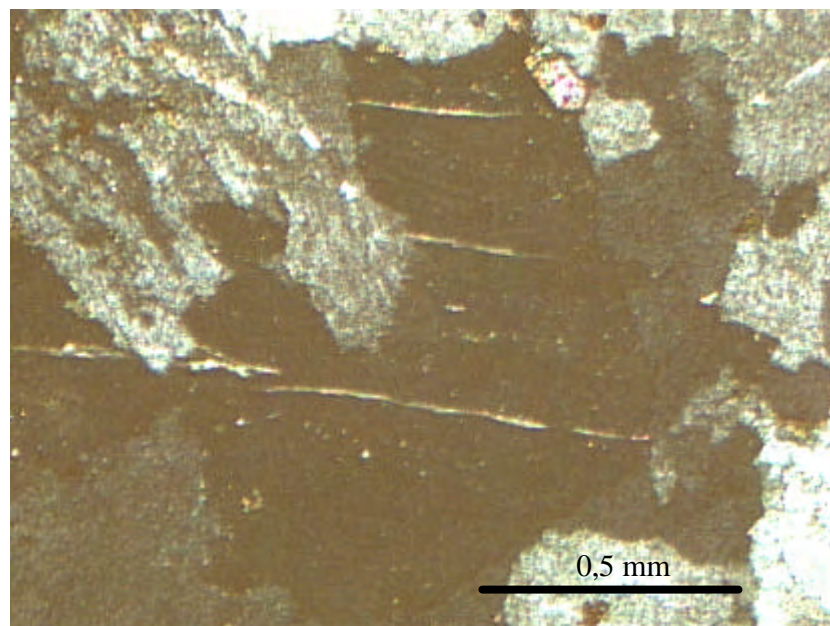


Fig. 45 - Lâmina delgada da variedade de sienito cinza claro (amostra T111A). É claramente visível que os feldspatos aparecem cortados por fraturas preenchidas por material carbonático.

Tabela 1- Análise modal das rochas intrusivas do Complexo Alcalino de Tunas (CAT). As quantidades de minerais são expressa em % de volume

	T10	T15	T16	T17	T20B	T31	T32	T33A	T33B	T34	T35	T36	T37
Quartzo	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	3	0
K-feldspato	74,5	30	71	80	76	77	75	65	70	77	75	75	80
Plagioclásio	9	40	8,5	5	8,5	6	3,8	15	3	3	2,5	6	2,5
Anfibólio	6,5	5	6	3	4,2	4	5	2,5	2	6	6	3	5
Piroxênio	4	6	4	3	3	2	4	3	3	3	4	3	4
Olivina	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0,5	0	0
Opacos	5,5	7,5	6	3	2	1	6	3	8,8	6,5	5	2	5
Zircão	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1	0,2	0,5	0,3	0,4	0,3	0,2
Apatita	0,3	0,9	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1
Biotita	3	10,5	4	5	6	6	6	3	4	4	4,5	3	3
Nefelina	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Carbonatos	0	0	0	0	0	3	0	0,2	0	0	2	2,5	0

Tabela 1 – (continuação)

	T102	T106	T110A	T110B	T110D	T111A	T111Bg
Quartzo	2	3	0	2	0	0	2
K-feldspato	75	75	73	74	82,5	73	65
Plagioclásio	3	6	7	5	2	3	15
Anfibólio	5	3	4	4	5	6	4
Piroxênio	4,5	3	3	3	3	4	2
Olivina	0	0	0,3	0	0	0,5	0
Opacos	3,5	2	3,5	4	4	5	3
Zircão	0,5	0,3	0,5	0,5	0,3	0,4	0,5
Apatita	0,5	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2
Biotita	6	5	5	4	3	4,5	6,5
Nefelina	0	0	0	3	0	0	0
Carbonatos	0	2,5	3	0,3.	0	3,5	0,5

Os minerais máficos presente são invariavelmente xenomórficos e reliquias. Trata-se de piroxênios alterados em biotita. Entre os acessórios foi observada uma pequena quantidade de minerais opacos, além de apatita e zircão. A análise modal dessa variedade de sienito é apresentada na Tabela 1.

Sendo que os processos de alteração podem ser imputados pela coloração das rochas, faz-se necessário determinar quais são as amostras que apresentam alteração significativa. Resumidamente, podemos afirmar que as amostras que apresentam alteração hidrotermal-metassomática são a T32, caracterizada por alteração argilosa; a T32, com alteração sericítica; a T33B, apresentando idingsita na olivina; nas amostras T110B, T20A, T37, T106, T10 é possível identificar uma alteração variável do feldspato alcalino que deixa o mesmo enuviado. As amostras T34, T31, T36, T110A e T111A são amostras todas invariavelmente caracterizadas por carbonatação difusa o preenchendo fraturas. Em todos os casos, particular atenção tem que ser posta à presença de desmisturas pertíticas, sendo que as mesmas podem ser sujeitas a transformações metassomáticas.

3.4 Litogeoquímica

Foi efetuada a análise geoquímica de 20 amostras selecionadas durante o levantamento geológico do CAT. As amostras em questão são T10, T30, T30A, T32, T35, T35A, T34, T31, T102, T106B, T110A, T110B, T110D, T111A, T111Bg e T111Bf. Entre estas amostras temos litotipos que não representam sienitos do CAT, entre elas amostras de brechas (T30 e T30A). Essas brechas foram analisadas para poder evidenciar uma eventual ligação entre a geoquímica e, logo, a petrogênese das brechas vulcânicas e a coloração dos “sienitos” ornamentais do CAT.

Dessas amostras foram determinados os elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO , MnO , P_2O_5 , Fe_2O_3 , TiO_2) e os elementos traços de maior importância (Ba, Sr, Y, Sc, Be, Zr, U, Th, Pb, V, Cu e ETR). O método de análise utilizado foi a ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

Os resultados das análises são apresentados nas Tabelas 2, 4 e 5. A finalidade dessas análises é de poder classificar, sob o ponto de vista geoquímico, as amostras selecionadas, determinar os processos petrogenéticos que as formaram e, em seguida, tentar determinar se existe alguma anomalia na composição química delas que justifique a coloração diferente nas variedades de sienito “Verde Tunas” e as demais variedades de sienito alcalino que ocorrem no CAT. A análise geoquímica deveria, também, determinar, se possível, os processos magmáticos que podem ter afetado a coloração das litologias. O conhecimento dos processos que atuaram durante a formação dos plutonitos do CAT serão utilizados como base para prognosticar a colocação geológica deles, não só na estrutura do maciço de Tunas, mas também em outras intrusões geologicamente afins.

3.4.1 Elementos maiores

A literatura geológica reporta que os litotipos que compõem o CAT são classificados como rochas plutônicas de afinidade alcalina, como definido pelo andamento curvado do *trend* de diferenciação no diagrama AFM (Gomes *et al.*, 1984). As análises dos elementos maiores estão expressas na Tabela 2. O diagrama ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 (Fig. 46)

reflete esta classificação e evidencia que as amostras pertencem à série alcalina. Conforme a Figura 47 pode-se afirmar que, em particular, as rochas pertencem à série potássico-sódica, fato este que já podia ser evidenciado pelos valores bastante similares de Na_2O e K_2O das rochas, como mostrado na tabela das análises. É evidente no gráfico $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs. SiO_2 da Figura 47 que as amostras escolhidas para a análise constituem só os termos mais diferenciados da série, faltando, entre as amostras analisadas, os termos gabróicos de fato presentes no CAT. Resumindo, os teores de sílica variam entre o mínimo de 57,46% relativo à amostra T30, que representa uma brecha vulcânica classificada como traquiandesito; e o máximo de 68,38% da amostra T111Bf, veio microgranular classificada como sienogranito. Os diagramas das figuras 46 e 47 podem ser usados como meio de classificação. Por meio do gráfico R1-R2 (Fig. 48), em particular, todas as amostras analisadas resultaram classificadas como sienitos, até os termos mais ricos e mais pobres em relação ao conteúdo em SiO_2 .

Ainda para fins de classificação, a análise geoquímica dos elementos maiores foi usada para calcular os percentuais de minerais normativos nas amostras. Para isso foi usado o programa Magmaware (Tab. 3). Dado que nas análises foi determinado só o ferro total, para o correto funcionamento do programa foi considerado que a razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ é de 0,15, conforme indicado por Thompson (1984). Desse modo, foi obtida a classificação das rochas conforme Shand, baseada no percentual normativo de minerais félsicos. O resultado desta manipulação de dados é resumido na Tabela 2. É possível notar, de modo geral, que as variedades verdes mais escuras apresentam um conteúdo normativo em minerais máficos maior e que é possível separar todas as amostras em dois grupos distintos: o grupo dos olivina-normativos e o dos quartzo-normativos. Entre os quartzo-normativos, encontramos as amostras T10, T17, T20A, T30, T30A, T32, T34, T35A, T102, T110D, T106A, T111AT111Bg e T111Bf, enquanto entre os olivina-normativo T16, T31, T35, T110A e T110B.

Outra feição que podemos frisar é que existem amostras (T31, T102 e T110A) cuja Visto que nos precedentes diagramas das Figs. 46 e 47 não foi possível separar os vários grupos de rocha ornamental do CAT, conclui-se que a classificação que parece melhor distinguir entre si os termos amostrados é o diagrama IUGS (Streckeisen, 1976). análise normativa não mostra a ocorrência de anortita.

Tab. 2 – Resultados da análise litogeoquímica das rochas do CAT. Elementos maiores.

Amostra	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	LOI %
T10	63,67	16,81	4,84	0,168	0,14	1,15	6,29	5,45	0,279	0,05	0,75
T16	58,51	18,13	6,18	0,167	0,94	2,61	5,08	5,28	0,981	0,20	1,02
T17	66,36	17,98	2,73	0,041	0,06	0,23	6,82	5,54	0,115	0,03	0,99
T20B	66,75	17,40	2,53	0,091	0,05	0,82	6,59	5,35	0,123	0,02	0,64
T30	57,46	17,70	6,50	0,161	2,15	4,57	5,06	3,43	0,800	0,29	0,88
T30A	60,31	15,45	6,58	0,093	2,38	3,19	4,43	4,65	0,902	0,48	1,19
T31	62,05	16,05	6,47	0,296	0,14	0,68	6,41	5,49	0,352	0,08	1,72
T32B	61,50	16,45	5,09	0,197	0,64	2,34	5,56	5,17	0,744	0,21	0,54
T33B	63,15	17,25	5,90	0,225	0,15	1,04	6,13	5,13	0,236	0,05	0,32
T34	65,28	18,09	2,85	0,133	0,14	1,08	6,66	5,53	0,151	0,03	0,52
T35	60,42	16,53	6,97	0,129	0,73	2,29	6,54	3,82	0,885	0,26	1,55
T35A	63,13	17,47	4,50	0,131	0,50	2,13	5,83	4,78	0,551	0,14	0,94
T102	61,51	14,52	6,54	0,260	0,04	1,20	6,79	4,76	0,277	0,04	1,34
T106B	61,78	17,00	4,52	0,138	0,43	1,84	5,92	5,13	0,528	0,16	1,45
T110A	63,50	16,79	4,80	0,175	0,09	1,18	7,07	4,93	0,247	0,03	1,10
T110B	63,69	16,68	5,36	0,200	0,09	1,07	7,09	5,00	0,250	0,03	0,52
T110D	64,01	16,92	5,09	0,200	0,12	1,30	6,90	4,86	0,199	0,04	0,66
T111A	61,54	17,26	6,01	0,180	0,52	2,50	5,76	4,57	0,470	0,16	1,02
T111BF	68,38	14,46	3,40	0,099	0,34	0,75	5,29	4,72	0,247	0,05	0,78
T111BG	62,35	17,77	4,74	0,158	0,52	2,44	5,88	4,58	0,547	0,18	0,57

O fato de se poder distinguir, no microscópio, todos os minerais, inclusive os acessórios, permite classificar melhor as variedades de “sienitos” ornamentais.

A diferença substancial que parece existir, entre as variedades de sienitos mais escuras (T32, T33B, T102, T110D) e os demais, é o maior enriquecimento em Fe_{tot} , o que reflete a maior concentração em minerais máficos. Apesar disso a amostra T20B, que mostra uma coloração verde amarelada, o teor de Fe_{tot} é comparável com o das amostras de sienito mais claros, contrariando a regra. Por sua vez, a amostra T35 tem um conteúdo em ferro bastante elevado, mas não apresenta coloração escura. Neste último caso é provável que houve um processo de descoloração “in situ” da rocha provocada pelo intemperismo. É, também, observável que as amostras declaradas como “Verde Tunas” têm aparentemente um conteúdo em sílica ligeiramente inferior àquele dos outros sienitos. De todo modo não parece que exista alguma relação inequívoca entre a composição litogeoquímica dos sienitos com a cor dos mesmos.

As figuras 49 a 56 mostram as relações entre SiO_2 e os outros elementos maiores. Os pontos nos gráficos são de cor diferente (verde para os sienitos verdes, vermelho para as demais rochas), para distinguir as variedades de rochas. Nesses gráficos aparece que os veios T33B e T111Bf são os termos mais diferenciados. O que se repara é que existe uma correlação entre os elementos maiores e o aumento do percentual de SiO_2 . As correlações do SiO_2 são positiva com K_2O , Na_2O e Al_2O_3 e negativas com os mais óxidos. Um fato interessante é a existência de amostras que se afastam do “trend” identificado pelas outras amostras, quando se tenta de correlacionar o teor de SiO_2 ao teor de alumina e óxido de magnésio, as amostras que não seguem o “trend” são a T30 e a T16, respectivamente amostra de brecha vulcânica e sienodiorito. Estes “trends” são perfeitamente justificados considerando-se que, como frisado por Gomes et al. (1987), as rochas do CAT são o resultados de processos de diferenciação fracionada. Mesmo assim, é preciso cuidar que estes “trends” não necessariamente representam a evolução dos líquidos representativos dos plutonitos de Tunas, dado que, como evidenciado pelos mesmos autores acima mencionados, ocorrem no CAT rochas com evidências de processos cumuláticos. De fato a análise petrográfica em lâmina delgada efetuada pelos autores revela que esses processos foram ativos durante a evolução dos líquidos magmáticos do CAT.

O que parece evidente é que o exame das análises dos elementos traços não evidencia algum processo de tipo magmático que possa ser imputado da coloração dos sienitos verdes. De

fato, tentando subdividir as amostras em famílias os “trends” diferentes, é possível ver que as variedades cromáticas podem pertencer indiferentemente a qualquer família ou “trend”.

É reconhecido que os processos pós-magmáticos, nomeadamente deutéricos e hidrotermais, podem criar o aparecimento de uma coloração anômala nas rochas afetadas por esses processos. Um método válido para determinar se efetivamente há presença de alteração hidrotermal e se, logo, ela é responsável pela cor, é de normalizar variedades coloridas e supostamente alteradas contra as variedades não coloridas que não mostram evidências de alteração e com um percentual de SiO_2 próximo de maneira que tenham um índice de diferenciação similar.

A alteração hidrotermal causa variações geoquímicas na rocha encaixante dos elementos maiores com perda de Na, Ca, e Ti, equanto há um aumento de K e Si. A Fig. 57 mostra que não ocorre nenhuma variação notável em Na e K, enquanto Ti e Ca possuem um comportamento mais ambíguo. De fato, normalizando a amostra de microsienito verde T111Bf contra a amostra T111Bg, sienito claro intimamente associado à primeira amostra, o Ca resulta empobrecido no primeiro. Do outro lado o Ti é mais enriquecido na amostra clara.

Para verificar o papel desenvolvido pela eventual alteração hidrotermal, as composições de todas as rochas foram normalizadas contra um sienito representativo do Complexo da Barra de Itapirua (Ruberti *et al.*, 2002), geoquimicamente afim aos sienitos do CAT por pertencer às manifestações de magmatismo alcalino da Província do Arco de Ponta Grossa. Os resultados são condensados na Fig. 58. Repara-se nessa figura que todas as amostras são caracterizadas por um empobrecimento em Ca e K, um enriquecimento em Na enquanto o Ti é mais variável. Esses dados não mostram as evidências de processos hidrotermais como fator geoquímico responsável pela coloração das rochas. Uma ulterior tentativa foi feita tentando normalizar os elementos traços dos sienitos de Tunas, coloridos ou não, contra a composição do sienito representativo geoquimicamente afim aos sienitos do CAT, por pertencer às manifestações de magmatismo alcalino da Província do Arco de Ponta Grossa. O gráfico da Fig. 57 evidencia anomalias negativa de CaO e P_2O_5 , positivas de Na_2O e valores variáveis de TiO_2 e Fe. De qualquer forma, não são evidenciadas correlação entre essas anomalias e diferença de cor das amostras. O que conseqüentemente podemos afirmar é que não é possível identificar processos de alteração hidrotermal como agente responsável pela coloração dos sienitos do CAT.

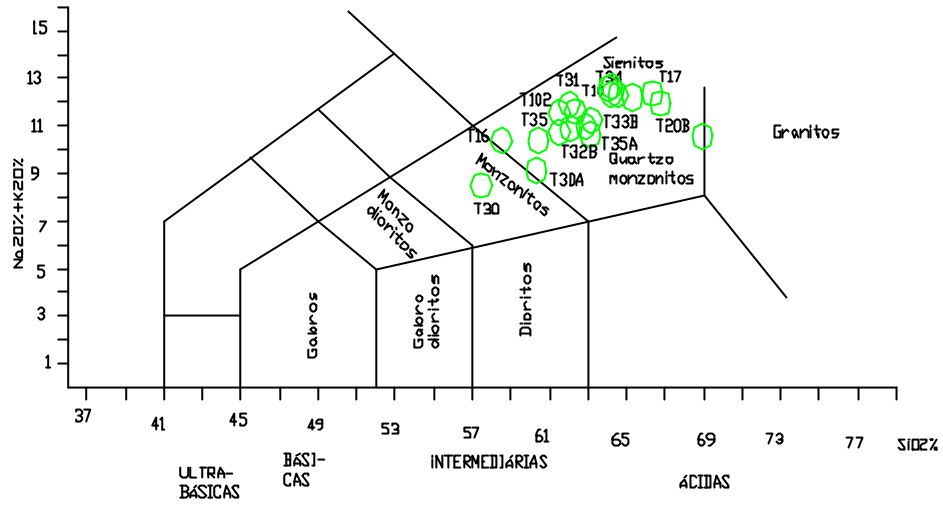


Fig. 46 - Classificação química e nomenclatura das rochas do CAT usando os álcalis totais versus sílica (TAS) no diagrama de Le Maitre *et al.* (1989).

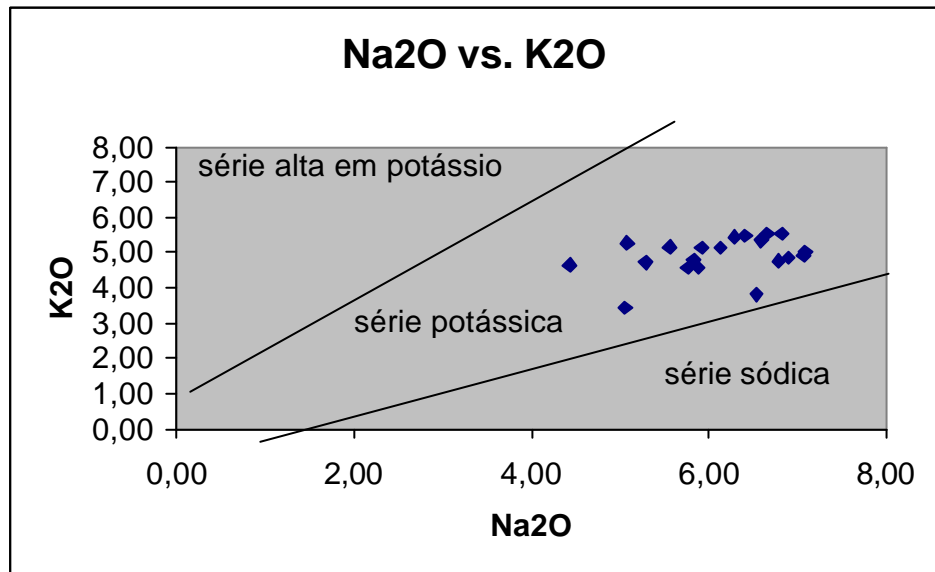


Fig. 47 – Subdivisão das rochas subalcalina do CAT usando o diagrama K2O versus Na2O (Middlemost, 1975).

Tab. 3 - Análise normativa pelo programa MAGMA

Amostra	Qz	Ol	Or	Ab	An	Di	Hy	Mt	Il	Ap
T10	1.46	0.00	32.17	53.17	1.55	3.39	5.37	1.53	0.53	0.11
T16	0.0	3.0	31.17	42.94	11.08	0.49	5.70	1.35	1.87	0.44
T17	3.61	0.0	32.70	57.65	0.95	0.0	3.96	0.59	0.22	0.07
T20B	4.97	0.0	31.58	55.71	2.11	1.62	2.87	0.55	0.23	0.07
T30	0.11	0.0	20.25	42.77	15.45	4.48	11.41	1.42	1.52	0.63
T30A	4.94	0.0	27.45	37.45	8.54	3.49	12.30	1.43	1.72	1.05
T31	0.00	3.33	32.41	51.96	0.00	2.53	4.51	0.43	0.67	0.17
T32	1.40	0.00	30.52	47.00	4.67	4.85	7.51	1.41	1.42	0.47
T33B	0.66	0.00	32.41	51.82	3.35	1.31	8.19	1.29	0.45	0.07
T34	1.55	0.00	32.64	56.30	3.14	1.78	3.51	0.62	0.22	0.07
T35	0.00	1.11	22.55	55.28	4.47	4.51	6.81	1.52	1.68	0.57
T35A	3.95	0.00	28.22	49.28	7.39	1.74	6.14	0.98	1.05	0.07
T102	0.28	0.00	28.10	48.16	0.00	5.07	10.85	0.00	0.43	0.09
T106A	1.68	0.00	30.28	50.04	4.67	2.97	5.40	0.98	1.00	0.35
T110A	0.00	2.71	29.10	58.88	0.00	5.02	1.09	0.65	0.47	0.07
T110B	0.00	4.23	28.51	58.95	0.00	4.54	0.25	0.73	0.22	0.07
T110D	0.27	0.00	28.69	58.33	0.85	4.73	5.16	1.11	0.38	0.07
T111A	1.95	0.00	26.98	48.69	7.75	3.15	7.85	1.13	0.89	0.35
T111Bf	15.79	0.00	27.86	44.72	1.78	1.41	4.89	0.76	0.47	0.11
T111Bg	2.85	0.00	27.04	49.70	8.57	2.05	6.43	1.03	1.04	0.39

Tab. 3 Análise normativa pelo programa MAGMA (cont.)

T10 Minerais félsicos: Quartzo 0.02, Plag 0.04 K-Fds 0.94 – Análise modal: Qz 1.46, Or 32.17, Ab 53.17, An 1.55, Di 3.39, Hy 5.37, Mt 1.53, Il 0.53, Ap 0.11 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino (Quartzo normativo)**

T16 Minerais félsicos: Qz . 0.00 Plag 0.38, K-Fds 0.62 – Análise modal: Ol 3.00, Or 31.17, Ab 42.94, An 11.08, Di 0.49, Hy 5.70, Il 1.87, Mt 1.35, Ap 0.44 – Classificação IUGS: **Sienito**

T17 Minerais félsicos: Qz .04, Plag 0.03, K-Fds 0.93 – Análise modal: Qz 3.61, Or 32.70, Ab 57.65, An 0.95, Di 0.0, Hy 3.96, Il 0.22, Mt 0.59, Ap 0.07 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino**

T20b Minerais félsicos: Qz .05, Plag 0.05, K-Fds 0.90 – Análise modal: Qz 4.97, Or 31.58, Ab 55.71, An 2.11, Di 1.62, Hy 2.87, Il 0.23, Mt 0.55, Ap 0.07 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino**

T30 Minerais félsicos: Qz 0.0, Plag 0.60, K-Fds 0.40 – Análise modal: Qz 0.11, Or 20.25, Ab 42.77, An 15.45, Di 4.48, Hy 11.41, Il 1.52, Mt 1.42, Ap 0.63 – Classificação IUGS: **Latito**

T30a Minerais félsicos: Qz 0.06, Plag 0.25, K-Fds 0.69 – Análise modal: Qz 4.94, Or 27.45, Ab 37.45, An 8.54, Di 3.49, Hy 12.30, Il 1.72, Mt 1.43, Ap 1.05 – Classificação IUGS: **Traquito**

T31 Minerais félsicos: Qz 0.00, Plag 0.01, K-Fds 0.99 – Análise modal: Ol 3.33, Or 32.41, Ab 51.96, An 0.0, Di 2.53, Hy 4.51, Il 0.67, Mt 0.43, Ap 0.17 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino**

T32 Minerais félsicos: Qz 0.02, Plag 0.12, K-Fds 0.86 – Análise modal: Qz 1.40, Or 30.52, Ab 47.00, An 4.67, Di 4.85, Hy 7.51, Il 1.42, Mt 1.41, Ap 0.47 – Classificação IUGS: **Sienito**

T33b Minerais félsicos: Qz 0.01, Plag 0.08, K-Fds 0.91 – Análise modal: Qz 0.66, Or 32.41, Ab 51.82, An 3.35, Di 1.31, Hy 8.19, Il 0.45, Mt 1.29, Ap 0.07 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino**

T34 Minerais félsicos: Qz 0.02, Plag 0.08, K-Fds 0.91 – Análise modal: Qz 1.55, Or 32.64, Ab 56.30, An 3.14, Di 1.78, Hy 3.51, Il 0.22, Mt 0.62, Ap 0.07 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino**

T35 Minerais félsicos: Qz 0.00, Plag 0.13, K-Fds 0.874 – Análise modal: Ol 1.11, Or 22.55, Ab 55.28, An 4.47, Di 4.51, Hy 6.81, Il 1.682, Mt 1.52, Ap 0.57 – Classificação IUGS: **Sienito**

Tab. 3 Análise normativa pelo programa MAGMA (cont.)

