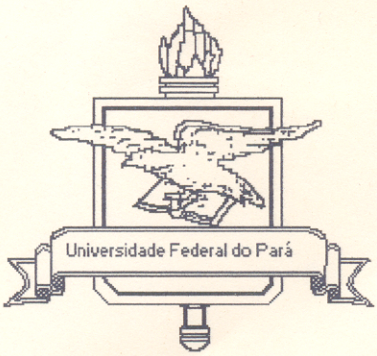


Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

"GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES CÁLCICO-ALCALINOS DA REGIÃO DE PORTOVELO-ZARUMA, EL ORO - EQUADOR"

TESE APRESENTADA POR

JORGE EDUARDO LOYOLA PAZ

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação 30 / 07 / 96

Comitê de Tese:

ROBERTO DALL'AGNOL (Orientador)

MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA

VALDECIR ASSIS JANASI

BELÉM

À minha Mãe, esposa Nelma, filhos Ana Carolina, Julissa, Jorge Andres e Cristian e irmãos.

AGRADECIMENTOS

Se contou com inúmeras colaborações para o desenvolvimento deste trabalho, sem as quais seriam praticamente impossível a conclusão desta dissertação. O autor deseja registrar seus mais altos agradecimentos às seguintes instituições e pessoas:

- Universidade Federal do Pará (UFPa), pelo pessoal e infraestrutura técnica e científica que possui.

- Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico (DAAD), pela concessão da bolsa de estudos para a realização deste trabalho e ajuda financeira para a etapa de campo, fornecidas através da Associação de Universidades Amazônicas (UNAMAZ).

- Coordenação do curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG) do Centro de Geociências (CG)-UFPa.

- Grupo de Estudos Petrologia de Rochas Granitóides do Centro de Geociências, pelo suporte técnico, científico e econômico.

- Ao professor Roberto Dall'Agnol pela excelente orientação e formação profissional.

- Ao professor Moacir J.B. Macambira pelas sugestões dadas neste trabalho.

- Aos colegas geólogos Renato O. Silva Jr., Claudomiro de M. Soares, Albano Antônio da S. Leite, Claudio Nery Lamarão, Hilton Tulio Costi e German Uzquiano pelas discussões mantidas durante o desenvolvimento deste trabalho.

- Ao Ministério de Energia e Minas do Equador pela colaboração econômica brindada, ao Colégio de Geólogos do Equador e à Camara de Mineria de Zaruma.

- Aos amigos equatorianos: Magner Turner Carrión, Lee Roy Turner, Modesto Sócola, Flavio Romero, Carlos Zambrano, Antonio Gonzalez, Enrique Gutierrez, Marco Castro, Kleber Castro e Juan Vivar pela colaboração durante as etapas de campo e Lcd. Margarita Aguirre.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA i

AGRADECIMENTOS ii

LISTA DE ILUSTRAÇÕES vii

RESUMO 1

ABSTRACT 4

1 - INTRODUÇÃO 6

1.1 - APRESENTAÇÃO 6

1.2 - ASPECTOS DA GEOLOGIA E TECTÔNICA DOS ANDES EQUATORIANOS 7

1.2.1 - Introdução 7

1.2.2 - Tectônica Andina no Equador 8

1.2.3 - Principais Falhas dos Andes Equatorianos 11

1.3 - MAGMATISMO CÁLCIO-ALCALINO DA REGIÃO ANDINA COM ÊNFASE NO EQUADOR 13

1.4 - GEOLOGIA DO CINTURÃO METAMÓRFICO EL ORO 22

1.4.1 - Aspectos Gerais 22

1.4.2 - Granitóides 27

1.5 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA 29

1.6 - OBJETIVOS 30

1.7 - METODOLOGIA 31

1.8 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA 33

1.9 - GEOMORFOLOGIA 33

1.10 - CLIMA 36

2 - GEOLOGIA LOCAL 37

2.1 - INTRODUÇÃO 37

2.2 - MAPA GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA 37

2.3 - DESCRIÇÃO GERAL DAS UNIDADES 40

2.3.1 - Grupo Tahuin 40

2.3.2 - Formação Celica 45
2.3.3 - Plutonismo Granitóide 47
2.3.4 - Corpos Riolíticos 49

3 - PETROGRAFIA 55
3.1 - INTRODUÇÃO 55
3.2 - GRANITÓIDES GUAYABO-POROTILLO E AMBOCAS 55
3.2.1 - Composições Modais 55
3.2.2 - Características Gerais das Fácies dos Granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas 59
3.2.2.1 - Biotita-Muscovita-Tonalito Ricos em Quartzo (BtMvT) e Muscovita-Biotita-Tonalito-Granodioritos (MvBtTGD) 59
3.2.2.2 - Anfibólio-Quartzo-Dioritos (AnfQD) 59
3.2.2.3 - Tonalito, Granodiorito e Monzogranito do Corpo Ambocas 61
3.2.3 - Descrição dos Minerais e Texturas das Diferentes Fácies dos Granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas 61
3.2.3.1 - Muscovita-Biotita-Tonalitos Ricos em Quartzo (BtMvT) e Biotita-Muscovita-Tonalitos (MvBtT) 61
3.2.3.2 - Anfibólio-Quartzo-Dioritos (AnfQD) 67
3.2.3.3 - Muscovita-Biotita-Granodiorito e Muscovita-Biotita-Monzogranito 71
3.2.4 - Seqüência de Cristalização das Fácies dos Corpos Guayabo-Porotillo e Ambocas 74
3.2.4.1 - Introdução 74
3.2.4.2 - Ordem de Cristalização dos Tonalitos 74
3.2.4.3 - Ordem de Cristalização dos Anfibólio-Quartzo-Dioritos 75
3.2.4.4 - Ordem de cristalização do Granodiorito e Monzogranito do Corpo Ambocas 76
3.3 - CORPO GRANITÓIDE DA CONFLUÊNCIA DOS RIOS LUIS E AMBOCAS 76
3.3.1 - Composições Modais 76
3.3.2 - Características Gerais das Fácies do Granitóide dos Rios Luis-Ambocas 77
3.3.2.1 - Piroxênio-Anfibólio-Gabro 77
3.3.2.2 - Anfibólio-Quartzo-Diorito 80

3.3.2.3 - Biotita-Tonalito e Muscovita-Biotita-Tonalito ± Cloritizados..... 80
3.3.2.4 - Muscovita-Biotita-Granodiorito..... 82
3.3.3 - Descrição dos Minerais e Textura das Diferentes Fácies do Granitóide Rios Luis-Ambocas..... 82
3.3.3.1 - Piroxênio-Anfibólio-Gabro..... 82
3.3.3.2 - Anfibólio-Quartzo-Diorito..... 84
3.3.3.3 - Biotita-Tonalito Cloritizado, Muscovita-Biotita-Tonalito Cloritizado e Muscovita-Biotita-Tonalito..... 85
3.3.3.4 - Muscovita-Biotita-Granodiorito..... 86
3.3.4 - Sequência de Cristalização das Fácies do Granitóide da Confluência dos Rios Luis-Ambocas..... 89
3.3.4.1 - Ordem de Cristalização dos Gabros..... 89
3.3.4.2 - Ordem de Cristalização dos Quartzo-Dioritos..... 90
3.3.4.3 - Ordem de Cristalização dos Tonalitos e Granodioritos..... 90
3.4 - CORPO GRANITÓIDE DA CONFLUÊNCIA DOS RIOS AMARILLO E PINDO..... 91
3.4.1 - Composições Modais..... 91
3.4.2 - Características Gerais das Fácies do Granitóide Rios Amarillo-Pindo..... 91
3.4.2.1 - Muscovita-Biotita-Tonalito..... 91
3.4.2.2 - Muscovita-Biotita-Granodioritos..... 91
3.4.3 - Aspectos Mineralógicos e Texturais do Granitóide dos Rios Amarillo-Pindo. 93
3.5 - CORPO GRANITÓIDE EL PRADO..... 93
3.5.1 - Composições Modais..... 93
3.5.2 - Características Gerais das Fácies do Granitóide El Prado..... 97
3.5.2.1 - Biotita-Anfibólio-Piroxênio-Quartzo-Gabros..... 97
3.5.2.2 - Piroxênio-Biotita-Anfibólio-Quartzo-Gabros..... 98
3.5.2.3 - Biotita-Anfibólio-Quartzo-Dioritos..... 98
3.5.2.4 - Anfibólio-Biotita e Biotita-Anfibólio-Tonalitos..... 100
3.5.2.5 - Anfibólio-Biotita e Biotita-Granodioritos e Biotita-Monzogranitos..... 100
3.5.3 - Descrição dos Minerais e Texturas das Diferentes Fácies do Granitóide El Prado..... 101

3.5.3.1 - Biotita-Anfibólio-Piroxênio-Quartzo-Gabros..... 101
3.5.3.2 - Piroxênio-Biotita-Anfibólio-Quartzo-Gabros..... 104
3.5.3.3 - Biotita-Anfibólio-Quartzo-Dioritos..... 106
3.5.3.4 - Anfibólio-Biotita e Biotita-Anfibólio-Tonalitos..... 106
3.5.3.5 - Anfibólio-Biotita e Biotita-Granodioritos e Biotita-Monzogranitos..... 107
3.5.4 - Sequência de Cristalização das Fácies do Granitóide El Prado..... 110
3.5.4.1 - Ordem de Cristalização dos Quartzo-Gabros..... 110
3.5.4.2 - Ordem de Cristalização dos Quartzo-Dioritos..... 111
3.5.4.3 - Ordem de Cristalização dos Tonalitos..... 111
3.5.4.4 - Ordem de Cristalização dos Biotita-Granodioritos e Biotita-Monzogranitos..... 112

4 - GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS 113
4.1 - INTRODUÇÃO..... 113
4.2 - ELEMENTOS MAIORES E MENORES..... 113
4.3 - NORMAS C.I.P.W..... 128
4.4 - ELEMENTOS-TRAÇO..... 130
4.5 - PARÂMETROS GEOQUÍMICOS VERSUS AMBIENTE TECTÔNICO..... 132
4.6 - TIPOLOGIA..... 136

5 - DISCUSSÃO, CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS..... 139

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 144
ANEXOS
ANEXO A - Mapa de amostragem
ANEXO B - Mapa geológico da área estudada

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 Mapa fisiográfico do Equador..... 9

Figura 2 Principais falhas e feições geomorfológicas do Equador..... 12

Figura 3 Distribuição no Equador de rochas ígneas e metamórficas de idades Pré-cambriana, Triássica e Jurássica..... 17

Figura 4 Distribuição no Equador de rochas de idade Cretácica..... 18

Figura 5 Distribuição de rochas vulcânicas e plutônicas do Neogeno..... 19

Figura 6 Mapa geológico simplificado da Cordilheira Real, mostrando a distribuição dos batólitos granitóides..... 23

Figura 7 Mapa geológico do Cinturão Metamórfico El Oro..... 24

Figura 8 Localização e vias de acesso da área estudada..... 34

Figura 9 Visão panorâmica da porção NW da área estudada, mostrando as formas do relevo típico da Formação Celica..... 35

Figura 10 Afloramento, no balneário El Bado de hornfels da Formação Capiro, desprovido de xistosidade, em contacto com o corpo granitóide rios Amarillo-Pindo..... 43

Figura 11 Afloramento de filitos da Formação Capiro, localizado na Quebrada El Trapiche, proximo ao contacto com o granitóide El Prado..... 43

Figura 12 Rochas metamórficas da Formação Capiro com atitude N56°W/S30°W, aflorante na estrada Portovelo-Loja proximo a estrada ao Trapiche..... 44

Figura 13 Afloramento de quartzitos da Formação Capiro, localizado entre Portete e o Cerro Santa Ana..... 44

Figura 14 Lavas andesíticas da Formação Celica, aflorantes no eixo Portovelo-Zaruma e que corresponde a Série Portovelo..... 50

Figura 15 Afloramento em uma quebrada, de tonalito alterado do Granitóide Guayabo-Porotillo..... 50

Figura 16 Contato do Granitóide El Prado com os quartzitos da Formação Capiro, localizado na encosta do Cerro Santa Ana..... 51

Figura 17 Afloramento em bloco de quartzo-gabros do Granitóide El Prado 51
Figura 18 Afloramento em quebrada de tonalito do Granitóide El Prado..... 52
Figura 19 Contato de tonalito do granitóide rios Luis-Ambocas com os meta-arenitos da Formação San Roque..... 52
Figura 20 Contato entre un tonalito do granitóide rios Amarillo-Pindo com a Formação Capiro..... 53
Figura 21 Visão Panorâmica do Cerro Ojeda, composto por Riolitos. Segundo ECUADOR, 1980 correspondem à Formação Tarqui..... 53
Figura 22 Afloramento de riolitos caolinizados, localizados na encosta do Cerra Ojeda.. 54
Figura 23 Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para os granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas. Conforme STRECKEISEN (1976)..... 58
Figura 24 Textura hipidiomórfica dos tonalitos dominantes do corpo Guayabo-Porotillo..... 60
Figura 25 Textura granular hipidiomórfica com plagioclásio sericitizado em contato com Qz do GGP..... 60
Figura 26 Textura tendendo a porfirítica com fenocristais automorfos de Pl e agregados de Mf com cristais milimetricos de Pl, Qz, e Mf dos QD do corpo GGP..... 63
Figura 27 Textura granular hipidiomórfica média dos quartzo-dioritos do GGP..... 63
Figura 28 Textura granular hipidiomórfica em monzogranito Ambocas, com cristais de álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita e biotita..... 64
Figura 29 Mirmequitas (tipo "bulbous"), desenvolvidas no contato entre plagioclásio e feldspato potássico em MvBtT. (J-37)..... 64
Figura 30 Agregado de lamelas de Bt e Mv em BtMvT, mostrando forte orientação..... 66
Figura 31 Cristais orientados de sillimanita em MvBtT do GGP..... 66
Figura 32 Plagioclásio idiomórfico, fortemente saussuritizado, com zoneamento oscilatório normal em AnfQD do GGP..... 68
Figura 33 Plagioclásio zonado, totalmente saussuritizado, com uma franja albitica, em AnfQD do GGP..... 68
Figura 34 Hb em seção basal com opacos e apatita, inclusos ou associados em contato com Pl e Qz em AntQD do GGP..... 69
Figura 35 Cristal subidiomórfico de Hb primária substituindo ao clinopiroxênio em

contato com Pl e Qz em AnfQD do GGP..... 69
Figura 36 Agregado de anfibólio secundário (Trem-Act) com opacos e titanita associados, em contato com Pl e Qz em AnfQD do GGP..... 70
Figura 37 Cristais de opacos aredondados associados a agregados de Anf, Pl, Cl e Tit em AnfQD do GGP..... 70
Figura 38 Grande cristal de quartzo xenomórfico em contato com plagioclásio, muscovita e biotita em MvBtMZG do GA..... 72
Figura 39 Cristais de plagioclásio sericitizado, subidiomórfico. Em contato com quartzo, biotita e muscovita do monzogranito Ambocas..... 72
Figura 40 Textura granular hipidiomórfica em MvBtMZG do GA, notando-se Qz, Pl alterado, Falc, Bt, com certa orientação e Ap, bem no centro da foto..... 73
Figura 41 Diagrama modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para os granitóides das confluências dos rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo..... 79
Figura 42 Fenocristal de plagioclásio automorfo imerso em uma matriz granular fina, pilotaxítica, a base de Pl, Mf, Qz e Op, do GB Rios Luis-Ambocas..... 81
Figura 43 Textura hipidiomórfica a hipoautomórfica em AnfQD dos rios Luis-Ambocas, destacando-se Pl e Anf automorfos e Qz intersticial e xenomórfico..... 81
Figura 44 Textura hipidiomórfica média típica dos tonalitos do granitóide dos rios Luis-Ambocas..... 83
Figura 45 Textura granular média a fina, orientada em granodiorito do granitóide rios Luis-Ambocas, constituído de Qz, Pl, FK, Bt e Mv..... 83
Figura 46 Cristal de Cpx pouco alterado (esquerda da foto) e outro intensamente transformado para Anf, o qual, por sua ves, mostra-se cloritizado..... 87
Figura 47 Cristais subidiomórficos a idiomórficos de hornblenda, maclados e associados com Pl e Qz em AnfQzD do GLA..... 87
Figura 48 Anfibólio profundamente cloritizado notando-se a formação de titanita; associado a Pl e Qz em AnfQzD do GLA..... 88
Figura 49 Lamelas de biotita sem orientação, associadas com plagioclásio, quartzo e raros opacos em MvBtT do GLA..... 88
Figura 50 Textura granular hipidiomórfica em granodiorito do granitóide rio Amarillo-