T35a Minerais félsicos: Qz 0.04, Plag 0.22, K-Fds 0.74 – Análise modal: Qz 3.95, Or 28.22, Ab 49.28, An 7.39, Di 1.74, Hy 6.14, Il 1.05, Mt 0.98, Ap 0.07 – Classificação IUGS: **Traquito**

T102 Minerais félsicos: Qz 0.00, Plag 0.01, K-Fds 0.98 – Análise modal: Qz 0.28, Or 28.10, Ab 48.16, An 0.0, Di 5.07, Hy 10.85, Il 0.43, Mt 0.0, Ap 0.09 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino**

T106a Minerais félsicos: Qz 0.02, Plag 0.12, K-Fds 0.86 – Análise modal: Qz 1.68, Or 30.28, Ab 50.04, An 4.67, Di 2.970, Hy 5.40, Il 1.00, Mt 0.98, Ap 0.35 – Classificação IUGS: **Sienito**

T110a Minerais félsicos: Qz 0.00, Plag 0.01, K-Fds 0.99 – Análise modal: Ol 2.71, Or 29.10, Ab 58.88, An 0.00, Di 5.02, Hy 1.09, Il 0.47, Mt 0.65, Ap 0.07 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino**

T110b Minerais félsicos: Qz 0.00, Plag 0.01, K-Fds 0.99 – Análise modal: Ol 4.23, Or 28.51, Ab 58.95, An 0.00, Di 4.54, Hy 0.25, Il 0.22, Mt 0.73, Ap 0.07 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino**

T110d Minerais félsicos: Qz 0.00, Plag 0.03, K-Fds 0.97 – Análise modal: Qz 0.27, Or 28.69, Ab 58.33, An 0.85, Di 4.73, Hy 5.16, Il 0.38, Mt 1.11, Ap 0.09 – Classificação IUGS: **Sienito alcalino**

T111a Minerais félsicos: Qz 0.02, Plag 0.24, K-Fds 0.74 – Análise modal: Qz 1.95, Or 26.98, Ab 48.69, An 7.75, Di 3.15, Hy 7.85, Il 0.89, Mt 1.13, Ap 0.35 – Classificação IUGS: **Sienito**

T111Bf Minerais félsicos: Qz 0.18, Plag 0.04, K-Fds 0.79 – Análise modal: Qz 15.79, Or 27.86, Ab 44.72, An 1.78, Di 1.41, Hy 4.89, Il 0.47, Mt 0.76, Ap 0.11 – Classificação IUGS: **Quartzo Sienito alcalino**

T111Bg Minerais félsicos: Quartzo 0.03, Plag 0.27, K-Fds 0.70 – Análise modal: Qz 2.85, Or 27.04, Ab 49.70, An 8.57, Di 2.05, Hy 6.43, Il 1.04, Mt 1.03, Ap 0.39 – Classificação IUGS: **Sienito**

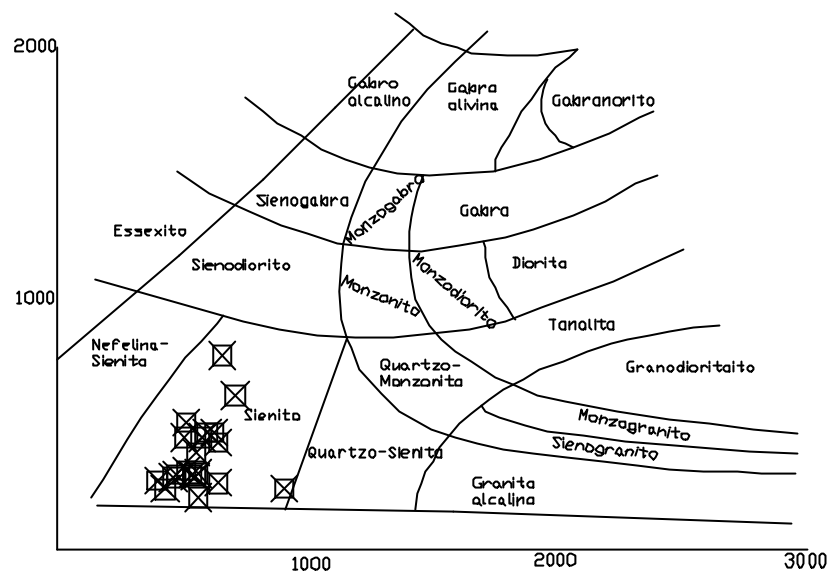


Fig. 48 - Classificação química e nomenclatura das rochas do CAT usando os parâmetros R1-R2 de La Roche et al. (1980), calculados pela proporção de milicátions. $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

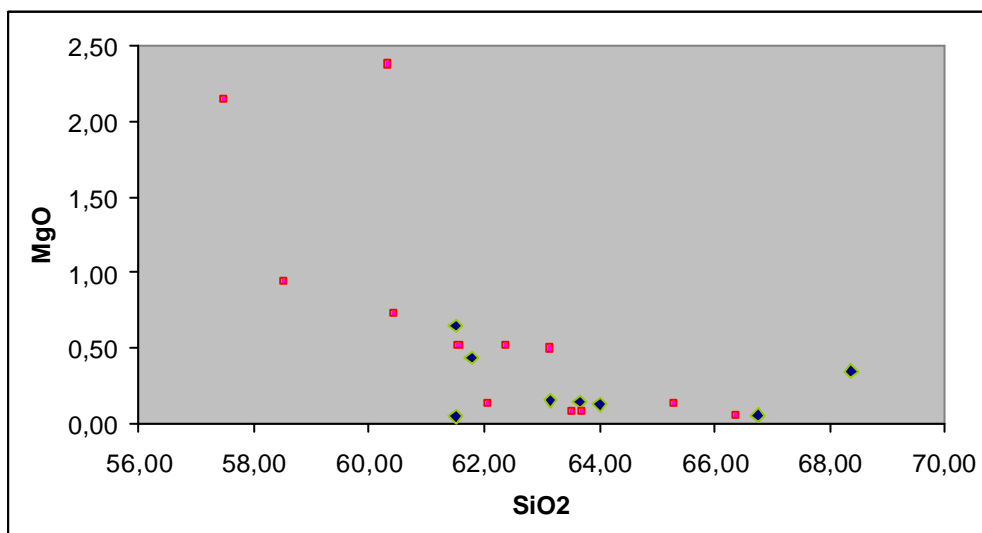


Fig. 49 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação MgO_2 vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é evidentemente negativa. As amostras de brecha T30 e T30A são os dois termos que menos se aproximam do "trend". As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

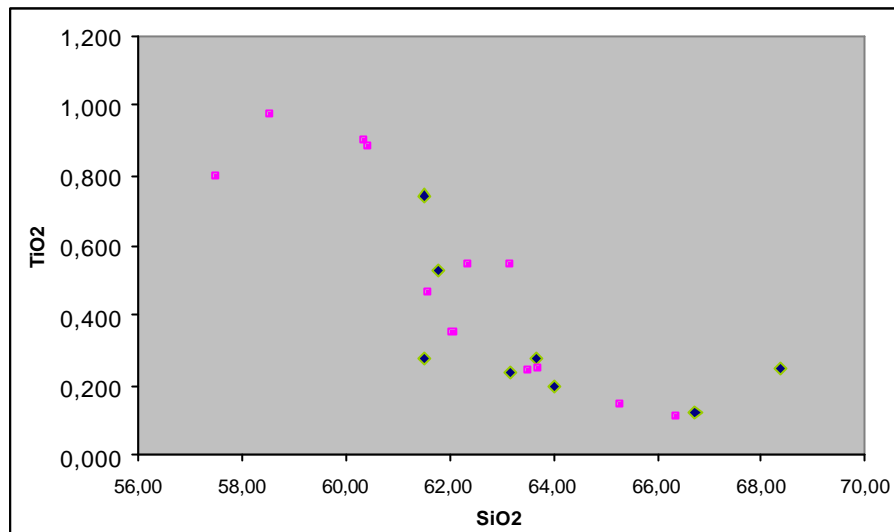


Fig. 50 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação TiO_2 vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é evidentemente negativa. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

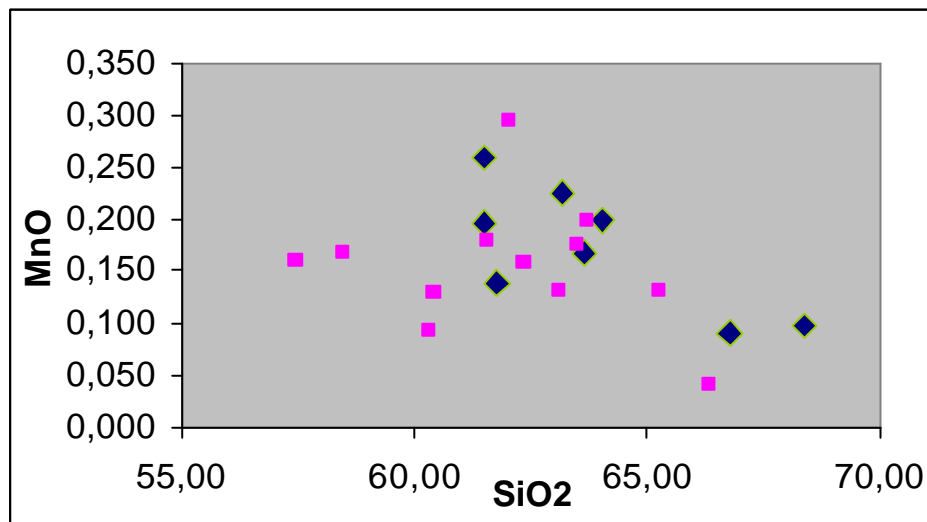


Fig. 51 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação MnO vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é negativa, porém existem duas amostras (T30 e T16) se afastam do "trend". As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

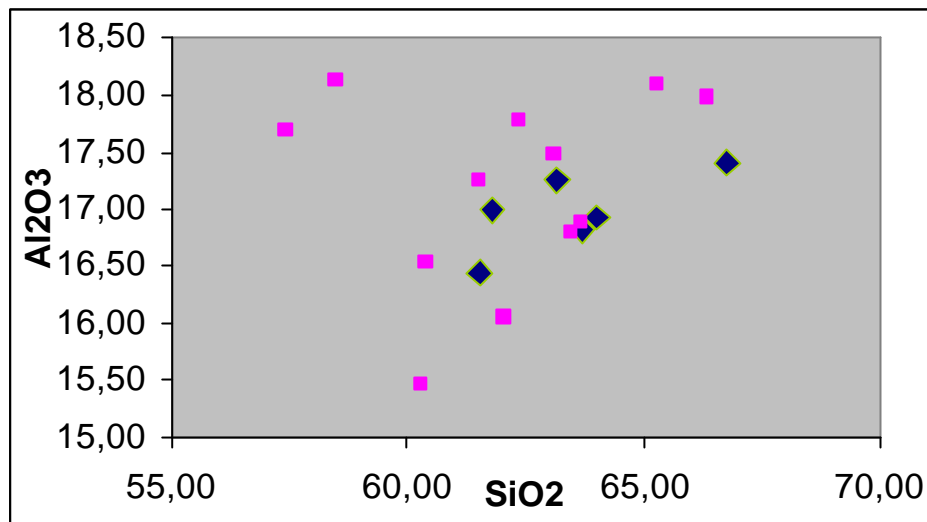


Fig. 52 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação Al_2O_3 vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é negativa, porém existem duas amostras (T30 e T16) se afastam do “trend”. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

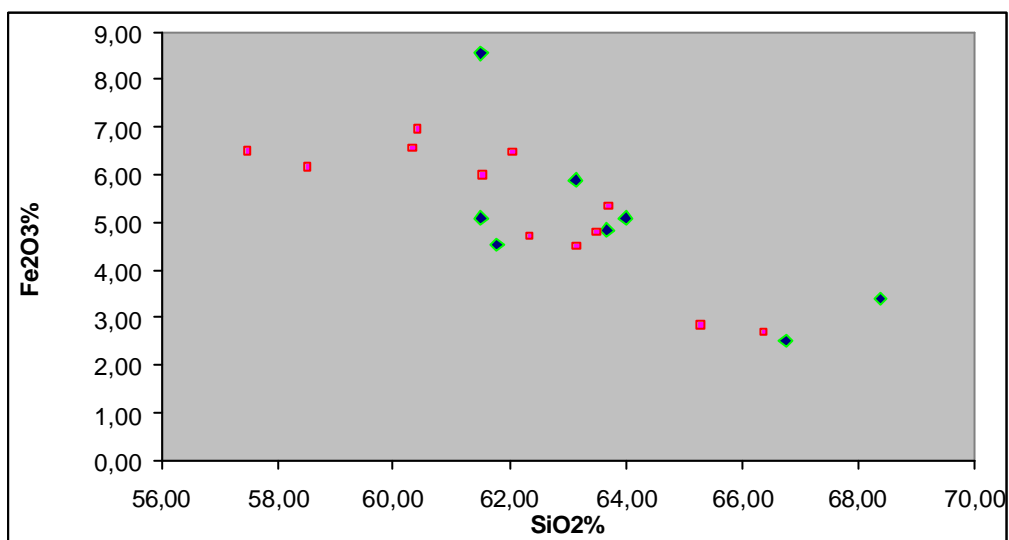


Fig. 53 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação Fe_2O_3 vs. SiO_2 . A relação entre os dois óxidos é evidentemente negativa. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

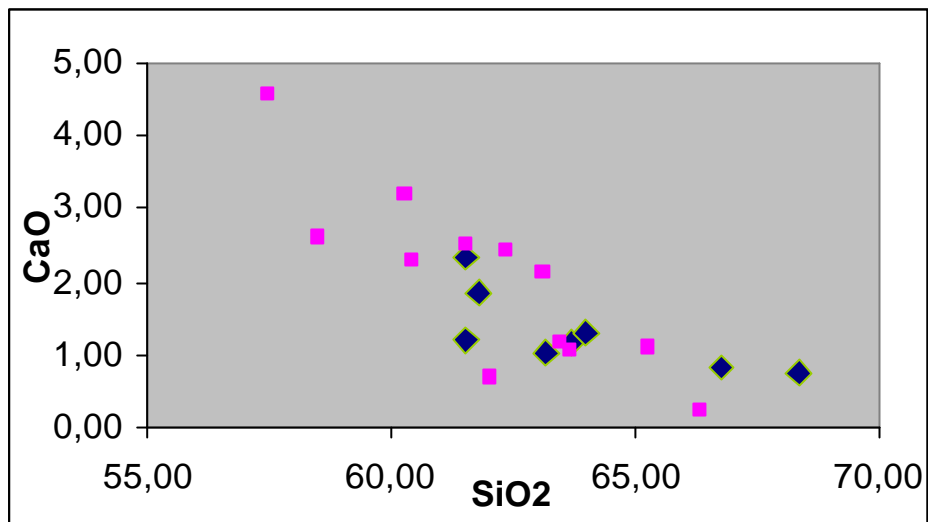


Fig. 54 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação CaO vs. SiO₂. A relação entre os dois óxidos é evidentemente negativa. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

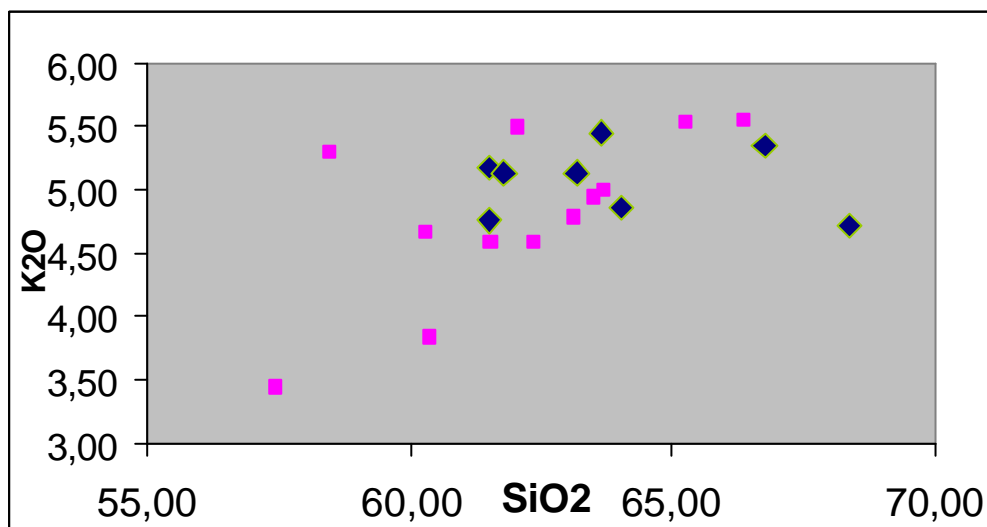


Fig. 55 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação K₂O vs. SiO₂. A relação entre os dois óxidos é evidentemente positiva. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

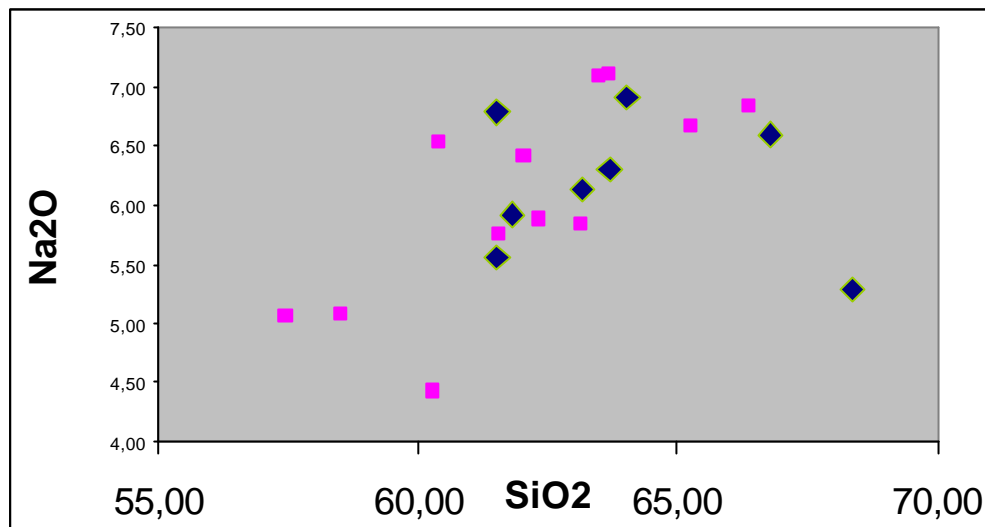


Fig. 56 - Diagrama de variação de Harker em que é representada a relação Na₂O vs. SiO₂. A relação entre os dois óxidos é evidentemente positiva. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

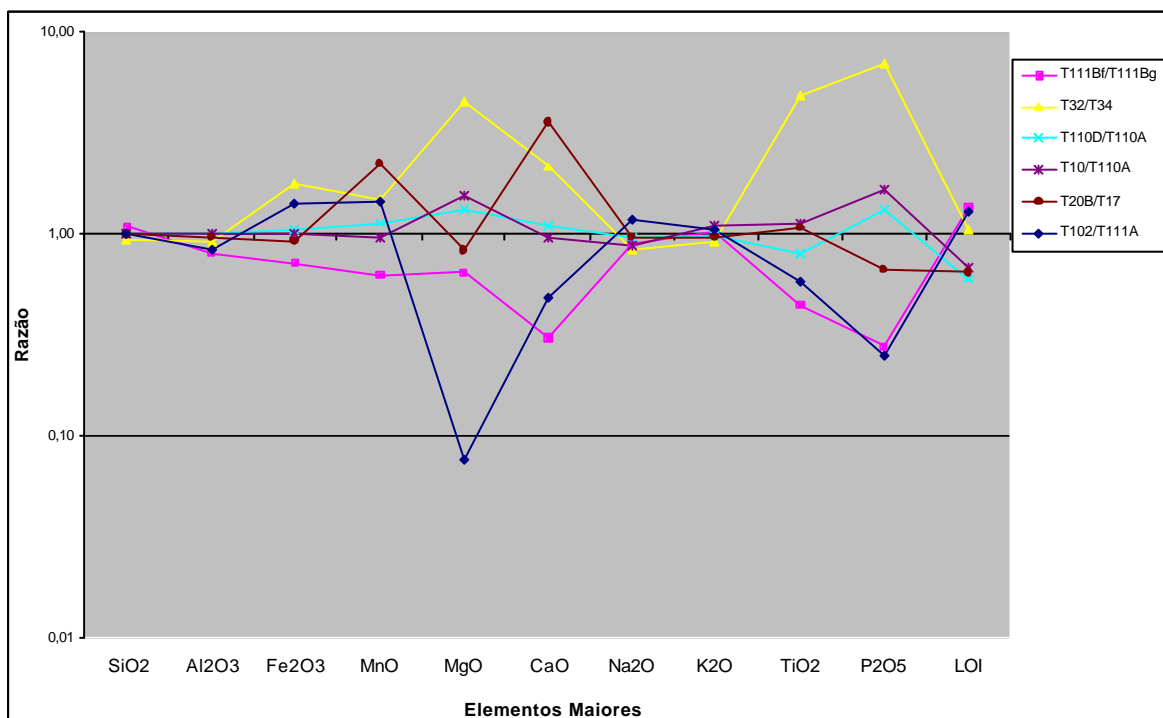


Fig. 57 - Amostra dos sienitos coloridos de Tunas normalizados contra as amostra de sienitos não colorido. Elementos maiores. A escala é logarítmica.

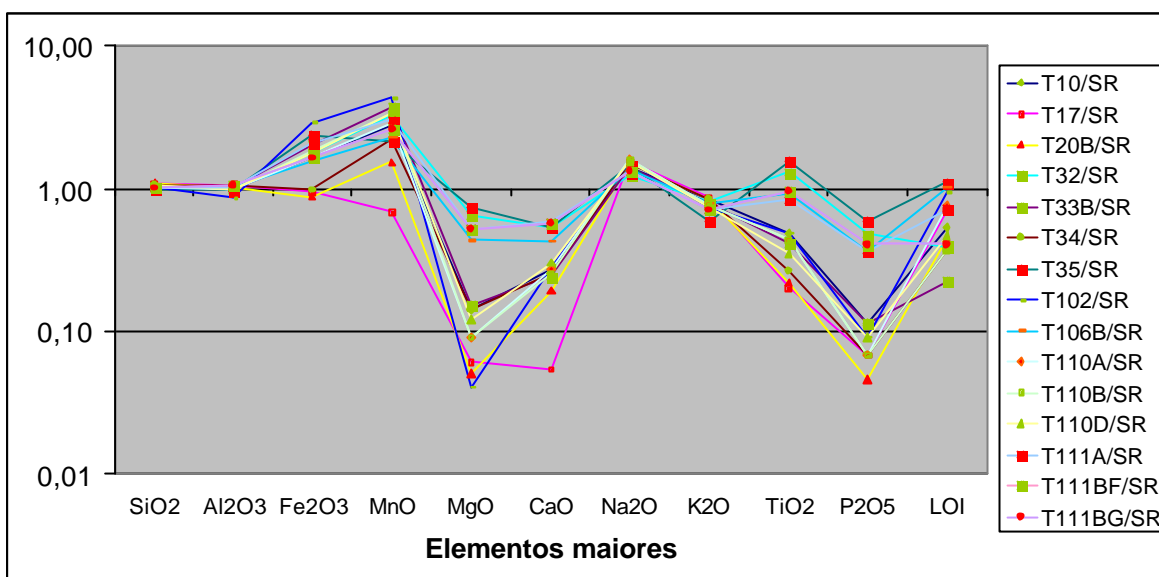


Fig. 58 – Amostras dos sienitos de Tunas normalizados contra o sienito representativo do Complexo da Barra de Itapirua (Ruberti *et al.*, 2002). Elementos maiores. Os sienitos de Tunas coloridos são visualizados com os pontos verdes. A escala é logarítmica.

3.4.2 Elementos traços

Nas Tabela 4 e 5 apresentam-se os resultados das análises para os elementos traços e terras raras. Os elementos traços analisados foram Cu, Ba, V, Sr, Pb, Co, Ni, Rb, Y, Zr, Nb, Sn, Sb, W, Tl, Bi, Th, U e ETR. Partindo destes dados, foram construídos os gráficos das figuras 59, 60 e 61, 62, 63 e 64. Os conteúdos de Ba são muito variáveis (15 até 9780 ppm), até no âmbito de amostras de sienitos de cores similares, logo, não é um elemento que pode diferenciar as variedades de sienitos ornamentais amostrados. O Sr é também muito variável (de 3 até 169 ppm), enquanto o Rb varia de 95 a 219 ppm e o Zr de 193 e a 622 ppm. O conteúdo mínimo em ETR é de 255,2 ppm, enquanto o máximo é de 611,7, nos dois casos se trata de amostras de sienito verde-cinza. Um fato que aparece evidente é que existem variedades de sienito, entre os quais o “Verde Tunas”, que apresentam valores de Eu anômalos.

O conteúdo em metais pesados não mostra claramente se um, ou mais desses elementos podem ser a causa da diferente cor dos sienitos. Conforme a Tabela 4, os valores mais

Tab. 4 - Resultados da análise litogeoquímica das rochas do CAT (teores em ppm). Elementos traços.

Amostra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	W	Tl	Pb	Th	U
T10	3	10	1	10	5	113	28	2,0	142	3	43,3	447	90,0	4	151	1,3	0,40	30	13,7	2,76
T16	7	10	5	10	49	136	21	1,7	157	772	39,8	410	110	12	9.790	4,1	0,78	38	17,2	3,12
T17	3	10	1	10	34	123	30	1,9	182	25	40,1	314	66,9	9	498	3,5	0,98	41	14,1	3,30
T20B	3	10	1	21	5	100	35	1,6	219	4	38,6	433	81,5	8	15	1,0	0,21	10	21,8	3,70
T30	59	28	12	26	24	76	23	1,4	120	351	35,6	322	68,8	3	1.540	2,2	0,43	22	11,6	2,14
T30A	57	63	12	45	29	90	25	1,6	143	776	30,4	345	52,7	2	2.470	2,0	0,62	26	19,1	2,99
T31	3	28	1	146	30	246	27	2,2	169	4	49,2	350	122	5	70	2,2	0,55	36	16,6	2,08
T32B	3	10	1	10	5	74	20	1,5	99	74	31,1	202	72,8	2	3.690	2,1	0,32	25	11,7	1,91
T33B	3	10	1	10	16	1.030	27	2,0	111	77	41,1	622	162	24	1.200	3,8	0,39	49	39,2	6,72
T34	3	10	1	10	5	58	24	1,5	149	8	25,8	391	71,4	2	51	0,5	0,26	23	11,5	2,34
T35	3	10	3	44	5	60	25	1,8	139	136	46,3	436	111	5	2.120	1,9	0,61	16	18,6	3,51
T35A	3	10	1	10	5	47	23	1,3	95	245	29,4	193	70,2	1	3.810	0,9	0,25	19	12,7	2,93
T102	3	10	1	10	5	211	28	3,1	130	1	72,3	551	144	4	9	1,8	0,27	11	20,3	3,26
T106B	7	10	2	10	5	81	22	1,6	116	173	38,8	648	70,0	2	2.290	1,2	0,25	10	11,5	2,01
T110A	3	10	1	10	5	74	29	2,1	141	1	42,7	384	70,2	3	2	1,0	0,39	14	14,4	2,22
T110B	3	10	1	10	5	92	26	2,2	127	1	36,9	316	83,1	3	2	0,6	0,48	20	13,7	2,44
T110D	3	10	1	10	5	73	27	1,9	131	1	32,4	253	64,6	2	3	1,1	0,39	11	9,96	1,56
T111A	10	10	4	10	28	72	24	2,0	159	341	40,9	452	89,2	3	1.910	9,2	0,61	16	14,2	2,85
T111BF	15	10	4	10	5	127	31	2,1	264	56	116	1.150	318	5	319	6,9	0,63	33	68,0	14,7
T111BG	9	10	3	10	5	72	23	1,7	128	360	37,9	461	98,6	3	1.910	2,4	0,45	17	8,95	2,17

Tab. 5 - Resultados da análise litogeoquímica das rochas do CAT (teores em ppm). Elementos das Terras Raras.

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
T10	77,6	139	15,5	55,6	9,69	0,849	8,04	1,43	8,34	1,73	4,90	0,765	5,64	0,910
T16	86,8	116	15,6	53,1	7,94	5,33	6,81	1,06	6,38	1,35	3,78	0,512	3,81	0,562
T17	68,1	101	13,6	49,8	8,79	1,25	8,60	1,46	8,42	1,67	4,38	0,613	4,15	0,572
T20B	140	240	24,4	79,3	11,0	0,180	8,56	1,31	7,45	1,50	4,10	0,617	4,17	0,658
T30	75,8	127	13,4	47,1	7,79	2,27	6,44	1,08	6,37	1,31	3,55	0,520	3,54	0,546
T30A	156	257	28,0	99,7	14,1	3,44	9,98	1,26	6,21	1,16	3,16	0,407	2,97	0,437
T31	156	271	29,2	99,5	14,4	0,828	11,4	1,78	10,2	2,12	6,00	0,944	6,94	1,19
T32B	81,0	136	14,3	49,9	8,04	3,61	6,35	1,05	5,97	1,21	3,35	0,454	3,28	0,514
T33B	163	236	21,8	66,1	8,98	2,01	6,78	1,18	7,15	1,54	4,53	0,695	5,03	0,766
T34	65,1	112	11,8	40,7	6,19	0,487	4,95	0,82	4,77	0,99	2,84	0,439	3,24	0,533
T35	103	172	18,3	64,3	10,4	3,03	8,61	1,46	8,63	1,77	4,95	0,735	5,00	0,747
T35A	61,7	108	11,8	42,8	7,28	3,68	5,96	1,02	5,79	1,14	3,06	0,408	2,93	0,442
T102	262	459	46,2	147	23,0	0,530	18,8	2,76	14,0	2,79	8,07	1,34	9,42	1,71
T106B	79,7	132	13,1	42,4	7,56	2,47	6,65	1,09	5,98	1,25	3,65	0,544	3,61	0,568
T110A	116	203	21,0	67,9	11,6	0,369	9,71	1,53	7,94	1,59	4,59	0,745	4,92	0,834
T110B	113	193	19,6	61,7	10,4	0,350	8,65	1,36	7,12	1,41	4,12	0,674	4,52	0,774
T110D	93,7	165	16,9	54,2	9,28	0,336	7,53	1,18	6,11	1,23	3,53	0,589	4,14	0,737
T111A	102	166	16,5	52,1	9,04	2,61	7,61	1,27	6,83	1,40	4,14	0,632	4,17	0,647
T111BF	288	451	40,7	115	19,0	0,753	16,1	3,09	18,4	4,11	12,7	2,15	13,4	2,03
T111BG	86,2	146	14,9	47,6	8,47	2,34	7,12	1,17	6,43	1,32	3,79	0,568	3,66	0,565

elevados de Zn, Pb, Cu e Sn nem sempre são associados aos sienitos que tem cor verde escura. Um exemplo disso é o mesmo “Verde Tunas”, o qual possui teores destes elementos não muito elevados, enquanto outras amostras, também, verdes possuem valores relativamente mais elevados do teor destes elementos base. A mesma observação feita antes vale se considerarmos os teores dos elementos radioativos (U e Th). Teores elevados destes dois elementos e de Pb e Sn são presentes na fácies microgranular do Verde Tunas e na amostra T20B, mas o Verde Tunas típico não mostra essa composição geoquímica peculiar.

Pelo exposto, parece evidente que a coloração dos sienitos não tem nenhuma ligação com o conteúdo em elementos traços. Os teores destes elementos parecem perfeitamente normais pelos tipos de rocha analisados.

No entanto, pode ser discutidas a evolução e origem das rochas que pertencem ao CAT, item que é um dos objetivos dessa dissertação. Temos já visto as relações que intercorrem entre as amostras nos diagramas de variação. O conteúdo em elementos traços do conjunto de amostras pode ser interpretado melhor e de forma sinótica se visualizados por meios dos clássicos diagramas usados em litogeoquímica.

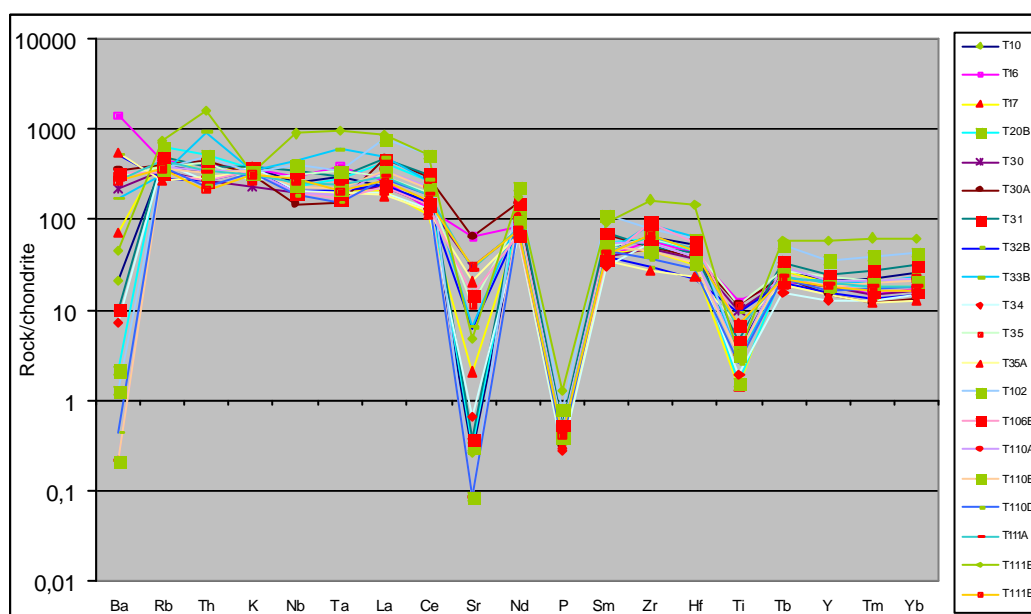


Fig 59 – Abundância dos Elementos Traços nas rochas do Complexo Alcalino de Tunas, normalizados pelo condrito de Thompson (1982) e inserido na ordem do aumento de compatibilidade em uma pequena fração de fusão do Manto. A escala dos valores é logarítmica. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

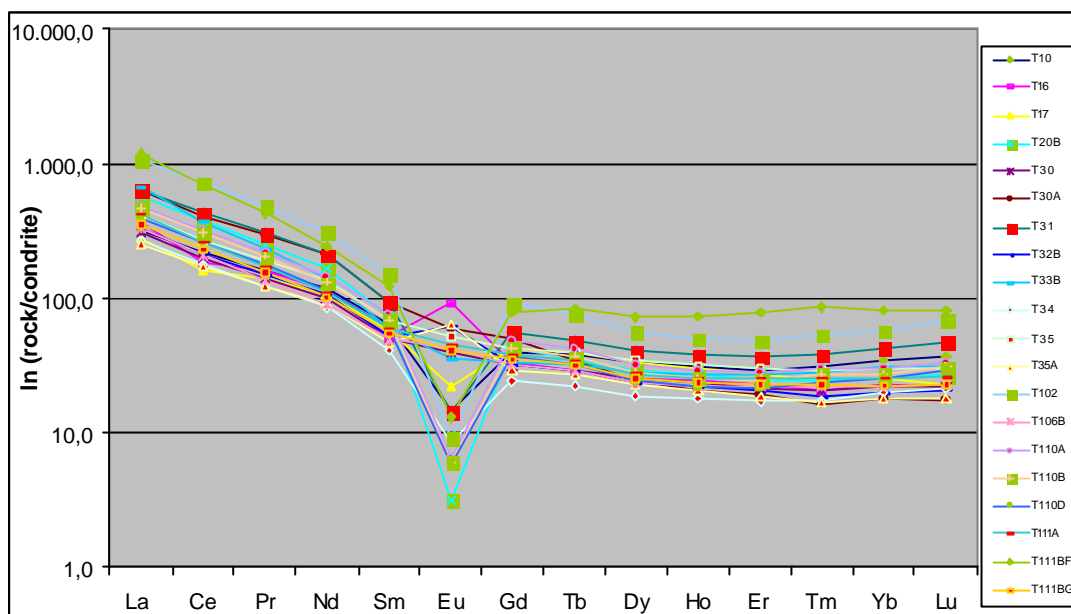


Fig. 60 - Abundância dos Elementos das Terras Raras nas rochas do Complexo Alcalino de Tunas, normalizados pelo valores de condrito de Evensen *et al.* (1978). A escala dos valores é logarítmica. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

No *spidergram* da Fig. 59 são visualizados os conteúdos normalizados contra o condrito (Evensen *et al.*, 1978) dos elementos traços. É possível reparar que, pela maioria dos elementos traços analisados, as rochas são enriquecidas em relação ao condrito e que o andamento do *spidergram* mostra marcantes anomalias de Sr, P e Ti. Do outro lado o Ba tem um dos comportamentos mais ambíguos, aparecendo tanto como uma anomalia positiva e ora como uma anomalia negativa.

O *spidergram* relativo aos ETR (Fig. 60) mostra uma forte anomalia negativa do Eu para as amostra T20B, T110A-B-D, a qual é representativa de rochas indiferentemente cinza (T110A), verde claro (T20A ou T34), ou verde (T102 e T110D). Todavia, também neste caso, não parece ter nenhuma evidência que os cumulos sejam as variedades de “Verde Tunas”. A amostra T35A é caracterizada por uma anomalia positiva de Eu e, todavia, não possui a típica cor verde do “Verde Tunas”. Apesar disso, é necessário acrescentar que as amostras coletadas junto com a T35 mostram evidências de alteração intempérica. A evidência de que o Verde Tunas tenha característica de um cumulo poderia ajudar durante a prospecção de novas lavras desta rocha ornamental. A amostra

T16 mostra uma anomalia positiva de Eu e um padrão, levemente anômalo, quase plano de Sr. Este fato poderia ser atribuído a uma acumulação de plagioclásio.

O comportamento do Ba é levemente contrastante. Por exemplo, a amostra do “Verde Tunas” (T32) tem um valor desse elemento traço bastante elevado enquanto as demais variedades possuem um conteúdo normalmente baixo. As amostras oriundas da lavra da Mica (T110A-B-D), as quais apresentam as já mencionadas variações de cor, são caracterizadas indistintamente por um conteúdo em Ba sob o limite de detecção. Fato esse que indica que a cor não parece deva ser imputada a processos petrogenéticos ligados à diferenciação dos líquidos magmáticos que originaram os sienitos de Tunas. O valor mais alto de Ba pertence à amostra T16, representativa de um matacão de sienodiorito encontrado perto da lavra do “Verde Tunas” e “Jade Imperial”, as duas amostras são caracterizadas por ter valores de Ba muito elevados. Podendo-se suspeitar de uma ligação genética entre os sienodioritos e o “Verde Tunas”.

Outra particularidade que se nota é o valor elevado em Nb que alcançam as rochas amostradas mais diferenciadas. As amostras T33B e T111Bf, têm, respectivamente, 162 e 318 ppm de Nb. De qualquer forma, é evidente que as mesmas amostras são caracterizadas por um conteúdo em elementos traço muito elevado se comparados com os das demais amostras do CAT.

Sendo que os elementos de transição são em muitos casos responsáveis pela cor dos minerais, na Fig. 61 foi inserido o gráfico do conteúdo nesses elementos, normalizados contra o manto primitivo de Kay & Hubbard (1978), para evidenciar eventuais anomalias. Esse tipo de gráfico é normalmente usado para os basaltos como meio para explorar o comportamento geoquímico da primeira série de transição (Rollison, 1983). Os elementos que mostram anomalias positivas são Fe, Ti e em menor medida Cu, Mn e Zn. A anomalia de Fe parece confirmar o papel desse elemento na cor dos sienitos.

Do ponto de vista petrogenético, Gomes *et. al.* (1987) afirmam que as rochas alcalinas de Tunas originaram-se por fusão parcial do manto. As diferenças petrográficas e geoquímicas são ligadas aos processos de diferenciação por cristalização fracionada provocada pela separação de magnetita, olivina, clinopiroxênio, plagioclásio rico em Ca e apatita (Gomes *et al.*, 1987). Este processo é também evidenciado pelos cálculos de balanço de massa efetuados pelos mesmos autores. De outro lado, a ocorrência de uma certa

dispersão nos diagramas de variação indicam que foram ativos outros processos tais como formação de cúmulos ou à existência de mais líquidos parentais.

Gomes *et al.* (1987) afirmam que os diagramas dos elementos traços contra o percentual de SiO₂ denotam a presença de mais de uma linha de fracionamento. Essa feição é também evidente nas Fig. 62 e 63 onde a relação Nb e Zr vs. SiO₂ mostra duas tendências na evolução da diferenciação. Analisando esses gráficos se consegue determinar que sienitos caracterizados por cores diferentes podem ser encontrados em qualquer dos dois “trends”. A título de exemplo, podemos citar que a amostra T20B que é de cor verde amarelado encontra-se em um “trend” distinto e paralelo ao eixo de SiO₂, enquanto a amostra T111Bf, de cor verde escuro, se encontra na outra linha de fracionamento. Assim, podemos concluir que a razão da cor dos sienitos não pode ser explicada por diferentes processos magmáticos atuantes durante as duas distintas linhas de fracionamento, mas provavelmente durante as fases pós-magmáticas.

Da mesma forma como foi feito por meio dos elementos maiores, foram desenvolvidos os mesmos tipos de gráficos, esta vez usando elementos traços selecionados. No caso dos elementos traço, espera-se que haja um aumento de Rb, Sc, Ga, Sr, As, Sb, Ag, Au, Sn T, e W das rochas encaixante e uma perda de Ba.

Normalizando contra o sienito representativo do Complexo da Barra de Itapiruã (Ruberti *et al.*, 2002), os resultados da Fig. 65 mostram que quase todas as amostras são caracterizadas por duas fortes anomalias em Sr e Ba, um pequeno enriquecimento em Zr e Hf, em relação à maioria dos outros elementos as amostras se mantém levemente mais enriquecidas. Da mesma forma como foi evidenciado pelos gráficos análogos com os elementos traços, esses dados não mostram as evidências de processos hidrotermais como fator geoquímico responsável pela coloração das rochas. Normalizando os elementos traços dos sienitos coloridos de Tunas contra os sienitos não coloridos, evidencia-se que não existe um padrão constante nas anomalias, sejam essas negativas ou positivas de elementos, a não ser o Zn, que deveriam ser enriquecidos ou empobrecidos nos sienitos por causa da alteração hidrotermal (Fig. 64). O que, conseqüentemente, podemos confirmar é que não é possível identificar algum processo de alteração hidrotermal como agente responsável pela

coloração dos sienitos do CAT.

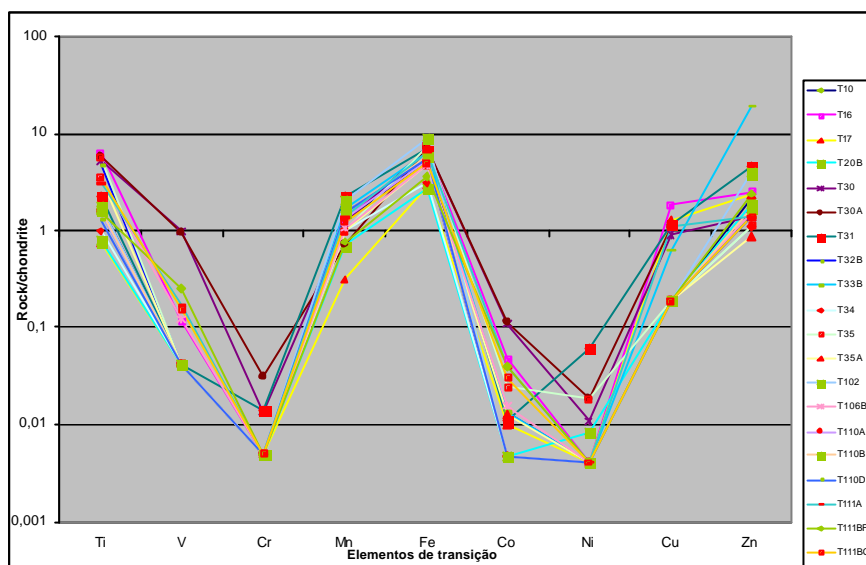


Fig.61 - Concentração dos metais de transição nas rochas do Complexo Alcalino de Tunas. Os valores são normalizados pelos valores do manto primitivo de Kay & Hubbard (1978). A escala é logarítmica. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

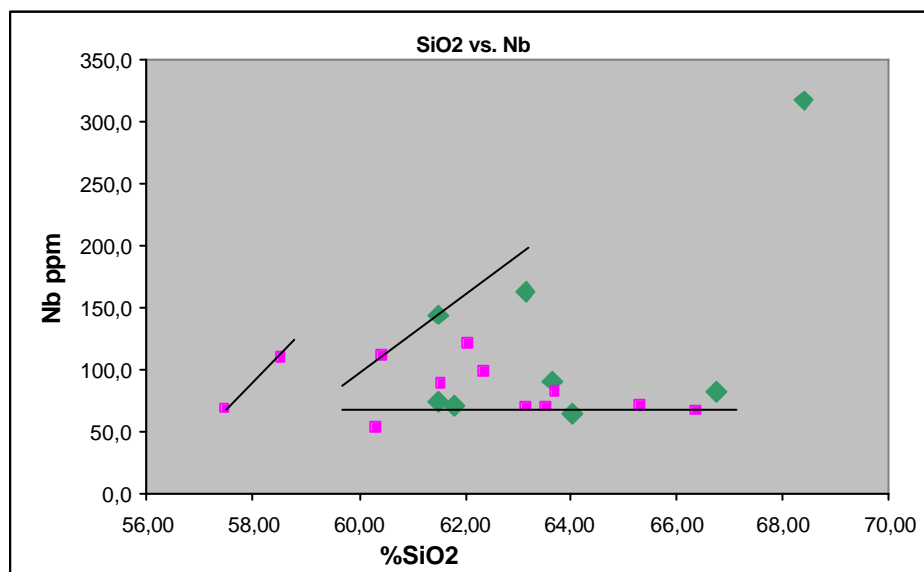


Fig. 62 - Gráfico da relação Nb vs. SiO₂ das rochas do CAT. São visíveis duas linhas de diferenciação. As diferentes variedades cromáticas se encontram indiferentemente nos dois “trends”. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

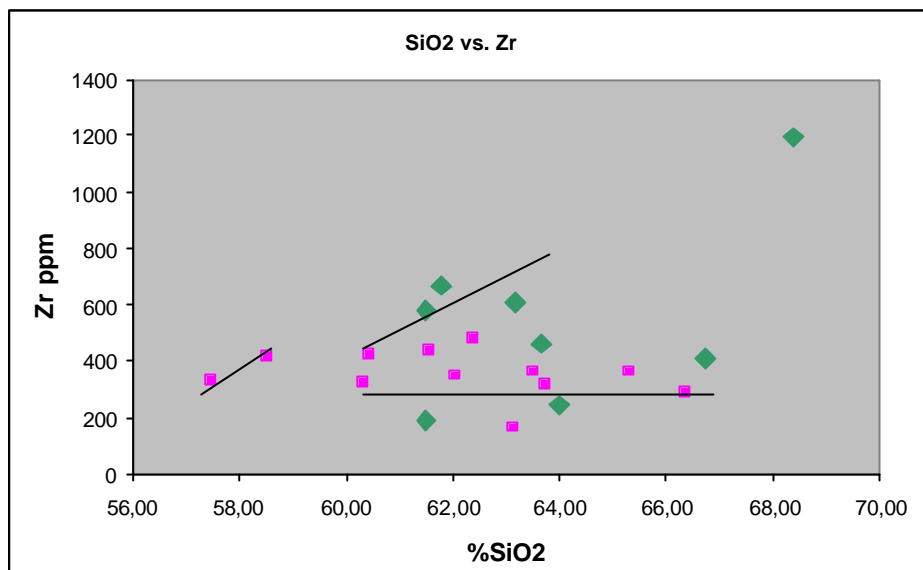


Fig. 63 - Gráfico da relação Zr vs. SiO₂ das rochas do CAT. São visíveis duas linhas de diferenciação magmáticas. As diferentes variedades cromáticas se encontram indiferentemente nos dois “trends”. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

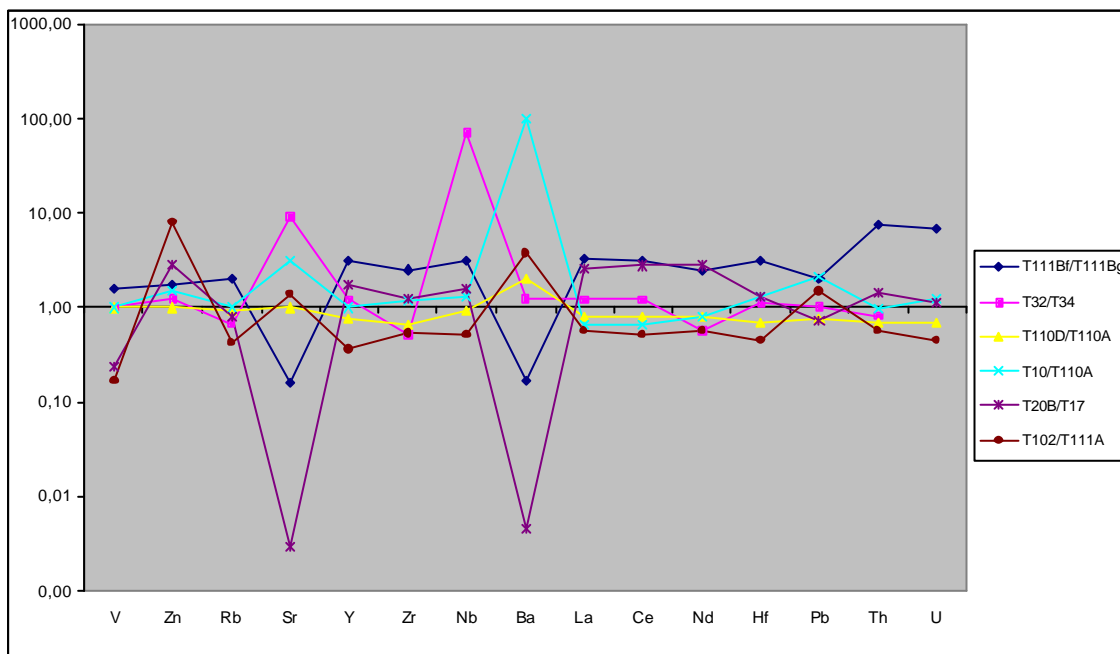


Fig. 64 - Amostras dos sienitos de Tunas normalizados contra o sienito representativo do Complexo da Barra de Itapiruã (Ruberti *et al.*, 2002). Elementos traços. Os sienitos de Tunas coloridos são visualizados com os pontos verdes. A escala é logarítmica.

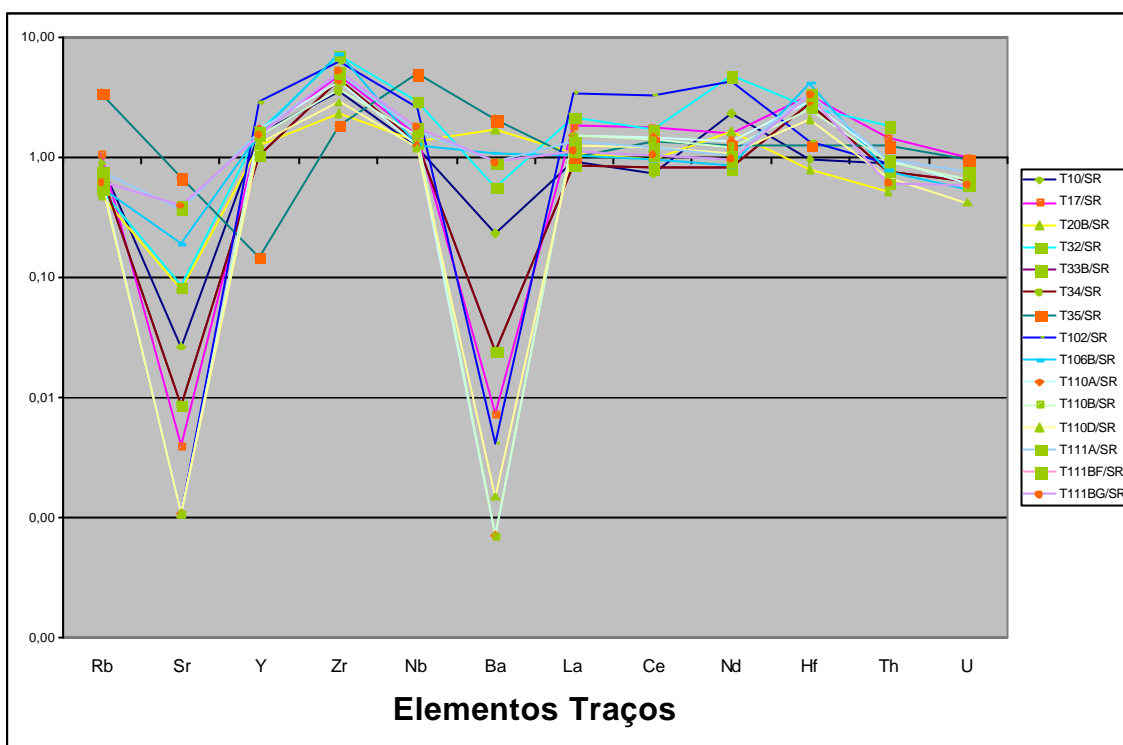


Fig. 65- Amostra dos sienitos coloridos de Tunas normalizados contra as amostra de sienitos não colorido. Elementos traços. A escala é logarítmica. As amostras indicadas em vermelho são as variedades claras, em verde as coloridas.

3.5 Exame ao microscópio eletrônico de varredura (MEV)

Os dados das análises litogeoquímicas e petrográficas mostraram que as variedades verdes de rochas ornamentais são caracterizadas pela presença de vênulas, planos de contato entre os minerais e descontinuidades em geral preenchidos por material aparentemente ferruginoso. As variedades mais escuras são as que, em geral, possuem um conteúdo em ferro mais elevado. A fim de verificar melhor a influência do material ferruginoso à coloração, foram escolhidas quatro lâminas delgadas para o exame ao microscópio eletrônico de varredura do Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS, para poder integrar os dados obtidos nessas primeiras observações. As amostras de rocha analisadas foram a T32, T34A, T110A e T110D. Essas amostras representam as duas variedades de sienitos as mais exploradas no Maciço Alcalino de Tunas. Em particular lembramos que as amostras T32 e T34 foram coletadas na lavra da Água Verde situada na

borda norte da 4ª estrutura e que representam, respectivamente, o Verde Tunas e Jade Imperial, o primeiro de cor verde escura, enquanto o segundo é verde claro/amarelado. O outro par de amostras foi coletado de uma frente de lavra que é situada na porção central da 3ª estrutura pertencente à Marmoraria Mica. Neste caso, a amostra T110A representa um sienito acinzentado, enquanto a amostra T110D é um sienito verde escuro.

Cada uma das quatro amostras foi marcada, sobre a superfície de um cristal de feldspato alcalino, com uma pequena área quadrada com cerca de 0,5 cm de lado. Nas mesmas áreas os feldspatos alcalinos são cortados por veios ou fraturas preenchidas por material ferruginoso no caso das amostras T32 e T110D e carbonático/de alteração nas amostras T110A e T34.

A finalidade deste último tipo de análise é de evidenciar se os feldspatos alcalinos que compõem as duas diferentes variedades de sienito apresentam alguma diferença de relevo na composição. Para tal fim, a metodologia mais apropriada pareceu ser a técnica da Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

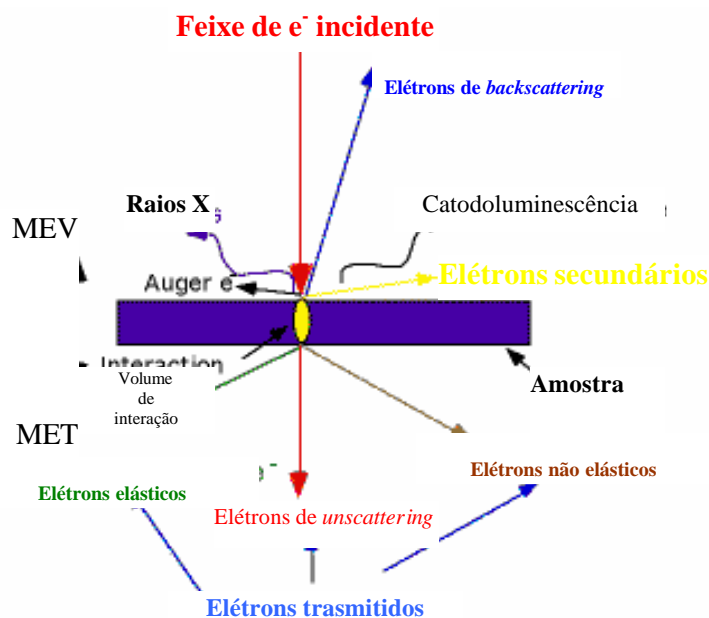


Fig. 66 – Esquema de funcionamento das diferentes técnicas usadas em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e de Transmissão (MET).

Essa técnica consiste em submeter uma amostra, previamente coberta por um filme de carbono, sob um fluxo de elétrons emitido por um filamento metálico (Fig. 66). O fluxo de elétrons permite visualizar as feições morfológicas da amostra, enquanto os elétrons desviados pelo choque contra a superfície da amostra, permitem uma análise química semiquantitativa. Os Microscópios Eletrônicos são instrumentos científicos que usam um raio de elétrons altamente energéticos para examinar objetos em uma escala muito pequena. Esta investigação traz as seguintes informações:

Pelas observações das quatro lâminas efetuadas no microscópio ótico, foi evidenciado que as amostras T32 e T110D apresentam fraturas preenchidas por um material ferruginoso nos feldspatos, enquanto fraturas similares, sem material de preenchimento ou, às vezes, preenchidas por material carbonático, estão presentes nas amostras T34 e T110A. Mediante o MEV foi possível avaliar de que forma os materiais nessas fraturas influenciam a composição dos feldspatos em que são encontradas.

Em primeiro lugar, para obter as informações necessárias, foi efetuado o EDS para reconhecer quais elementos estão presentes na pequena área escolhida. Efetuado esta primeira análise, foram escolhidos, os elementos anômalos ou mais significativos para efetuar o mapeamento dos mesmos na mesma área em que foram encontrados. As observações concernentes a outras feições foram em princípio negligenciadas, também, por causa de problemas na manutenção do MEV. Em particular, não foi possível aproveitar a técnica de *Back Scattering*, a qual poderia ter evidenciado melhor algumas feições morfológicas, topográficas e composicionais graças a seu maior poder de contraste.

Os resultados da análise EDS das amostras são visíveis nas Figuras 67, 68 e 69. O espectro na Fig. 67 revela que os elementos encontrados na amostra T110D são Si, Al, O, Na, K e Fe. Dado que o mineral analisado é um K-feldspato, Si, Al, O, Na, K se referem as proporções estequiométrica da composição química deste mineral, enquanto a presença de Fe no mesmo mineral é acessória ou sob forma de inclusões e nas discontinuidades. O mapeamento deste elemento no K-feldspato evidencia que ele se encontra concentrado, sobretudo, nas fraturas e, também, pelo menos parcialmente, no mesmo K-feldspato provavelmente sob forma de minerais inclusos que contém ferro, ou como poeira muito fina rica em ferro. Na amostra T110A, ao contrário, o EDS detecta a presença de Ca como

elemento acessório junto com Si, Al, O, Na e K, o Ca. O Fe nessa amostra é totalmente ausente.

As lâminas T32 e T34, foram analisadas com a mesma perspectiva e ambas mostram feições comparáveis com as lâminas anteriores. Em particular, a T32, que é a lâmina representativa do Verde Tunas, mostra, também, as fraturas preenchidas por material ferruginoso, mas de modo mais expressivo do que na lâmina T110D. Similarmente à lâmina da amostra T111A, a T34 possui a mesma cor e apresenta material carbonático sob forma de veios ou alteração pervasiva incipiente dos feldspatos, sobretudo os plagioclásios.

Na análise de MEV evidenciou-se que há presença pervasiva e localizada de ferro nas amostras de coloração verde (Figs. 70 e 71). Como já acenado em outra ocasião, um dos fenômenos que caracteriza as rochas ornamentais de Tunas é o fato de que os blocos de cor verde, na hora da extração, possuem uma coloração clara e que, com o decorrer do tempo, esta coloração escurece deixando a superfície do bloco de um verde mais escuro (Fig. 72).