Pindo. Constituido por Pl, Qz, FK, em parte cloritizado, e rara Mv..... 92
Figura 51 Diagrams modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para o granitóide El Prado. Conforme STRECKEISEN (1976)..... 96
Figura 52 Textura seriada média a fina com orientação do Pl; quartzo-gabro El Prado Notando-se, além do Pl, Qz, Opx, Anf e Bt, ambos substituindo o Opx..... 99
Figura 53 Textura granular hipidiomórfica seriada em QD El Prado, com cristais de Pl fortemente zonados e com núcleos corroídos ("patchy-zoning"), envoltos por por Pl, finos e algo orientados, e Anf parcialmente cloritizado..... 99
Figura 54 Textura granular hipidiomórfica típica do tonalito El Prado, notando-se plagioclásio sericitizado, Qz, Bt, Ep, formando fusóides na mica, e Anf..... 102
Figura 55 Textura granular hipidiomórfica em granodiorito El Prado, notando-se cristais de plagioclásio sericitizado, álcali-feldspato, anédrico, Qz e Bt..... 102
Figura 56 Monzogranito El Prado, com cristal mais desenvolvido e poiquilítico de álcali-feldspato, englobando inclusões de Pl, Qz e Bt cloritizado..... 103
Figura 57 Cristal de Pl fortemente zonado, com *patchy zoning* associado a piroxênios transformados parcialmente para Bt e Anf, em Quartzo-Gabro El Prado..... 103
Figura 58 Cummingtonita e biotita provenientes da substituição do hiperstênio; com opacos associados em quartzo-gabro El Prado. (JR-79C)..... 105
Figura 59 Cristais de Op arredondados dentro cristal de hiperstênio parcialmente substituído por Anf e Bt, com grânulos de Op associados em PxBtAnfQGB do corpo El Prado..... 105
Figura 60 Monzogranito El Prado com textura granular hipidiomórfica, mostrando Qz recristalizado em contato com Pl idiomórfico e álcali-feldspato xenomórfico.. 109
Figura 61 Cristal de Pl intensamente sericitizado em seu centro, mostrando uma fina borda albítica nos contatos com álcali-feldspato em monzogranito El Prado... 109
Figura 62 Diagramas K_2O/Na_2O vs. SiO_2 (a) e CaO vs. K_2O/Na_2O (b) para as amostras dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma..... 117
Figura 63 Diagramas de Harker correlacionando SiO_2 com os demais óxidos de elementos maiores e menores para os granitóides estudados..... 119
Figura 64 Diagrama de TAS (total de álcalis vs. sílica (LE MAITRE, 1989) (a) e de IRVINE & BARAGAR (1971) (b), mostrando o caráter subalcalino

dos granitóides estudados..... 123
Figura 65 Diagrama AFM (A: Na_2O+K_2O; F: $FeO+09Fe_2O_3$; M: MgO) (IRVINE & BARAGAR, 1971) para os granitóides estudados..... 124
Figura 66 Diagrama Na_2O-K_2O-CaO para os granitóides estudados, mostrando um tipico *trend* cálcio-alcalino (NOCKOLDS & ALLEN, 1953) e trondhjemítico (BARKER & ARTH, 1976)..... 124
Figura 67 Diagrama R1: 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) vs. R2: 6Ca+2Mg+Al (LA ROCHE etal., 1980) para os granitóides estudados..... 125
Figura 68 Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (prop. mol.) dos granitóides estudados..... 125
Figura 69 Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ (prop. mol.), vs. SiO_2 (% em peso) para os granitóides estudados, mostrando os campos dos granitos tipo I e S.. 126
Figura 70 Diagrama Na_2O vs. K_2O para os granitóides estudados, em base aos criterios propuestos por CHAPPELL & WHITE (1974)..... 126
Figura 71 Diagrama ACF (prop. mol.) (A: Al_2O_3-Na_2O-K_2O; C: CaO; F: FeO + Fe_2O_3 + MgO) para os granitóides estudados..... 127
Figura 72 Diagrama logaritmo da razão CaO/Na_2O+K_2O vs. sílica (BROWN, 1981; BROWN et al., 1984), mostrando a distribução dos granitóides estudados..... 127
Figura 73 Diagrama normativo Qz-Ab-Or para os granitóides estudados. *Trends* CA: cálcio-alcalino e TH trondhjemítico (BARKER & ARTH, 1976)..... 129
Figura 74 Diagramas de Harker mostrando o comportamento dos principais elementos traço analizados versus SiO_2 para os granitóides estudados..... 133
Figura 75 Diagramas geoquímicos: (a) Rb/Sr vs. SiO_2, (b) Rb Vs. Sr, (c) Ba Vs. Sr , (d) Ba vs. Rb para os granitóides estudados..... 134
Figura 76 Diagramas Rb vs. Y + Nb (PEARCE et al., 1984) para os granitóides estudados..... 135

TABELAS

Tabela 1 Análises modais dos granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas..... 57

Tabela 2 Análises modais dos corpos granitóides confluências dos rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo..... 78

Tabela 3 Análises modais do granitóide El Prado..... 94

Tabela 4 Análises químicas de elementos maiores, menores, traço e normas CIPW do granitóide El Prado..... 114

Tabela 5 Análises químicas de elementos maiores, menores, traço e normas CIPW dos granitóides Guayabo-Porotillo, Ambocas e rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo..... 115

RESUMO

Na região de Portovelo-Zaruma, no sudoeste do Equador, na encosta Ocidental da Cordilheira Ocidental dos Andes Equatorianos, ocorrem cinco corpos granitóides (El Prado, Guayabo-Porotillo, Ambocas, Rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo) os quais foram mapeados na escala 1: 60.000. As demais unidades aflorantes na região ainda carecem de estudos mais aprofundados, tendo sido efetuado apenas um reconhecimento regional nas mesmas. Destacam-se: o Grupo Tahuin, subdividido nas Formações San Roque e Capiro, ambas provavelmente do Paleozóico. A primeira é composta de quartzitos, xistos, gnaisses, migmatitos e anfibolitos, este último pertencente possivelmente ao Grupo Piedras. A segunda é representada por quartzitos, filitos e xistos; Formação Celica, possivelmente de idade Cretácea, composta por basaltos e andesitos; acha-se dobrada e recoberta discordantemente por outra sequência vulcânica terciária formada por rochas piroclásticas e derrames andesíticos.

Os vários corpos granitóides afloram em áreas muito próximas e, tendo em vista as suas semelhanças geológicas e petrográficas, é possível que representem partes descontínuas de um único batólito, exposto descontinuamente no atual nível de erosão. As idades desses granitóides não são definidas sendo, entretanto, consideradas triássicas a cretáceas.

O granitóide El Prado secciona a Formação Capiro. Apresenta forma alongada na direção NW-SE, com dimensões aproximadas de 10 km de comprimento por 3 km de largura. O granitóide Guayabo-Porotillo está colocado no Grupo Tahuin e apresenta forma alongada na direção NW-SE, e dimensões aproximadas de 7 km de comprimento por 3 km de largura. O granitóide Ambocas apresenta forma grosseiramente circular, com aproximadamente 3 km de diâmetro e secciona a Formação Capiro. Os granitóides Rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo são muito pequenos e seccionam as Formações San Roque e Capiro, respectivamente. As relações desses granitóides com a Formação Celica não são conclusivas, pois os contatos existentes acham-se encobertos ou em áreas inacessíveis.

Considerando o conjunto de granitóides, as fácies presentes caracterizam uma série expandida que inclui: gabros, quartzo-gabros, quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos. No diagrama Q-A-P, seguem preferencialmente o *trend* cálcio-alcalino tonalítico, mas há amostras granodioríticas e monzograníticas que se dispõem segundo o *trend* cálcio-alcalino granodiorítico. Foram distinguidos dois conjuntos de rochas: (a) relativamente

enriquecidas em minerais máficos, com rochas máficas a intermediárias, em que são dominantes gabros, quartzo-gabros e quartzo-dioritos. (b) rochas granitóides tonalíticas, granodioríticas e monzograníticas de caráter mais félsico. Os minerais máficos são piroxênios, anfibólios e biotita no primeiro grupo e biotita no segundo. As rochas félsicas do corpo Guayabo-Porotillo apresentam frequentemente muscovita primária e enriquecimento em quartzo, bem como intensa alteração hidrotermal. A muscovita também é uma fase importante nos granitóides dos corpos Ambocas, rios Luis-Ambocas e rios Amarillo-Pindo. O anfibólio é expressivo em alguns granitóides do corpo El Prado.

As texturas das rochas máficas a intermediárias são porfiríticas, pilotaxíticas, ou seriadas, havendo localmente texturas em peneira nos plagioclásios. As rochas félsicas apresentam textura granular hipidiomórfica dominante, granulação média e não exibem evidências de deformação.

Os dados geoquímicos desses granitóides revelam a existência de um intervalo composicional entre as rochas máfico-intermediárias e as félsicas. Entretanto, o conjunto enquadra-se perfeitamente em uma série cálcio-alcalina, cujas características são análogas às observadas no magmatismo plutônico andino de arco continental. As rochas máficas intermediárias são claramente metaluminosas, ao passo que as rochas granitóides félsicas, portadoras de anfibólio, são fracamente metaluminosas. As rochas enriquecidas em muscovita são peraluminosas a fortemente peraluminosas, havendo uma descontinuidade entre os dois conjuntos ao invés de uma passagem gradual.

No diagrama razão logarítmica de cálcio/álcalis vs. sílica, as rochas situam-se dominantemente no campo dos granitóides cálcio-alcalinos de arcos normais. Porém, diversas amostras dos granitóides enriquecidos em sílica localizam-se fora do *trend* geral, refletindo contaminação crustal ou forte alteração hidrotermal. Dentre os vários corpos, as amostras de El Prado parecem as menos perturbadas. Elas seguem um *trend* muito similar ao das séries do cinturão móvel da Nova Guiné e dos granodioritos tardios do Panamá. Os elementos traços confirmam um ambiente tectônico de arco vulcânico (VAG).

Dentre os dois conjuntos de granitóides, os metaluminosos assemelham-se em termos petrográficos e geoquímicos aos granitos do tipo I australiano. Entretanto, em relação ao ambiente tectônico, correspondem melhor aos granitos do tipo I cordilheirano. Os granitóides peraluminosos, à primeira vista análogos aos granitos do tipo S australianos, deles divergem uma vez que não exibem cordierita, mineral típico dos granitóides do tipo S australiano. Admite-se que

os granitóides peraluminosos derivaram de magmas do tipo I, contaminados localmente com material metassedimentar através de processos de assimilação, assemelhando-se ao descrito no SW da América do Norte. Outras possibilidades, válidas, sobretudo para as rochas extremamente peraluminosas, seriam a sua derivação a partir de uma fonte sedimentar ou o seu empobrecimento acentuado em álcalis ser devido a transformações subsolidus.

ABSTRACT

In the Portovelo-Zaruma region, southwest Equator, occidental side of Cordillera Occidental of the Equatorian Andes, were mapped, at 1: 60.000 scale, five granite bodies: El Prado, Guayabo-Porotillo, Ambocas, Rios Luis-Ambocas and Amarillo-Pindo. The other geological units are the Paleozoic Tahuim Group, composed by the San Roque Formation (quartzites, schists, gneisses, migmatites and amphibolites) and the Capiro Formation (quartzites, schists and phyllites); the Cretaceous Celica Formation (basalts and andesites), folded and discordantly overlay by Tertiary pyroclastics and andesitic flows.

The granite bodies outcrop in very close areas, and probably are part of a unique batholith, only discontinuously exposed by the erosive processes. The granites are not dated, and are supposed to be of Triassic to Cretaceous age.

The El Prado Granite intrude the Capiro Formation. It shows a elongated shape in the NW-SE trend (10 x 3 km). The Guayabo-Porotillo Granite cuts the Tahuim Group, also showing an elongated shape in the NW-SE trend (7 x 3 km). The Ambocas Granite shows a near circular shape and cuts the Capiro Formation. The Rios Luis-Ambocas and Amalillo-Pindo granites are very small bodies, and intrude the San Roque and Capiro formations, respectively. The relationships between all these granites and the Celica Formation are not conclusive due to the inaccessibility of the contact zones or by the fact that they are covered by colluvial deposits.

The modal compositions of the granites shows span a expanded range, including gabbros, quartz gabbros, quartz diorites, tonalites, granodiorites and monzogranites. In the QAP diagram the rock follow preferentially the calc-alkaline tonalitic trend, but some granodiorites and monzogranites display a calc-alkaline granodioritic trend. Two rock groups were distinguished: (a) mafic to intermediate mafic-rich rocks - gabbros, quartz gabbros and quartz diorites; (b) felsic granitoid rocks - tonalites, granodiorites, and monzogranites. The dominant mafic minerals of the (a) group are pyroxenes, amphiboles and biotite, and biotite in the (b) group. The felsic rocks of the Guayabo-Porotillo body commonly show primary muscovite, are quartz-rich, and were affected by a strong hydrothermal alteration. Muscovite is also relatively abundant in the granitoids of the Ambocas, Luis-Ambocas rivers and Pindo-Amarillo rivers bodies. Amphibole is an important phase only in some granitoids of the El Prado body.

The textures of the mafic and intermediate rocks are porphyritic, pilotaxitic or seriated. Locally the plagioclase shows sieve texture. The felsic rocks are not deformed, and display a medium grained hypidiomorphic texture.

According to the geochemical data about these granites there is a compositional gap between the mafic/intermediate and felsic rocks. Nevertheless, the studied rocks, fit the calc-alkaline trend displayed by the continental arc plutonic magmatism of the Andean chain. The mafic rocks are metaluminous and the amphibole-bearing felsic rocks are weakly metaluminous. The muscovite-bearing rocks are strongly peraluminous. A deep compositional gap between the two sets is clearly seen.

In the diagram Ca+alkalis vs. SiO_2 the rocks plot in the normal arc-related calc-alkaline granites field. However, some samples do not follow the general trend, probably due to crustal contamination or hydrothermal alteration. The El Prado rocks are less disturbed, following a trend very similar to that displayed by New Guinea Series or by the late granodiorites of Panama. The trace elements contents are similar to that of the volcanic arc granites (VAG).

The metaluminous granites are petrographic and geochemically very similar to the I-type Australian granites, but their tectonic environment is close to that of the Cordilleran I-type granites. The peraluminous granites, at a first sight, are similar to the S-type Australian granites, but are not cordierite-bearing, an index mineral of the Australian S-type granites. To explain the contrasting aspects between the metaluminous and the strongly peraluminous granitoids, it is proposed the hypothesis that the latter are derived from an I-type magma, contaminated by metasedimentary crustal rocks, by an assimilation process, similar to that described in the SW of USA. Other hypothesis, considered more specifically for the extremely peraluminous granitoids, are: (a) their derivation from sedimentary sources; (b) a leaching of alkalis related to strong subsolidus hydrothermal processes, modifying the primary igneous compositions.

1- INTRODUÇÃO

1.1- APRESENTAÇÃO

A região Andina constitui um dos melhores exemplos mundiais de magmatismo plutônico associado às margens continentais. Parte daí o interesse para a realização desta dissertação de mestrado, esperando-se com base nos conhecimentos adquiridos poder contribuir para o desenvolvimento da Geologia do Equador, com ênfase no estudo dos granitóides.

A região de Portovelo-Zaruma é o distrito mineiro (ouro e sulfetos) mais importante do Equador e se crê, segundo a informação histórica disponível, que já era conhecido pelos povos indígenas. Os veios auríferos foram descobertos pelo Capitão Mercadillo do exército espanhol, o mesmo que fundou a cidade de Zaruma no ano de 1549. A partir desta época, atuaram na região muitas empresas internacionais e locais, as quais têm contribuído com inúmeros estudos geológicos e metalogenéticos, objetivando definir critérios básicos que permitam orientar a busca de novas jazidas. Um modelo conceitual recente da jazida de Portovelo, a define como um depósito filoniano de grandes dimensões de tipo epitermal ou, localmente, mesotermal, classificado como sendo do subtipo adulária-sericita (HEALD et al., 1987).

Apesar do interesse econômico despertado pela região, as informações disponíveis sobre os granitóides aí ocorrentes são particularmente limitadas, o que demonstra a importância de seu estudo.

O autor, além de ser originário de Portovelo, desenvolveu suas atividades profissionais nos últimos anos vinculado à Direção Nacional de Mineria (DINAMI), na província de El Oro e, sobretudo, no distrito mineiro de Portovelo-Zaruma. Isso despertou-lhe o interesse pela realização de estudos mais aprofundados sobre a geologia dessa região.

A presente dissertação está vinculada ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitos (GPPG) do Centro de Geociências da UFPA. Para a sua realização contou-se com o apoio do Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico-DAAD, através do convênio que esta instituição mantem com a Associação de Universidades Amazônicas-UNAMAZ e o Centro de Geociências da UFPA.

1.2 - ASPECTOS DA GEOLOGIA E TECTÔNICA DOS ANDES EQUATORIANOS

1.2.1 - Introdução

O Equador, situa-se na transição entre os Andes setentrionais ou do Caribe e os Andes Centrais. Sua superfície é de 270.000 km^2, englobando o Cinturão móvel dos Andes, compreendido entre 1°30' de latitude norte e 4°30' de latitude sul, assim como as zonas tectônicas marginais, localizadas a leste e oeste do mesmo.

As primeiras investigações sobre a geologia do Equador se iniciaram nos fins do século XIX. WOLF (1892) reuniu os resultados dos numerosos trabalhos científicos que haviam sido realizados até então no país e publicou o primeiro mapa geológico do Equador na escala 1:2.000.000.

Na metade deste século, se intensifica no país a busca e a exploração de jazidas de petróleo e gás, sendo publicados muitos trabalhos sobre a geologia das diferentes zonas estruturais do Equador (Sinclair e Ischopp apud PALADINES, 1989).

SAUER (1965) sintetiza as pesquisas realizadas, sobre estratigrafia, magmatismo e tectônica do Equador e publica o mapa geológico do Equador na escala 1:1.000.000.

No início dos anos 60 foi criada a Direção Geral de Geologia e Minas do Equador (hoje CODIGEM e DINAMI). A partir deste momento se inicia o estudo sistemático da geologia do Equador, para o qual tem contribuído diversas missões estrangeiras das Nações Unidas oriundas da França, Inglaterra, Espanha, Alemanha e Bélgica, as quais têm realizado diferentes trabalhos de investigação conjunta com a CODIGEM. Inclui-se aí o mapeamento em diferentes áreas nas escalas 1:100.000 e 1:50.000, bem como a geração de inúmeros relatórios geológicos, os quais se encontram arquivados nestas instituições estatais. Apesar deste esforço, ainda não foram esclarecidos diversos aspectos relacionados à tectônica, magmatismo, evolução geológica e metalogênese do Equador.

Recentemente, foi publicado um novo mapa geológico baseado em dados mais amplos e precisos obtidos nas investigações geológicas, petrográficas e mineralógicas efetuadas a partir de 1950 (ECUADOR, 1982).

Nesta última década, foram realizados trabalhos mais pontuais nas diferentes zonas da Cordilheira dos Andes Equatorianos. LITHERLAND et al. (1990) descrevem as características texturais e mineralógicas dos diferentes corpos plutônicos aflorantes na Cordilheira Real. Recentemente um trabalho mais detalhado foi realizado por ASPDEN et al. (1992a), envolvendo a descrição petrográfica e geoquímica dos batolitos Zamora, Azafran e Abitagua que afloram ao longo dessa cordilheira, bem como dos granitos da Divisão Loja (GDL), que compreende as subdivisões Três Lagunas e Sabanilla. Os granitos da Divisão Loja encontram-se a uns 90 km a E dos granitóides objetos deste trabalho e estão localizados na porção leste da Cordilheira Ocidental dos Andes. Além disso, na porção noroeste da Cordilheira Ocidental, VAN THOURNOUT et al. (1992) descrevem uma associação de corpos plutônicos, quartzo-dioríticos e tonalíticos, colocados em múltiplas fases.

1.2.2- Tectônica Andina no Equador

O desenvolvimento tectônico e estratigráfico do Equador tem-se efetuado, em termos gerais, partindo do Cráton Amazônico (ALMEIDA et al., 1981) em direção ao Oceano Pacífico. A interação entre as placas Sulamericana, Nazca e o bloco da América do Norte tem dado origem a numerosas bacias, variados estilos de deformação tectônica, acreções continentais, magmatismo e a numerosos fenômenos sísmicos e vulcânicos no país. Isto se reflete em mudanças laterais paulatinas, desde o antigo continente Sul Americano (Plataforma Sul Americana e Cráton Amazônico) até o Oceano Pacífico. Nos Andes Equatorianos foram distinguidas as seguintes subprovíncias tectônicas (Figura 1):

A- Zona da Bacia Marginal de Iquitos: situa-se nos limites orientais do Equador e tem aproximadamente 350 km de comprimento por 250 km de largura, estendendo-se aos territórios da Colômbia, ao norte, e Peru, ao sul. À medida que se aproxima do cinturão andino, a profundidade da bacia cresce desde algumas centenas de metros até 5 km. As informações obtidas em perfurações petrolíferas revelaram que a Bacia Marginal de Iquitos, edificou-se sobre um embasamento cristalino de idade pré-cambriana, sendo formada por uma espessa seqüência de sedimentos de idades compreendidas entre o Jurássico Inferior e Holoceno.