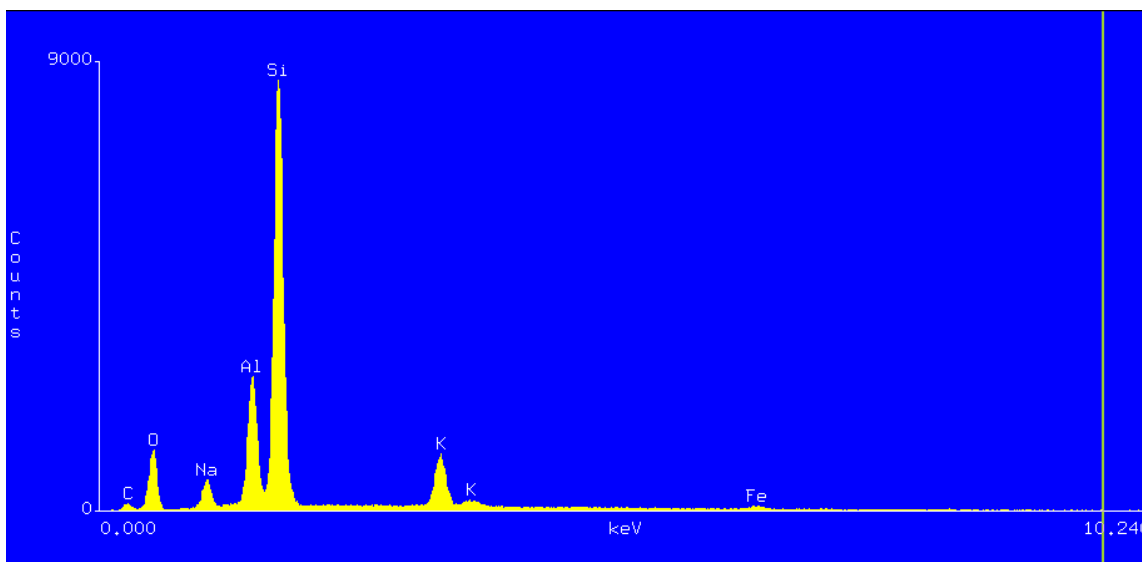


Fig. 67 - Espectro EDS da amostra T110D é evidente a presença do K-feldspato, dada pelas medidas de Si, Al, O, Na, K em proporções estequiométrica da composição química deste mineral, enquanto a presença de Fe no mesmo mineral é acessória ou sob forma de inclusões e nas discontinuidades.

O Fe possui a característica de ter estado de oxidação variável, logo, a exposição ao ar poderia ser a causa da passagem desse elemento do estado reduzido ao oxidado. Esta

hipótese foi verificada experimentalmente submetendo as amostras de rochas, coloridas e não, a intenso aquecimento (700° C por uma hora), para promover a oxidação do Fe^{2+}

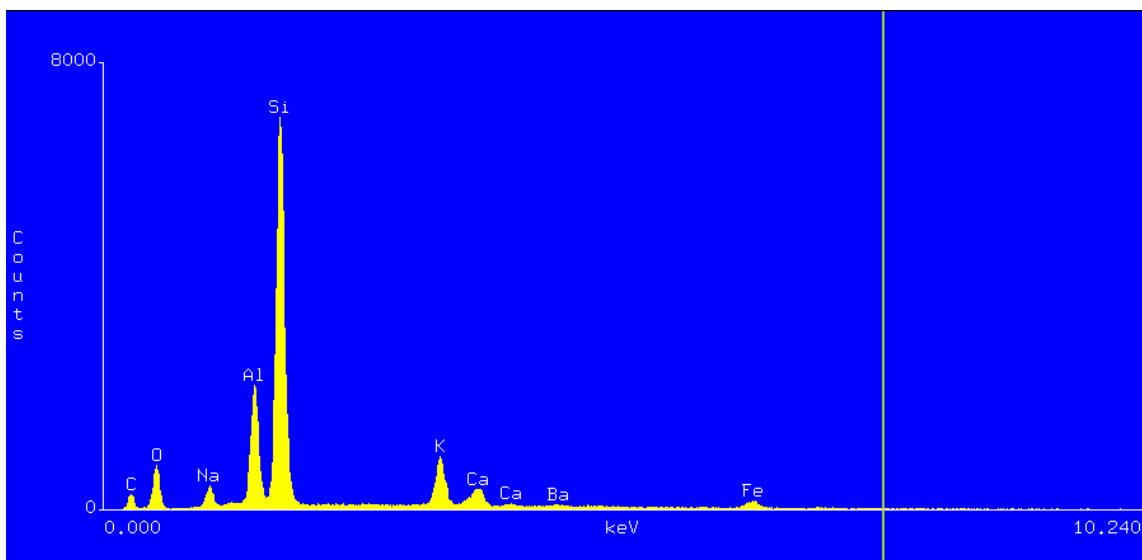


Fig. 68 - Espectro EDS da amostra T32 é evidente a presença do K-feldspato, dada pelas medida de Si, Al, O, Na, K em proporções estequiométrica da composição química deste mineral, enquanto a presença de Fe no mesmo mineral é acessória ou sob forma de inclusões e nas discontinuidades. Note-se a presença, também, de uma quantidade acessória de Ba.

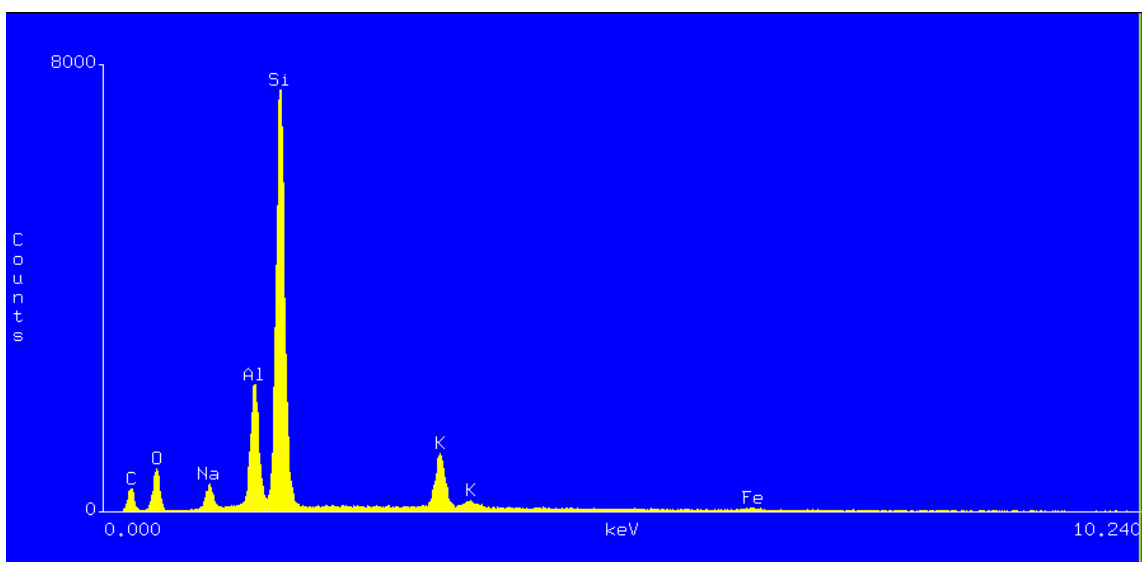


Fig. 69 - Espectro EDS da amostra T34 é evidente a presença do K-feldspato, dada pelas medida de Si, Al, O, Na, K em proporções estequiométrica da composição química deste mineral. Note-se que há a presença de Fe no mesmo mineral em quantidades menores do que na amostra T32.

eventualmente presente na rocha. Os resultados são mostrados na fotografia da Fig. 73, onde aparece a amostra T110D termicamente tratada, perto da mesma rocha não tratada, na fotografia da Fig. 74 a amostra T32 de “Verde Tunas” antes e após do tratamento térmico e na Fig. 75 onde mostra o resultado do mesmo ensaio sobre a amostra T110A.

Como é possível Fig. 73, a amostra T110D, depois do tratamento térmico, mudou a cor de verde para vermelho amarronzado, fato esse que testemunharia a passagem do ferro, que dá a cor ao feldspato, do estado reduzido para o estado oxidado. A segunda fotografia (Fig. 74) confirma essa hipótese.

A Fig. 74 mostra que o resultado do tratamento térmico na amostra T32 é o mesmo. A amostra da direita é o “Verde Tunas” antes do tratamento térmico e a de esquerda é o mesmo tipo de rocha depois do tratamento. A cor mudou completamente de verde escuro para o marrom avermelhado.

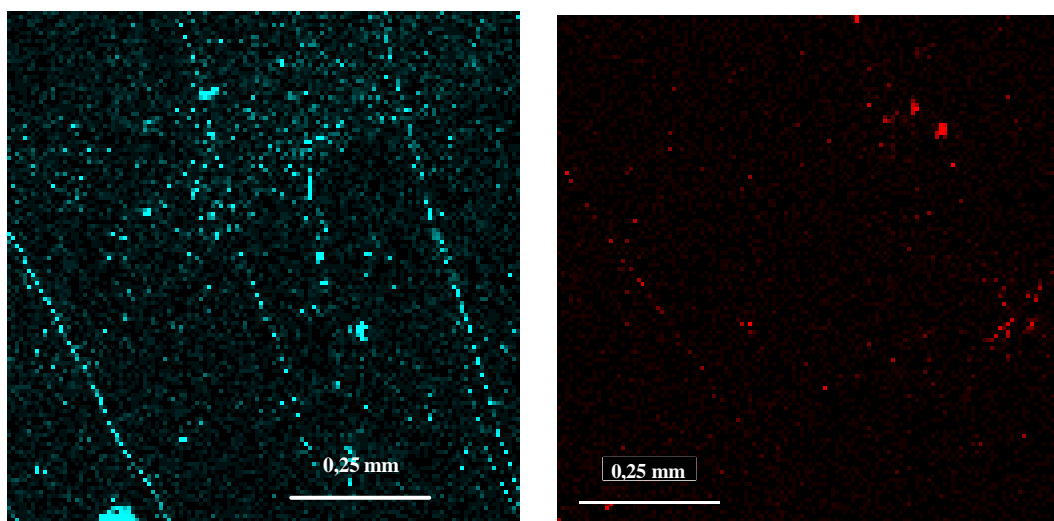


Fig.70 – Mapeamento MEV do Fe das amostras T110D (à esquerda) e T110A (à direita). É evidente a maior presença de Fe na amostra T110D sob forma de vênulas e inclusões difusas.

Enfim, na da Fig. 75 aparece o resultado do tratamento térmico sobre a amostra T110A (sienito da Lavra Mica, variedade cinza amarelado). À direita foi colocada a amostra a amostra não tratada termicamente. Neste caso, podemos reparar que a amostra T110A não mudou muita de cor, tendo somente virado as partes amarelas para rosa.

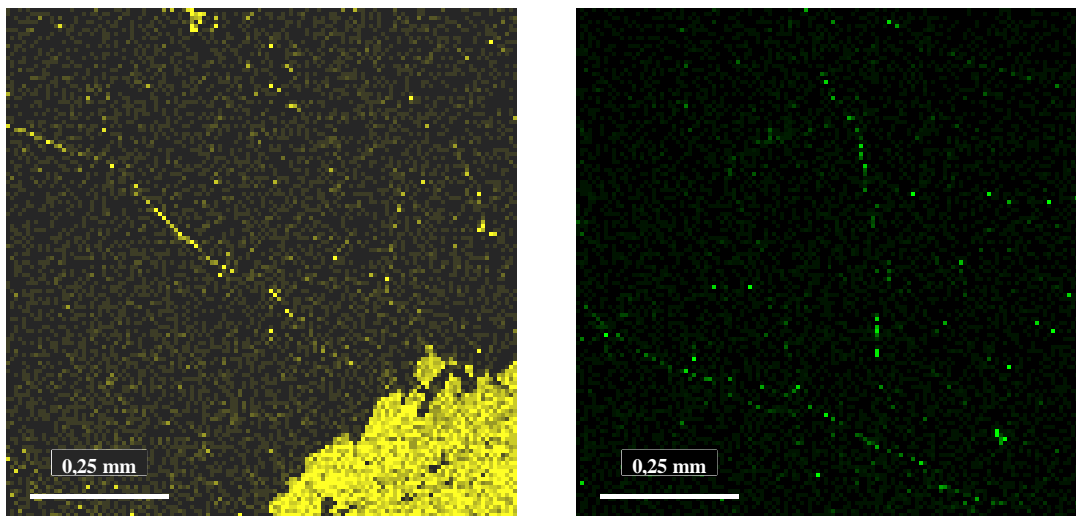


Fig. 71 – Mapeamento MEV do Fe das amostras T32 (à esquerda) e T34 (à direita). A ampla área que aparece no mapa esquerdo no canto em baixo à direita é um cristal de anfibólio.

Foram observados matacões de sienito verde os quais possuíam uma casca de coloração mais clara enquanto a parte mais central era caracterizada por uma coloração verde. A interface entre essas duas porções é marcada por uma pequena faixa de material limonítico-hematítico. Este fato parece fortalecer a hipótese de ser o ferro possa estar disseminado nos sienitos e que dê a cor verde observada. O problema é entender sob que forma, ou em que composto esse ferro disseminado está presente nos sienitos.

De fato, na frente da lavra onde foi coletada a amostra T35 (Fig. 76), existem porções de rocha sienítica visivelmente não alteradas, as quais possuem cor verde. Ao redor destas porções, a rocha alterada chega a ser muito clara e leve por causa da lixiviação dos elementos mais solúveis. A solubilização ocorreu em apropriadas condições supergênicas, e, entre os elementos lixiviados, provavelmente podemos encontrar também o ferro.

Pelo exposto, seria necessário efetuar alguma outra análise para poder-se determinar sob que forma se encontra o ferro, que proporciona a cor verde nos sienitos ornamentais de Tunas, se como complexo, ou mistura de hidróxido, óxido, etc.



Fig. 72 - Um exemplo de variação da cor do sienito depois da extração do bloco (superfície inferior).
Lavra de Mica, Tunas (PR).



Fig. 73 - Resultado do tratamento térmico na amostra T110D. À direita a amostra da mesma variedade de rocha antes do tratamento.

Outra opção seria a análise dos minerais acessórios alocromáticos que ocorrem em algumas das variedades de sienitos coloridos. Em particular, temos visto que esses minerais alocromáticos são a nefelina e a eudialita.

O primeiro mineral observado na lâmina delgada das amostras T110B possui uma coloração verde que, conforme a literatura (Zezza, 1990), depende da natureza dos minerais em decomposição nela incluídos. A análise das inclusões na nefelina efetuada por meio de microsonda poderia dar informações úteis sobre os minerais inclusos que dão a cor a esses minerais e influem na coloração dos sienitos verdes de Tunas.



Fig. 74 - Resultado do tratamento térmico na amostra T32. À esquerda a amostra da mesma variedade de rocha antes do tratamento.



Fig. 75 – Resultado do tratamento térmico na amostra T110A. À esquerda a amostra da mesma variedade de rocha antes do tratamento.



Fig. 76 - Frente de lavra de rocha ornamental em Tunas onde é evidente a alteração cromática do sienito pelo intemperismo. A rocha alterada encontra-se à direita do dique vertical visível na parte central da parede.

3.6 Discussão

O entendimento das causas da coloração dos “granitos” ornamentais de Tunas passa pelo entendimento de uma série de variáveis que vão da petrogênese dos magmas que deram origem às rochas do CAT, até os processos pós-magmáticos e exógenos que se desenvolveram durante toda a história geológica do mesmo.

O desenvolvimento da parte da dissertação dedicada ao problema da cor das rochas ornamentais começou, por uma questão de lógica e de organização, descrevendo a situação em grande escala (geologia regional do CAT) para chegar a descrições de pequena escala (mapeamento ao MEV do feldspato alcalino). A discussão agora será desenvolvida em ordem inversa. Essa escolha revela-se mais conveniente considerando o fato de que a discussão resulta mais ágil se começarmos a discutir sobre os fatores que provocam a coloração dos minerais. Conhecendo esses fatores, em seguida, será possível ilustrar sob quais condições geológicas e/ou geoquímicas eles ocorrem. Enfim, conhecendo essas condições geológicas e/ou geoquímicas, serão determinados os ambientes geológicos em que há mais probabilidade de encontrar as rochas ornamentais com as características cromáticas desejadas.

As cores, que vemos quando se observa um mineral, são resposta à excitação do espectro de emissão da energia que a luz provoca no olho humano. O espectro de emissão depende, por sua vez, das características físicas dos minerais. Essas fazem com que certas frequências da luz sejam absorvidas e outras não. Enquanto há alguns mecanismos colorantes que dependem na emissão direta de certas cores, a maioria dos mecanismos depende da habilidade do mineral de absorver preferencialmente algumas frequências da luz branca. Quando estas frequências são removidas o mineral é colorido pela cor complementar.

Os principais fatores responsáveis pela produção de cor nos minerais são: a) a presença de um elemento essencial na estrutura cristalina; b) a presença de um elemento menor como impurezas no mineral; c) defeitos físicos do cristal; d) mistura mecânica de impurezas muito finas; e) presença de microestruturas no cristal.

Se, por exemplo, na estrutura cristalina está presente um elemento de transição das terras raras, ocorre que um dos elétrons mais externos desse elemento poderá ser excitado para pular para níveis energéticos superiores graças à energia fornecida pela luz branca. A energia ganha pelo elétron é uma frequência particular, logo uma cor do espectro de luz. A cor do mineral resultante será assim a cor complementar do espectro, isto é, luz branca menos cor absorvida pelo elétron do elemento.

É necessário evidenciar que o mesmo elemento em minerais diferentes pode dar uma cor diferente em cada um deles. Nesse caso ocorre o fenômeno de “Crystal Field Transitions”, onde os metais de transição, os quais têm os orbitais interiores parcialmente completos. Os elétrons nestes orbitais podem ser excitados no espectro do visível e estas transições são a base para a emissão de cor. A teoria do campo cristalino assume estas transições eletrônicas.

Um bom exemplo desse fenômeno são as gemas de rubi e esmeralda, onde o mesmo elemento produz cores completamente diferentes. Quantidades traços de Cr^{3+} substituem Al^{3+} e são responsáveis pelo vermelho no rubi e o verde na esmeralda. A cor é diferente porque diferente é a influencia dos átomos circunstantes na estrutura cristalina (o campo cristalino) e porque diferentes são também as forcas das ligações químicas.

Na natureza pode ocorrer a mudança de cor de um mineral. Esse é o caso do efeito da Transferência de Carga de Intervalência. Esse fenômeno ocorre quando no mineral há uma mistura de elementos com estado de oxidação variável. O elétron de valência de um elemento da mistura se transfere para o outro elemento vizinho e, como a cor do espectro que pode absorver um elemento depende da configuração eletrônica, uma variação do numero de elétrons muda a cor absorvida e logo a emitida.

Imperfeições do retículo cristalino são, também, fatores que provocam a cor nos minerais. Esses defeitos são chamados de centros de cor, ou centros F do alemão *farbe* que significa cor. A criação dos centros de cor acontece quando um elemento é oxidado ou removido. Isso usualmente pode ser feito pela radiação. Na maioria dos casos o lugar deixado vazio é ocupado por um elétron oriundo de um átomo vizinho. O outro elétron deixado para trás no átomo vizinho pode absorver energia e é logo responsável pela criação de cor. Os centros de cor são um dos poucos mecanismos colorantes que pode ser removido pelo aquecimento ou expondo o mineral à luz intensa.

Impurezas podem produzir cor nos minerais. Por exemplo, normalmente a calcita é branca, mas a presença de impurezas de MnO_2 ou carbono pode deixá-la preta. Pequenas partículas de minerais verdes ou vermelhos podem dar a cor deles aos minerais em que são contidos. Exemplos são a clorita no quartzo e a hematita (vermelha) no feldspato e na calcita.

Em alguns minerais a presença de microestruturas produz iridiscência, o jogo de cores. Por exemplo, as cores visíveis na opala resultam da interferência da luz refletida de estratos microscópicos de partículas quase esféricas dispostas conforme um arranjo regular. A estratificação produz uma opalescência leitosa ou aperolada. Em algumas variedades de plagioclásio, intercrescimentos minúsculos proporcionam uma iridiscência azul e verde ao variar-se o ângulo de incidência da luz.

No caso particular do feldspato alcalino, a cor pode vir de uma propriedade intrínseca da estrutura cristalina ou do processo de *scattering* de impurezas discretas. Conforme estudos efetuados, parece certo que só dois tipos de feldspatos podem ter cor intrínseca visível a olho desarmado. A variedade sanidina rica em ferro possui uma cor intrínseca amarelada, causada pelo absorvimento dos elétrons de transição associados ao Fe^{3+} que substitui o Al. Acredita-se que a cor verde característica da amazonita, a variedade mais comum de microclínio pertita, seja intrínseca, se bem que falte ainda uma interpretação definitiva.

Este feldspato potássico é bastante raro e ocorre em pegmatitos e rochas metassomatizadas. Vários trabalhos confirmam que a “amazonitização” ocorre durante o metassomatismo, mas ainda não tem um consenso sobre qual é o fator químico-físico responsável pela cor verde. As propostas podem ser resumidas nos estudos de Kapustin (1939), o qual supõe que um conteúdo anômalo de F possa substituir o oxigênio na estrutura do feldspato acarretando-lhe uma estabilidade da estrutura cristalina. Kuts (1964) sugere que Pb e Rb sejam responsáveis pela cor verde, enquanto Zhirov e Stishov (1965) argumentam que a metasomatização proporcione um aporte de Pb, Rb e Tl. O conteúdo de Pb na amazonita pegmatítica é de 120-1000 ppm, o de Rb, 0.15-0.38% e 7-53 ppm de Tl. Segundo os mesmos autores, a amazonita hidrotermal possui 50-240 ppm de Pb enquanto os valores dos outros dois elementos permanecem similares aos anteriormente mencionados.

Um estudo interessante foi desenvolvido por Taylor *et al.* (1969). Esses autores analisaram os elementos Li, Rb, Cs, Tl, Pb, Ca, Sr, Cr, Mn, Cu, Co, Ni, V, Sn e Fe, e concluíram que nenhum destes elementos é responsável pela cor da amazonita. Eles alegam que defeitos físicos e distorção podem ser causa da cor diferente.

Conforme Plyusnin (1969) não há correlação entre a cor verde e concentração de Rb, Cu e Mn. A conclusão é que a cor decorre da substituição do Pb^{+2} em três estágios: (a) $K^+Si^{4+} > Pb^{+2} Al^{+3}$, (b) $2K^+ > Pb^{2+}$ e (c) $2K^+O^{2-} > Pb^{2+} 2(OH)^-$. Os centro de cor desenvolvem-se no segundo estágio e são modificado no terceiro, o que resulta em um deslocamento das bandas de absorção de frequência mais curta.

Rudenko e Vokhmentsev (1969) estudaram os espectros de reflexão, antes e após clareamento térmico, das plagioclásio-amazonitas. Os resultados mostraram que os microclínios clareados não reganham a cor verde depois da irradiação com raios X. Além disso, a amazonita mostra uma luminescência amarela quando irradiada por luz ultravioleta, enquanto nenhuma luminescência é emitida pelos microclínios clareados.

Dessa forma, existem opiniões conflituosas sobre a origem da cor verde dos feldspatos, porém o Pb parece o melhor candidato para justificar essa coloração.

A cor, provocada pela presença de impurezas discretas, é mais fácil de explicar. Por exemplo, a cor branca de muitos feldspatos é o resultado da presença de vários hidróxidos o minerais hidratados, especialmente, nas fraturas.

Os feldspatos enuviados merecem uma discussão à parte. Estes são feldspatos que contêm inclusões que se opõem à passagem da luz. O tipo mais comum de feldspato enuviado mostra cor vermelha. Segundo Isshiki (1958), esses feldspatos vermelhos contêm grãos abundantes de hematita translúcida agrupadas nos planos de clivagem (001). Parece que os feldspatos avermelhados contemham um oxido de Fe^{+3} como hematita. Os processos pelos quais a hematita pode ser incorporada no feldspato se resumem em três possibilidades: (i) uma cristalização simultânea de feldspato e hematita; (ii) exsolução no estado sólido ou (iii) introdução de Fe no exterior do feldspato. Provavelmente mais de um desses processos é responsável pela coloração avermelhada.

Além dos feldspatos enuviados avermelhados, existe uma categoria de feldspatos enuviados que são caracterizados por possuir uma coloração escura. Minerais que contêm ferro parecem ser os responsáveis pela cor escura dos feldspatos, se bem que outros

minerais podem acompanhar os minerais de ferro. O fato de que o tratamento térmico dos feldspatos enuviados escuros elimina a suscetibilidade magnética, aponta para a presença de uma quantidade significativa de ferro divalente. Logo, parece evidente que a maior diferença entre feldspatos vermelhos e escuros é um maior conteúdo em ferro trivalente nos primeiros. Isto significa que um dos fatores principais que governa o aparecimento de um feldspato vermelho ou escuro é o estado de oxidação do ambiente de cristalização. Só que isso não parece suficiente: um feldspato que cristaliza em presença de água terá mais oportunidade de exsolver o Fe mais rapidamente do que um em condições anidras. Isto significa que a água tem uma importância relevante para influenciar o estado de oxidação e a taxa de dissolução do ferro.

As análises litogeoquímicas efetuadas nas rochas do CAT, não revelaram anomalias particulares no conteúdo em elementos de transição ou traços que possam justificar a cor, fora do comum, do feldspato. Por exemplo, o teor de Pb, elemento considerado responsável pela cor verde da amazonita, não ocorre em concentrações adequadas para justificar a coloração dos feldspatos nos sienitos verdes do CAT. Também, os outros elementos traços considerados pelos autores como possíveis responsáveis pela cor, não ocorrem em quantidades anômalas. Somente o ferro parece influir na questão da coloração dos sienitos verdes de Tunas.

Conforme os resultados das análises de MEV efetuadas para essa dissertação, foi evidenciado que o Ferro no feldspato parece ter um papel na coloração das rochas ornamentais verdes de Tunas. Também, as análises petrográficas, sob forma de análise modal, e litogeoquímica, sob forma de análise normativa, evidenciaram a presença de minerais máficos em quantidade ligeiramente superior nas variedades de sienito mais escuro. Todavia, a forma em que o ferro é contido nos cristais de feldspato deve ser em forma diferente, não simplesmente como mineral máfico ou opaco. De fato, não poderia ser nem sob forma de limonita ou hematita, já que esses dois minerais dariam uma cor amarelada e avermelhada aos feldspatos. Nem o ferro pode estar presente no retículo cristalino do feldspato sob forma de elemento traço, nesse caso, a cor do feldspato seria o amarelo. A outra opção de uma mistura de óxidos de Ti e Fe, também, pode ser descartada, dado que neste caso a cor, como visto, deveria ser, sim escura, mas não verde. O experimento do tratamento térmico evidenciou que possivelmente nas rochas sieníticas

verdes de Tunas haja um conteúdo em Fe^{2+} , no entanto, ele não ocorre como mineral de ferro incluído no Feldspato, dado que neste caso o mineral se apresentaria preto.

Logo, as hipóteses que podemos formular são relativas à forma em que se encontra o ferro presente nos feldspatos e no processo que o concentrou nesses minerais. No MEV observou-se que o ferro está particularmente concentrado em fraturas, planos de clivagem ou geminação nos minerais de feldspato. A suspeita é que tenha tido uma remobilização do ferro já presente nos minerais máficos, incluídos ou não nos feldspatos, e sucessivamente redistribuído na rocha, em condições redutoras. Esta hipótese é suportada pelos seguintes fatos: a) as variedades de sienito mais ricas em minerais máficos possuem cor verde; b) nas lavras onde há presença de diques básicos a cor verde que caracteriza a rocha ornamental extraída é mais intensa e escura; c) em pequena escala foi observado que, nos sienitos de Tunas, os feldspatos em contato com veios máficos possuem cor verde mais escura do que em outras zonas da mesma rocha; d) ocorrem matacões da mesma rocha ornamental verde em que a casca externa apresenta uma cor esbranquiçada relativamente à parte mais interna, enquanto, na interface entre as duas porções diferentemente coloridas, existe uma faixa de material ferruginoso, o que evidencia a ocorrência de um processo de dissolução e reprecipitação do ferro contido na rocha.

Para esse último processo, pode-se invocar o intemperismo químico. Em tal caso, os minerais máficos e todos os elementos móveis no ambiente supergênico são, de fato, afastados dos minerais originários e precipitados onde as condições geoquímicas o permitem. O ferro, em particular, requer condições de pH e Eh bem definidas e em um contorno geoquímico satisfatório. Como metal de transição o ferro, em ambiente supergênico, é estável em solução aquosa em condições de pH ácido e de Eh redutoras.

Mas, se de um lado a remobilização do ferro em ambiente supergênico é um processo bem estudado e conhecido, menos claro é como o ferro, originariamente distribuído nos minerais máficos, possa ter sido remobilizado, em condições redutoras, e, em seguida, redistribuído nos feldspatos. Também neste caso, uma hipótese pode ser formulada, ou seja, que a remobilização do ferro ocorreu em um ambiente redutor. Assim, um ambiente hipogênico parece mais provável. Neste caso, podemos supor que um ambiente geológico caracterizado por processos pós-magmáticos de tipo hidrotermal. Outro

indício evidente de hidrotermalismo, pelo menos no “Granito Verde Tunas”, é dado pelo elevado teor de Ba, elemento típico também de ambiente hidrotermal, contido no mesmo (vide amostra T32, Tabela 4). Todavia, as análises têm confirmado que o conteúdo em Ba das variedades de sienito verde é muito variável, o que deixa menos claro a possibilidade de que o processo hidrotermal tenha sido a causa da coloração típica das rochas ornamentais “Verde Tunas”.

A precipitação do ferro, assim como todos os constituintes dissolvidos, transportados nos fluidos hidrotermais pode ocorrer por variações de temperatura, mudança na pressão, reações com rocha encaixante e quando muda a composição química pela mistura de fluidos (Pirajno, 1992). A alteração hidrotermal rica em ferro é pouco conhecida, sabe-se da associação Fe-F de hematita e fluorita; ou siderita, magnetita, quartzo, fluorita e sulfetos. Esse tipo de alteração se forma quando a emissão magmática de HF produz a lixiviação do ferro contido em formações ricas nesse elemento que, sucessivamente, por perda de pressão, forma magnetita, siderita e fluorita. A ocorrência de veios máficos associados com as variedades verdes mais escuras, em pequena escala e em escala maior, parece sustentar essa hipótese. Todavia, esse processo que explica a cor verde dos feldspatos pode ser somente um estágio inicial. É possível que, além dessa alteração de tipo hidrotermal, tenha atuado um processo de alteração em condições de mais baixa temperatura de tipo metasomático pelas águas meteóricas, que se infiltraram no complexo, em uma segunda época.

De outro lado, as observações petrográficas têm evidenciado que os feldspatos se encontram, na maioria das vezes, alterados até mostrar um aspecto enuviados. Entre as formas de alteração mais comuns dos feldspatos encontra-se a saussurita que consiste de um agregado de minerais duros, compacto, branco, esverdeado, ou acinzentado que resulta da alteração dos feldspatos. Os minerais que compõem a saussurita são albita, prehnita, zoisita, epidoto, calcita e outros silicatos cálcio-aluminosos. A saussuritização ocorre em condições deutéricas, isto é, nos estados magmáticos finais a pós-magmáticos e, em geral, afeta os plagioclásio. Em particular, o epidoto, facilmente reconhecível pela característica cor verde pistache, se encontra tipicamente em rochas metamórficas e ígneas ricas em cálcio, magnésio e ferro. De fato, sob condições de baixas a médias temperaturas e

pressões, o epidoto se forma quando o plagioclásio reage com minerais de ferro e, como temos visto, as rochas de Tunas que mostram coloração esverdeada têm um maior enriquecimento em minerais ricos em ferro.

As observações petrográficas evidenciam que os feldspatos alcalinos presentes nas rochas ornamentais de Tunas são amplamente pertitizados, deixando assim a possibilidade que as desmisturas pertíticas de plagioclásio contidas nos feldspatos alcalinos possam ter sofrido o processo de saussuritização. Por meio de reações de troca iônica, o feldspato pode ser transformado em albita. De fato, o metasomatismo sódico provoca uma mudança na cor das rochas peralcalinas pela troca de K nas pertitas pelo Na (Pirajno, 1992). Subseqüentemente, a alteração deutérica e/ou hidrotermal pode transformar o feldspato alterado na variedade verde. mas conforme observado nos diagramas em que foram normalizados

Uma outra opção é que a alteração do feldspato tenha levado ao aparecimento de minerais argilosos capazes de adsorver o ferro. De fato, os processos de hidratação e hidrólise podem transformar o K-feldspato em mica ou outros minerais argilosos. Em suma, o metasomatismo, a hidratação, a hidrólise e a troca iônica controla a estabilidade dos silicatos e são responsáveis pelo tipo de alteração que os afetam.

Do ponto de vista petrográfico, não foi observada outra ligação entre variabilidade mineralógica das rochas ornamentais de Tunas e sua cor, a não ser o maior ou menor enriquecimento em minerais máficos. De fato, todas as rochas extraídas são simplesmente sienitos em que varia a proporção de minerais acessórios, ou seja, opacos, eudialita, nefelina.

As análises geoquímicas não revelaram nenhum indício particular sobre o processo responsável que possa ter provocado o aparecimento da cor nos sienitos de Tunas. Os mesmos diagramas de variação de elementos traços demonstraram que, apesar do processo magmático envolvido, a coloração da rocha é indiferentemente verde ou acinzentada.

A característica mais importante dos sienitos mais escuros é o maior enriquecimento em minerais máficos e, sobretudo os opacos. Do ponto de vista petrogenético, podemos justificar esse enriquecimento por um processo determinado por acúmulo durante a

cristalização fracionada do magma, argumento que já foi evidenciado pela análise litogeoquímica e observações petrográficas.

A presença de concentrações de minerais ricos em ferro ou de diques máficos ricos em minerais opacos que acompanha os sienitos mais escuros evidencia a necessidade de uma fonte de ferro para o aparecimento da cor verde nos sienitos. Podemos assim aventar a hipótese que o ferro liberado dessas concentrações ou diques máficos foi disponibilizado para ser adsorvido pelos minerais de alteração dos feldspatos, tais como os minerais argilosos e de alteração que aparecem na superfície dos mesmos feldspatos ou entrar na composição química dos mesmos.

Em relação às condições geológicas em que atuam os processos descritos, lembremos que o CAT é uma estrutura sub-vulcânica composta. Nesse ambiente, os processos descritos ocorrem em condições pós-magmáticas, no caso da alteração deutérica e do hidrotermalismo, e em condições exógenas, no caso da lixiviação do ferro dos sienitos de cor verde.

A alteração deutérica é uma modificação que se dá em uma rocha magmática durante os últimos estágios de sua consolidação e em continuação à cristalização do próprio magma, logo ainda associada com a consolidação magmática, tendo como um dos agentes comum a água deutérica residual do magma que permeia fraturas e descontinuidades intergranulares dos minerais primários. Em condições sub-vulcânicas, tais quais são as que se encontravam no CAT na época de sua atividade magmática, podemos supor que havia um desgaseificação intensa dos magmas devido à menor pressão confinante e uma separação de fluidos magmáticos que alteraram a rocha. Frisa-se que a alteração deutérica é um processo autometassomático. Em consequência, não causa importantes anomalias geoquímicas na rocha final.

A presença de diques máficos geralmente ocorre em zonas de ruptura relacionadas à subida de novo magma, no caso, de tipo basáltico, as quais afetam os corpos rochosos já solidificados, ou a zonas de fraqueza típicas das intrusões, tais como fraturas radiais e circulares. O processo de ruptura deve estar relacionado a pulsos de magma básico que se sucederam durante a história geológica do CAT. Neste caso, a pesquisa pode ser voltada ao

estudo da história geológica do complexo e à tectônica local, para entender a evolução do tectonismo e eventos magmáticos locais associados.

Na escala do complexo, o levantamento geológico aliado às análises químicas determinou que as chaminés que compõem o CAT são caracterizadas por uma variação litológica e química do centro às bordas das mesmas. Nomeadamente, nos centros das chaminés encontram-se as litologias melanocráticas, enquanto à medida que nos aproximamos à borda de cada chaminé as rochas são de tipo leucocráticas. Conseqüentemente, as pesquisas de rochas ornamentais similares ao “Verde Tunas” devem ser procuradas nas bordas do CAT de cada chaminé. Acrescenta-se que, estatisticamente, o levantamento geológico efetuado mostra que as variedades mais escuras se encontram mais próximas do contato com as rochas encaixantes. Isto é normal se considerarmos que o resfriamento do magma e o subsequente degassamento ocorrem nas zonas mais próximas do contato com as encaixantes e na zona da cúpula da intrusão. Logo, as prospecções de novas frentes de lavra de rochas ornamentais similares ao “Granito Verde Tunas” deveriam ser efetuadas considerando que tem uma maior probabilidade que a essas rochas se encontrem na parte da cúpula ou nas bordas dos corpos alcalinos. Neste caso, é imprescindível um bom levantamento de campo, auxiliado, por exemplo, pelo uso de análise de fotos aéreas ou imagens de sensoriamento remoto, a fim de determinar a forma e estrutura das intrusões.

Em nível regional, as pesquisas de rocha ornamental com as mesmas características apresentadas pelo “Verde Tunas” e similares, deveriam ser concentradas em zonas supostamente caracterizadas pelas manifestações magmáticas de tipo alcalino que ocorreram durante o Mesozóico. Esse magmatismo é relacionado à atividade tectônica que causou as rupturas Pequiri relacionado ao estágio de reativação Wendeliana (Gomes et al., 1987). Os levantamentos geofísico e geológico evidenciaram que o magmatismo alcalino da região central do arco é fortemente controlado pelas lineações orientados a NW, ao longo dos quais se manifestou, também, o magmatismo toleítico relacionado aos derrames Serra Geral. O controle das intrusões por falhas ou fraturas, não é geologicamente muito evidente, portanto é necessário priorizar as pesquisas geológicas de outros maciços sub-vulcânicos ao longo dessas direções.

4. Rochas ornamentais do Sienito Piquiri: Análise estrutural do maciço rochoso

A segunda parte dessa dissertação aborda o problema da integridade estrutural dos maciços rochosos e sua influência na lavra de rochas ornamentais. Para estudo de caso foi selecionada a rocha ornamental mais conhecida do Rio Grande do Sul: o Sienito Piquiri.

4.1 Localização e vias de acesso

O Sienito Piquiri é localizado na porção leste da folha Cachoeira do Sul SH.22-Y-A. O acesso, a partir de Porto Alegre, pode ser feito pela rodovia BR 290, que une a capital com Cachoeira do Sul. A distância com Porto Alegre, capital do Rio Grande do Sul é de aproximadamente 170 quilômetros.

4.2 Geologia Regional

O Sienito Piquiri, um “stock” intrusivo em forma de ferradura com 130 Km² de extensão, é relacionado à evolução geológica da porção sul da província de Mantiqueira, no arcabouço geológico denominado Escudo Sul-rio-grandense (Fig. 72). Essa estrutura se compõe pela agregação de unidades arqueanas a eo-paleozóicas, cuja estabilização ocorreu durante a passagem do Neoproterozóico para o Cambriano como resultado do fechamento do Oceano Amadador. Conforme a visão mais atualizada, essas unidades são conhecidas como Cinturão Tijucas, Bloco Taquarembó, Cinturão Dom Feliciano e Cinturão Vila Nova (Chemale, 2000).

Em particular, o Sienito Piquiri se encontra na Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul que, junto com as Suítes Intrusivas Pinheiro Machado, Viamão, Erva l, e a Suíte Granítica Dom Feliciano, forma o Batólito de Pelotas. Esse batólito, que tem 400 Km de comprimento e 80-120 Km de largura, corresponde à porção ao domínio central do Escudo Sul-rio-grandense, coincidindo praticamente com a unidade geotectônica Cinturão Dom Feliciano (Chemale, 2000). A configuração final do Batólito de Pelotas resulta de três ciclos magmáticos principais (Philipp, 1998).

A Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, na qual o Sienito Piquiri se encontra, se formou no segundo ciclo magmático, de idade Neoproterozóica (595-580 ma), junto com a Suíte Intrusiva Viamão (Philipp, 1998). As duas últimas suítes mostram caráter contrastante dos magmas, o que estabelece um zoneamento da afinidade cálcio alcalina na porção oeste até um magmatismo alto potássio/cálcio alcalino na parte oriental do batólito de Pelotas (Philipp *et al.*, 2000).

Em detalhe, a Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul é constituída por corpos granitóides e septos do embasamento, sob forma de pendentes de teto, dispostos de forma alongada em direção NE-SW. Esses corpos são limitados ao leste pela Zona de Cisalhamento Canguçu e a oeste pelas rochas metamórficas do Complexo Cerro da Árvore. As litologias ácidas que compõem a Suíte Intrusiva Encruzilhada variam de monzogranitos até *fk*-granitos, todos com evidência de mistura heterogênea com magma máfico.

Considerando-se os objetivos desse estudo, é necessário dar um realce à geologia estrutural regional do Cinturão Dom Feliciano. Nesta unidade geotectônica foram observados, no estado dúctil, dois eventos geotectônicos relacionados aos processos orogênicos brasileiros: o primeiro evento desenvolvido sob grau metamórfico médio a alto, ocorreu com transporte transversal à direção de alongamento do cinturão; enquanto que, o segundo evento com transporte principal longitudinal ocorreu sob baixo grau metamórfico. Em ambos os casos a deformação afetou tanto rochas juvenis tanto em rochas que representam o antigo embasamento cristalino. As tramas originadas por esses eventos, na crosta juvenil, são dadas por zonas de alta deformação e/ou estruturas de fluxo magmático quando se trata de rochas plutônicas sintectônicas (Fernandes & Porcher, 1999).

Em particular, na área de estudo que abrange o Sienito Piquiri, têm particular importância os sistemas de deformação longitudinal transcorrente de direção N-S e NE. A zona de deformação de direção NE compreende a estrutura denominada Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Essa estrutura é caracterizada por uma longa história evolutiva, com freqüentes reativações durante todo o Mesozóico. A zona de deformação N-S é uma faixa de cisalhamento altamente rúptil, típica de crosta superior, pertencente ao Sistema Passo dos Marinheiros (Fernandes & Porcher, 1999).

Reativações das falhas NE-SW, N-S são resultado da orientação dos campos deformacionais principais instaurados durante o Cenozóico. As estruturas são atualmente visíveis pela orientação de depósitos aluviais alongados segundo as direções NE e N-S.

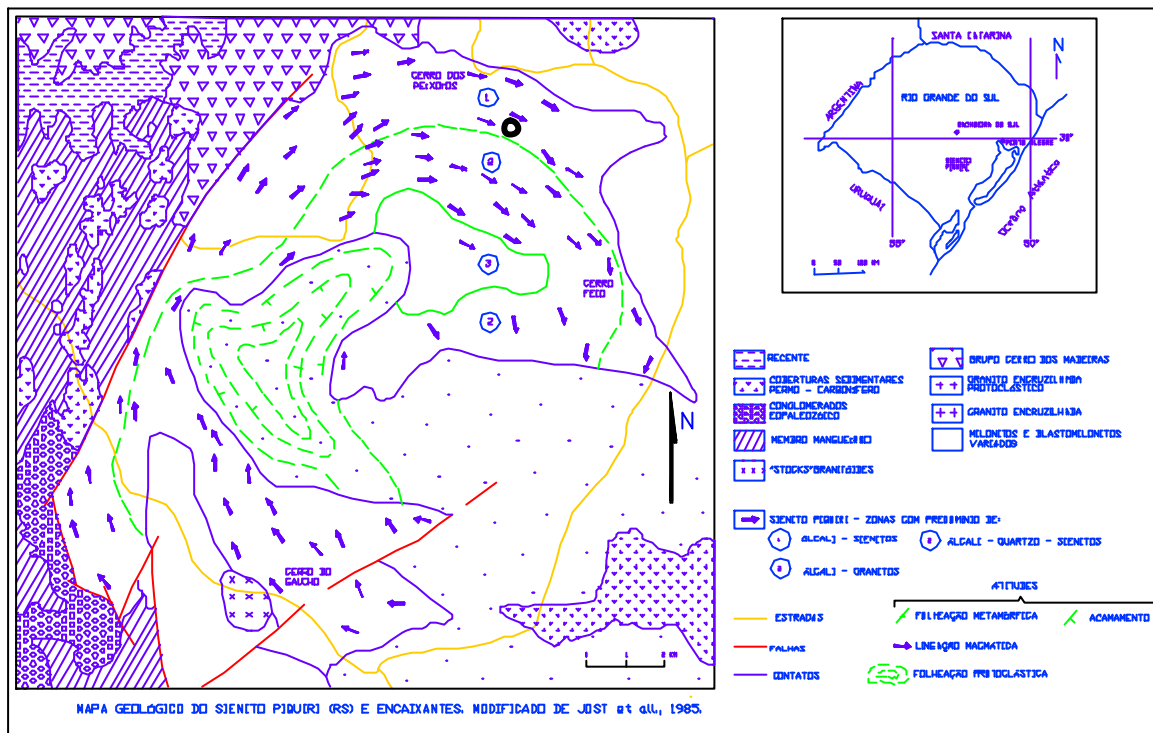


Fig. 77 – Mapa geológico do Sienito Piquiri, modificado de Jost *et al.* (1985).

4.3 Geologia Local

O Sienito Piquiri é intrusivo em gnaisses graníticos, metapelíticos e calcosilicatados e nas rochas sedimentares da Formação Arroio Nobre nas quais provocou metamorfismo de contato (Vieira Jr. *et al.*, 1989). Por sua vez é intrudido pelo Complexo Granítico Encruzilhada (Biterncourt *et al.*, 1993). A intrusão mostra marcada foliação de fluxo magmático pela orientação de forma dos feldspatos, dos minerais e dos enclaves máficos microgranulares. Conforme Vieira *et al.* (1989) essa orientação é paralela aos contatos com a encaixante e sinalizam uma lineação subvertical típica das intrusões de forma cilíndrica cujo topo foi erodido. O Sienito Piquiri é constituído em prevalência por

feldspato alcalino sienitos, feldspato quartzo sienitos e feldspato alcalino granitos com granulação mais finas na borda da intrusão. As análises modais indicam que o centro do corpo e quartzo feldspato alcalino sienito e feldspato alcalino sienito, a borda é constituída por quartzo sienito, feldspato alcalino sienito, sienito, quartzo feldspato alcalino sienito e monzogranito (Stabel et al., 2001). Foi observado que as amostras mais finas coletadas na borda da intrusão são caracterizadas por um maior enriquecimento em plagioclásio e, em menor grau, em quartzo (Stabel et al., 2001).

Os termos estratigráficos que compõem as rochas no entorno do Sienito Piquiri são (Porcher, 2000):

a) Depósitos recentes: sedimentos fluviais predominantemente arenosos médios a muito finos, com importante acúmulo de siltes e argilas.

b) Coberturas sedimentares do Permo-Carbonífero : consiste da formação Rio Bonito, siltitos cinza e folhelhos escuros e carbonosos, associados a estratos de carvão, Arenitos cinza-esbranquiçados, finos a grossos, localmente conglo meráticos. A estratificação se apresenta plano-paralela e cruzada acanalada.

c) Suíte Granítica Encruzilhada: é uma associação de rochas graníticas de caráter tardi-tectónico em relação à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e ao mesmo Sienito Piquiri em que se intrude. Consiste de uma fácies sienogranito equigranular, com participação subordinada de termos monzograníticos, desde rochas heterogranulares grossas até equigranulares finas. Sua mineralogia essencial está representada por feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, ocorrendo como varietais biotita e anfibólio, enquanto a mineralogia acessória consiste em titanita, alanita, opacos e zircão. Uma segunda fácies é composta por monzogranito porfirítico com fenocristais de 2 a 5cm e uma porção de matriz entre 10 e 30%, a granitos de textura porfirítica mais fina, geralmente restritos às bordas do batólito, em que fenocristais de 1 a 3cm são envolvidos por uma matriz que atinge de 50 a 70% do volume da rocha. São constituídas essencialmente por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, tendo como varietal biotita e como acessórios apatita, zircão, fluorita e minerais opacos.

d) **“Stocks” granitóides:** são “stocks” de composição mongograníticas a granodoríticas, leuco a mesocráticos, finos a médios, localmente porfiríticos.

e) **Complexo Metamórfico Porongos:** é composto essencialmente por 6 unidades (Unidade Metapelítica, Unidade Metavulcânica ácida, Gnaiss Canapé, Unidade Metavulcânica intermediária, Metagranitóides, e Ortognaisses). O Sienito Piquiri é intrusivo só nas primeiras duas unidades a seguir descritas:

Unidade Metapelítica: é a unidade composta por xistos pelíticos e, subordinadamente, quartzitos. Os metapelitos são constituídos por muscovita-quartzo xistos, muscovita-biotita-quartzo xistos, biotita-clorito xistos, granada-mica xistos e estauroлита-granada-mica xistos. A esses xistos se intercalam ocasionalmente lentes de mármore dolomítico. Os quartzitos, quantitativamente pouco expressivos, são de coloração esbranquiçada, amarelada e rosada, são de textura sacaroidal e foliados pelo estiramento dos grãos de quartzo e a orientação das palhetas de muscovita.

Unidade Metavulcânica ácida: rochas metavulcânicas de coloração cinza-escura e granulação fina a muito fina mostrando, ora um aspecto maciço, ora uma xistosidade bem definida. Geralmente apresentam abundantes porfiroclastos de quartzo, feldspato alcalino e, raramente, plagioclásio, sob forma de cristais euédricos de formatos e mais ou menos corroídos ou como aglomerados glomero-porfiríticos, envolvidos por uma matriz quartzo-micácea. Intercalam freqüentemente finos níveis de *chert*. Formação Arroio dos Nobres: as litologias principais desta formação são siltitos e grauvacas com estratificação rítmica e conglomerados. Pode ser subdividida em dois membros:

- *Membro Vargas:* é a porção conglomerática dessa formação.

- *Membro Mangueirão:* é uma fácies que representa um ambiente de leques deltáicos distais composta por camadas alternadas de siltitos e arenitos vermelhos até bordô, com raras camadas delgadas de conglomerados.

f) **Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos:** consiste de 3 termos litológicos definidos pelas mútuas relações de intrusão. O primeiro termo é um ortognaisse tonalítico a granodiorítico cortados pela segunda litologia a qual se compõe de veios leucocráticos de granulação fina a média. Ambos, enfim, são intrudidos por um granitóide leuco a mesocrático, de

granulação grossa a pegmatóide. Todos os termos foram afetados por deformação polifásica e metamorfismo de alto grau.

As feições estruturais rúpteis são as que mais nos interessam para os fins dessa dissertação. Observações efetuadas por Jost *et al.* (1985) evidenciaram que as descontinuidades estruturais que afetam o Sienito Piquiri podem ser agrupadas essencialmente em três famílias verticais conforme a orientação das atitudes que elas possuem e duas horizontais. Uma primeira família é dada pelas juntas anelares, logo paralelas à foliação da intrusão. A segunda família é constituída pelas juntas radiais, logo perpendiculares à primeira família e também à foliação. Essas famílias são relacionadas aos processos de esfriamento da intrusão. A terceira família de fraturas é transversal à foliação e possivelmente é relacionada a deformação operante em nível regional. As fraturas horizontais são subdivididas em dois tipos: as que possuem mergulho para o centro da intrusão e as que têm mergulho para o externo da intrusão. Conforme Jost *et al.* (1985) é fácil explicar o primeiro tipo de fraturas como juntas de alívio devido à erosão do topo da intrusão. As outras fraturas que não pertencem às acima mencionadas são interpretadas como o resultado de deformações atuantes em nível regional (Jost *et al.* 1985).

4.4 Levantamento estrutural da lavra do Sienito Piquiri

Esse estudo compreende a análise geoestrutural regional e visa à determinação dos elipsóides de paleotensões e conseqüente análise geométrica, dinâmica e cinemática das estruturas, e a análise geoestrutural local, que, por sua vez, identificará as estruturas na escala das operações de lavra.

A qualidade de bloco de rocha obtida no processo de lavra depende das superfícies de fraqueza da rocha, representadas pelas descontinuidades ou pelo alinhamento ou foliação mineralógica, também em escala de detalhe. O conhecimento dos padrões dessas superfícies de fraqueza permitirá definir o planejamento de lavra apropriado para cada situação.

No caso do Sienito Piquiri, dois grandes grupos de estruturas foram constatados pelos estudos efetuados até o momento: a) estruturas do tipo dúctil e b) estruturas do tipo frágil.

As estruturas do tipo dúctil são estruturas tipicamente de fluxo magmático, constituídas, principalmente, por lineação magmática, laminação magmática e pela presença de enclaves orientados, além de zonas de falha do tipo dúctil.

A lineação mineral, resultado da orientação de cristais de feldspato e anfibólio apresenta caimento moderado enquanto a laminação mineral formada pelo assentamento de cristais prismáticos de feldspato e anfibólio segundo suas faces maiores mostra forte mergulho. A orientação da lineação é um parâmetro que influencia a atividade de lavra no Piquiri dado que os blocos devem ser extraídos mantendo as faces dos mesmos de maneira que as placas sejam paralelas à foliação.

As estruturas do tipo frágil são caracterizadas por descontinuidades, juntas e falhas, separadas, teoricamente, em dois grupos básicos: a) estruturas associadas a consolidação da intrusão, e b) estruturas associadas aos falhamentos regionais.

O primeiro grupo de estruturas abrange descontinuidades, fraturas, caracterizadas por três diferentes padrões; padrão radial, padrão anelar e estruturas de alívio .

As fraturas anelares são, em geral, concordantes a sub-concordantes com a laminação magmática e podem ser o resultado da contração por resfriamento durante a intrusão do corpo sienítico, talvez aproveitando as zonas de fraqueza representadas pela laminação.

As fraturas radiais interceptam em vários ângulos as superfícies de fraqueza representadas pela laminação magmática. Essas fraturas foram geradas a partir da consolidação do sienito.

As fraturas de alívio são, o resultado de alívio de carga e ocorrem com pequeno mergulho sendo, pois, horizontais a sub-horizontais.

As estruturas que podem estar associadas a falhamentos regionais, constatadas até o momento, ocorrem nas seguintes direções preferenciais: NNW, NW, NE e EW.

Para o estudo das estruturas em escala regional, foi executada, uma análise aerofotointerpretativa, a partir de fotografias aéreas da região, em escala 1:25000. Nessa análise foram extraídos lineamentos do tipo 2 (Amaro & Strieder, 1994). Esses lineamentos relacionam-se às estruturas frágeis e foram extraídos com o objetivo de possibilitar o

melhor entendimento das estruturas regionais bem como a geometria e os contatos da intrusão Sienito Piquiri (Fig. 73).

Posteriormente ao estudo aerofotointerpretativo, foi feita uma checagem de campo com visitas aos locais onde o estudo com fotos aéreas apresentou dúvidas e em vários outros locais com objetivo de confirmação do levantamento geológico-estrutural por aerofoto.

Nas frentes de lavra, as discontinuidades (planos de fraqueza, juntas) foram mapeadas, mesmo aquelas que não se materializarem como geradoras de quebras nos blocos. Esse procedimento foi necessário para permitir a precisa definição do elipsóide de paleostress e conseqüente controle estrutural do corpo. Adicionalmente poderá ser viabilizado um índice de classificação de intensidade de fratura que possibilite a geração de dois bancos de dados; um banco com juntas incipientes no “plano de visualização” e outro composto pelas juntas que poderão causar quebra local de blocos.

Os resultados gerais obtidos até o momento podem ser visualizados a partir da Figura 74 que mostra os diagramas sinópticos produzidos a partir da medida das estruturas observadas nas frentes de lavra. Esses diagramas mostram, pelo menos cinco padrões de estruturas: 1) estruturas NNW, 2) estruturas NW, 3) estruturas NE, 4) estruturas EW e 5) estruturas horizontais a sub-horizontais.

As estruturas NNW mostram direções azimutais entre 0° e 30° e mergulhos predominantes para NE. As estruturas NW mostram azimutes entre 30° e 70° e mergulhos predominantes também para NE. As estruturas NE apresentam direções azimutais entre 30° e 70° e mergulhos predominantes na direção SE. Esses três grupos de estruturas podem estar relacionados à padrões estruturais regionais, porém fraturas radiais associadas ao estágio de consolidação da intrusão podem, também, estar superpostas nessas direções.

Muitas vezes esses padrões ocorrem com preenchimento de veios de quartzo e/ou material granítico.