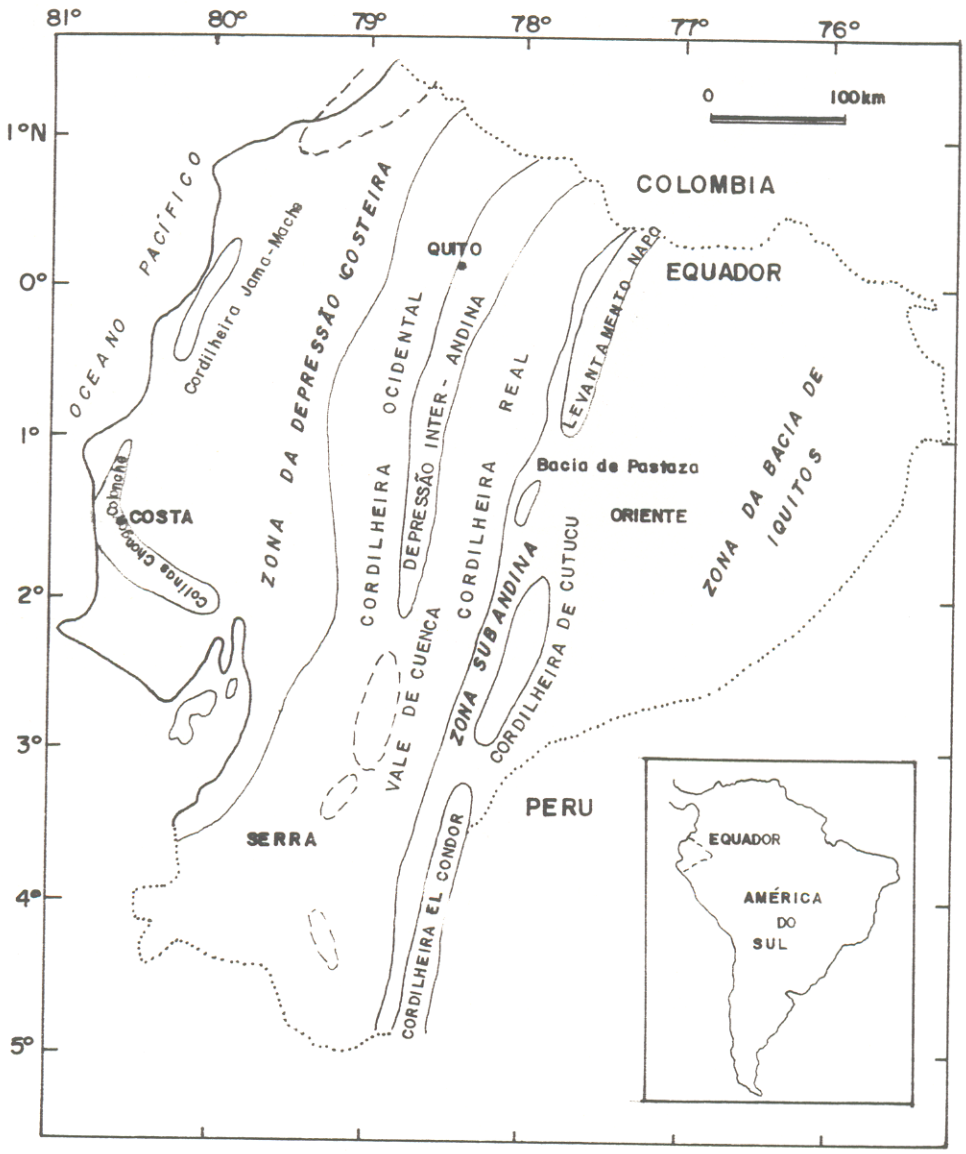


Figura 1 - Mapa Fisiográfico do Equador. Modificado de HALL & CALLE (1982)

B- Zona Sub-Andina (Cordilheira Oriental): Tem uma largura de 60-80 km e comprimento de aproximadamente 600 km. De norte a sul, se subdivide em quatro subzonas: Levantamento Napo, Bacia de Pastaza, Cordilheira de Cutucu e Cordilheira de El Condor. Não só pela sua localização, mas também pelo seu desenvolvimento tectônico, a Zona Sub-Andina tem um caráter transicional. Ela é caracterizada por apresentar uma evolução geológica muito complexa, sendo constituída por seqüências dominantemente sedimentares, dobradas e não dobradas, de diferentes idades que incluem desde rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino gnáissico, migmatítico e granulítico, que afloram ao norte do Levantamento Napo-Galeras até rochas jurássicas que afloram na Serra de Cutucu, prolongando-se até a Serra de El Condor ao sul. Entre as últimas predominam cálcarios pouco silicificados com intercalações de pequenos estratos, isolados de lutitos, arenitos e rochas piroclásticas.

C- Zona da Cordilheira Real: esta subprovíncia tectônica representa a estrutura anticlinal positiva, mais importante dos Andes Equatorianos, dividindo-os em duas regiões principais: Ocidente e Oriente. A Zona da Cordilheira Real tem uma extensão de 700 km e uma largura de 70-80 km, incluindo a depressão inter-Andina ou Gráben de Quito, que é uma estrutura sobreposta a sua encosta ocidental. Limita com a Zona Sub-Andina através de falhas profundas, representadas superficialmente por falhas inversas, ao longo das quais o anticlinório da Cordilheira Real está transportado sobre as formações da Zona Sub-Andina. Esta Cordilheira se estende até o norte na Colômbia, onde é denominada de Cordilheira Central e até o sul, no Peru, onde recebe o nome de Cordilheira Oriental. Inclui seqüências pré-cambrianas, paleozóicas e mesozóicas, as quais afloram indistintamente ao longo de toda a cordilheira.

D- Cordilheira Ocidental: esta zona se divide em um anticlinório e um sinclinório. O primeiro tem 600 km de comprimento e uma largura de 65-75 km; seu limite é definido por falhas profundas.

Os corpos plutônicos que afloram neste anticlinório foram colocados ao longo de falhas profundas que delimitam a Cordilheira Ocidental a leste e oeste. A maior parte dos corpos plutônicos, localizados neste anticlinório constitui enormes batólitos e *stocks* do Eoceno Inferior, distribuídos desde a fronteira da Colômbia ao norte, até a Zona Puna-Mendez a sul. A composição das rochas dominantes é granodiorítica a tonalítica.

A zona do sinclinório está localizada na encosta oriental, se estendendo por 300 km. Sua largura é de 30 km e seu limite com a Cordilheira Real é marcado por falhas profundas, que representam a continuação da falha Cauca-Patia da Colômbia e desaparecem a sul, perto da Zona Transversal Puna-Mendez (2°30' S).

Dentro da Cordilheira Ocidental, na sua parte sul, encontra-se a **Zona Transversal Puna-Mendez**, delimitada por falhas transversais que cortam as falhas longitudinais (Figura 2). Esta zona constitui o limite sul de ocorrência dos derrames de basaltos toleíticos de idade cretácica inferior e da bacia de Manabi dentro da Zona Costeira, assim como também das seqüências de rochas vulcânicas de idade cretácica inferior a terciária da "formação" Macuchi, dos sedimentos *Flysch*-molássicos de idade paleogênica e dos granitos oligocênicos da Cordilheira Ocidental. Ela corresponde aos domínios do Cinturão Metamórfico El Oro, que será discutido mais adiante.

Esta zona está subdividida em: anticlinório de Tahuin, anticlinório de Mullepungo, sinclinório de San Fernando e bacia de Cuenca-Biblián. O anticlinório de Tahuin é formado por rochas metamórficas dos grupos Piedras e Tahuin. Neste último grupo estão colocados a quase totalidade dos granitóides objetos do presente estudo.

E- Zona Costeira: Compreende a parte baixa do País. Localiza-se a norte da Zona Transversal Puna-Mendez e a oeste da Cordilheira Ocidental, tendo 500 km de comprimento e 120 km de largura. Na configuração da zona distingüem-se duas seqüências lito-estruturais: a inferior, dobrada, e a superior, que não está dobrada; a seqüência dobrada é composta de rochas de idade cretácica que afloram em uma série de elevações e blocos do tipo *horsts*. Entre essas estruturas positivas estão localizadas as bacias (grábens), preenchidas por sedimentos da seqüência superior.

1.2.3- Principais Falhas dos Andes Equatorianos

As principais zonas falhadas dos Andes Equatorianos se dividem com base em sua posição em relação às estruturas fundamentais andinas em: longitudinais, transversais e diagonais. Tais falhas constituem os limites das zonas litológico-estruturais (Figura 2).

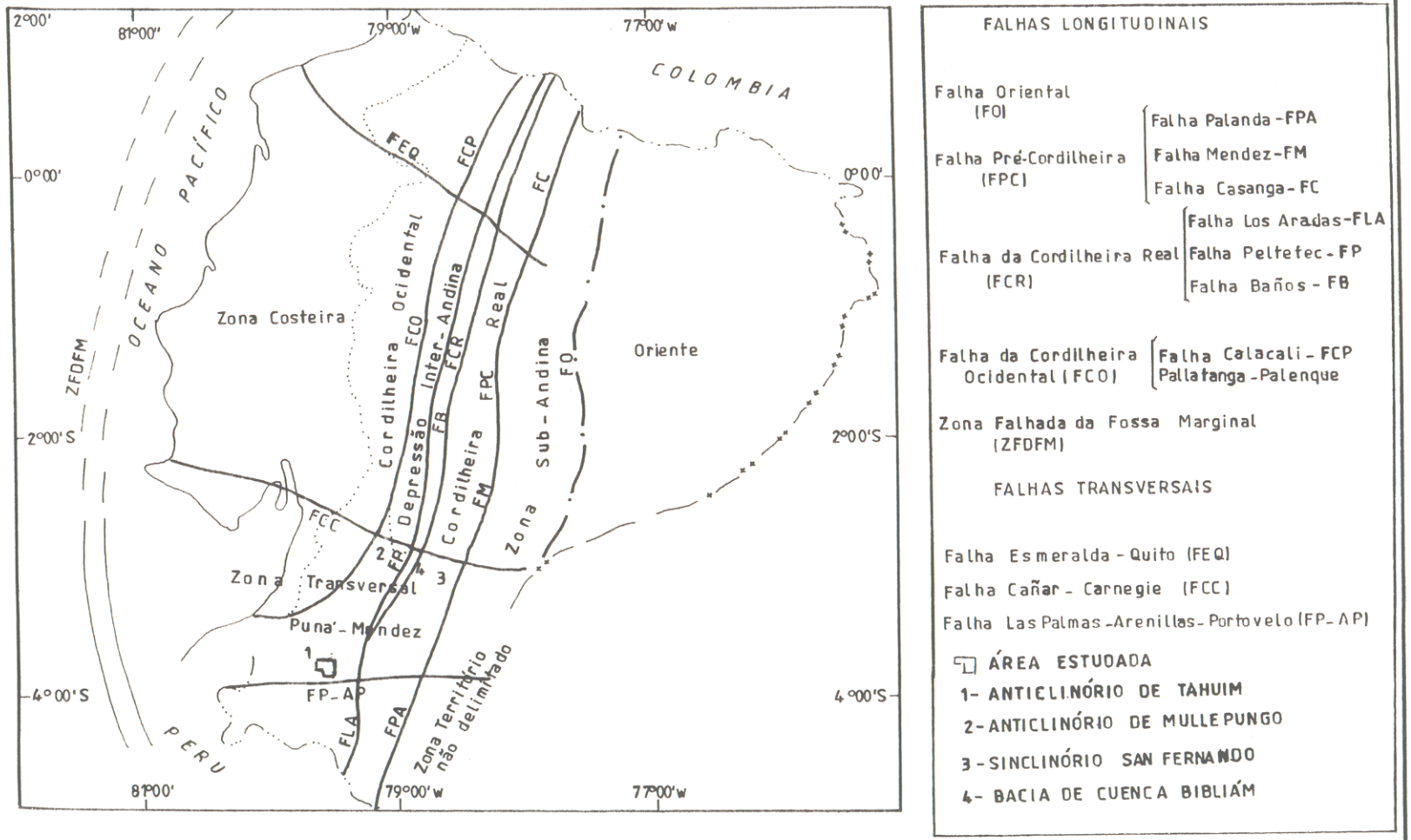


Figura 2 - Principais falhas e feições geomorfológicas do Equador. (Modificado de PALADINES, 1989).

Falhas longitudinais: delimitam a cadeia montanhosa dobrada dos Andes, estendendo-se por centenas de quilômetros. Atravessam o território do Equador em uma direção NNE e limitam as principais zonas litológico-estruturais. As falhas mais importantes são: Falha Oriental (FO); Falha Pré-Cordilheira (FPC), subdividida nas falhas Palanda (FPA), Mendez (FM) e Casanga (FC); Falha da Cordilheira Real (FCR), subdividida nas falhas Las Aradas (FLA), Peltetec (FP) e Baños (FB); Falha da Cordilheira Ocidental (FCO), que compreende a Falha Calacalí-Pallatanga-Palenque (FCPP) e a Zona Falhada da Fossa Marginal (ZFDFM).

Falhas transversais: na estrutura tectônica do cinturão montanhoso andino e dentro dos Andes Equatorianos, em particular, desempenham um papel muito importante as falhas de rumo leste-oeste (transversais em relação ao sistema montanhoso andino), as quais servem de limite para algumas zonas deste cinturão. Estas zonas de falhas transversais se traduzem morfologicamente por acentuadas variações topográficas (alternância de cadeias montanhosas e vales, bruscas mudanças na orientação das cadeias montanhosas e estruturas de primeira ordem). As mais notáveis são: Falha Las Palmas-Arenillas-Portovelo (FPAP), Falha Cañar- Carnegie (FCC) e Falha Esmeralda-Quito (FEQ).

Falhas diagonais: formam um sistema de falhas com direção NE. Sua importância na configuração dos Andes é menor que a dos grupos de falhas já descritos. As falhas diagonais estão bem definidas na região do Golfo de Guayaquil, onde pertencem à Zona de Falhas Grijalva, que se estende desde o golfo até o continente.

1.3- MAGMATISMO CÁLCIO-ALCALINO DA REGIÃO ANDINA COM ÊNFASE NO EQUADOR

Ao discutirem a evolução magmática dos Andes, LINARES et al. (1982) ordenaram cronologicamente os maiores eventos vulcânicos, plutônicos e tectônicos nas cadeias montanhosas dos Andes, estabelecendo correlações entre os eventos identificados nos países sul-americanos com regiões andinas (Venezuela, Colômbia, Equador, Peru, Bolívia, Chile e Argentina). Mais de 2.000 determinações de idades por diferentes métodos, cobrem toda a cadeia montanhosa Andina desde o sul da Argentina até o norte da Colômbia e permitiram definir a seguinte seqüência de eventos magmáticos e/ou tectônicos:

1- Lascas do embasamento pré-cambriano foram claramente identificadas em algumas regiões dos Andes: Maciço de Arequipa no Peru, Maciço Garzon na Colômbia e xistos de Belén no Chile.

2- Idades Isocrônicas em rocha total obtidas pelo método Rb-Sr têm demonstrado a ocorrência em várias áreas de um importante evento tectônico-magmático de idade carbonífera, ao redor de 340 Ma.

3- Magmatismo Jurássico, envolvendo intrusões graníticas a granodioríticas, embora mais escasso, está demonstrado em algumas áreas como na Cordilheira Central na Colômbia, na Cordilheira da Costa no Chile e nos Andes Patagonianos na Argentina e Chile.

4- Idades determinadas pelo método K-Ar em várias regiões, tais como no leste da Cordilheira, no Peru e na Bolívia, e em alguns estratos metamórficos do Equador e Colômbia, indicam a existência de um significativo evento tectônico-termal durante o Cretáceo Superior.

5- As extensas seqüências vulcânicas, com milhares de metros de espessura, as quais ocorrem na Argentina, Chile e sul do Peru, são em geral mais jovens, do que as previamente consideradas, já que as suas idades medidas pelo método K-Ar distribuem-se essencialmente do Neo-Terciário ao Quaternário.

6- Variações graduais e direcionais nas idades das intrusões graníticas foram observadas em vários perfis através dos Andes, especialmente no norte dos Andes colombianos, no sul do Peru, nas regiões norte e central da Argentina e Chile e nos Andes Patagonianos.

7- As análises isotópicas de Sr obtidas nas rochas vulcânicas modernas têm evidenciado variações regionais expressivas. As razões iniciais de Sr87/Sr86 das rochas dos Andes centrais atingem até 0,707, ao passo que aquelas dos vulcões jovens do sul do Chile e da Colômbia são geralmente inferiores situando-se ao redor de 0,704.

8- As intrusões associadas com mineralizações de cobre têm fornecido idades variáveis. Formaram-se em sua maioria, durante o Terciário, mas algumas delas datam do Cretáceo ou do Paleozóico Superior e Médio.

HALL & CALLE (1982), com base em uma centena de determinações de idades pelos métodos radiométricos K-Ar e Rb-Sr, identificaram, por sua vez, na região Andina do Equador, oito episódios magmáticos sucessivos os quais se estendem desde o Pré-cambriano até o Quaternário. Posteriormente, VAN THOURNOUT (1986) procurou mostrar as relações

existentes entre esses eventos e os depósitos minerais associados. A síntese apresentada a seguir baseia-se essencialmente nesses autores.

O primeiro evento magmático identificado por HALL & CALLE (1982), tido então como sendo de idade pré-cambriana (ver discussão adiante), corresponderia ao Grupo Piedras (Província de El Oro) sem depósitos minerais associados, possivelmente pela extensão reduzida de seus afloramentos (Figura 3).

O Grupo Tahuin refletiria um evento metamórfico e magmático plutônico marcante no Cinturão Metamórfico de El Oro. Esse evento (Figura 3), datado do Triássico Médio a Superior, corresponderia ao segundo evento. O Granitóide Marcabelí, associado ao magmatismo plutônico mencionado, possivelmente trouxe as mineralizações hidrotermais filonianas de antimônio (Santa Rosa).

O terceiro evento seria marcado por uma atividade magmática importante (Figura 3) e teve lugar no Jurássico, sendo caracterizado pelos batólitos Rosa Florida, Três Lagunas, Azafran, Abitágua e Zamora, situados na Cordilheira Real e por rochas vulcânicas (Formação Chapisa), provavelmente comagmáticos. Alguns depósitos importantes do sudeste equatoriano são possivelmente relacionados com esse magmatismo: o skarn de Nambija (ouro) e as mineralizações hidrotermais de Cumbaratza (Pb, Zn, Ag) e de Saraguro (única ocorrência identificada de estanho com wolfrânio no Equador).

O quarto evento ocorreu durante o Cretáceo Inferior quando se formou na Cordilheira Ocidental um arco vulcânico continental (Formação Celica), assim como alguns plutons no sul do Equador (Figura 4). Essas rochas ígneas estão acompanhadas de diversos tipos de depósitos hidrotermais (Regiões de Portovelo-Zaruma e Ponce Enriquez).

Começando no final do Cretáceo até o Paleogênico formou-se um arco de ilhas no norte do país (Formação Piñon). O evento de acreção foi acompanhado por atividades ígneas e metamorfismo de grau baixo a médio afetando o cinturão metamórfico da Cordilheira Oriental, tendo sido identificadas diferentes eventos magmáticos e de metamorfismo, bem como intrusões pós-metamórficas de idade terciária. Essas diferentes fases geraram uma gama de mineralizações hidrotermais.

A atividade ígnea terciária se localiza sobretudo na Cordilheira Ocidental (Figura 5). (Eguez apud VAN THOURNOUT, 1986) diferencia três fases de intrusão do Eoceno ao

Mioceno. Estas intrusões estão acompanhadas de diferentes tipos de depósitos hidrotermais, os quais constituem um distrito metalogenético de afinidade continental, superposto a um distrito pré-existente de afinidade oceânica. Neste setor, como na Cordilheira Oriental, carece-se de estudos para elucidar tanto a evolução geológica como a sucessão de eventos magmáticos e metalogenéticos.

Nesta zona dispõe-se de duas datações realizadas pelo método K-Ar para os batólitos graníticos de Las Guardias, situado na parte norte. A primera de 31 ± 1 Ma, realizada em biotita, e a segunda, de 19 ± 3 Ma, obtida em hornblenda (Oligoceno ao Mioceno); dessas, a primeira é considerada a mais significativa (Henderson apud HALL & CALLE, 1982). Na parte sul se localizam os batólitos de idade miocênica superior de Pancho Negro, Molleturo, Chaucha, Mullepungo, constituídos por rochas de composição granodiorítica a quartzo-diorítica. Para o corpo Chaucha tem-se duas idades obtidas pelo método K-Ar: 12 ± 0,6 Ma em biotita (Bristow & Hoffstetter apud HALL & CALLE, 1982) e 9,8 ± 0,3 Ma em biotita (Muller et al. apud PALADINES, 1989).

Novos dados geocronológicos (Pichler & Aly, Eguez apud VAN THOURNOUT, 1986) permitiram definir fases magmáticas adicionais terciárias na Cordilheira Ocidental.

O magmatismo do Plioceno e do Quaternário, ainda ativo, é acompanhado de uma atividade hidrotermal muito intensa, gerando ocorrências de enxofre e depósitos polimetálicos.

Os corpos batolíticos que afloram na Cordilheira Ocidental tanto no Equador, como no norte da Colômbia e no sul do Peru, se colocaram desde o Oligoceno até o Plioceno Superior (37 a 1,8 Ma), conforme as datações realizadas por BROOK (1984). São constituídos por rochas cálcico-alcalinas que variam desde gabros até tonalitos e leucogranitos.

ASPDEN et al. (1992b) apresentaram 150 novas determinações de idades isotópicas de rochas da Cordilheira Real e parte da Província de El Oro no Equador, usando métodos K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, as quais auxiliaram a identificar uma sucessão complexa de eventos magmáticos e tectônicos e permitiram aprimorar o conhecimento existente. Os aspectos referentes à evolução do Cinturão Metamórfico El Oro serão discutidos em item específico mais adiante, sendo destacados a seguir apenas os aspectos mais relevantes referentes ao magmatismo e evolução dos Andes equatorianos.

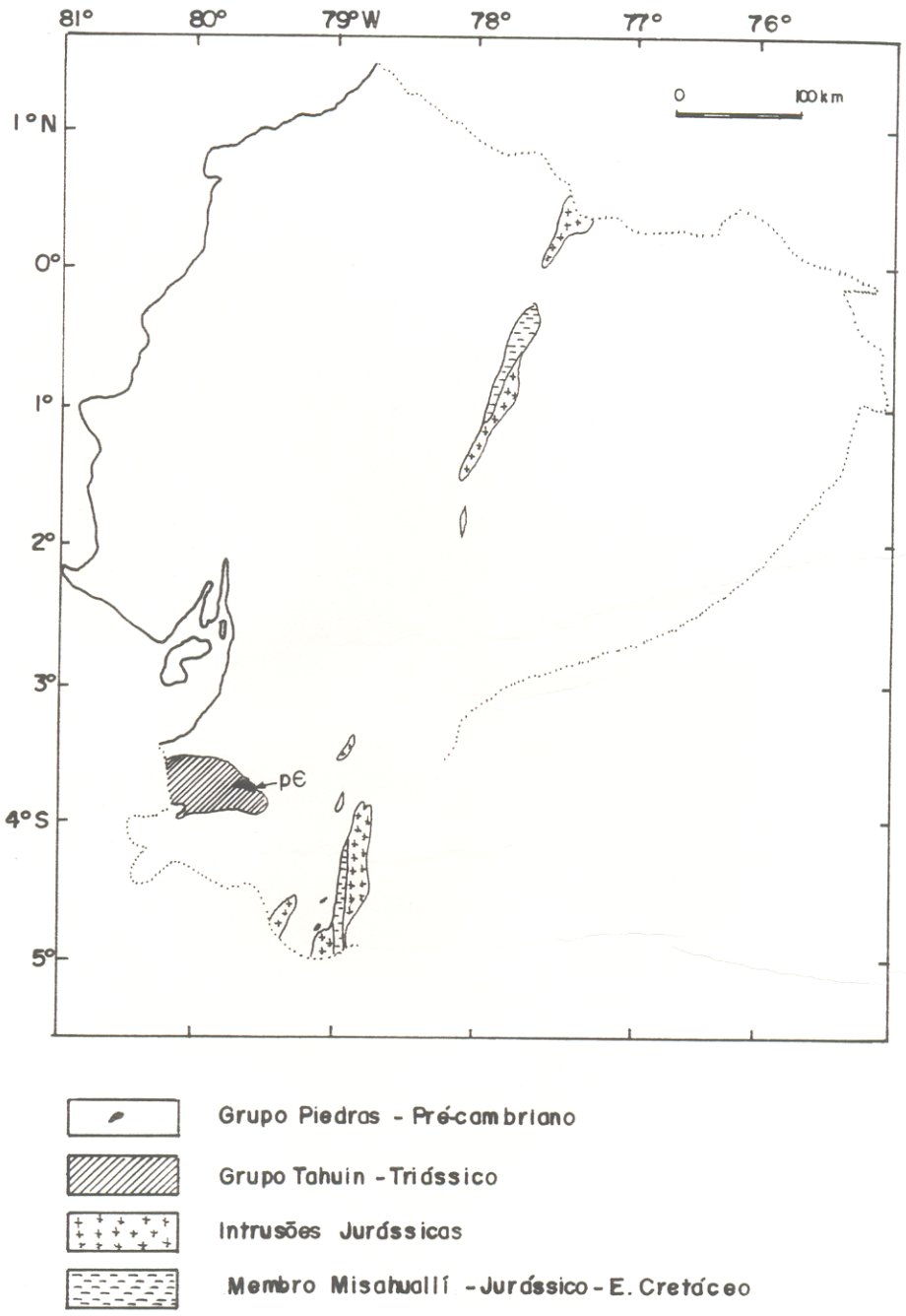


Figura 3 - Distribuição no Equador de rochas ígneas e metamórficas de idades Pré-cambriana, Triássica e Jurássica. Segundo HALL & CALLE (1982).

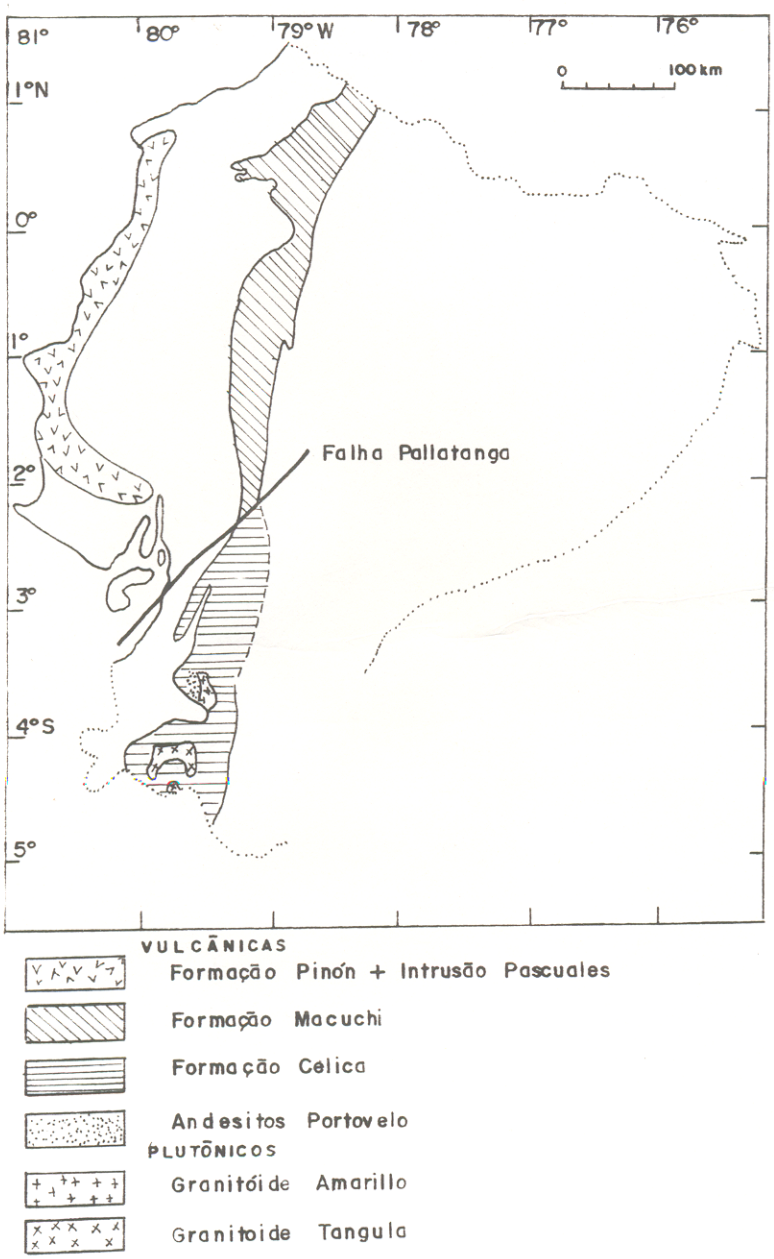


Figura 4- Distribuição no Equador de rochas de idade Cretácica. Segundo HALL & CALLE (1982).

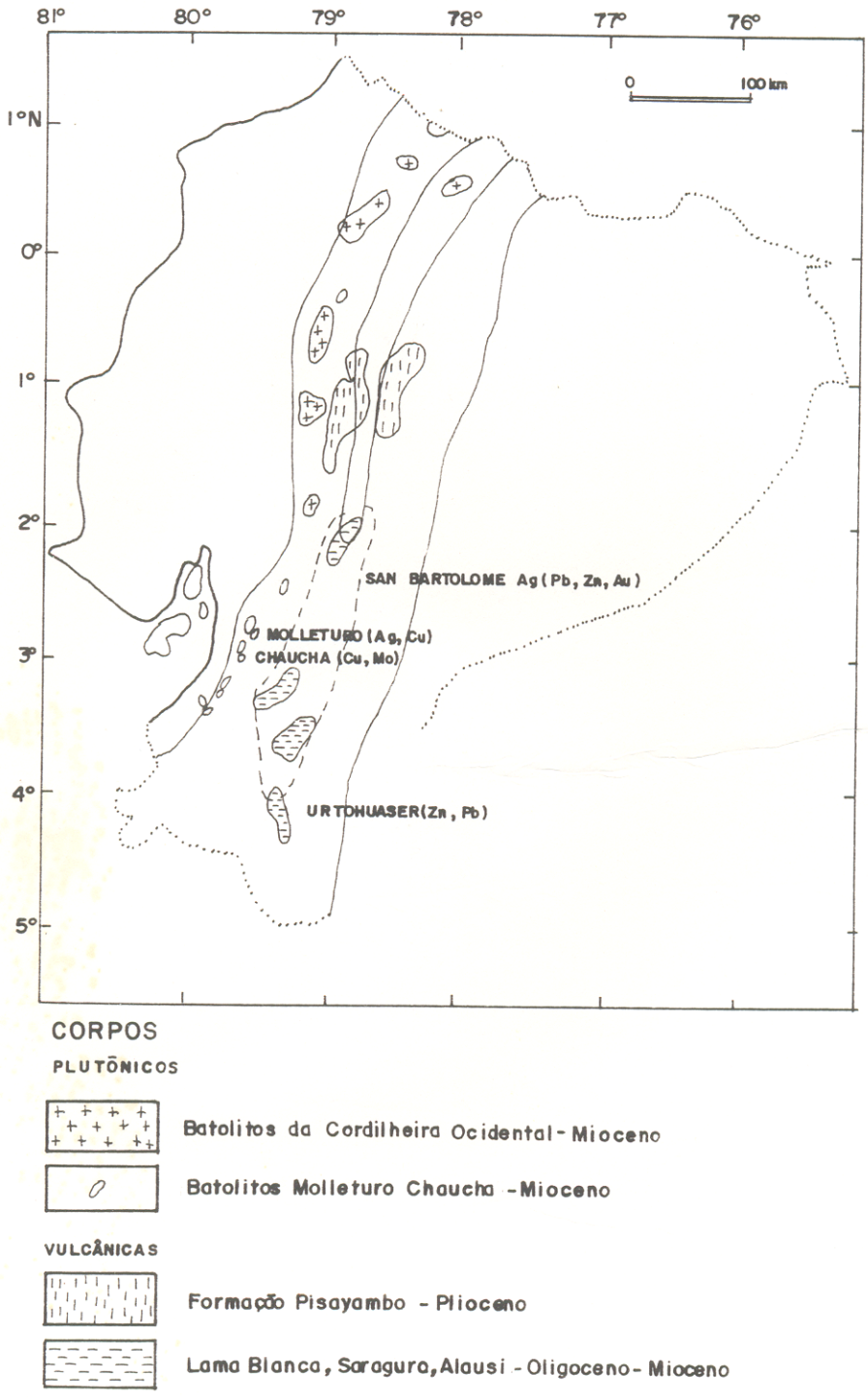


Figura 5 - Distribuição de rochas vulcânicas e plutônicas do Neogeno. Modificado de HALL & CALLE (1982).

Segundo esses autores, idades do Triássico Superior ao Jurássico Inferior similares, mas menos bem definidas que as fornecidas pelo evento gerador do metamorfismo-plutonismo do Grupo Tahuim em El Oro, foram também obtidas dos ortognaisses das subdivisões Sabanilla e Três Lagunas da Cordilheira Real. Os maiores corpos granitóides cálcico-alcalinos (por exemplo, Abitagua, Zamora, Azafran) foram, por sua vez, colocados entre 190 e 150 Ma (Jurássico Médio a Superior), na parte oriental da Cordilheira Real a norte de 2° de latitude sul e em toda a zona sub-andina. Entre 140 e 120 Ma (Cretáceo Inferior) a região oriental foi soerguida e erodida e a Cordilheira Andina foi afetada por um evento de cisalhamento (dinamotermal) muito importante, que causou o reajuste das idades das rochas plutônicas mais antigas. Entre 120 e 85 Ma (Cretáceo Inferior a Superior) as condições foram relativamente estáveis, mas entre 85 e 65 Ma (Cretáceo Superior ao Terciário Inferior), a Cordilheira Andina e a Região Oriental foram novamente soerguidas. Este levantamento causou uma segunda e generalizada impressão de efeitos térmicos que produziu uma perturbação regional nos sistemas isotópicos K-Ar. Finalmente, estão presentes em toda a cordilheira plutons, geralmente pequenos, não deformados, pertencentes dominantemente ao Terciário Inferior.

Na Cordilheira Real, destaca-se o trabalho de LITHERLAND et al. (1990). Ele inclui uma descrição geral da geologia e petrografia dos diferentes granitóides que afloram nesta zona (Figura 6), discutidos a seguir:

A- Batólito Rosa Florida: localizado no norte, a leste das províncias de Imbabura e Carchi, é constituído de quartzo-monzonitos, quartzo-micromonzonitos e quartzo-sienitos; nele são comuns xenólitos vulcânicos frescos.

B- Subdivisão Granítica Três Lagunas: pertence à divisão Loja e aflora a NNE de Baños, na província de Tungurahua, em Sigsig (Azuay), a E de Saraguro, na parte oeste de Malacatus e, de forma esporádica, na província de Loja. É formada por biotita ortognaisses com xenólitos ígneos em sua parte norte (Sigsig), por biotita-muscovita ortognaisses em sua parte central e por biotita-muscovita-turmalina granito ortognaisses em sua parte sul (Malacatus). Baseados nas características mineralógicas e geoquímicas deste batólito, ASPDEN et al. (1992a) demonstram que são peraluminosos e afins com os granitos do tipo S (CHAPPELL & WHITE, 1974). Estes granitóides apresentam consistentemente razões iniciais Sr87/Sr86 elevadas (> 0,712) (Rundle e Harrison apud ASPDEN & LITHERLAND, 1992). Estes dados sugerem uma forte contaminacão

crustal como um dos processos mais importantes para a origem da subdivisão Três Lagunas. Este aspecto tem servido para distinguir estas rochas dos plutons do tipo I dos Andes Equatorianos.

C- Batólito Azafran: está localizado a leste da província de Tungurahua, a sudoeste de Napo e a noroeste de Morona Santiago. Segundo ASPDEN et al. (1992b), constitui uma série cálcico-alcalina com as seguintes fácies: hornblenda-biotita dioritos, biotita granodioritos e leucogranitos. Os dados geoquímicos esses granitóides são metaluminosos e pertencem ao Tipo I (ASPDEN et al., 1992a).

D- Batólito Abitagua: localiza-se a NW da Província de Pastaza e a W da Província de Napo. É constituído por hornblenda-biotita granodioritos e hornblenda granodioritos, metaluminosos e do tipo I.

E- Batólito Zamora: localiza-se na província de Zamora. É constituído por uma série cálcico-alcalina que inclui hornblenda-dioritos, quartzo-dioritos, hornblenda-biotita granodioritos e monzogranitos, metaluminosos e do tipo I.

A geocronologia destes batólitos foi discutida por LITHERLAND et al. (1990) e ASPDEN et al. (1992b). Datações realizadas pelo método Rb-Sr em 11 amostras dos granitos da Subdivisão Três Lagunas forneceram idades de 200 ± 12 Ma, ao passo que as idades K-Ar obtidas em biotita e muscovita oscilam entre 100 ± 3 e 50 ± 2 Ma (Cretáceo Superior a Terciário Inferior). Sete amostras do Granito Azafran forneceram através de uma isócrona Rb-Sr uma idade de 120 ± 5 Ma (MSWD = 2,4; Cretáceo Inferior), ao passo que as idades obtidas pelo método K-Ar em biotita e hornblenda oscilam entre 176 ± 5 e 47 ± 2 Ma (Jurássico Superior a Terciário Inferior). Para o Granito Abitagua foi obtida pelo método Rb-Sr uma idade de 162 ± 1 Ma (MSWD = 2,5; Jurássico Superior), ao passo que as idades obtidas em 7 amostras pelo método K-Ar nos minerais hornblenda e biotita oscilam entre 126 ± 12 e 174 ± 8 Ma (Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior). Para o batólito Zamora, em 27 amostras datadas pelo método K-Ar em hornblenda e biotita as idades oscilam entre 230 ± 14 e 104 ± 3 Ma (Triássico Superior ao Cretáceo Superior).