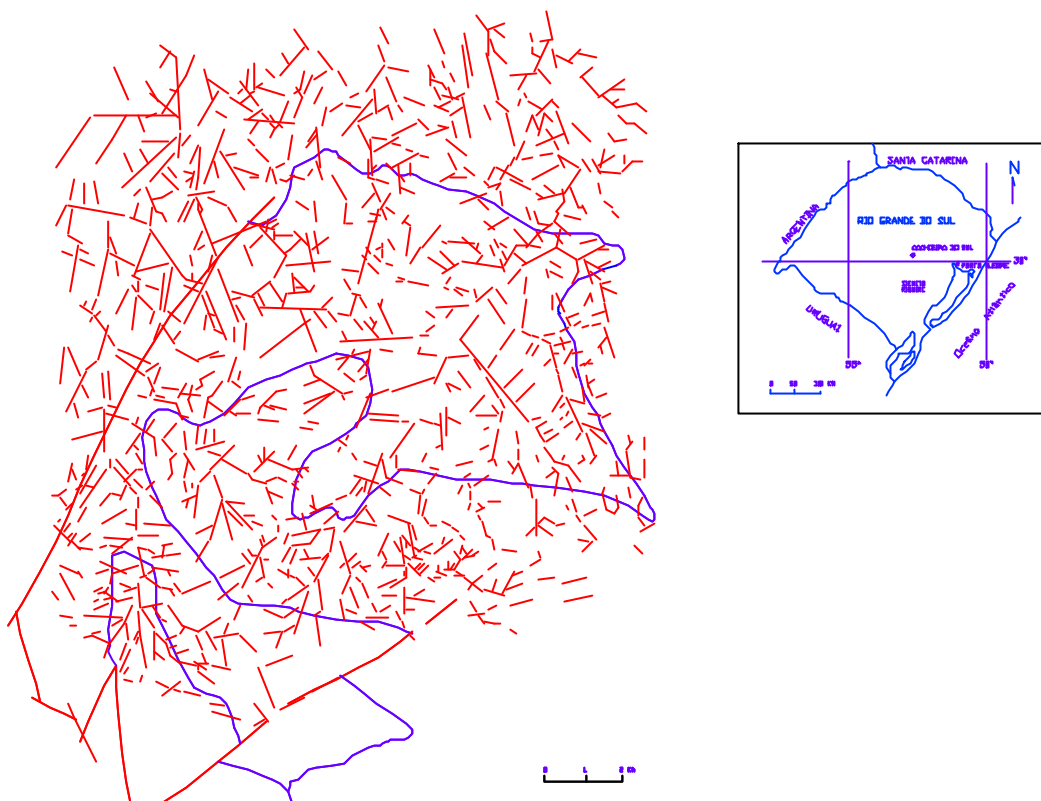


Fig. 78 – Análise aerofotointerpretativa da área em que se situa o Sienito Piquiri, a partir de fotografias aéreas da região. A linha azul identifica o contorno do Sienito Piquiri, em vermelho, as descontinuidades estruturais.

As estruturas EW apresentam direções azimutais que variam entre 260° e 290° com mergulhos predominantes para sul. Essas fraturas, possivelmente, regionais, podem também ter a superposição de estruturas de padrão anelar relacionadas à intrusão e resfriamento do sienito, visto que, em geral, mostram a mesma direção da laminação magmática, porém mais estudos são necessários para o melhor entendimento dessas.

As estruturas horizontais ocorrem com mergulhos próximo a 0° e encontram-se muitas vezes preenchidas por água e argilo-minerais. Essas fraturas são tipicamente relacionadas ao alívio de carga ocorrente principalmente nas regiões de cúpula da intrusão.

É importante salientar, também, que a definição das direções de atuação das tensões “in situ” é fundamental para a orientação da lavra, o que possibilitará futuramente uma redução na quebra dos blocos e no surgimento de defeitos pós-beneficiamento dos blocos.

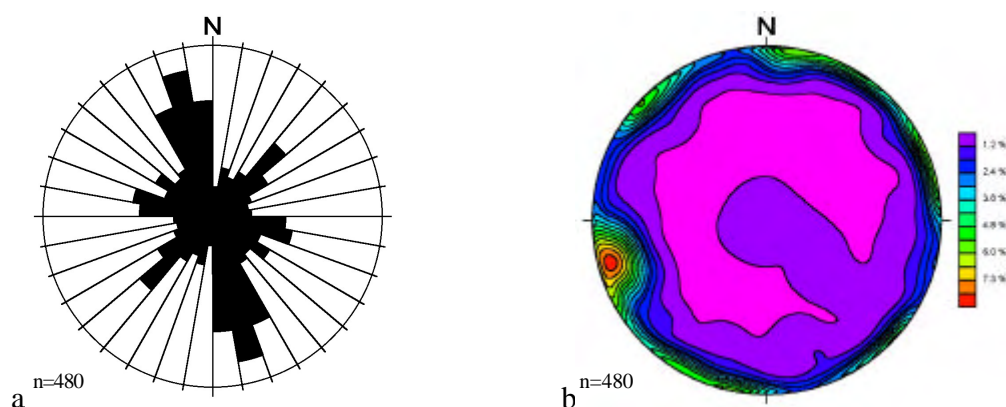


Figura 79 – Diagramas sinópticos produzidos com auxílio do *software* Stereonet a partir de redes de Schmidt. a) Diagrama de roseta mostra as direções das fraturas medidas na área de lavra (Água Verde). b) Diagrama de contorno estrutural (pólos das fraturas) mostra os mergulhos das fraturas medidas na área de lavra (Água Verde).

Com o objetivo de se obter um melhor entendimento do comportamento das estruturas e sua classificação, foram coletados 26 dados de *slikensides* e *steps* nos planos de falha ocorrentes na intrusão. Após uma análise inicial, decidiu-se pela separação desses dados em dois bancos de dados (grupo A e grupo B), pois esses se mostravam incongruentes quando tratados em conjunto.

Os dados separados foram, então, processados de acordo com a metodologia dos diedros direitos proposta por Angelier & Mechler (1977). Os diagramas sinópticos e os resultados da aplicação dessa metodologia podem ser visualizados nas Figuras 75 e 76.

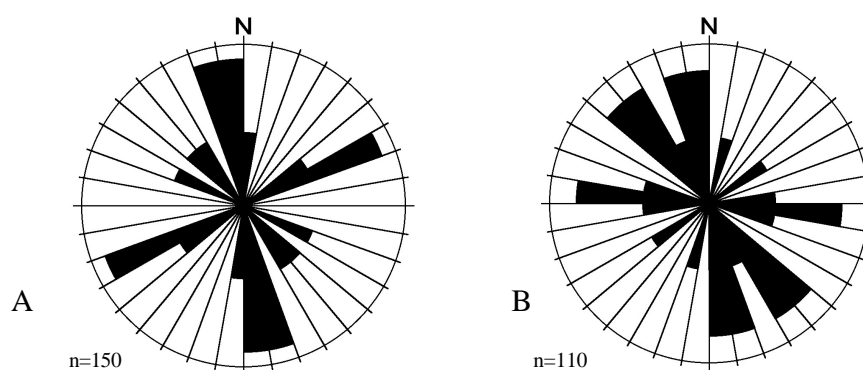


Figura 80 – Diagramas sinópticos produzidos com auxílio do *software* Stereonet a partir de redes de Schmidt. (A) Diagrama de roseta que mostra as direções das fraturas com estrias medidas na área de lavra (Água Verde) relativas à fase de deformação A. (B) Diagrama de roseta que mostra as direções das fraturas com estrias medidas na área de lavra (Água Verde) relativas à fase de deformação B.

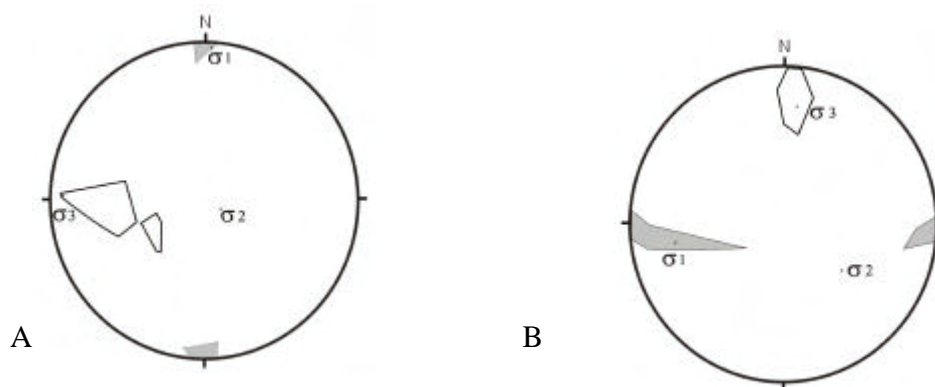


Fig. 81 - Diagramas de contorno estrutural (pólos das fraturas) onde se mostra a densidade dos polos dos mergulhos das fraturas com estrias medidas na área de lavra (Água Verde). O diagrama A mostra os eixos de paleostress resultantes da aplicação do método dos diedros direitos (Angelier & Mechler, 1977) referente a fase de deformação A. O Diagrama B mostra os eixos de paleostress resultantes da aplicação do método dos diedros direitos (Angelier & Mechler, 1977) referente a fase de deformação B.

A partir do exame das Figuras 75 e 76, observa-se a nítida existência de duas fases de deformação geradoras de estruturas, denominadas nesse trabalho como Fase de Deformação A e Fase de Deformação B. Os eixos de paleotensão das duas fases de deformação foram obtidos da aplicação do método dos diedros direitos (Angelier & Mechler, 1977). O principio desse método consiste em procurar as orientações dos eixos que jazem somente nas áreas das possíveis orientações dos eixos σ_1 (ou o eixo σ_3 respectivamente) para o inteiro *set* homogêneo de mecanismo focal analisado; as outras orientações são excluídas. O resultado é a visualização de todas as possíveis orientações teóricas dos eixos principais de tensão (σ' ou $\sigma'3$) consistentes com os dados analisados.

A Fase A apresenta o eixo de tensão σ_1 próximo ao Norte e o eixo de tensão σ_2 próximo à oeste, enquanto a Fase B mostra os eixos em posição inversa em relação aos eixos da Fase A.

A análise dos diagramas comprova o caráter essencialmente transcorrente das estruturas encontradas na região, conforme indicado pelo posicionamento aproximadamente horizontal dos eixos σ_1 e σ_3 das duas fases de deformação.

Os padrões mostrados nos diagramas indicam, segundo o método, elipsóides intermediários entre os termos radicais, oblatos e prolatos, sugerindo a predominância de tectonitos LS na área estudada.

Os estudos de campo efetuados até o momento não permitem inferir a ordem cronológica da atuação dessas duas fases deformacionais, visto que a fase posterior parece ter reativado algumas zonas de fraqueza geradas na primeira fase de deformação. Além disso, essas zonas de fraqueza podem, também, ter sido aproveitadas para o estabelecimento das fraturas relacionadas à intrusão do corpo sienítico.

A partir da definição dos elipsóides de tensões, procedeu-se a identificação das estruturas existentes, segundo a teoria dos falhamentos de Anderson (1942). Assim, a Fase de Deformação A, gerou estruturas de cinco direções azimutais principais:

Fraturas tipo T: direções entre 0° e 10° ;

Fraturas sintéticas dextrais tipo R: direções entre 340° e 360° ;

Fraturas sintéticas dextrais tipo C: direções entre 310° e 330° ;

Fraturas sintéticas dextrais tipo P: direções entre 290° e 300° ;

Fraturas antitéticas sinistrais tipo P': direções entre 50° e 70° .

A Fase de Deformação B gerou quatro estruturas principais:

Fraturas tipo T: direções entre 260° e 270° ;

Fraturas sintéticas sinistrais tipo R: direções entre 270° e 290° ;

Fraturas sintéticas sinistrais tipo C: direções entre 310° e 330° ;

Fraturas sintéticas sinistrais tipo P: direções entre 340° e 360° ;

Frisa-se que as direções entre 190° e 200° e entre 230° e 240° que poderiam ser representantes de fraturas antitéticas dextrais P' e R', respectivamente, precisam ser mais bem analisadas em função do pequeno número de fraturas desse tipo encontradas.

4.5 Levantamento com geo-radar

A forma convencional de se obter estimativas de características de materiais em subsolo, tais como padrão de fraturamento da rocha, espessura do pacote de sedimentos/solo e textura é através de sondagens. O carácter puntual (não se tem informação a respeito do que ocorre entre os furos de sondagem) nesse tipo de investigação e os custos associados, normalmente altos para se realizar uma campanha de sondagens adequada, acabam limitando a sua utilização.

O geo-radar (GPR - *Ground-penetrating radar*) tem-se mostrado muitas vezes adequado para a solução desse tipo de problema, constituindo-se numa forma alternativa de avaliação do subsolo (Davis & Annan, 1989; Sauk, 1997). A técnica de investigação geofísica por geo-radar, quando adequadamente aplicada, permite maior rapidez na aquisição de dados, medidas praticamente contínuas nas seções coletadas e, como consequência, menores custos.

O funcionamento do geo-radar está baseado nos princípios de propagação das ondas eletromagnéticas. Breves pulsos de energia eletromagnética são emitidos e captados por meio de antenas que operam em altas frequências. A onda transmitida penetra no subsolo e é refletida nas interfaces entre estruturas com diferentes propriedades elétricas. Assim, os pulsos emitidos percorrem as estruturas até encontrarem descontinuidades elétricas, como ocorre quando há mudanças de constituição dos materiais (p.ex. fraturas). A detecção e a interpretação dos pulsos refletidos nas descontinuidades (interfaces) fornecem os subsídios para diagnóstico a respeito das estruturas em sub-superfície (Casper & Kung, 1996; Xiong & Tripp, 1997).

O uso do geo-radar pode ser particularmente importante para a detecção de fraturas horizontais. São especialmente os maciços graníticos que apresentam essa feição estrutural. Elas se formam como resposta ao alívio provocado pela erosão do topo da intrusão. Esse uso permite suprir a impossibilidade de efetuar a coleta dessas descontinuidades por meio levantamento geológico estrutural de superfície.

Considerando o carácter inicial das investigações com geo-radar, o objetivo principal desta etapa do trabalho foi verificar a possibilidade de correlação entre as feições observadas nas seções de geo-radar e a densidade de fraturamento da rocha, estimada com

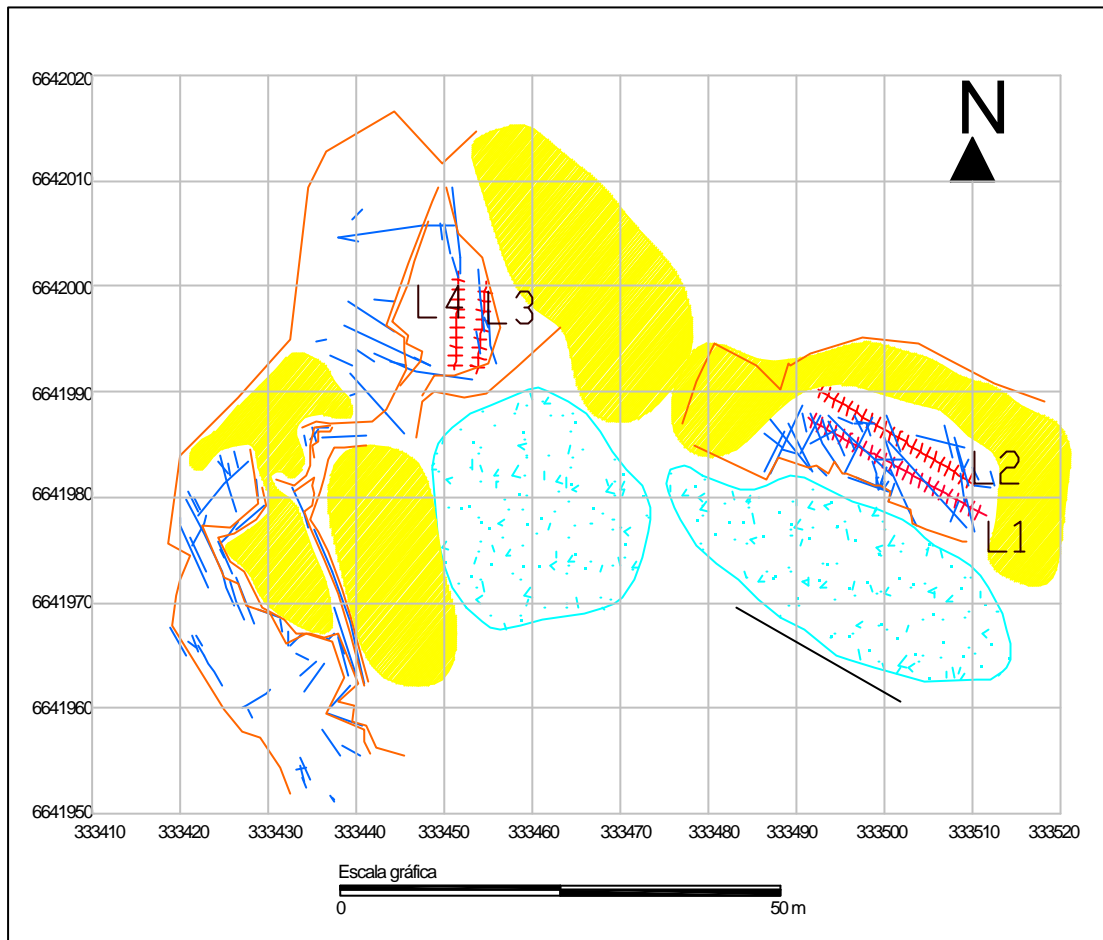
análise visual. Paralelamente, foram coletados perfis com o fim específico de determinar (aproximadamente) a velocidade de propagação de onda eletromagnética na rocha, informação imprescindível para se chegar às seções de geo-radar definitivas, onde é possível estimar a profundidade, a partir da superfície, dos refletores de interesse (no caso as fraturas).

Os dados foram coletados com um equipamento RAMAC (fabricado por MALA GeoScience) e analisados no *software* que acompanha o equipamento (Versão 2.28). Todas as seções foram efetuadas diretamente sobre rocha sã, na ausência do manto de intemperismo.

Inicialmente, testaram-se as frequências de emissão de 100 MHz, 200 MHz e 400 MHz (antenas convencionais, não blindadas). A análise desses perfis mostrou que o melhor compromisso entre a visualização de refletores e a profundidade de investigação era atingida em seções efetuadas com antenas de 200 MHz, de modo que grande parte do levantamento foi conduzida nesta frequência, realizando-se perfis de afastamento constante a partir de uma malha de investigação estabelecida pela topografia. Um diagrama da zona de investigação, apresentando os pontos topograficamente conhecidos, é apresentado na Figura 77.

Seções de geo-radar foram efetuadas ligando pontos definidos por topografia. A amostragem ao longo dos perfis foi feita, na maior parte dos casos, em intervalos de 20 cm, ou seja, a cada 20 cm foi emitido e registrado um pulso de onda eletromagnética para investigação do subsolo. A separação entre antenas (*offset*) utilizada foi de 1 metro.

Na área de interesse foram coletados em torno de 100 seções de georradar, que serviram de base para as estimativas de densidade de fraturamento horizontal da rocha. A Figura 77 destaca as direções de quatro perfis característicos, L1, L2, L3 e L4, obtidos durante os levantamentos. Os perfis L1 e L2 foram realizados em uma área densamente fraturada (observar o padrão de fraturamento intenso mostrado na Figura 77), enquanto que as seções L3 e L4 foram obtidas em área de menor densidade de fraturas, numa frente de lavra ativa à época dos levantamentos. As figuras 78, 79, 80 e 81 apresentam os quatro perfis processados.



LEGENDA= Área Coberta (Solo, Rejeito) Fraturas
 Contorno dos Afloramentos Área Coberta (Água)
 Perfilagem de Geo-radar

Figura 82 – Mapa de localização das estruturas e dos perfis de geo-radar (L1, L2, L3 e L4) no local das atividades de lavra. A localização da área é visível no mapa geológico da Fig. 73.

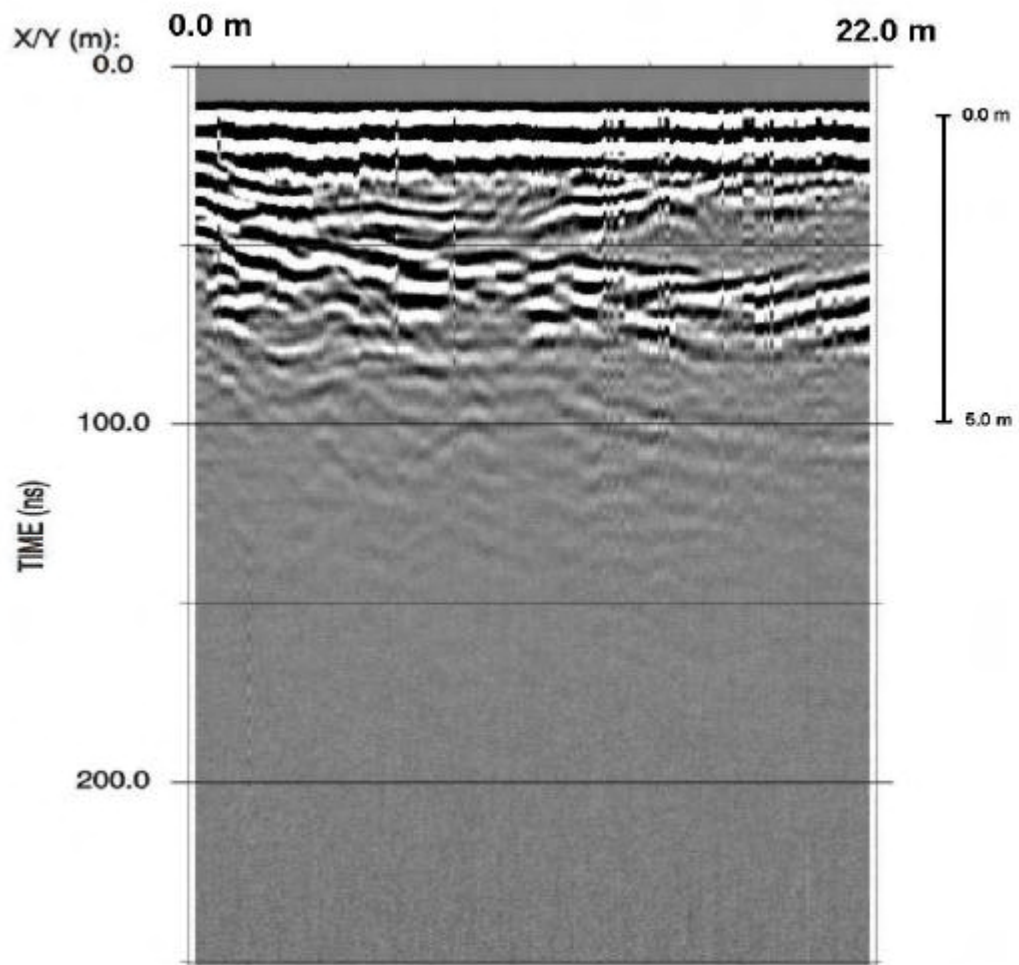


Fig. 83 - Seção L1 de geo-radar com 22 metros de comprimento, apresentando alta densidade de fraturas entre 1 e 5 metros de profundidade. Eixo horizontal: distância percorrida sobre o terreno (m); eixo vertical: profundidade (m) e tempo de propagação (ns).

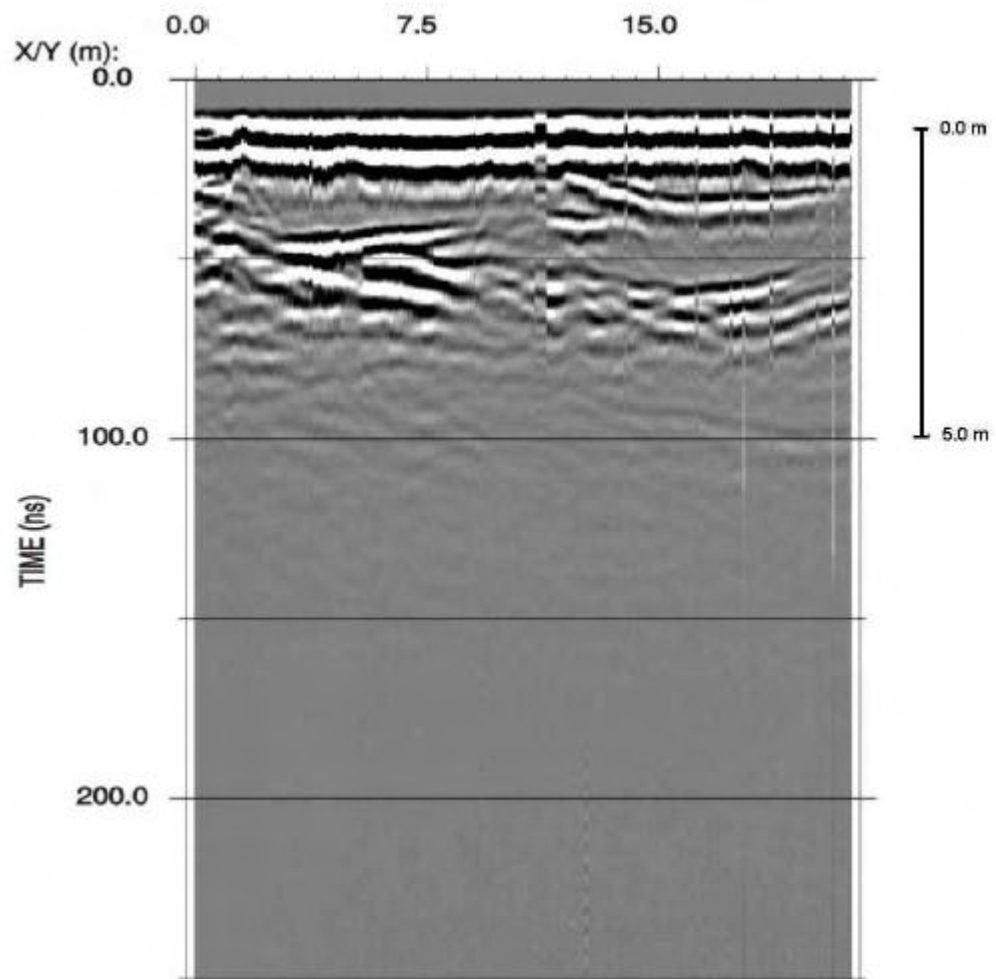


Fig. 84 - Seção L2 de geo-radar com 23 metros de comprimento, apresentando alta densidade de fraturas entre 1 e 5 metros de profundidade. Eixo horizontal: distância percorrida sobre o terreno (m); eixo vertical: profundidade (m) e tempo de propagação (ns).

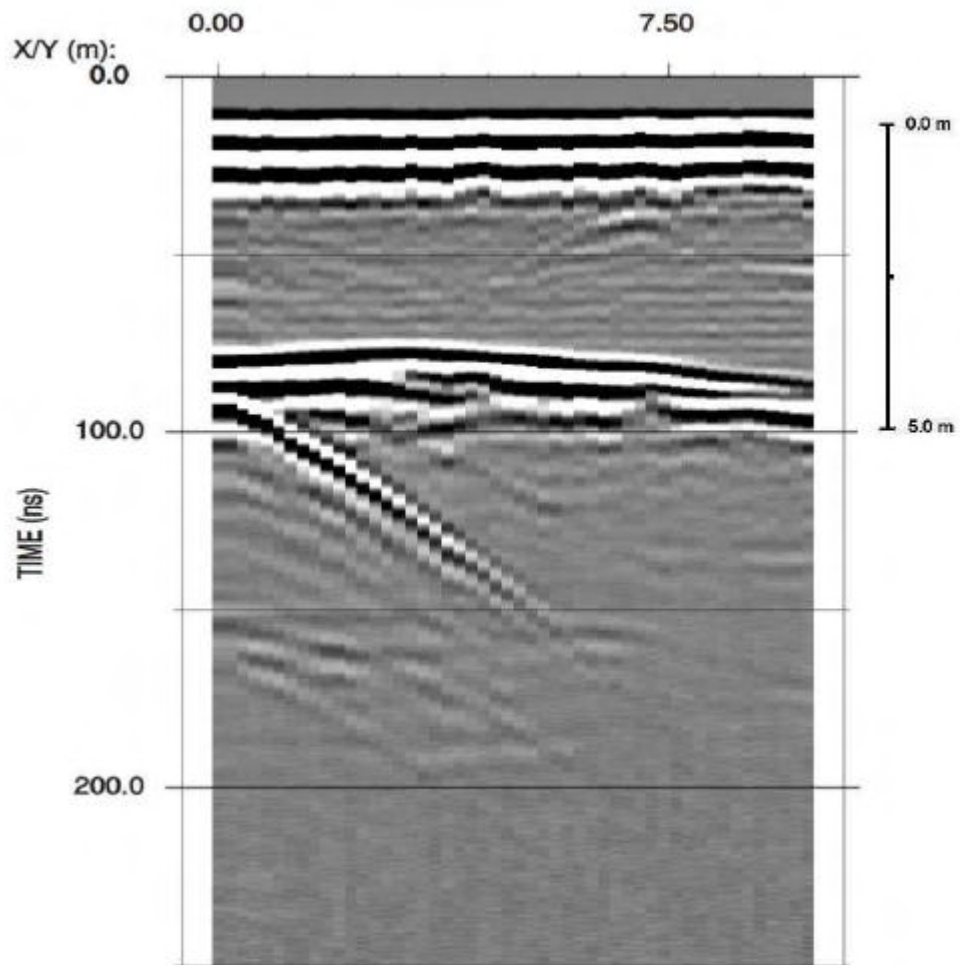


Fig. 85 - Seção L3 de geo-radar com 10 metros de comprimento, apresentando baixa densidade de fraturas e um refletor característico em torno dos 3 metros de profundidade. Eixo horizontal: distância percorrida sobre o terreno (m); eixo vertical: profundidade (m) e tempo de propagação (ns).

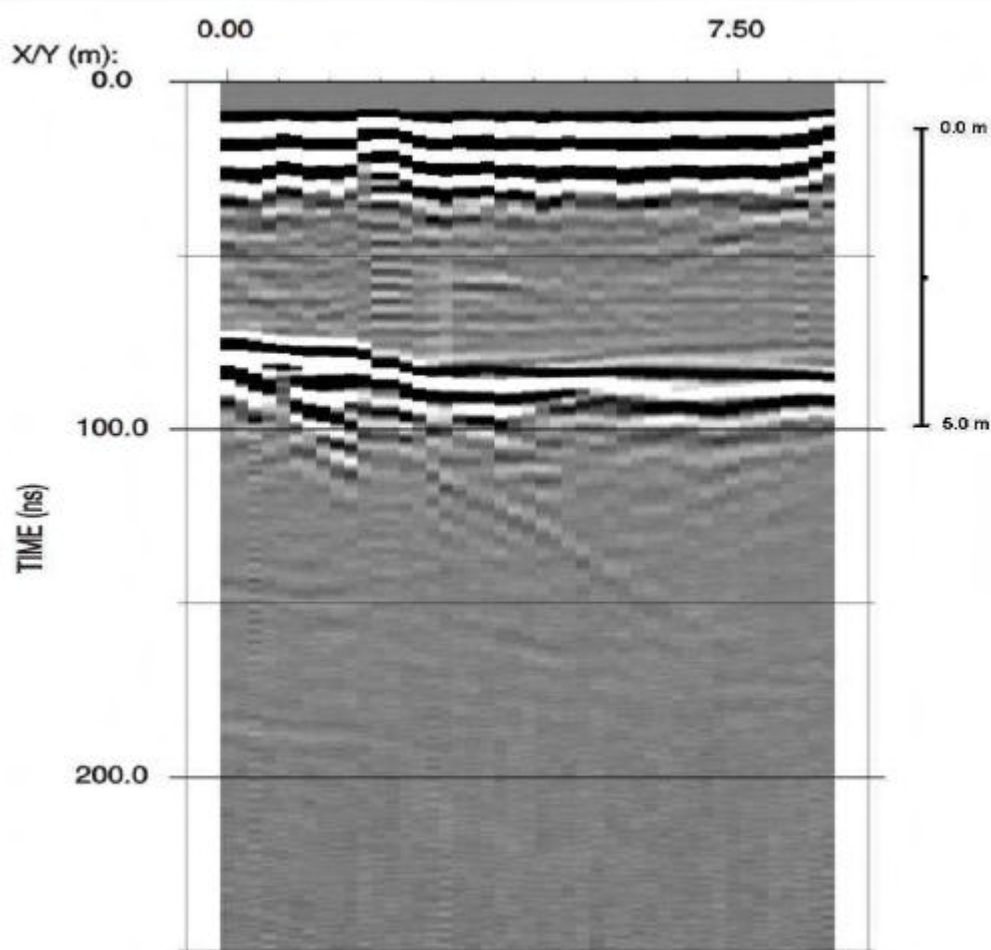


Fig. 86 - Seção L4 de geo-radar com 10 metros de comprimento, apresentando baixa densidade de fraturas e um refletor característico em torno dos 3 metros de profundidade. Eixo horizontal: distância percorrida sobre o terreno (m); eixo vertical: profundidade (m) e tempo de propagação (ns).

O processamento das seções de geo-radar foi feito em duas etapas: 1) filtragem de frequências indesejadas (ruído) por meio de filtros passa-alto (*dewow*) e passa-banda, com frequências de corte definidas com base na análise espectral, e 2) aplicação de ganho ao sinal para compensação dos efeitos de espalhamento e atenuação de onda com a profundidade. A função de ganho utilizada é variável no tempo, pressupõe espalhamento esférico e atenuação exponencial, considerando constantes no perfil a velocidade de propagação de onda e a atenuação.

Uma vez executados, os perfis de geo-radar L1 e L2 mostraram múltiplos refletores até a profundidade de aproximadamente 3 metros, o que foi ocasionado pela presença de

rocha muito fraturada em subsolo, como pode-se comprovar pela inspeção e levantamento das fraturas que aparecem em superfície.

No caso dos perfis L3 e L4, executados em área de lavra, a principal feição observada foi um refletor característico em torno dos 3 metros de profundidade que coincide com um plano de fratura sub-horizontalizado, observável a partir da face lateral da bancada de lavra, e a ausência de refletores entre 0 e 3 metros de profundidade, o que indicaria rocha com baixa densidade de fraturas.

As informações são pouco consistentes além dos 3 metros de profundidade para os perfis L1 e L2, e abaixo do refletor característico nos perfis L3 e L4. Serão necessários mais testes em frequências de emissão diferentes para se saber o alcance máximo em profundidade para o geo-radar

A determinação da velocidade de propagação de onda eletromagnética nos locais de levantamento foi feita através de ensaios do tipo CMP (Fruhirth et al, 1998). Os resultados obtidos (ver exemplo na Fig. 82) revelaram uma velocidade de propagação em torno de $1,2 \times 10^8$ m/s, valor consistente com o encontrado na bibliografia para o tipo de rocha em questão. Esse valor foi utilizado nos perfis de afastamento constante (L1, L2, L3 e L4) para a transformação da escala vertical de tempo de propagação de onda em escala de profundidade.

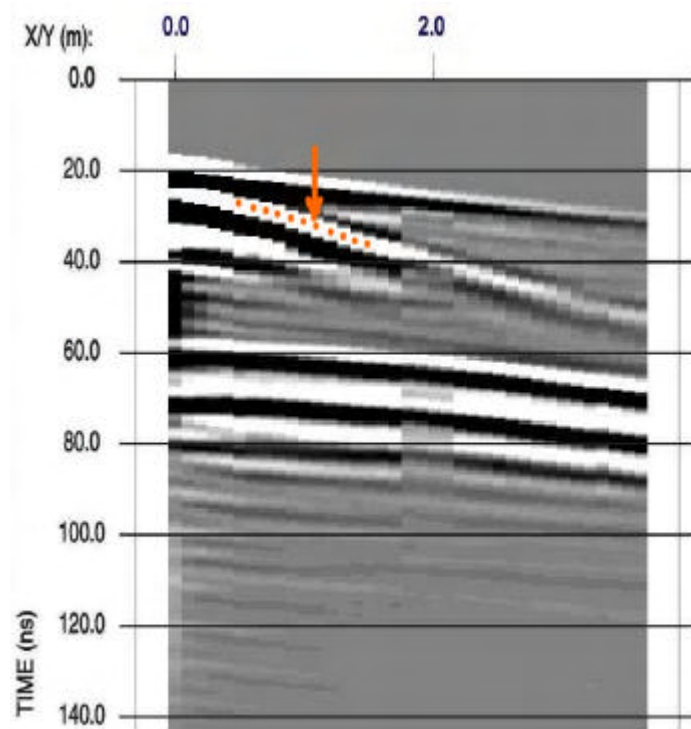


Fig. 87 - Exemplo de perfil CMP coletado na área de levantamento. A velocidade de propagação de onda na rocha pode ser estimada, na imagem, a partir da declividade da linha tracejada.

4.6 Integração dos dados geofísicos e geoestruturais

O fato de possuir um banco de dados composto pelo levantamento estrutural de fraturas diferentemente orientadas permite a aplicação de metodologias avançadas para a determinação das dimensões de blocos a serem extraídos. Esta possibilidade permite aumentar dramaticamente o fator de recuperação na lavra diminuindo o material de rejeito e auxiliando no planejamento da lavra de rocha ornamental.

Para efetuar essa operação, isto é, a determinação do tamanho de blocos íntegros que podem ser extraídos a partir de cunhas rochosas “in situ” limitadas pelas fraturas sub-verticais e sub-horizontais é preciso a integração de várias ferramentas: Geologia, Geofísica e Software.

A lavra de Sienito Piquiri, em que foi desenvolvido o levantamento estrutural convencional aliado à perfilagem geofísica de georradar, representa um adequado estudo de caso. Em particular, a metodologia desenvolvida por Klein et al. (2002), prevê, além do levantamento estrutural convencional e perfilagem geofísica de geo-radar já vista nos capítulos precedentes, um levantamento topográfico plani-altimétrico (Modelo Digital do Terreno) visível na Fig. 83. Os dados assim adquiridos são integrados e analisados para a confecção de mapas e modelos tridimensionais para auxiliar a escolha de nova frente de lavra onde o fator de recuperação se mantenha o mais alto possível.

Especificamente, na área de estudo as frentes em operação nas fases iniciais da lavra estavam apresentando resultados abaixo do esperado, com recuperações de blocos calibrados variando entre 9 e 12% devido à intensidade de fraturamento (Klein et al., 2002). Por meio do levantamento estrutural convencional foi rapidamente encontrada pelos autores a área mais promissora caracterizada por um baixo índice de fraturamento vertical. A área assim escolhida apresenta as seguintes feições:

- Foliação magmática na direção S73E com mergulho vertical
- Presença de fraturas sub-verticais (Fig.83):
 - N50E mergulhando 53° para SE
 - N55W mergulhando 55° para NE

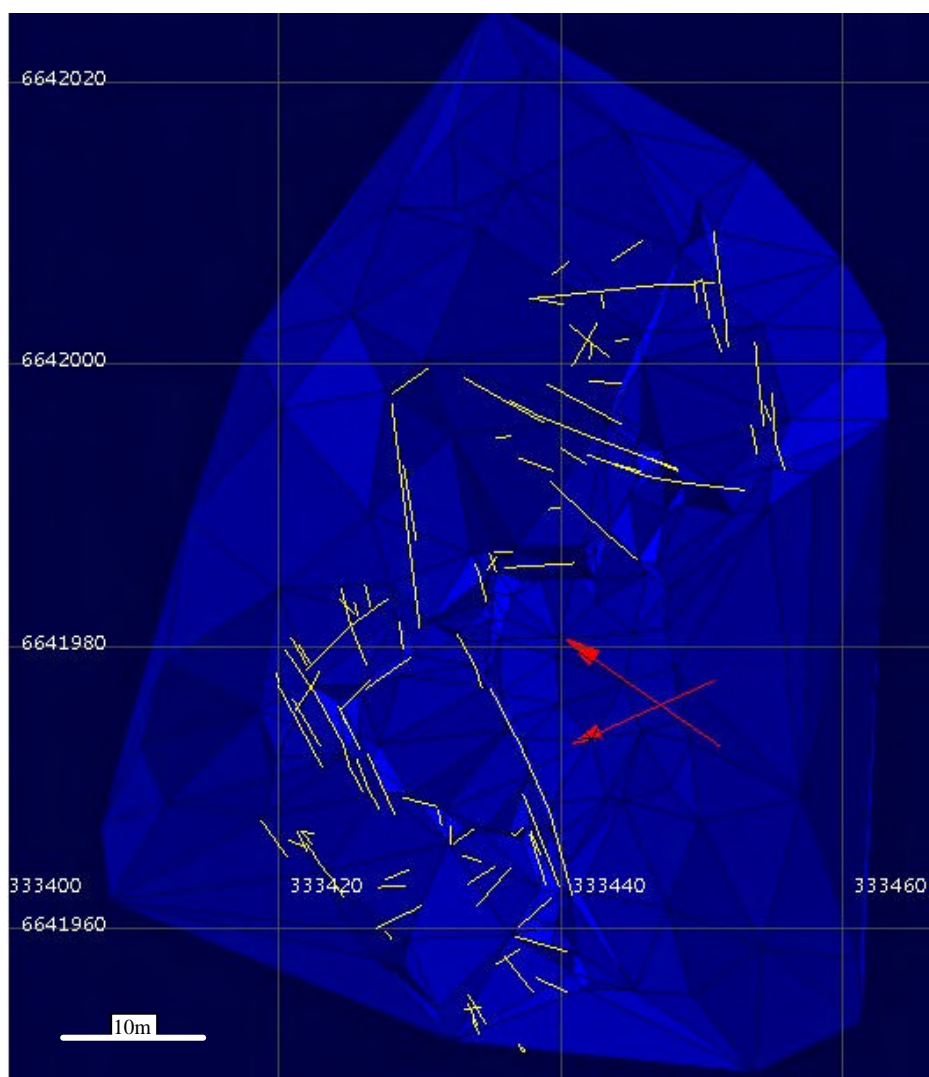


Fig. 88 - Modelo digital de terreno com indicação das direções de avanço das frentes de lava (setas vermelhas) e de fraturas sub-verticais levantadas.

Os blocos devem respeitar dimensões e orientação mínima em relação à foliação magmática para serem corretamente beneficiados e comercializados:

- comprimento: 2.2 m
- altura: 1.2 m
- profundidade: 0.45 m
- blocos orientados paralelamente à orientação da foliação

Na área escolhida (Fig. 84), a superfície de fraturamento horizontal detectada pelo georradar se encontra a uma profundidade média de 4,8 metros e possui uma pequena ondulação que não ultrapassa 0,4 m.

Para facilitar a interpretação, Klein et al. (2002) lançaram as imagens com texturas verticais nas posições correspondentes aos perfis de georradar (Figura 85) possibilitando o estabelecimento da posição do sinal do fraturamento horizontal e marcá-lo diretamente sobre as imagens.

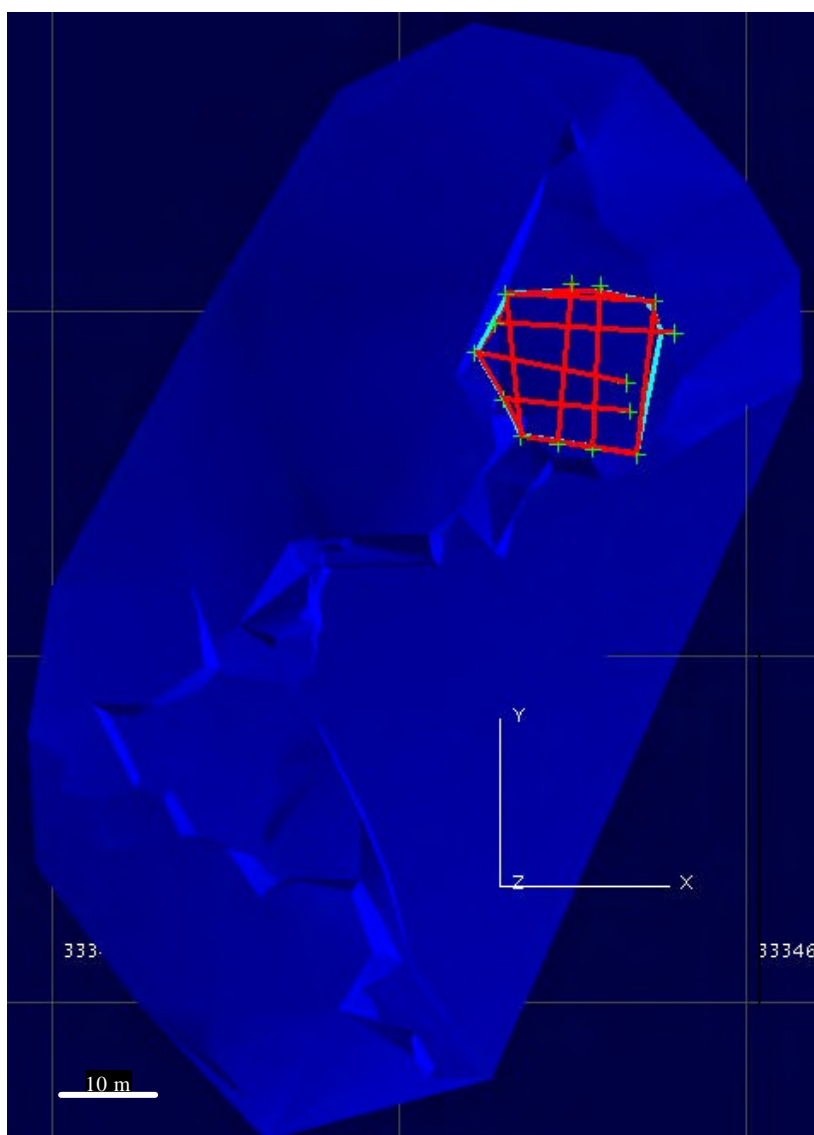


Fig. 89 - Localização das linhas de perfilagem com GPR na área escolhida.

Deste modo, foi possível interpolar a superfície de fraturamento sub-horizontal entre as linhas que compõem a malha da perfilagem de geo-radar.

Graças a este processo, foi delimitado um poliedro rochoso pela malha que compõem a perfilagem de georradar, limitada pela superfície topográfica da rocha e pelo fraturamento horizontal (Fig. 86).

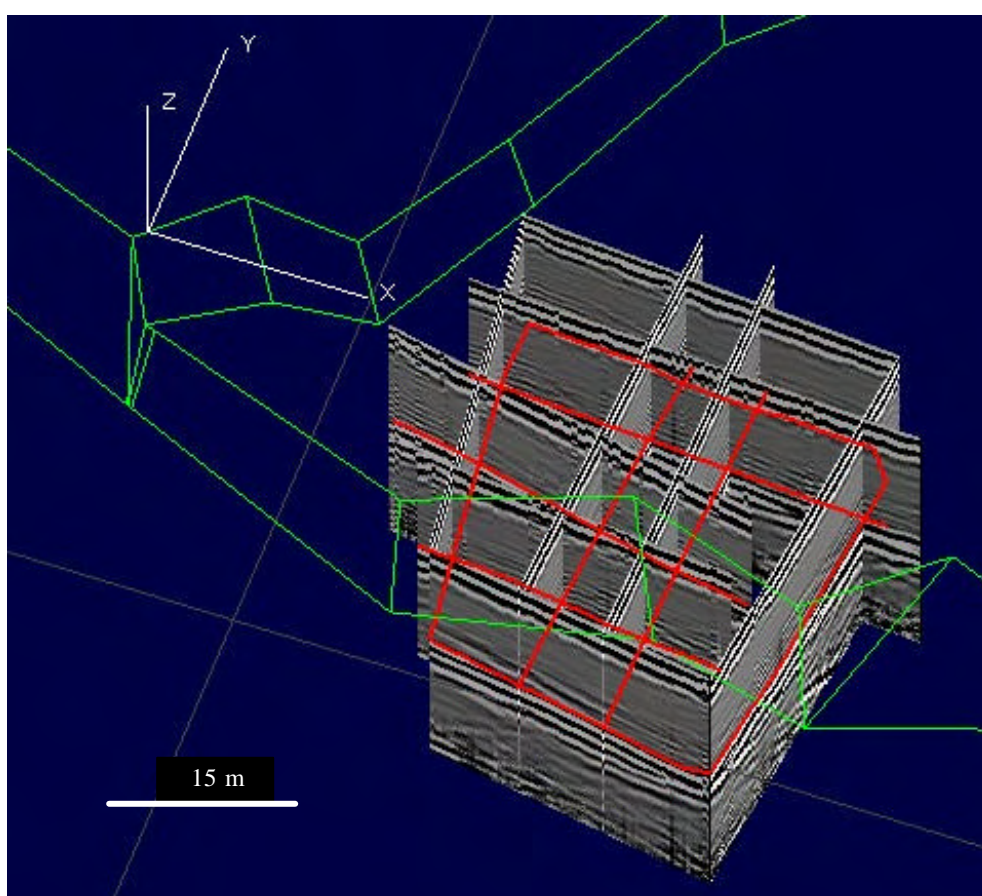


Fig. 90 - Interpretação e marcação do fraturamento horizontal.

O volume do poliedro rochoso individualizado é cortado pelo sistema de duas fraturas visto durante o levantamento estrutural convencional. Os planos de fratura traçados dividem o poliedro em quatro partes. Para a determinação da orientação dos blocos úteis que podem ser extraídos dos blocos naturais agora individualizados é necessário considerar

as restrições já comentadas, isto é a foliação magmática, e o tamanho mínimo dos blocos comerciáveis. Conforme visualizado na Fig. 86, entre 4 cunhas rochosa individualizadas foram utilizadas as duas cunhas de nordeste e sudeste, respectivamente, para a análise de extração:

- Bloco 1: 50.3 m³ (bege)
- Bloco 2: 99.2 m³ (amarelo)

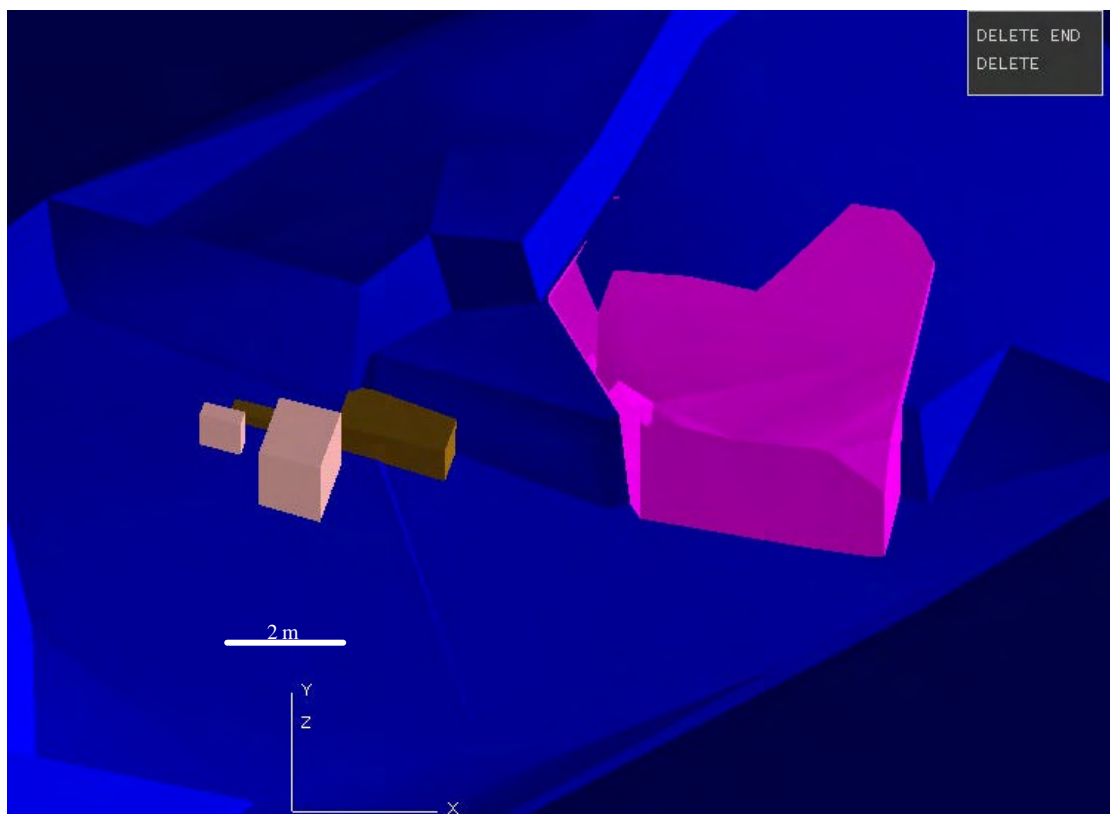


Fig. 91 - Modelo tridimensional do bloco definido pelo fraturamento horizontal na área submetida à perfilagem com GPR.

A melhor alternativa se obteve com blocos próximos das dimensões mínimas nos quais foi descontado 0,2 m em cada intervalo (furação 2”), ondulação das faces e, naturalmente, a foliação magmática (Fig. 87). Deste modo os valores previstos foram:

- 11 m³ para o bloco 1 → recuperação de 22%
- 49 m³ para o bloco 2 → recuperação de 49%

No total, teríamos 60 metros cúbicos de blocos comerciais, com uma recuperação ponderada de 40%. Enquanto o resultado medido da lavra dos blocos apontou um valor de 35% (Fig. 88). Conforme Klein *et al.* (2002) a diferença é imputável á quebra accidental de alguns blocos pelo risco a que está sujeito o método de desmonte com explosivos e as imprecisões inerentes às medidas dos volumes.

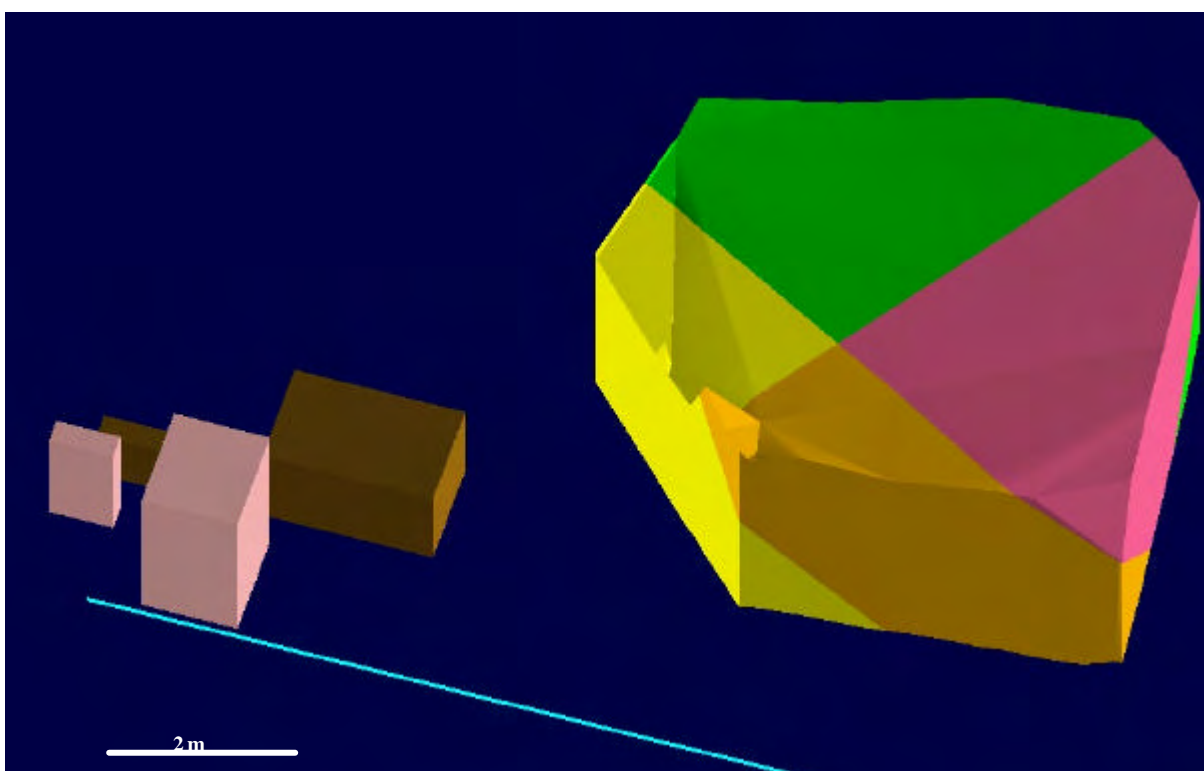


Fig. 92 - Detalhamento das partes do bloco definidas pelo fraturamento vertical, orientação da foliação magmática (linha azul) e representação dos tamanhos mínimo e máximo de bloco a ser lavrado. Os blocos representados indicam o tamanho mínimo e máximo (restrição de carga para o transporte rodoviário) de bloco, orientados na posição correta em relação à foliação, nas duas orientações possíveis: deitado e em pé.

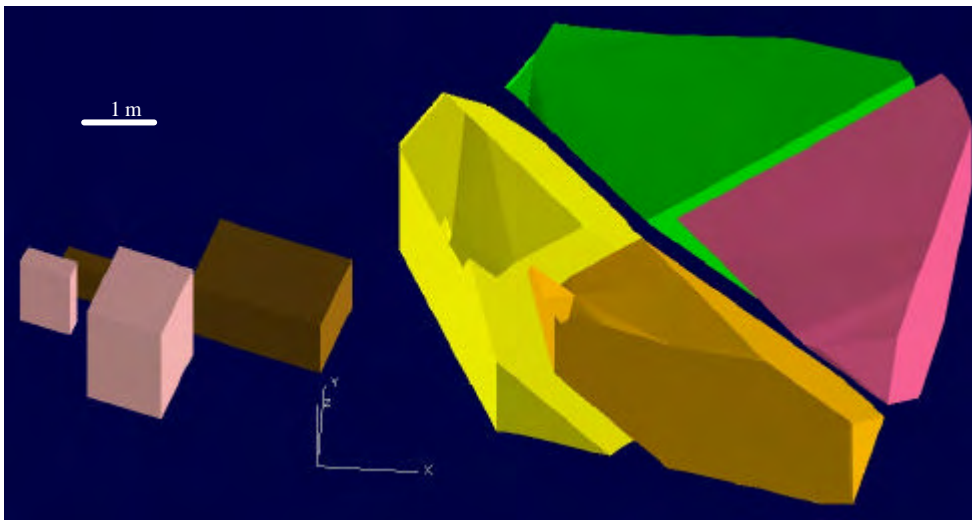


Fig. 93 - Individualização dos blocos de rocha delimitados pelas fraturas (blocos naturais).