No que tange à origem e colocação dos batólitos Andinos do Peru, AUDEBAUD et al. (1973) consideram que a colocação superficial desses batólitos faz supor que seu magma original estava superaquecido e era anidro, tendo sido produzido em uma zona profunda na crosta siálica ou abaixo dela. Como argumento em favor de uma origem mantélica, mencionaram o fato

de que se as rochas do batólito tivessem uma natureza puramente crustal, deveriam ser mais ácidas.

Algumas razões iniciais Sr87/Sr86 de corpos batolíticos do Peru medidas por Snelly e Stewart apud DALMAYRAC et al. (1988), variam de 0,704 e 0,708, sendo interpretadas como indicativas de uma origem do magma a partir do manto com uma contaminação crustal fraca ou nula.

As características dos plutons cálcico-alcalinos andinos permitem, segundo DALMAYRAC et al. (1988), pensar que os magmas devem provir:

1- do manto superior com assimilação de material da base da crosta; ou

2- de uma mistura, ao longo de uma zona de subdução, entre rochas da crosta oceânica e os sedimentos a ela associados.

1.4 - GEOLOGIA DO CINTURÃO METAMÓRFICO EL ORO

1.4.1- Aspectos Gerais

Este cinturão metamórfico cobre essencialmente a Província de El Oro. Constitui uma unidade tectônica marcante do sudoeste do Equador e se estende até o Peru. Apresenta uma estruturação dominante E-W, a qual é completamente discordante do *trend* dos Andes Equatorianos, que apresentam uma direção próxima de N-S.

O mapa geológico (Figura 7), baseado em ECUADOR (1982) com algumas das modificações sugeridas por LITHERLAND et al. (1994), fornece a estratigrafia da região e permite visualizar as relações do Cinturão Metamórfico El Oro com as unidades mais jovens. As idades atualmente admitidas para as unidades do Cinturão variam do Paleozóico Superior ao Cretáceo Inferior (LITHERLAND et al., 1994). Ele encontra-se em contato com o Grupo Alamor a sul e, através das falhas Portovelo e Jubones, respectivamente com a Formação Celica a leste e com a Formação Macuchi a norte. Todas essas unidades são de idade cretácea. A nordeste faz contato com a Formação Saraguro e a sudeste com o Grupo Sacapalca, ambos do Terciário. Finalmente, a porção noroeste do cinturão é recoberta por sedimentos quaternários.

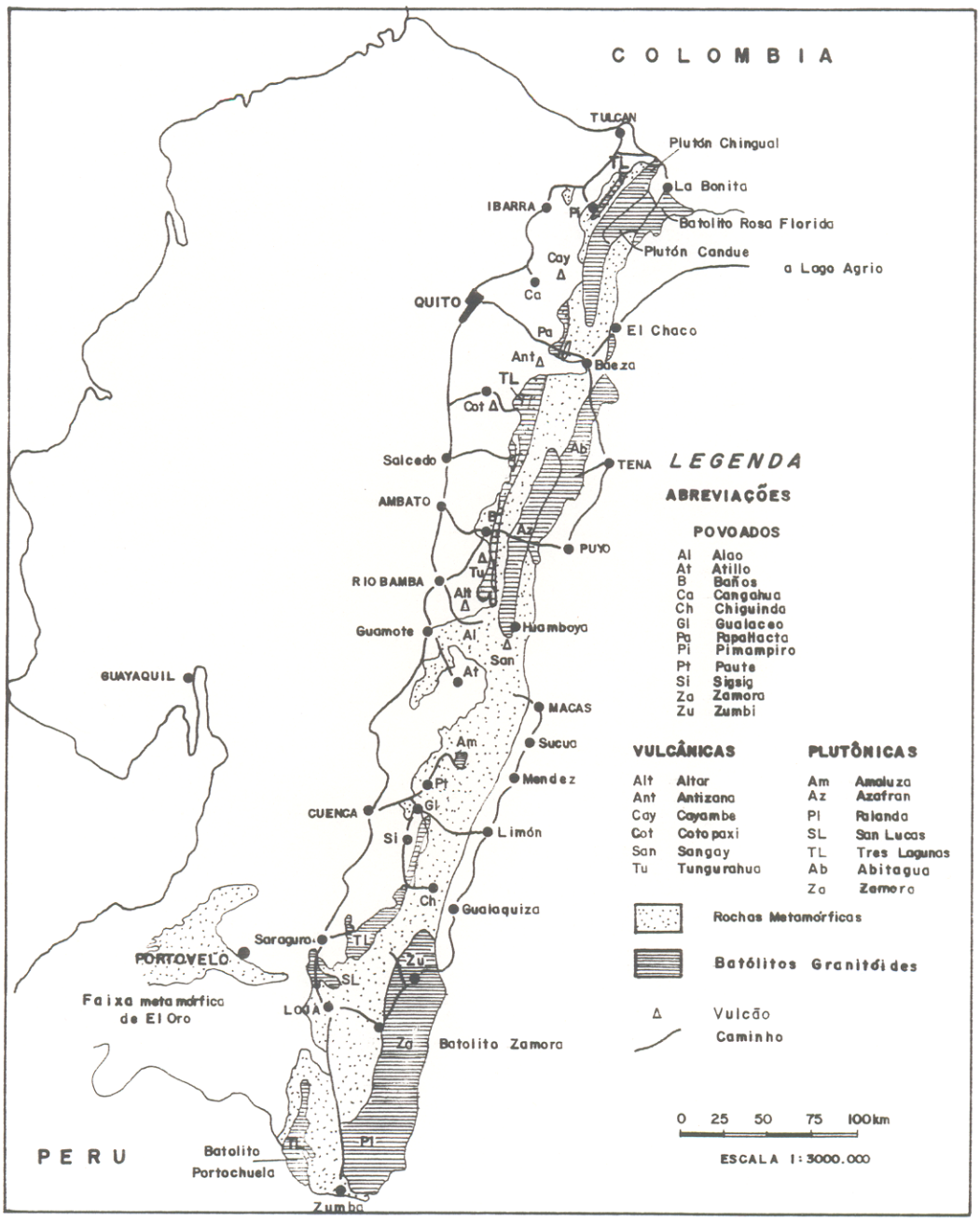
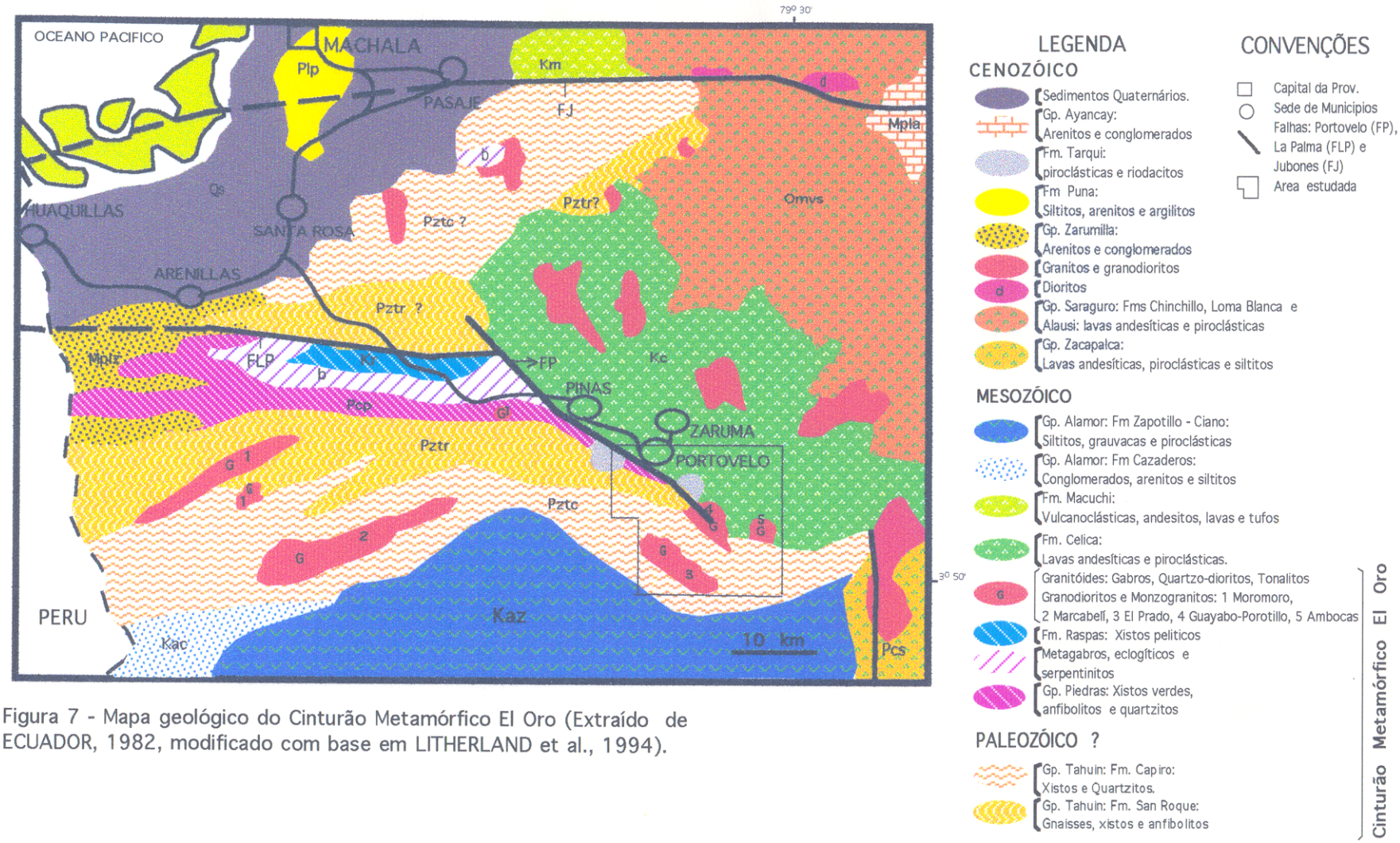


Figura 6 - Mapa geológico simplificado da Cordilheira Real, segundo LITHERLAND et al.(1990), mostrando a distribuição dos batólitos granitóides.



LEGENDA

CONVENÇÕES

- Capital da Prov.
- Sede de Municipios
- Falhas: Portovelo (FP), La Palma (FLP) e Jubones (FJ)
- Area estudada

CENOZÓICO

- Sedimentos Quaternários.
- Gp. Ayancay: Arenitos e conglomerados
- Fm. Tarqui: piroclásticas e riodacitos
- Fm Puna: Siltitos, arenitos e argilitos
- Gp. Zarumilla: Arenitos e conglomerados
- Granitos e granodioritos
- Dioritos
- Gp. Saraguro: Fms Chinchillo, Loma Blanca e Alausi: lavas andesíticas e piroclásticas
- Gp. Zacapalca: Lavas andesíticas, piroclásticas e siltitos

MESOZÓICO

- Gp. Alamor: Fm Zapotillo - Ciano: Siltitos, grauvacas e piroclásticas
- Gp. Alamor: Fm Cazaderos: Conglomerados, arenitos e siltitos
- Fm. Macuchi: Vulcanoclásticas, andesitos, lavas e tufos
- Fm. Celica: Lavas andesíticas e piroclásticas.
- Granitóides: Gabros, Quartzo-dioritos, Tonalitos Granodioritos e Monzogranitos: 1 Moromoro, 2 Marcabelí, 3 El Prado, 4 Guayabo-Porotillo, 5 Ambocas
- Fm. Raspas: Xistos peliticos
- Metagabros, eclogíticos e serpentinitos
- Gp. Piedras: Xistos verdes, anfibolitos e quartzitos

PALEOZÓICO ?

- Gp. Tahuin: Fm. Capiro: Xistos e Quartzitos.
- Gp. Tahuin: Fm. San Roque: Gnaisses, xistos e anfibolitos

Cinturão Metamórfico El Oro

Figura 7 - Mapa geológico do Cinturão Metamórfico El Oro (Extraído de ECUADOR, 1982, modificado com base em LITHERLAND et al., 1994).

Dentro deste cinturão foram identificadas diversas unidades litoestratigráficas que serão descritas desde as mais antigas até as mais jovens, seguindo a seqüência estratigráfica proposta por LITHERLAND et al. (1994), porém mantendo a terminologia litoestratigráfica de ECUADOR (1980):

Grupo Tahuin: é tradicionalmente subdividido nas **Formações San Roque e Capiro** (ECUADOR, 1982), porém LITHERLAND et al. (1994) designam estas formações como **Unidade La Victoria** (correspondente aproximadamente à Formação San Roque, porém sem a fase ortognáissica) e **Unidade El Tigre** (quase que coincidente com à Formação Capiro). Este grupo aflora na maior parte do cinturão metamórfico, distribuindo-se de sul a norte do mesmo.

Formação San Roque aflora principalmente na porção central do cinturão, estendendo-se deste a falha Portovelo até a fronteira com o Peru. Assim como a maioria das unidades do cinturão, exibe forma alongada na direção E-W, tendo aproximadamente 60 km de comprimento por 6 km de largura. Na parte norte aflora em 2 setores, onde a ocorrência dessa unidade ainda é duvidosa. Seria formada por gnaisses, xistos e anfibolitos, segundo ECUADOR (1982). Porém, LITHERLAND et al. (1994) consideram que a Unidade Victoria, seria constituída por filitos e micaxistos e representaria o equivalente metamórfico da Unidade El Tigre (Formação Capiro), sendo o contacto entre ambas complexo e em parte gradacional. Sua idade ainda não foi determinada com precisão, mas ECUADOR (1982) e LITHERLAND et al. (1994) posicionam-na no Paleozóico.

Formação Capiro ocupa toda a porção sul do Cinturão Metamórfico El Oro, estendendo-se desde sudeste de Portovelo até a fronteira com o Peru, formando uma faixa alongada na direção E-W de aproximadamente 80 km de comprimento por 6 km de largura. Na parte nordeste, onde a ocorrência dessa unidade ainda é duvidosa, apresenta-se como uma faixa alongada na direção NE-SW com aproximadamente 30 km de comprimento por 10 km de largura. É formada, segundo LITHERLAND et al. (1994), por uma seqüência turbidítica fracamente metamorfisada, a base de arcósios, grauvacas e quartzitos, com intercalações de siltitos e argilitos. Sua idade não está bem estabelecida, mas é seccionada e metamorfisada pelo Pluton Marcabelí de idade triássica superior (228 ± 1 Ma), sendo por isso considerada paleozóica.

Grupo Piedras: Sua área aflorante apresenta forma alongada na direção E-W com dimensões aproximadas de 60 km de comprimento por 3 km de largura e se distribui na parte

central do cinturão. Seria constituído por xistos, anfibolitos e quartzitos, segundo ECUADOR (1982). Porém LITHERLAND et al. (1994) apresentam as rochas dessa unidade como correspondendo aos **anfibolitos Piedras, Arenillas e Taqui** e mencionam ocorrências de pegmatitos e serpentinitos associados aos mesmos. Sua idade era considerada pré-cambriana (ECUADOR, 1982 e HALL & CALLE, 1982), mas recentemente foi reinterpretada como sendo Triássica com base em datações realizadas pelos métodos K-Ar em anfibólios (224 ± 34 Ma; ASPDEN et al., 1992b; LITHERLAND et al., 1994) e U-Pb em zircão (221 ± 18 Ma; Noble apud LITHERLAND et al., 1994).

Formação Raspas: Trata-se de uma unidade bastante complexa, formada por xistos de natureza muito variada e rochas metamáficas e metaultramáficas, entre as quais se incluem eclogitos e xistos com glaucofano. No mapa geológico de ECUADOR (1982) (Figura 7) essa unidade é apresentada como sendo formada essencialmente por xistos pelíticos, os quais encontram-se em contato e quase que envolvidos por rochas metamórficas e serpentinitos. A faixa de xistos apresenta forma alongada na direção E-W com dimensões aproximadas de 20 km de comprimento por 3 km de largura e ocupa a parte central do cinturão. Faz contato em sua parte norte com a Formação San Roque através da Falha La Palma.

LITHERLAND et al. (1994) denominam as unidades que afloram no domínio da Formação Raspa, conforme ECUADOR (1982), de **Complexo Ofiolítico El Oro**. Esse complexo seria formado pelas unidades Panupali, El Toro e Raspas. A **Unidade Xistos verdes Panupali** formaria a zona externa do complexo ofiolítico, fazendo contacto tectônico com os xistos Palenque e serpentinitos El Toro. Ela compreende xistos verdes a base de actinolita, albita, quartzo, clorita, epidoto ± granada ± glaucofano ± esfeno ± calcita ± opacos. **O Serpentinito El Toro** é formado por harzburgitos constituídos principalmente por olivina, ortopiroxênio, antigorita e, subordinado, anfibólio, maciços a xistosos, com graus variáveis de serpentinização. A **Unidade Raspas**, correspondente segundo LITHERLAND et al. (1994) à Formação Raspas de FEININGER (1978), contem xistos azuis e eclogitos e forma o núcleo central do complexo ofiolítico.

Sua idade, determinada pelo método K-Ar em xistos pelíticos, é de 132 ± 5 Ma (Feininger & Silberman apud LITHERLAND et al., 1994). Ela é interpretada com sendo uma

idade de resfriamento que representa, para LITHERLAND et al. (1994), provavelmente, a idade de colocação do complexo ofiolítico. Esses mesmos autores assumem para esse complexo uma idade do Jurássico ao Cretáceo Inferior.

Eles assinalam, ainda, a norte da Falha La Palma, a ocorrência da **Unidade Palenque**, do Jurássico (?) ao Cretáceo Inferior, formada por filitos e ardósias semipelíticos, com menores quantidades de quartzo-sericita xistos, xistos feldspáticos, metagrauvacas, xistos verdes e anfibólio xistos, apresentando grau baixo a médio. Dentro dessa unidade ocorre o **complexo ofiolítico Palenque**, a base de serpentinitos.

1.4.2- Granitóides

O Cinturão Metamórfico El Oro apresenta diversos corpos granitóides, colocados principalmente nas Formações San Roque e Capiro. Incluem-se entre eles os granitóides Marcabelí, El Prado e Moromoro, estudados por LITHERLAND et al. (1994), cujos dados a respeito serão discutidos neste ítem. Esses autores incluem todos esses granitóides no que eles denominam de Granitos Moromoro, os quais englobariam, além do Granito Gnáissico Moromoro propriamente dito, a Unidade La Florida e os plutons Marcabeli e El Prado. Esses diversos granitóides não constituem um conjunto genetica e estratigraficamente homogêneo, como se poderá observar na descrição que segue, baseada em LITHERLAND et al. (1994).