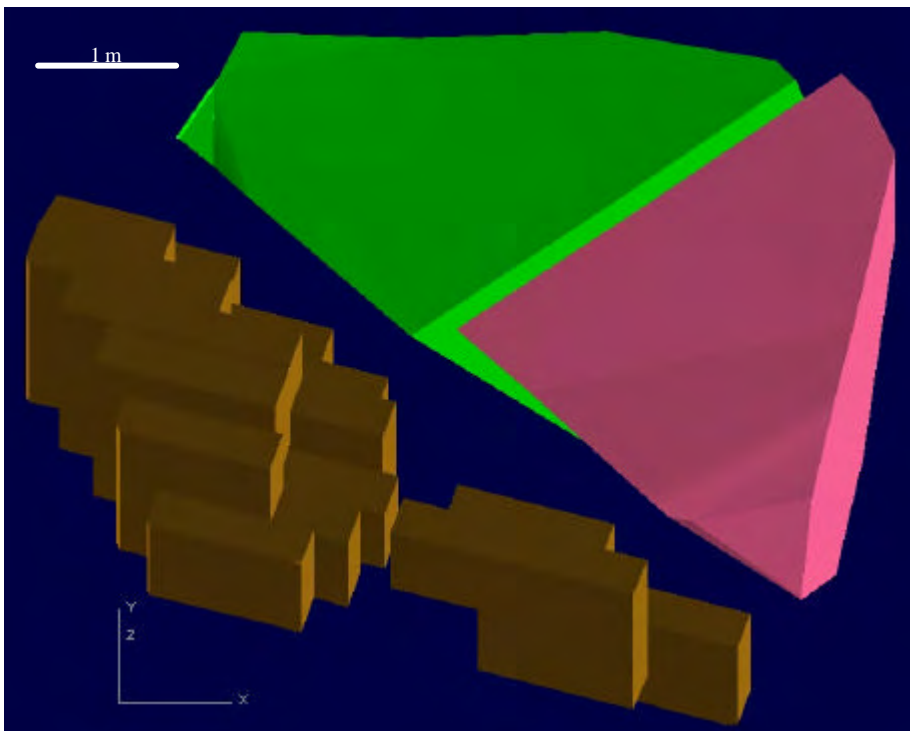


Fig. 94 – Visualização da melhor alternativa para lavra.

4.7 Discussão

A determinação da geometria e do espaçamento das fraturas é, sem dúvida, a tarefa mais importante para um planejamento de lavra que maximize o percentual de recuperação. A correta visualização tridimensional dos planos de fraturas viabiliza o conhecimento do tamanho e orientação dos vários blocos que podem ser extraídos ou das quais podemos recuperar blocos menores mediante a serragem.

A resposta frágil da rocha depende da competência/incompetência do material, temperatura, pressão confinante, pressão hidrostática e do tempo e se manifesta com a ocorrência de falhas, juntas e/ou fraturas. Sabemos que o padrão de fraturamento é estritamente ligado à orientação dos esforços que se instauraram no maciço. A partir da determinação do elipsóide da deformação que caracteriza um dado maciço rochoso podem-se posicionar as estruturas deformacionais produzidas pelo campo de tensões diferenciais.

A deformação produzida nas rochas pelos esforços tensionais pode assim ser analisada por meio de dois mecanismos específicos de deformação. Pelo primeiro mecanismo se formam as juntas de tração. Formam-se em ângulo reto segundo a direção dos esforços que geram a fratura. Exemplos são as juntas de dissecação (argilas), juntas de resfriamento (juntas colunares dos basaltos), juntas trativas (fraturas tipo T), juntas de extensão (perpendiculares aos eixos de dobras), juntas de alívio (paralelas aos planos axiais de dobras ou relacionadas à intrusões). Pelo segundo mecanismo de deformação de formam as juntas de cisalhamento as quais formam pares conjugados, são relacionadas à falhas regionais.

Pelo tipo de ambiente geológico em estudo, reparamos que os conjuntos de discontinuidades foram classificados como juntas de resfriamento, juntas de alívio e juntas de cisalhamento relacionadas à falhas regionais.

Na lavra da marmoraria Água Verde/Terra Roxa o estudo da orientação e da movimentação das estruturas planares demonstra a complexidade estrutural da região. Esse fato pode ser constatado a partir da ocorrência de direções azimutais de fraturas onde houve nítida reativação, pela segunda fase deformacional, de zonas de fraqueza estabelecidas na fase de deformação anterior. Esse parece ser o caso das fraturas de direção entre 340° e 360° e 310° e 330° . Essas fraturas se apresentam com um sentido de movimento em uma fase deformacional e com sentido de deslocamento inverso quando da reativação pela

posterior fase deformacional. De qualquer maneira, preliminarmente, pode-se aventar a hipótese que as faturas com direções azimutais entre 260^0 e 010^0 tendem a se apresentar abertas visto que são fraturas sintéticas, independentes da fase deformacional que as ativou ou reativou. Essas fraturas seriam, então, mais problemáticas para os processos de lavra de rocha ornamental, sendo aquelas segundo as quais pode ocorrer com mais facilidade a separação dos blocos. Para confirmar essa hipótese de trabalho, mais estudos ainda serão necessários.

A completa estrutura tridimensional do fraturamento do maciço rochoso foi possível graças à determinação do primeiro refletor das fraturas de alívio nele presentes, com o auxílio do geo-radar. Infelizmente, devido provavelmente ao pequeno espaçamento entre os planos das fraturas horizontais, revelou-se necessário o uso de uma antena de alta frequência que, mesmo sendo caracterizadas por um poder de resolução maior, tem uma capacidade de investigação de mais baixa profundidade, o que limitou a profundidade de detecção das referidas fraturas. Conseqüentemente, neste caso de estudo a possibilidade de planejamento de lavra, desfrutando a malha tridimensional de fraturas, é útil somente a médio prazo.

O levantamento de fraturas tem evidenciado também algumas zonas menos abaladas favoráveis à extração de blocos. Essas zonas, objeto do levantamento geoestrutural integrado pelo uso de geo-radar para a detecção de fraturas de alívio horizontais, evidenciam a existência de poliedros rochosos íntegros de dimensões suficientes para o encaixe de blocos de dimensões comerciais. Salienta-se que a análise efetuada sugere uma reorientação da direção de avançamento da lavra que, devido aos cortes pré-existentes, foi desenvolvida seguindo um sentido desfavorável (NW para SE) em relação aos planos de fratura, para a lavra por tombamento. O encaixe pelo sentido contrário (SE para NW) seria mais favorável, se bem teria como consequência a abertura de uma frente completamente nova e não um simples redirecionamento do sentido de avançamento da lavra (Klein *et al.* 2002).

5. Conclusões e recomendações finais

Os estudos preliminares para o planejamento de lavra de rocha ornamental são, na maioria dos casos, úteis para ajudar no melhor aproveitamento dos maciços rochosos. Frisa-se que na maioria dos casos até um simples levantamento geológico pode ser um meio extremamente valioso para planificar as operações de extração de blocos comerciais e pesquisa de áreas favoráveis à extração.

No caso do problema da cor, foi evidenciado como ainda, às vezes, é complicado determinar quais são as causas das cores das rochas e os efetivos processos envolvidos. Como consequência, na primeira parte deste trabalho, os dados obtidos permitiram, pelo menos, excluir uma parte das hipóteses formulada acerca das causas da cor verde do feldspato alcalino.

Os problemas enfrentados na segunda parte deste trabalho foram solucionados com mais sucesso. O sucesso da aplicação de metodologias na descrição estrutural dos maciços reside no fato de que não é estritamente necessário que sejam conhecidos exatamente os processos geológicos envolvidos, mas, na maioria das situações, é suficiente um simples levantamento das fraturas para reduzir as dificuldades a serem enfrentadas a um mero problema de geometria. Atualmente, a disponibilidade de *softwares* e *hardwares* muito potentes permite a aplicação de modelos geométrico-matemáticos, como também manipulação, geoestatística dos dados coletados em situações em que o arranjo tridimensional das fraturas é muito complicado para ser resolvido em maneira simples.

Acrescenta-se que o uso da geofísica ajuda, também, no processo de levantamento das discontinuidades que outrora não estariam ao alcance do levantamento geoestrutural convencional possibilitando assim a construção tridimensional do arranjo e determinando as dimensões dos blocos extraíveis.

Entre as recomendações frisamos que, apesar da problemática enfrentada antes e durante o planejamento de lavra de rocha ornamental, é sempre necessário efetuar uma campanha de estudos geológicos. A escolha de um bom programa de pesquisa é uma tarefa que pode proporcionar as informações necessárias para aumentar a produção, a qualidade

do material extraído assim como as indicações para poder abrir novas frentes e outras áreas com potencialidades para a extração de rochas de alto valor comercial.

5.1 Estudo da cor no CAT

As observações ao microscópio petrográfico efetuadas evidenciaram a presença de alteração difusa, não particularmente intensa, dos minerais de feldspato alcalino nas variedades de sienito caracterizados pela coloração verde.

As variedades de sienito verde possuem, de modo geral, um conteúdo em minerais opacos e máficos superior ao das variedades mais claras. Nas variedades verdes mais escuras há também a presença de veios e diques composto de quimismo básico ou composto por concentração em minerais ricos em ferro. Em particular, é evidente que os feldspatos alcalinos mantêm a coloração verde mais escura quando em contato com pequenos veios de minerais opacos.

A ocorrência de sienitos claros ricos em minerais opacos e/ou máficos é justificadas por terem sido afetados por processos de alteração intempérica que remobilizaram o Fe contido no feldspato alcalino sob forma de mineral de alteração deutérico/hidrotermal.

As observações petrográficas evidenciaram também que os sienitos de coloração verde são caracterizados pela presença de material ferruginoso em microfraturas ou nos interstícios dos cristais.

As análises litogeoquímicas não evidenciaram conteúdos anômalos de elementos traços ou de transição que, conforme a literatura geológica, possam justificar a coloração do feldspato alcalino dos sienitos verdes de Tunas.

Os diagramas de variação de SiO_2 contra os elementos Nb e Zr evidenciam que diferentes “trends” de diferenciação magmática no CAT não estão relacionados a uma diferente coloração das rochas.

O mapeamento no MEV mostrou, se bem que não muito evidentemente, que o elemento Fe é mais abundante nas variedades verdes das sienitos do CAT. Em particular, o ferro parece distribuído em descontinuidades nos cristais e, também, como inclusões.

O tratamento térmico à temperatura de 700° C por uma hora provocou uma mudança da cor das variedades verdes dos sienitos do CAT para vermelho-amarronzado, enquanto quase nula foi a mudança de cor nas variedades claras.

Hipoteticamente, o processo geológico que provocou a alteração do feldspato alcalino com conseqüente mudança da cor, foi alteração deutérica em presença de Fe. O tipo de alteração pode ter sido rico em Na levando à albitização das pertitas.

As pertitas assim albitizadas sofrem um tipo de alteração chamado saussuritização, um tipo de alteração que afeta os plagioclásios deixando-os verdes. Os minerais que compõem a saussurita são albita, prehnita, zoisita, epidoto, calcita e outros silicatos cálcio-aluminosos.

Conforme a literatura geológica, processo de albitização que hipoteticamente afetou as pertitas dos feldspatos alcalinos é restrito à parte superior das intrusões. Tal colocação é compatível com o levantamento geológico das variedades de sienitos presentes no CAT o qual evidenciou que as variedades verdes são estatisticamente concentradas nas partes externas das chaminés que compõem o CAT, ou em outros corpos alcalinos com características similares ao CAT. Neste caso, recomenda-se o levantamento de campo de detalhe, auxiliado, por exemplo, pelo uso de análise de fotos aéreas ou imagens de sensoriamento remoto, a fim de determinar a forma e estrutura das intrusões.

Em nível regional, as pesquisas de rocha ornamental com as mesmas características apresentadas pelo “Verde Tunas” e similares, deveriam ser concentradas em zonas supostamente caracterizadas pelas manifestações magmáticas de tipo alcalino que ocorreram durante o Mesozóico relacionadas à atividade tectônica e que causou os processos de ruptura durante o estágio de reativação Wendeliana (Almeida, 1983). Sendo que os levantamentos geofísico e geológico evidenciaram que o magmatismo alcalino da região central do arco é fortemente controlado pelos lineamentos orientadas a NW, ao longo dos quais se manifestou, também, o magmatismo toleítico. O controle das intrusões por falhas ou fraturas, não são geologicamente muito evidentes, é necessário priorizar as pesquisas geológicas de outros maciços sub-vulcânicos ao longo dessas direções.

Tendo em vista que as análises escolhidas não foram suficientes para poder desvendar a incógnita sobre a cor, recomenda-se integrar a pesquisa até o momento desenvolvida mediante a investigação da química do feldspato por meio de microsonda

eletrônica e espectrometria Mössbauer. A finalidade destes tipos de análise é, por meio da microsonda, distinguir o tipo de material de alteração que caracteriza o feldspato alcalino dos sienitos verdes do CAT e verificar se de fato existem inclusões de minerais de Fe ou outros elementos que possam ter um papel na coloração verde do feldspato alcalino dos sienitos ornamentais do CAT e, por meio da espectrometria Mössbauer, identificar o estado de oxidação do ferro nas inclusões.

5.2 Influência das estruturas na lavra do Sienito Piquiri

Os resultados gerais obtidos do levantamento geoestrutural convencional podem ser resumidos em pelo menos cinco padrões de estruturas: 1) estruturas NNW, 2) estruturas NW, 3) estruturas NE, 4) estruturas EW e 5) estruturas horizontais a sub-horizontais.

As estruturas NNW mostram direções azimutais entre 0° e 30° e mergulhos predominantes para NE. As estruturas NW mostram azimutes entre 30° e 70° e mergulhos predominantes também para NE. As estruturas NE apresentam direções azimutais entre 30° e 70° e mergulhos predominantes na direção SE. Esses três grupos de estruturas podem estar relacionados à padrões estruturais regionais, porém fraturas radiais associadas ao estágio de consolidação da intrusão podem também estar superpostas nessas direções. Muitas vezes esses padrões ocorrem com preenchimento de veios de quartzo e/ou material granítico.

As estruturas EW apresentam direções azimutais que variam entre 260° e 290° com mergulhos predominantes para sul. Essas fraturas, possivelmente, regionais, podem também ter a superposição de estruturas de padrão anelar relacionadas à intrusão e resfriamento do sienito, visto que, em geral, mostram a mesma direção da laminação magmática, porém mais estudos são necessários para o melhor entendimento dessas.

As estruturas horizontais ocorrem com mergulhos próximo a 0° e encontram-se muitas vezes preenchidas por água e argilo-minerais. Essas fraturas são tipicamente relacionadas ao alívio de carga ocorrente principalmente nas regiões de cúpula da intrusão.

Na lavra da marmoraria Água Verde/Terra Rocha, o estudo da orientação e da movimentação das estruturas planares demonstra a complexidade estrutural da região. Esse

fato pode ser constatado a partir da ocorrência de direções azimutais de fraturas onde houve nítida reativação, pela segunda fase deformacional, de zonas de fraqueza estabelecidas na fase de deformação anterior. Esse parece ser o caso das fraturas de direção entre 340° e 360° e 310° e 330° . Essas fraturas se apresentam com um sentido de movimento em uma fase deformacional e com sentido de deslocamento inverso quando da reativação pela posterior fase deformacional. A hipótese pode-se aventar que as fraturas com direções azimutais entre 260° e 010° tendem a se apresentar abertas visto que são fraturas sintéticas, independentes da fase deformacional que as ativou ou reativou. Essas fraturas seriam, então, mais problemáticas para os processos de lavra de rocha ornamental, sendo aquelas segundo as quais pode ocorrer com mais facilidade a separação dos blocos.

A análise dos radargramas efetuados durante a campanha de levantamento de fraturas horizontais mostrou que o melhor compromisso entre a visualização de refletores e a profundidade de investigação era atingida em seções efetuadas com antenas de 200 MHz.

Para os cálculos da profundidade dos refletores foi usada uma velocidade de propagação em torno de $1,2 \times 10^8$ m/s, valor consistente com o encontrado na bibliografia para o tipo de rocha em questão.

Os perfis de georradar que revelaram as zonas em que a espessura de rocha são é maior foram os perfis L3 e L4, os quais são situados nos afloramentos mais setentrionais da área pesquisada. Eles são os que mostram uma profundidade maior do refletor da primeira junta de alívio do maciço rochoso.

Como frisado por Klein et al. (2002), os simples levantamento geológico e perfilagem geofísica não podem superar as dificuldades para a determinação do melhor encaixe dos blocos comerciais durante o planejamento de lavra de rocha ornamental. Para efetuar uma análise consistente dos dados assim adquiridos, são necessários um aporte generoso desses dados e um uso intensivo de ferramentas computacionais potentes. O uso do geo-radar, embora raso, aliado ao levantamento geológico pode minimizar os riscos associados ao planejamento de curto prazo. Uma metodologia de análise que emprega o máximo de informações interligadas, incluindo levantamentos geofísicos e a utilização de técnicas geoestatísticas aumenta sensivelmente as chances de sucesso do planejamento da lavra.

Recomenda-se um levantamento mais detalhado do tipo de estruturas presentes na área de estudo para poder entender exhaustivamente a ordem dos dois eventos de deformação evidenciados pela análise preliminar, ao fim de determinar quais realmente são as fraturas mais problemáticas no processo de extração dos blocos de rocha ornamental.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M. 1983. *Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana*. Ver. Brás. Geoc., Vol. 13, p. 1-25.
- AMARO, V. E. & STRIEDER, A. J., 1994. *Análise de fotolineamentos e de padrões estruturais em imagens de satélite*. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Bal. Camboriú, S.C., Brasil, Bol. Res. Exp., Vol. 1, 443-444.
- ANDERSON, E. M. 1942. *The Dynamics of Faulting* 1st ed.: Oliver and Boyd, Edinburgh, 183 p.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P., 1977. *Sur une méthode graphique de recherché des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des diédres droits*. Bulletin Societé Géologique, France, Vol.7, No. 6, p. 1309-1318.
- BITENCOURT, M.F., GASTAL, M.C.P., KIRCHHEIM, R.E., COSTA, K.B., TOLEDO, F.A.L., 1993. *Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo granítico Encruzilhada (CGE), RS*. In: Primer Simpósio Internacional Del Neoproterozoico-Camrico De La Cuenca Del Plata. Uruguay, Resumenes extensos, tomo II.
- CASPER, D.A. & KUNG, K. J. S. 1996. *Simulation of ground penetrating radar waves in a 2-D soil model*. Geophysics, Vol. 61, No. 4, p. 1034-1049
- CHEMALE, F. 2000. *Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense*. Em Geologia do Rio Grande do Sul. UFRGS, Michael Holz e Luiz Fernando De Ros - editores
- CONCEIÇÃO, R.V., NARDI, L.V.S, CONCEIÇÃO, H. 2000. *The Santanópolis Syenite: Genesis and Evolution of Paleoproterozoic Shoshonite Syenite in Northen Brazil*. International Geology Review, Vol. 42, p. 1-17.
- D' AMICO, C., INNOCENTI, F., SASSI, F.P. 1987. *Magmatismo e Metamorfismo* UTET, Milano, 536 p..

- DAVIS, J.L. & ANNAN, A. P. 1989. *Ground-Penetrating Radar for High Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy*. Geophysical Prospecting, Vol. 37, p. 531-551.
- DE LA ROCHE, H., ALBAREDE, J., GRNDE CLAUDE, P., MARCHAL, M. 1980. *A classification of olcnic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationship and current nomenclature*. Chemical Geology, Vol. 29, p. 183-210.
- D'ELBOUX, C.V.; TAVARES, J.R.P.; PAIVA, I.B. 1982. *Proposição de modelo mineralizador básico alcalino para pesquisa mineral na região meridional do escudo pré-cambriano brasileiro*. Em CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia. Vol. 3, p. 1061-1072.
- DESIO, A. 1973. *Geologia applicata all' Ingegneria*. Hoepli Editore, Milano, 653 p.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON P.J., O'NIONS, R. K., 1978. *Rare earth abundance in chondritic meteorites*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 42, p. 1199-1212.
- FERNANDES, L. A. D. & PORCHER, C. C. 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB : Projeto Pedro Osório Folha Pedro Osório SH.22-Y- C Estado do Rio Grande do Sul Escala 1:250.000*. Brasília, CPRM, p. 57-67.
- FERREIRA, F. J. F. 1982 *Alinhamentos Estruturais-Magnéticos da Região Centro-Oriental da Bacia do Paraná e seu Significado Tectônico*. Publicações Científicas do IPT São Paulo. Vol. 1217, p.143-166,
- FRUHWIRTH, R.K. & SCHMOLER, R., 1998. *Some Aspects on the Estimation of Electromagnetic Wave Velocities*. Seventh International Conference on Ground-Penetrating Radar, Lawrence, Kankas, EUA, 27-30 May, p. 135-138.
- FUCK, A. 1972. *Geologia do Maciço Alcalino de Tunas, Paraná, Brasil*. Tese de doutorado, Inst. De Geociências, USP, 82 p.
- GOMES, C.B., BARBIERI, L., BECCALUVA, P., CONTE, A., GABARINO, C, MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L, RUBERTI, E,

- SCHEIBE, L.F., TAMURA, R.M., TRAVERSA, G. 1987. *Petrological and Geochemical Studies of Alkaline Rocks from Continentl Brasil.2 The Tunas Massif, State of Paraná*. Geochimica Brasiliensis, Vol. 1, No. 2, p. 201-234
- GROSS, J. M. 1996. *A importância da pesquisa geologica no segmento de rochas ornamentais*. Em: Egatea : Revista da Escola de Engenharia. Porto Alegre, RS, Vol. especial, (nov. 1996), p. 140-144
- HARKER, A. 1909 *The natural history of igneous rock*. Methuen, Londres, 384 p.
- HIBBARD, 1995. *Petrography to Petrogenesys*. New Jersey, Prentice Hall 1995, 587 p.
- HUTTON, D. H.W. 1988. *Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies*. Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences, Vol. 79, p. 245–255.
- ISSHIKI, N. 1958 *Red colouration of anorthite from Hachijojima*. Journal of Geological Society of Japan, Vol. 64, p. 644-647
- JOST H., BROD J.A., HOTZ M., FLOR M.A.D., KRONBAUER A., DILLEMBURG S. 1985. *Geologia Estrutura, Petrografia e Petrologia do Sienito Piquiri (Proterozoico Superior), Rio Grande do Sul*. SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, Anais, p. 63-81.
- KAPUSTIN, A. 1939. *Dependence of colour of amazonite on Rubidium content of the mineral* Izvest. Akad. Nauk. SSSR, Geological Service, Vol. 3, p. 111-115.
- KAY, R. W. & HUBBARD, N. J. 1978. *Trace element in ocean ridge basalts* Earth and Planetary Science Letters, Vol. 38, p. 95-116.
- KLEIN, S. L., KOPPE, J.C., COSTA, J.F. 2002. *Técnicas para a otimização do planejamento da lavra de rochas ornamentais*. Em: Congresso Brasileiro de Mina a Céu Aberto (2. : 2002 : Belo Horizonte). Trabalhos técnicos. Belo Horizonte : Ibram : UFMG.
- KOPPE, J.C., 1992. *A lavra de Rocha Ornamental*. Egatea Revista da Escola de Engenharia. Porto Alegre, RS, vol. 20, N° 1 (1992 out. / dez.), p. 23-29.
- KOPPE, J.C., ZINGANO, A. C, STRIEDER, A. J. 1994. *Analise estrutural aplicada ao estudo de rochas ornamentais* Egatea: Revista da Escola de Engenharia. Porto Alegre, RS, Vol.22, N° 1 (jan./jun. 1994), p.68-74.

- KUTS, V. P. 1964. *The origin of colour in amazonite. Chemical composition and internal structure of minerals* Kiev, Nauk. Dumka, p. 197-200.
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1975. *The basalt clan*. Earth Science Review, 11, p. 337-364.
- MINEROPAR, 2001. *Geologia do Estado do Paraná*. Figura do mapa geológico do Escudo Paranaense disponível na página web <http://www.pr.gov.br/mineropar/cpt1text.html>
- PEITER, C. C. 2001. *Rochas ornamentais no século XXI*. CETEM/ABIROCHAS – Rio de Janeiro, 160 p.
- PHILIPP, R. P. 1999. *Evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, UFRGS.
- PHILIPP, R. P., NARDI, L. V. S., BITENCOURT, M. F. 2000. *O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Em Geologia do Rio Grande do Sul. UFRGS, Michael Holz e Luiz Fernando De Ros – editores.
- PIRAJNO, F. 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits*. Springer-Verlag, 709 p.
- PLYUSNIS, G. S. 1969. *Colour of amazonite*. Zap. Vses. Min. Obschch. Vol. 98, p. 3-17.
- PORCHER, C. A. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB: Projeto Cachoeira do Sul SH.22-Y-A*. Brasília, CPRM, p. 9-58.
- RAMRAG, G. E. 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB: Projeto Pedro Osório Folha Pedro Osório SH.22-Y-C Estado do Rio Grande do Sul Escala 1:250.000*. Brasília, CPRM, p. 9-56.
- ROLLISON, H. R. 1983. *The geochemistry of mafic and ultramafic rocks from archaean greenstone belts of Sierra Leone*. Mineralogical Magazine, Vol. 56, p. 469-475.
- RUDENKO, S. A. & VOKHMENTSEV, A. Y 1969. *Plagioclase amazonite*. DAN Vol. 184, p. 113-115, Trad. De DAN Vol. 184, p. 422-424.
- SAUCK, W.A. 1997. *Radar applied to Environmental Problems and Groundwater Prospection*. Em September 1997, 5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society - CISBGf, São Paulo.
- SHAND, S.J. 1927. *Eruptive rocks*. T. Murby and Co. London.

- SHOBBENHAUS, C., QUEROZ, E., COELHO, C. E. S. 1985. *Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília, Vol. 4a, 461 p.
- STABEL, L.Z., NARDI, L.V.S, CID, J.P 2001. *Química e Evolução Petrológica do Sienito Piquiri: Magmatismo Shoshonítico, Neoproterozóico, Pós-Colisional no Sul do Brasil*. Revista Brasileira de Geociências, Vol. 31, Nº2, p. 211-222.
- STRECKEISEN, A. 1976. *To each rock its proper name*. Earth Science Review, Vol. 12, p. 1-33.
- TAYLOR, S. R., HEIER, K. S., SVERDRUPT, T. L. 1969. *Contribution to the mineralogy of Norway. V.Trace-element variations in three generations of feldspars from the Landsverk I pegmatite, Evje, Southern Norway*. NGT Vol. 40, p. 133-156.
- THOMPSON, R. N. 1984. *Dispatches from the basalt front. 1. Experiments*. Proc. Geol. Ass., Vol. 95, p. 249-262.
- THOMPSON, R. N. 1982. *British Tertiary volcanic province*. Scottish Fund of Geology, Vol. 18, p. 49-107.
- VASCONCELLOS 1995. *Petrologia e Geoquímica de diques e plugues alcalinos da região do Vale do Ribeira, divisa dos Estados de São Paulo e do Paraná*. Tese de doutorado, Inst. De Geociências, USP, 127 p.
- VASCONCELLOS, E. M. G., GOMES, C. B. 1992. *Caracterização petrográfica de brechas vulcânicas no complexo alcalino de Tunas, PR* Revista Brasileira de Geociências. São Paulo: , Vol.22, Nº 3, p.269-274.
- VIEIRA Jr. N., FERNANDES L.A.D., KOESTER E. SCHERER C.S., 1989. *Enclaves Microgrnulares do Maciço de Piquiri - RS*. Acta Geológica Leopoldinensia, Vol. 29, p. 185-206
- VILLASCHI, F. A. 2000. *Arranjos Produtivos e Inovação Localizada: o caso do segmento de rochas ornamentais no noroeste do Estado do Rio de Janeiro*. Relatório, Instituto de Economia da Universidade Federal do Rio de Janeiro – IE/UFRJ, 85 p.
- XIONG, Z. & TRIPP, AC. 1997. *Ground Penetrating radar responses of dispersive models*. Geophysics, Vol. 62, Nº 4, p. 1127-1131.

ZEZZA, U. 1990. "*Petrografia Microscópica*" La Goliardica Pavese, 120 p.

ZHIROV, K. K. & STISHOV, S. M. 1965. *Geochemistry of amazonitization*.
Geochemistry International, 2, 16-24, Trad. De Geokhimiya, Vol. 1, p. 32-42.