Granito Gnáissico Moromoro: Se estende da fronteira com o Peru até a área El Cisne. Seu contato sul com a Unidade La Victoria corresponde a uma complicada zona de cisalhamento, onde há interpenetração do granito com os metassedimentos. Segundo LITHERLAND et al. (1994) forma uma unidade complexa que inclui uma série de diferentes tipos de rocha, sendo provável sua subdivisão no futuro. Ele consiste principalmente de biotita ± muscovita ± granada granodioritos com menores porcentagens de migmatitos e paragnaisses de alto grau. São heterogêneos devido a presença de numerosos xenólitos restíticos metassedimentares, os quais incluem sillimanita, muscovita, biotita ± andalusita ± cordierita.

O granito apresenta-se variável em termos das foliações. Em certas áreas, foliações grosseiras mas geralmente penetrativas e/ou fábricas miloníticas S-C dextrais, dúcteis e discretas, acham-se preservadas. Por outro lado, em outras áreas, esses granitóides possuem uma fábrica

linear ou foliação gnáissica fracamente desenvolvida ou irregular. Segundo LITHERLAND et al. (1994), parece existir uma ligação entre a colocação do granito e o metamorfismo de alto grau. Além disso, é muito provável que o Granito Moromoro tenha sido gerado em zonas de cisalhamento.

As idades obtidas pelo método K-Ar em biotitas e muscovitas variam de 207 a 220 ± 6 Ma com uma média de 213 ± 6 Ma. As mesmas são concordantes com a idade determinada pelo método Sm-Nd em rocha total/granada (219 ± 22 Ma; LITHERLAND et al., 1994).

As composições químicas plotadas nos diagramas Al/(Na+K+Ca/2) vs. SiO2 e K2O vs. Na2O de PITCHER (1983) e CHAPPELL & WHITE (1974) para separar e classificar granitos dos tipos I e S demonstram que os granitóides de Moromoro são fortemente peraluminosos e do tipo S (LITHERLAND et al., 1994).

Granitóides Marcabelí e El Prado: seccionam a Formação Capiro nos setores W e E, respectivamente (Figura 7). O granitóide Marcabelí apresenta forma alongada na direção SW-NE, com dimensões aproximadas de 20 km de comprimento por 4 km de largura. O granitóide El Prado apresenta também forma alongada, porém com direção NW-SE e dimensões aproximadas de 10 km de comprimento por 3 km de largura. Os contatos destes dois corpos com os metasedimentos El Tigre (Formação Capiro) são marcados na porção sul por andalusita hornfels, mas os contatos a norte são cisalhados. Ambos granitos não se mostram geralmente deformados, mas são cortados localmente por zonas de cisalhamento discretas.

Petrograficamente, estes dois corpos consistem principalmente de biotita ± muscovita granodioritos de granulação média, intensamente alterados. É provável, no entanto, que ambos os corpos sejam compostos e incluam uma variedade de fases plutônicas cuja natureza e interrelações permanecem incertas (LITHERLAND et al., 1994).

O Pluton Marcabelí foi datado pelo método K-Ar em muscovita e biotita entre 221 ± 6 a 193 ± 13 Ma com uma idade média de 209 Ma (Triássico Superior a Jurássico Inferior; Feininger & Silberman apud LITHERLAND et al., 1994). Mais recentemente, datações realizadas pelo método U-Pb em monazita indicaram uma idade de 228±1 Ma, portanto do Triássico Superior (Noble apud LITHERLAND et al., 1994). Foi observada, ainda, a presença de núcleos de zircões herdados que forneceram idades 207Pb/206Pb de 546 ± 3,3 Ma e 2876 ± 2 Ma. A idade do granitóide El Prado ainda é desconhecida.

As análises químicas de amostras destes dois corpos realizados por LITHERLAND et al. (1994) demonstraram um comportamento bem similar. As composições normativas C.I.P.W. destas amostras, lançadas no diagrama QAP de STRECKEISEN (1976), se localizam no campo granodiorítico ou esporadicamente monzogranítico. Nos diagramas Al/(Na+K+Ca/2) vs. SiO2 e K2O vs. Na2O de PITCHER (1983) e CHAPPELL & WHITE (1974) usado para separar e classificar granitos de tipo I e S demonstraram que estes granitóides são geoquimicamente similares e apresentam mais semelhança com os granitos do tipo I. Além disso, a presença de zircões herdados no granitóide Marcabelí indica pelo menos algum material reciclado de origem crustal.

1.5- APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Conforme destacado anteriormente, embora referidos e razoavelmente bem delimitados em trabalhos anteriores (ECUADOR, 1982; LITHERLAND et al., 1994), os corpos graníticos que afloram na região de Portovelo-Zaruma não foram estudados, até o momento, de modo aprofundado. Entre as diversas lacunas existentes, podem ser mencionadas:

a - Suas relações estratigráficas com as demais unidades da região, tais como Grupo Tahuin e Formação Celica, não são ainda inteiramente conclusivas;

b - Não há informações sobre as suas principais feições estruturais e mecanismos de colocação;

c - Não se conhece a natureza e distribuição espacial de suas fácies;

d - São muito limitadas as informações sobre as suas características petrográficas e geoquímicas;

e - As discussões sobre a tipologia desses granitóides são muito genéricas, pois baseiam-se em dados escassos;

f - Não se sabe se os vários corpos granitóides são cogenéticos e quais seriam as possíveis fontes de seus magmas e os processos dominantes durante sua evolução magmática.

g - Não se dispõe de datações geocronológicas dos mesmos.

h - Os dados disponíveis não permitem estabelecer comparações mais rigorosas entre eles e os granitóides Marcabelí e Moromoro, também pertencentes ao Cinturão Metamórfico de El Oro, nem com os demais batólitos andinos.

Necessita-se, portanto, realizar pesquisas que permitam caracterizar adequadamente estes corpos, bem como as suas rochas encaixantes e assim contribuir para o avanço do conhecimento geológico da região, além de situar esse magmatismo no contexto mais amplo da Cordilheira Andina.

1.6- OBJETIVOS

Não seria possível, na presente etapa de trabalho, responder a todas as questões levantadas no ítem precedente. Portanto, foram selecionados alguns problemas entre os mencionados para serem enfocados. Com base nisso, o objetivo central deste trabalho é contribuir para um melhor conhecimento dos granitóides que afloram na região de Portovelo, visando essencialmente a sua melhor caracterização no que tange aos aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos. Como objetivos mais específicos podem ser mencionados:

- Obter um mapa geológico de semi-detalhe na escala 1:60.000, para delimitar com maior precisão os granitóides e seus contatos com as formações aflorantes nesta área. Identificar as diversas variedades de rochas presentes nos corpos granitóides e procurar definir as suas relações mútuas bem como com as suas encaixantes.

- Estudo petrográfico dos corpos granitóides buscando caracterizar, individualizar e classificar as diversas fácies petrográficas neles identificadas e suas mútuas relações, bem como definir a ordem de cristalização das suas paragêneses minerais; avaliar os eventuais efeitos de transformações tardi a pós-magmáticas e de deformação.

- Fazer um estudo geoquímico desses granitóides, definindo a natureza de suas séries magmáticas e avaliando a sua possível cogeneticidade. Verificar as possíveis tipologias em que os mesmos se enquadram. Discutir, ainda que de modo preliminar, as possíveis fontes e processos magmáticos que contribuíram para a sua gênese.

- Estabelecer comparações petrográficas e geoquímicas com granitóides análogos do Complexo Metamórfico El Oro, assim como com outros granitóides mesozóicos e cenozóicos que ocorrem nas Cordilheiras Ocidental e Real do Equador e também nos Andes de Peru e Colômbia.

Sumarizando, este trabalho de pesquisa visa caracterizar os granitóides aflorantes nesta região, em termos texturais, petrológicos e geoquímicos e, desta maneira, contribuir para o conhecimento do magmatismo plutônico que ocorre nos Andes Equatorianos.

1.7- METODOLOGIA

A metodologia utilizada para alcançar os objetivos traçados envolveu vários métodos em diferentes etapas de trabalho, sempre seguindo uma seqüência lógica de obtenção dos dados:

a) **Pesquisa bibliográfica:** levantamento bibliográfico de artigos referentes à geologia da região enfocada, assim como também de trabalhos abordando os granitóides andinos, com ênfase naqueles equatorianos. Em termos mais amplos, consultas da bibliografia sobre tipologia de granitóides e geoquímica e petrogêneses de séries cálcico-alcalinas.

b) **Mapeamento geológico:** efetuou-se mapeamento geológico em escala 1:60.000, visando individualizar os corpos granitóides presentes, definir suas relações de contato e levantar as suas feições estruturais. Foram empregadas nesta etapa 10 fotografias aéreas na escala 1:60.000, e tomados como referência o mapa geológico da folha Zaruma na escala 1:100.000 (ECUADOR, 1980) e o mapa topográfico de Zaruma do Instituto Geográfico Militar (IGM), na escala 1:50.000. Efetuou-se um levantamento sistemático, tendo sido examinados e amostrados em torno de 108 afloramentos. Infelizmente são muito limitadas as feições estruturais presentes nas diversas unidades nos afloramentos existentes, impossibilitando qualquer discussão mais consistente sobre a evolução estrutural dessas rochas.

c) **Petrografia:** foram feitas análises macroscópicas das amostras coletadas para a definição preliminar dos tipos litológicos e individualização das suas possíveis variações composicionais, concentrando-se essencialmente nos granitóides e restringindo-se a poucas amostras das demais unidades presentes na área mapeada. Neste estágio foram selecionadas as amostras a serem laminadas para o estudo petrográfico microscópico, procurando-se na medida

do possível, obter uma distribuição regular das amostras nos corpos granitóides objeto central desta pesquisa. Foram confeccionadas 120 lâminas delgadas, em que se observaram as feições texturais, deformacionais e transformações tardi a pós-magmáticas, além de definir mais claramente as variações composicionais das diversas unidades. Dentre essas, foram estudadas 25 lâminas delgadas dos granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas, 50 do Granitóide El Prado, e 15 dos granitóides Rio Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo. Foram a seguir realizadas análises modais de amostras selecionadas, representativas dos cinco corpos mapeados. Utilizou-se para tanto, um contador eletrônico de pontos da marca Swift e foram priorizadas as amostras selecionadas para os estudos geoquímicos.

d) **Análises Químicas:** foram realizadas análises químicas em rocha total em 25 amostras representativas das diferentes fácies identificadas nos 5 corpos granitóides. Inicialmente procedeu-se a preparação das amostras para análise química. As mesmas foram trituradas, pulverizadas, peneiradas, e, em seguida homogeneizadas e quarteadas, visando a obter uma boa representatividade do material.

Os elementos maiores com exceção de Na_2O e FeO foram analisados por fluorescência de raios-x em pastilhas de amostras fundidas com $Li_2O_4O_7$. O Na_2O foi dosado por absorção atômica após a abertura total com HF + $HClO_4$ e o FeO por decomposição com HF + H_2SO_4 em cadinho de platina fechado com solução de CO_2 e titulação de FeO com $KMnO_4$ em presença de ácido bórico. No caso da perda ao fogo (PF) as amostras foram pesadas e calcinadas a 1000°C a peso constante. Os elementos traço Rb, Sr, Ba, Y, Zr e Nb foram analisadas por fluorescência de raios-x, usando técnica do pó prensado. Todas essas análises foram realizadas nos laboratórios de GEOLAB/GEOSOL.

e) **Integração e interpretação dos resultados:** Os dados obtidos foram tratados e interpretados com auxílio de programas diversos, entre os quais o NEWPET (CLARKE, 1993). Foram, a seguir, confrontados com os dados disponíveis sobre associações análogas do Cinturão Metamórfico El Oro, dos Andes Equatorianos e dos Andes de países vizinhos, como Colômbia e Peru.

1.8- LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA

A área estudada localiza-se no sudoeste do Equador, dentro da zona transversal Puná-Méndez que faz parte da encosta ocidental da Cordilheira Ocidental dos Andes equatorianos. Pertence à Província de El Oro e localiza-se a 110 km de distância de sua capital, Machala.

O acesso à área pode ser realizado por várias estradas. A principal via é a que a liga Machala a Santa Rosa, Piñas, Portovelo e Loja, que se encontra asfaltada até a cidade de Portovelo. A partir deste ponto, pode-se percorrê-la por diferentes estradas vicinais e caminhos que, na estação chuvosa (inverno), apresentam péssimas condições.

A área mapeada constitui um polígono regular (Figura 8), perfazendo aproximadamente 221,31 km^2.

1.9- GEOMORFOLOGIA

A região é caracterizada dominantemente por inclinações fortes com cotas compreendidas entre 600 e 1.400 m, e pela alternância de serras com vales profundos onde correm rios de alta energia (Figura 9).

As serras mais pronunciadas estão isoladas e relacionam-se com os corpos granitóides, como o Granitóide El Prado que na Serra de Santa Ana atinge uma cota de 1.400 m. As seqüências vulcânicas formam uma série de morros abaulados, cujas altitudes variam em torno de 800 a 1.000 m, e ocupam a parte norte da área. As rochas metamórficas, também possuem grande destaque topográfico, e marcam a parte sul da área. Elas se apresentam como um sistema de zonas cisalhadas, com cotas que vão desde de 800 a 1.200 m. Ocorrem ainda, na parte central e nordeste da área dois corpos pequenos riolíticos com altitudes em torno de 800 a 1.132 m (serras Ojeda e La Chuva).

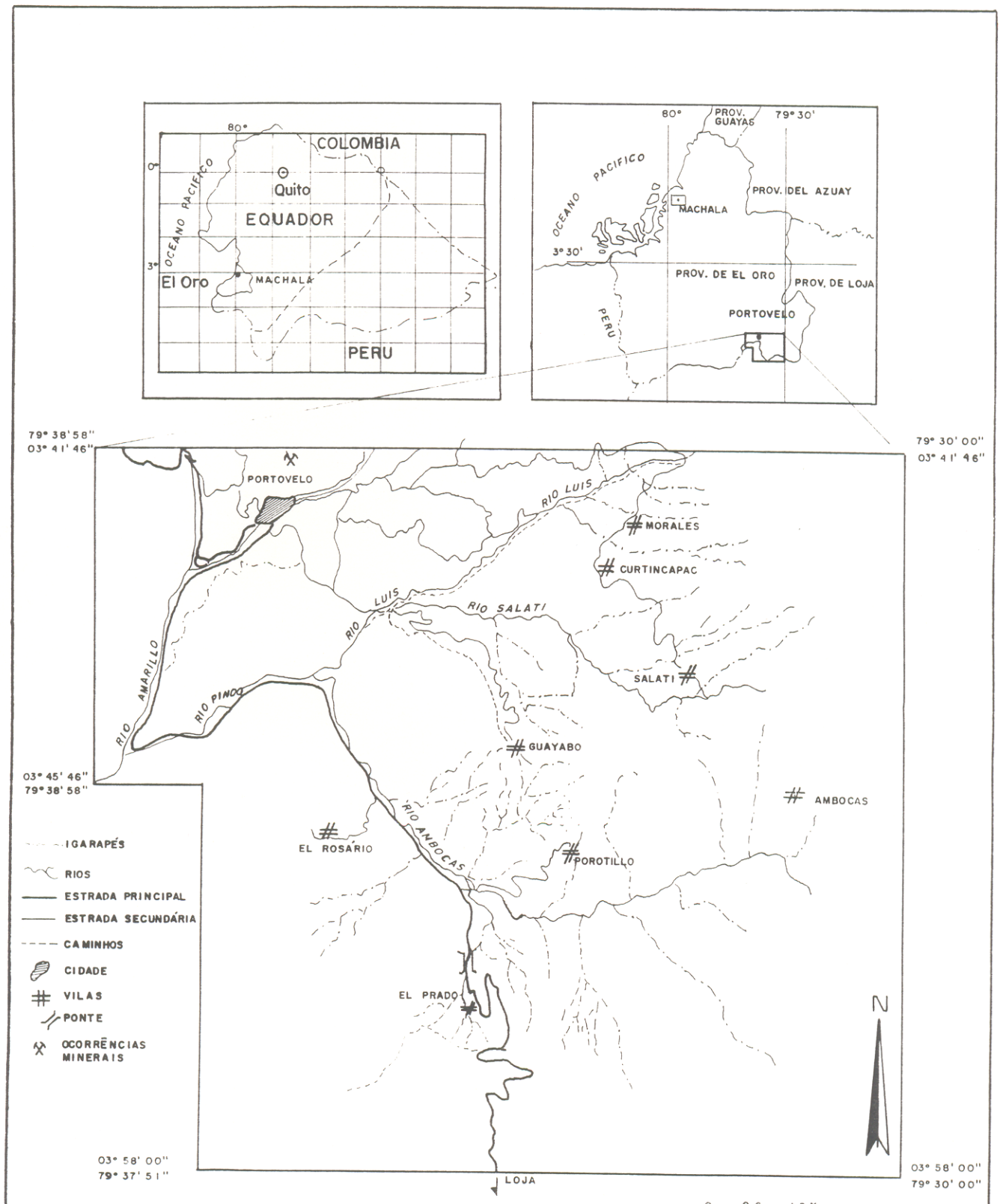


Figura 8 - Localização e vias de acesso da área estudada.



Figura 9 - visão panorâmica da porção NW da área estudada, apresentando terrenos montanhosos típicos de relevos orogênicos. Observa-se Zaruma na parte esquerda superior e Portovelo na parte central, no vale. A foto foi tomada do alto do Cerro La Chuva na direção aproximada de W para E. Notar na parte central as formas de relevo típicas da Formação Celica.

1.10- CLIMA

A área estudada se caracteriza por um clima tropical com duas estações bem definidas: uma estação úmida, com fortes precipitações, que se inicia no mês de dezembro, atinge o clímax entre meados de fevereiro e abril, e encerra em maio; uma estação relativamente seca nos meses restantes do ano. A precipitação média anual fica em torno de 1.300 mm, enquanto que a temperatura média flutua entre 25° e 28°C durante a manhã e em torno de 23°C durante a tarde e noite (NAVARRETE, 1989).

2- GEOLOGIA LOCAL

2.1- INTRODUÇÃO

A região de Portovelo-Zaruma, mais particularmente a área estudada, situa-se no sudeste da Província de El Oro a 110 km de sua capital, Machala (Figura 8), no Equador. Essa região está situada no sudoeste do País dentro da zona transversal Puná-Méndez que faz parte da encosta oeste da Cordilheira Ocidental dos Andes Equatorianos. (Figura 2).

Considerando que o objetivo central dessa dissertação é o estudo dos granitóides e também em função das limitações de tempo, o mapeamento geológico e amostragem sistemática se restringiram aos corpos granitóides. Nas demais unidades efetuou-se apenas um reconhecimento regional acompanhado da coleta de amostras esparsas. A opção feita se reflete claramente na distribuição dos afloramentos estudados, visualizável no mapa de amostragem (Anexo A), os quais se concentraram essencialmente nos corpos granitóides. Em conseqüência, o mapa geológico elaborado (Anexo B), excetuando-se os domínios dos granitóides, baseou-se essencialmente em fotointerpretação, tendo-se apoiado em mapas geológicos pré-existentes (ECUADOR, 1980) e em informações obtidas na bibliografia (VAN THOURNOUT, 1986, 1991, no prelo; ASPDEN et al., 1992b; LITHERLAND et al., 1994).

2.2- MAPA GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA

O mapa geológico da folha Zaruma (ECUADOR, 1980) fornece uma visão geral da geologia e estratigrafia da região de interesse. VAN THOURNOUT et al. (1991), embora enfatizando os aspectos metalogenéticos, apresentaram uma visão mais atualizada da geologia e estratigrafia desta área, bem como das litologias presentes nas unidades aflorantes em torno de Zaruma-Portovelo. Eles não abordaram as rochas granitóides objeto do presente estudo.

O mapa geológico da área estudada, realizado em escala de semi-detalhe (1:60.000), permitiu delimitar com mais precisão os contatos das diversas formações existentes com os corpos granitóides. Isso foi feito, além da fotointerpretação, através de levantamentos das estradas e caminhos existentes, acompanhados de coleta sistemática de amostras para posterior tratamento petrográfico e geoquímico. O mapa de amostragem consta do Anexo A. Os dados

obtidos no campo, somados com a interpretação de fotografias aéreas e os estudos petrográficos, permitiram elaborar o mapa geológico (Anexo B).

A coluna estratigráfica adotada neste trabalho para a região estudada basea-se essencialmente em mapeamento geológico anterior (ECUADOR, 1980), complementado pelas relações estratigráficas entre as diversas unidades observadas no campo, pelas escassas feições estruturais apresentadas pelas mesmas, bem como em dados geocronológicos obtidos por diferentes métodos, disponíveis na literatura.

A coluna estratigráfica da região mapeada ainda encerra controvérsias, em geral advindas das imprecisões quanto à definição das idades das diferentes unidades e da diversidade de denominações existentes na literatura. A unidade mais antiga da região corresponde a um embasamento metamórfico denominado Série ou, mais recentemente, Grupo Tahuin, subdividido nas Formações Capiro e San Roque. A Formação Celica de idade Cretácea sobrepõe-se ao Grupo Tahuin. Ela acha-se parcialmente recoberta por andesitos de idade Terciária na Região de Portovelo-Zaruma e cortada por vulcânicas ácidas, possivelmente do Terciário Superior (VAN THOURNOUT et al., 1991). A idade e posicionamento estratigráfico dos corpos granitóides permanecem duvidosos. Os dados de campo mostram que eles são intrusivos no Grupo Tahuin, mas seus contatos com a Formação Celica não foram observados, devido às dificuldades de acesso ou por se acharem encobertos pelo espesso manto de intemperismo. LITHERLAND et al. (1994) correlacionam os granitóides El Prado e Marcabelí entre si e ambos, por sua vez, aos granitos Moromoro. Os dois últimos foram datados e os autores citados posicionam-nos no Triássico Superior, o que seria por extensão válido para o granitóide El Prado. Já VAN THOURNOUT et al. (no prelo) assinalam que a Formação Celica é cortada por plútons granodioríticos a dioríticos do Cretáceo Inferior e que essa associação seria interpretada como restos de um arco vulcânico continental. Embora não explicitado, tudo leva a crer que esses autores refiram-se também aos granitóides da área estudada que, neste caso, seriam cretácicos. Cabe assinalar que na tentativa de esclarecer essa questão, estão sendo realizadas por Marco Antonio Galarza Toro e Moacir José Buenano Macambira, em colaboração com o autor, datações geocronológicas dos granitóides da região mapeada.

Conforme mencionado, na área em questão, com base nos dados obtidos durante o mapeamento geológico, o Grupo Tahuin corresponde à unidade mais antiga. Ocorre como faixas fortemente linearizadas de direção NW-SE, que envolvem completamente os Granitóides El

Prado, Rios Amarillo-Pindo e parcialmente os Granitóides Guayabo-Porotillo, Ambocas e Rios Luis-Ambocas.

A Formação Celica é discordante e sobreposta ao Grupo Tahuin. Ocorre como derrames andesíticos compactos com intercalações subordinadas de rochas piroclásticas, vulcano-sedimentares e riolitos. A sua idade é considerada cretácica (ECUADOR, 1980). Acha-se em contato com os granitóides Guayabo-Porotillo, Ambocas e Rios Luis-Ambocas. Recentemente VAN THOURNOUT et al. (1991) e no prelo, evidenciaram a existência, nas proximidades de Portovelo-Zaruma de uma seqüência andesítica-dacítica mais jovem, sobreposta à Formação Celica. A primeira acusou uma idade de 15,6 Ma (Mioceno) em datação pelo método K-Ar. Essas vulcânicas mais jovens não se acham individualizadas da Formação Celica no mapa geológico (Anexo B), por não ter-se trabalhado com detalhe sobre esta formação, já que o objetivo fundamental desta dissertação é o estudo dos granitóides.

Os corpos Granitóides El Prado e Guayabo-Porotillo apresentam-se alongados, com seus eixos maiores atingindo, respectivamente, 10 e 7 km e dispostos subparalelos e na direção NW-SE, coincidente com a das foliações medidas nas Formações Capiro e San Roque, nas imediações dos corpos. Essa forma e disposição dos corpos, que se situam em altos topográficos, sugerem que a colocação dos mesmos foi condicionada a direções estruturais pré-existentes. Essas não correspondem àquelas dominantes na cadeia Andina (≈ NNE), nem tampouco coincidem com as da porção W da Zona Transversal Puná-Mendez (ZTPM), onde aflora a maior parte do Cinturão Metamórfico El Oro, dispostas segundo E-W. O mais provável, porém, é que essa orientação seja condicionada à da ZTPM, que sofreria uma inflexão na altura de Portovelo (perceptível no mapa do Anexo B), inicialmente para WNW-ESE e, depois, mais a sul, para NW-SE.

O granitóide Ambocas forma um *stock* circular com diâmetro um pouco inferior a 3 km. Destoa nesse aspecto dos outros dois corpos mencionados. Os dois corpos restantes são muito pequenos (≈ 1,5 km na maior dimensão) e situam-se nas confluências de rios, mostrando que tiveram suas exposições controladas pela intensificação da erosão. Esse aspecto e as similaridades petrográficas e geoquímicas existentes entre os vários corpos sugerem a possibilidade de que os corpos sejam contínuos em subsuperfície, formando talvez um grande batólito com os corpos maiores. Essa hipótese fica, no entanto, no campo meramente especulativo. Os diversos granitóides não se mostram foliados.

2.3- DESCRIÇÃO GERAL DAS UNIDADES

2.3.1- Grupo Tahuin

Este Grupo cobre a maior parte do Cinturão Metamórfico El Oro e está dividido nas Formações San Roque e Capiro, descritas de modo geral no item 1.4. A discussão que segue limita-se, portanto, aos aspectos dessas unidades na área estudada.

Formação San Roque: No mapa geológico de Ecuador (1980), em que baseou-se o Anexo B, não é feita distinção entre o Grupo Piedras e a Formação San Roque, contrariamente ao que se observa na Figura 7. Portanto, deve-se ter em mente que a área indicada como Formação San Roque no Anexo B é provavelmente formada pelas duas unidades mencionadas, que não puderam ser separadas na cartografia então realizada.

Segundo ECUADOR (1980), a Formação San Roque aflora principalmente na porção NW da área. Exibe uma forma alongada na direção NW-SE em sua parte centro-sul e em sua parte NW sofre uma inflexão com direção WNW-ESE. É formada por quartzitos, xistos e gnaisses de granulação fina a grossa, com migmatitos e anfibolitos de granulação média associados localmente. Ao que tudo indica, os anfibolitos mencionados pertenceriam ao Grupo Piedras, discutido em item precedente.

VAN THOURNOUT et al. (1991) descrevem a ocorrência a sul de Portovelo de gnaisses biotíticos com textura granular, porém foliados, os quais seriam derivados de granodioritos e pertencentes à Formação San Roque. Ainda mais próximo de Portovelo, eles mencionam a presença de anfibolitos com foliação bem desenvolvida, localmente intercalados com pacotes de quartzitos e quartzo-filitos, apresentando diques pegmatíticos delgados, os quais cortam a foliação. Esta unidade, a qual não atribuem denominação estratigráfica precisa, estaria em contacto com a Formação Celica através da Falha de Portovelo.

No presente estudo, foram coletadas muito poucas amostras da Formação San Roque. Uma delas é um meta-arenito (?) provém da zona de contato entre a mesma e o corpo granitóide da confluência dos rios Luis e Ambocas. Também foi amostrado em uma pedreira a W de Portovelo (JR-60, Anexo A) um anfibolito, provavelmente pertencente ao Grupo Piedras.

As rochas estudadas petrograficamente em lâminas delgadas apresentam as seguintes características:

Meta-arenito (?) (JR-67B) - trata-se de uma rocha de granulação dominantemente fina, porém com o quartzo atingindo localmente granulação média (2 a 3 mm). A textura é lepido-granoblástica, devido à orientação de clorita e sericita, bem como dos grãos de quartzo que formam *rubans*. Além do quartzo, a rocha apresenta muito plagioclásio, bastante alterado para sericita, e algum feldspato potássico. Os minerais acessórios identificados são titanita, apatita, allanita e opacos.

Anfibolito (JR-60) - apresenta uma textura grano-nematoblástica, sendo composta essencialmente por hornblenda e plagioclásio. Este último está muito caulinizado e com sua geminação mascarada, provavelmente devido à alteração intempérica.

Formação Capiro: ocupa a parte sul da área; exibe uma forma alongada na direção NW-SE em sua parte centro-sul e em sua parte NW sofre uma inflexão para a direção WNW-ESE; tem aproximadamente 20 km de comprimento por 5 km de largura (Anexo B). Segundo ECUADOR (1980), inclui diferentes litologias, variando desde rochas pouco metamorfisadas até rochas de baixo a médio grau metamórfico. Predominam os quartzitos, filitos e xistos, com presença acentuada de muscovita e sericita e granulação fina.

As rochas amostradas dessa unidade limitam-se às zonas de contacto da mesma com os corpos granitóides Rios Amarillo-Pindo, Guayabo-Porotillo e El Prado que a seccionam. Procurou-se com isso, sobretudo verificar os eventuais efeitos de contacto dos referidos granitóides em suas rochas encaixantes.

Junto ao pequeno corpo granitóide que aflora no rio Pindo, próximo de sua confluência com o rio Amarillo, no balneário El Vado, está exposto o contacto entre o mesmo e a Formação Capiro (Figura 10). Neste local, a mesma é formada por um *hornfels* maciço, de granulação fina, derivado de metassedimento dominantemente psamítico. Ao microscópio, o mesmo apresenta uma textura granoblástica eqüigranular e é constituído principalmente por quartzo e plagioclásio, bastante sericitizado, acompanhados por biotita quase que inteiramente cloritizada e muscovita.

Próximo do contacto com o granitóide Guayabo-Porotillo foram coletadas duas amostras nos domínios da Formação Capiro (JEA-110 e JEA-112). A primeira é um filito com textura lepido-granoblástica fina, a base de quartzo, plagioclásio, sericita-muscovita e biotita ± clorita, apresentando turmalina como acessório. A segunda é um típico micaxisto de textura lepidoblástica, formado por muscovita e biotita fortemente orientadas e formando níveis

alternados com outros enriquecidos em quartzo. Esses níveis micáceos contornam localmente fenoblastos milimétricos de andaluzita, bem como de minerais félsicos transformados. Xistos mineralogicamente similares a este foram descritos por LITHERLAND et al. (1994) na Unidade Victoria, sendo mais provavelmente relacionados ao metamorfismo regional do que ao contacto do corpo granítico. O fato da xistosidade da rocha envolver o fenoblasto de andaluzita sugere a cristalização precoce do mesmo.

Nas proximidades do contacto norte do corpo granitóide El Prado, na quebrada El Trapiche, aflora um filito (JME-52; Figura 11). É uma rocha de granulação fina, com textura lepido-granoblástica, tendo como constituintes principais quartzo, plagioclásio e clorita, e, subordinados, feldspato potássico (?), opacos e sericita-muscovita. A rocha é cortada por inúmeros veios preenchidos por carbonatos. Notou-se ainda a existência de uma pequena fratura ao longo da qual desenvolve-se marcantemente um mineral fino e fibroso, interpretado como fibrolita.

Nessa mesma área, porém um pouco ao sul, a atitude exibida por filitos da Formação Capiro é N 56° W/ S 30° W (Figura 12).

No Cerro Santa Ana, no contacto sul entre o Granitóide El Prado e a Formação Capiro, tem-se as melhores exposições dessa unidade (Figura 13). Foram estudadas ao microcópio duas amostras da última, coletadas junto ao contacto (JA-123, JA-124A) e uma terceira (JR-73) situada a uma distância maior do mesmo. A amostra JA-124A é um quartzito, onde além do quartzo tem-se plagioclásio alterado a sericita. Esses grãos, que devem representar material detrítico, possivelmente recristalizado, acham-se em muitos locais entremeados com feldspato potássico que preenche os interstícios entre os mesmos como se fora uma espécie de cimento. Essa feição é provavelmente relacionada aos efeitos de metamorfismo de contacto. A amostra JA-123 apresenta textura e mineralogia típicas de *hornfels*. Ela apresenta ao microscópio um nível comparativamente mais grosso de quartzito dobrado, envolto por uma massa fina que representa um material dominantemente pelítico com grãos de silte associados, o qual foi transformado pela recristalização em uma concentração de poiquiloblastos de cordierita englobando, além dos grãos detríticos de quartzo, biotita, opacos e turmalina neoformados e muito abundantes. Finalmente, a amostra JR-73 exibe uma granulação muito fina e uma coloração preta em amostra de mão. Em lâmina delgada constata-se uma estrutura bandada, que corresponde provavelmente a uma alternância de níveis sílticos e argilosos da rocha sedimentar primitiva.



Figura 10- Afloramento no balneário El Vado, mostrando hornfels (esquerdo) da Formação Capiro, desprovidos de xistosidade, em contato, à direita, com o corpo granitóide rios Amarillo-Pindo (JR-63C).



Figura 11- Afloramento de filitos da Formação Capiro, localizado na Quebrada El Trapiche, próximo ao contacto com o Granitóide El Prado (JME-52).



Figura 12- Rochas metamórficas da Formação Capiro com atitude N56°W/S30°W, aflorantes na estrada Portovelo-Loja, próximo a entrada ao Porotillo .



Figura 13 - Afloramento de quartzitos da Formação Capiro, localizado entre Portete e a Cerra Santa Ana (JA-124A).

Atualmente a rocha mostra-se formada essencialmente por sericita, clorita (?), biotita e abundantes opacos (grafita?), os quais estão orientados de modo claramente discordante com a estratificação primitiva. Essa rocha não mostra evidências claras de metamorfismo de contacto.

2.3.2- Formação Celica

Ocupa toda a porção NE da área e sobrepõe-se discordantemente às formações San Roque e Capiro. Acha-se também em contato com os granitóides Rios Luis-Ambocas, Guayabo-Porotillo e Ambocas, porém as relações entre a seqüência vulcânica e esses granitóides não foram observadas no campo. Também foram identificadas rochas vulcânicas a leste do povoado de El Prado, nos domínios do corpo granítico homônimo.

Segundo ECUADOR (1980) é formada por derrames andesíticos esverdeados e compactos com intercalações subordinadas de rochas piroclásticas. Sua idade é considerada cretácica, porém não existem datações da mesma (HALL & CALLE, 1982).

VAN THOURNOUT et al. (1991, no prelo) consideram que esta formação é composta por basaltos, andesitos basálticos e andesitos, localmente com finas intercalações de tufos, pelitos e cherts. Os derrames foram distribuídos em toda a região por um sistema de fissuras verticais. Os basaltos exibem texturas porfiríticas, alotriomórficas a hipidiomórficas e a matriz pode conter vidro vulcânico. Os principais minerais máficos são piroxênios (augita), por vezes, com olivina associada. Os andesitos são geralmente porfiríticos e também contêm piroxênios. O quartzo é uma fase intersticial tanto nos basaltos, quanto nos andesitos. A alteração hidrotermal é propilítica com superposição ocasional de sericita, adulária e hidromicas nas proximidades dos veios.

Dentro da área de Portovelo-Zaruma as rochas desta formação foram subdivididas em duas unidades (VAN THOURNOUT et al., 1991):

a- Um pacote de lavas andesíticas, com uma espessura de vária centenas de metros (Figura 14), que ocupa o eixo Portovelo-Zaruma; são de cor verde ou mais escuras e possuem intercalações subordinadas de rochas piroclásticas e vulcano-sedimentares. Foram denominadas de Série Portovelo (BILLINGSLEY, 1926).

b- A leste e oeste do mencionado eixo, afloram séries vulcânicas, com várias centenas de metros de espessura, compostas por rochas piroclásticas, tufos, aglomerados, brechas

vulcânicas, com algumas intercalações de lavas andesíticas. Estas seqüências foram designadas como Muluncay, a leste, e Faique, a oeste (BILLINGSLEY, 1926).

VAN THOURNOUT et al. (1991) consideram que a Formação Celica acha-se dobrada e recoberta discordantemente por outra seqüência vulcânica terciária formada essencialmente por uma camada espessa de rochas piroclásticas e, na sua porção superior, por derrames andesíticos. VAN THOURNOUT et al. (no prelo) obtiveram uma idade K-Ar em rocha total de 15,26 Ma para uma rocha representativa dessa unidade vulcânica superior. A separação entre as duas seqüências vulcânicas é feita apenas de modo esquemático por esses autores, o que dificulta a sua localização no mapa geológico (Anexo B). A mesma distribui-se ao redor das cidades de Portovelo e Zaruma, estendendo-se até Piñas.

Segundo AGUIRRE (1992), as rochas da formação Celica são afetadas por um metamorfismo de muito baixo grau que atinge as fácies zeolita e prehnita-pumpellyita. As principais características deste metamorfismo são: baixa pressão litostática, gradiente termal moderado a forte, alta fugacidade de oxigênio, valores baixos da razão água de mar/rocha e total ausência de deformação. Estas características são típicas igualmente de outras seqüências vulcânicas andinas de idades similares e indicam um ambiente extensional ligado a adelgaçamento da crosta continental. Este autor interpreta que a Formação Celica corresponde a uma bacia marginal abortada, ensiálica, desenvolvida sobre uma crosta continental fortemente atenuada, na borda da placa Sul Americana.

Nos domínios da Formação Celica, conforme delimitados no Anexo B, foram coletadas pouquíssimas amostras, tendo sido estudadas petrograficamente duas lâminas delgadas (JR-99A e JM-142). A primeira, coletada junto a ponte Portovelo sobre o rio Amarillo, é representativa dos andesitos aí aflorantes. O mesmo apresenta textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio e agregados de carbonatos e anfibólio, este último muito cloritizado, em uma matriz totalmente alterada, a base de plagioclásio + anfibólio + carbonatos + sericita + titanita + opacos. A segunda amostra é proveniente do contato da seqüência vulcânica com o granitóide rios Luis-Ambocas, sendo interessante destacar que a mesma não apresenta nenhuma evidência de metamorfismo de contacto, indicando que as vulcânicas são posteriores à intrusão granítica. Essa rocha foi classificada como basalto, apresentando uma textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio, piroxênios (ortopiroxênio e clinopiroxênio) e olivina, parcial ou totalmente serpentinizada, em uma matriz a base de plagioclásio + máficos, com algum quartzo associado.

Outra ocorrência de rochas vulcânicas, não sinalizada em trabalhos anteriores, foi identificada a oeste do povoado El Prado, nos domínios do corpo El Prado. Foram coletadas aí diversas amostras de rochas vulcânicas dacíticas com rochas piroclásticas associadas (JR-85B, JA-128B, JM-129, JM-131), as quais aparentemente superpõem-se ao corpo granitóide, pois não apresentam nenhuma evidência de metamorfismo de contacto e ocorrem em altos topográficos. É possível que essas rochas sejam contemporâneas da Formação Celica ou do vulcanismo considerado como Terciário por VAN THOURNOUT et al. (1991, no prelo). Outra hipótese seria a de que essas rochas vulcânicas sejam mais ou menos contemporâneas ao plutonismo granítico, representando líquidos tonalíticos localmente extravasados em superfície.

A amostra JM-131 é de natureza piroclástica, correspondendo a uma brecha a base de fragmentos de diversas rochas vulcânicas e piroclásticas, juntamente com gnaisses(?) e quartzitos, bem como fenocristais ora automorfos, ora angulosos de quartzo, plagioclásio e, subordinado, feldspato potássico. As amostras JM-129 e JA-128B foram, por sua vez, classificadas como dacitos. Elas exibem uma textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio ± quartzo em matriz microcristalina felsítica, onde a biotita se destaca como a fase máfica mais abundante.

2.3.3- Plutonismo Granitóide

Dentro da área estudada ocorrem cinco corpos granitóides de idade ainda desconhecida. Estes corpos estão seccionando o Grupo Tahuin e as suas relações de contato com a Formação Celica não são conclusivas, pois os contactos acham-se encobertos ou em áreas inacessíveis (Anexo B). Esses granitóides não apresentam foliação ou deformação por cisalhamento, caracterizando-se como corpos isotrópicos. Tampouco foram observados xenólitos incluidos nos mesmos. Um dos seus aspectos mais marcantes no campo é o fato de se apresentarem intensamente alterados e recobertos na maioria dos locais por um espesso manto de intemperismo que dificulta sobremaneira o estudo dos mesmos.

Corpo Guayabo-Porotillo: aflora na parte central da área estudada, seccionando o Grupo Tahuin a sul; a norte, seu contato com a Formação Celica acha-se encoberto por uma espessa camada de rochas intemperizadas. Exibe forma alongada na direção NW-SE, e dimensões aproximadas de 7 km de comprimento por 3 km de largura. Esse corpo acha-se numa região de

difícil acesso e é o que se apresenta mais intemperizado, sendo as amostras coletadas provenientes em sua quase totalidade das quebradas que o seccionam (Figura 15). Apresenta-se como um corpo bastante homogêneo com pequenas variações composicionais e texturais, sendo composto dominantemente por muscovita-biotita tonalitos com anfibólio quartzo-dioritos subordinados. Não foram tampouco observadas relações de campo entre essas duas fácies.

Corpo El Prado: aflora na parte sul da área, seccionando a Formação Capiro. Em sua parte sul na encosta da serra Santa Ana observa-se claramente seu contato com os quartzitos da Formação Capiro (Figura 16). Apresenta forma alongada na direção NW-SE, com dimensões aproximadas de 10 km de comprimento por 3 km de largura. Nas proximidades de El Prado são comuns afloramentos em forma de blocos de dimensões variáveis, relativamente preservados de alteração intempérica (Figura 17). Os granitóides também afloram ao longo das quebradas que seccionam o corpo (Figura 18).

Apresenta, de modo geral, expressivas variações texturais e mineralógicas, sendo composto de gabros, quartzo-gabros, quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos, definindo uma série expandida. Estas fácies se alternam em afloramentos muito próximos, como por exemplo, na estrada ligando o povoado de El Prado com Portete, sem que sejam visualizadas as relações entre elas. Na porção oeste do corpo, nas proximidades do povoado de El Rosario e ao longo da quebrada El Trapiche, as rochas são composicionalmente mais homogêneas, variando de tonalitos a monzogranitos.

Corpo Ambocas: aflora na parte E da área e apresenta forma grosseiramente circular com aproximadamente 3 km de diâmetro e está seccionando a Formação Capiro ao sul e ao norte seu contato com a Formação Celica acha-se encoberto por uma forte camada intempérica ou em áreas inacessíveis. As rochas são composicionalmante mais homogêneas variando de muscovita-biotita tonalitos a muscovita-biotita monzogranitos. Em termos de seus constituintes minerais e pela presença de muscovita, lembra bastante as rochas granitóides félsicas dos corpos Guayabo-Porotillo, Rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo.

Corpo Rios Luis-Ambocas: aflora a NW do corpo Guayabo-Porotillo e a norte do corpo El Prado. É um corpo muito pequeno ($\approx$ 1,5 km em sua maior dimensão) que secciona a Formação San Roque (Figura 19). Seu contato com a Formação Celica, ao norte, acha-se encoberto por um manto intempérico. Apesar das suas dimensões limitadas, este corpo também apresenta-se heterogêneo, definindo uma série expandida que vai desde gabros e quartzo-dioritos,

até tonalitos e granodioritos. Em termos da variação litológica e da ausência de relações claras entre as várias fácies, esse corpo lembra bastante o que se observa na porção centro-sul do Granitóide El Prado.

Corpo Rios Amarillo-Pindo: é um corpo muito pequeno (≈ 1,5 km) que aflora na porção W da área e secciona a Formação Capiro. Apresenta-se como um corpo bastante homogêneo com pequenas variações composicionais e texturais, sendo composto por muscovita-biotita tonalitos e muscovita-biotita granodioritos. Não foram tampouco observadas relações de campo entre essas duas fácies. Em sua parte NE, na beira do Rio Pindo, observa-se claramente seu contato entre um tonalito com a Formação Capiro (hornfels). (Figura 20).

2.3.4- Corpos Riolíticos

Segundo ECUADOR (1980) os riolitos pertencem à Formação Tarqui (Pleistoceno) e consistem principalmente de tufos riolíticos e de lavas riolíticas em menor proporção, apresentando localmente caulim como produto de alteração da mesma. VAN THOURNOUT et al. (1991) manifesta a existência de duas seqüências vulcânicas possivelmente miocênicas que constituem provavelmente o resultado de uma evolução magmática dentro de um mesmo centro eruptivo, uma de composição andesítica-quartzífera e a segunda de composição riolítica. Estas unidades estão em posição discordante sobre a Formação Celica (cretácica). No Cerro La Chuva a NW da área estes mesmos autores descrevem estes riolitos como caulinizados, que se identificam como tufos vulcânicos.

Na área estudada encontra-se dois corpos pequenos riolíticos que afloram nos Cerros Ojeda (Figura 21) e La Chuva. Estas rochas riolíticas em parte estão caulinizadas (Figura 22), ao microscópio apresentam uma textura porfirítica com fenocristais de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio dentro de uma matriz microcristalina a hipocristalina.



Figura 14- Lavas andesíticas da Formação Celica, aflorantes no eixo Portovelo-Zaruma e que correspondem historicamente a Série Portovelo (BILLINGSLEY, 1926).



Figura 15- Afloramento em uma quebrada de tonalito, alterado do Granitóide Guayabo-Porotillo, (JEA-109).



Figura 16- Contato do Granitóide El Prado com os quartzitos da Formação Capiro, localizado na encosta do Cerro Santa Ana.



Figura 17- Afloramento em blocos de quartzo-gabros do Granitóide El Prado (JAM-116). Ao fundo, observa-se o Cerro Santa Ana.



Figura 18- Afloramento em quebrada de tonalito do Granitóide El Prado (JAM-118B).



Figura 19- Contato de tonalito do Granitóide Rios Luis-Ambocas (esquerda) com os meta-arenitos da Formação San Roque (direita), (JR-67B e JR-67A).



Figura 20- Contato entre um tonalito do Granitóide Rios Amarillo-Pindo com a Formação Capiro no Balneário El Vado. (JR-63A e JR-63C).



Figura 21- Visão panorâmica do Cerro Ojeda, composto por Riolitos. Segundo ECUADOR (1980) correspondem à Formação Tarqui.



Figura 22- Afloramento de riolitos caolinizados, localizados na encosta do Cerro Ojeda, (J-49).

3 - PETROGRAFIA

3.1 - INTRODUÇÃO

Serão apresentados neste capítulo os aspectos petrográficos dos corpos granitóides mapeados. Os estudos microscópicos foram precedidos de exame macroscópico sistemático das amostras coletadas, o qual serviu de base para a seleção de amostras para estudos complementares. Após os estudos macro e microscópicos, foram escolhidas amostras representativas das diferentes fácies para realização de análises modais e, eventualmente, análises químicas.

3.2 - GRANITÓIDES GUAYABO-POROTILLO E AMBOCAS

O corpo granitóide Ambocas se situa em área de acesso muito difícil e seus afloramentos acham-se muito intemperizados. Por isso não se pôde coletar muitas amostras do mesmo (Anexo A). Como as três amostras estudadas apresentam muita semelhança petrográfica com as do corpo Guayabo-Porotillo, e os dois corpos ocorrem em áreas próximas, optou-se por discuti-las juntamente com as deste grupo.

3.2.1 - Composições Modais

Foram realizadas 10 análises modais em amostras provenientes dos domínios dos granitóides Guayabo-Porotillo (GGP) (7), e Ambocas (GA) (3). Os resultados são apresentados na Tabela 1. Estes dados foram lançados no diagrama Q-A-P de STRECKEISEN (1976) (Figura 23), onde observa-se que 3 amostras enquadraram-se no campo de granitóides ricos em quartzo. Como estas amostras apresentam características petrográficas similares às das amostras do grupo dos tonalitos, optou-se por classificá-las como tonalitos ricos em quartzo. Percebe-se ainda, a ocorrência esporádicas no corpo GGP de quartzo-dioritos, com composições modais inteiramente contrastantes com as dos demais granitóides. As 3 amostras representativas do GA, posicionaram-se nos campos destinados para as rochas tonalíticas e trondhjemíticas, granodioríticas e monzograníticas.

A Tabela 1 e o diagrama Q-(A+P)-M (Figura 23), mostram que os teores de minerais máficos (M) variam entre 6,5 a 14,5 nos tonalitos e entre 19,5 a 29,2 nos quartzo-dioritos do corpo GGP. Os tonalitos, granodioritos e monzogranitos do corpo GA, apresentam valores de M entre 12,3 e 20,2 e conteúdos de quartzo < 40% destoando nesses aspectos dos tonalitos do GGP. Os máficos são representados principalmente por biotita nos tonalitos, clorita e anfibólio nos quartzo-dioritos e biotita nas três fácies do GA.

Estas rochas plutônicas foram separadas em 4 grupos principais: (1) tonalitos, mais numeroso e homogêneo; (2) quartzo-dioritos; (3) granodioritos; e (4) monzogranitos; sendo os três últimos de ocorrência esporádica. Eles exibem diferenças mineralógicas que permitem subdividí-los em cinco fácies petrográficas distintas, a saber: Biotita-muscovita- tonalitos ricos em quartzo (BtMvT), muscovita-biotita-tonalitos (MvBtT), muscovita-biotita- granodiorito (MvBtGD), muscovita-biotita-monzogranito (MvBtMZG) e anfibólio-quartzo- dioritos (AnfQD).

A paragênese essencial das diferentes fácies dos granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas está representada por quartzo + plagioclásio ± feldspato potássico. Nos anfibólio-quartzo-dioritos, as análises modais mostram que o conteúdo médio de plagioclásio é de 61% e o de quartzo de 12,1%, ao passo que o de feldspato potássico é de apenas 1,6% (Tabela 1).

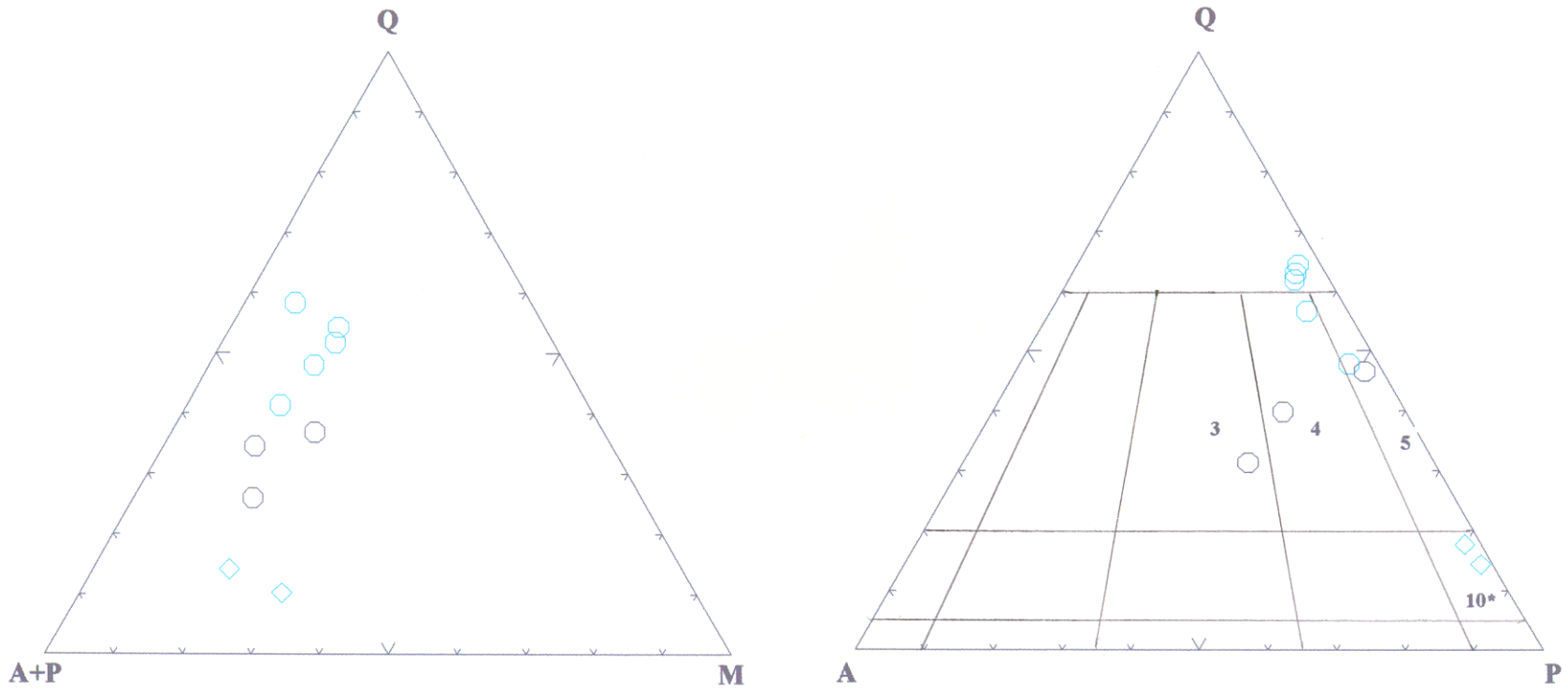
Nos tonalitos, as proporções modais destes minerais também não são equivalentes, sendo a de quartzo nitidamente superior (média de 44,7%), e o de feldspato potássico muito inferior (média de 3,6%), à de plagioclásio (Tabela 1). No granodiorito e monzogranito do corpo Ambocas tem-se, obviamente, um enriquecimento em feldspato potássico (14,2% e 21,5%, respectivamente), acompanhado de diminuição relativa de quartzo, plagioclásio e máficos (Tabela 1).

A biotita e anfibólio são os principais minerais ferro-magnesianos sendo que a biotita é mais abundante e de ocorrência mais ampla nos tonalitos e o anfibólio, bem como restos de clinopiroxênio, limitam-se aos quartzo-dioritos. Em função da alteração hidrotermal, nesta fácies o anfibólio e a biotita são substituidos parcialmente por clorita. Nos GGP e GA, que tendem a ser mais leucocráticos, o anfibólio não aparece e a muscovita aparece como mineral varietal primário, associado à biotita.

Tabela 1- Análises modais dos granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas.

	GUAYABO-POROTILLO									AMBOCAS		
	QUARTZO-DIORITO (QD)			TONALITO (T)						TONAL	GRAND	MONZG
	AnfQD			BtMvT			MvBtTGD		MEDIA	MvBtT	MvBtGD	MvBtMZG
MIN	JMR -95	JMR -97	MEDIA	JEA-106	JMR -92	JMR- 94	J-37	JEA-107A	N = 5	J-42A	J-41	J-43
Quartzo	10,1	14,0	12,1	46,1	43,5	51	45,5	37.3	44,7	35,4	31,8	24,8
Álcali-Felds	1,2	1,9	1,6	2,4	3,6	3,6	4,8	3.4	3,6	2,0	14,2	21,5
Plagioclásio	58,7	63,3	61,0	23,1	23,1	26,4	30	37.3	28,0	38,6	33,8	32,8
Biotita	1,2	x	0,6	12,9	13,5	5,4	11,8	12.2	11,1	16,6	11,0	13,6
Muscovita	----	----	----	14,8	15,6	12,2	4,9	9.0	11,3	3,4	7,7	3,9
Anfibólio	19,3	8,7	14,0	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Piroxênio	x	0,1	0,1	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Opacos	2,3	2	2,1	x	0.4	0,1	1,3	0.2	0,4	2,6	0,7	1,4
Titanita	0,6	1,8	1,2	----	x	----	----	----	x	----	----	1,4
Apatita	x	x	x	x	x	0,2	1,4	0.1	0,3	1,0	0,5	----
Zircão	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Epidoto	x	0,9	0,5	----	----	----	----	----	----	----	0,1	0,2
Clorita	5,8	6,0	5,9	0,4	0,2	0,8	x	0.2	0,3	x	x	x
Sericita	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Carbonatos	0,2	0,8	0,5	----	----	----	----	----	----	----	----	----
AF+PL	59,9	65,2	62,5	25,5	26,7	30.0	34.8	40.7	31,6	40,6	48,0	54,3
Máficos	29,2	19,5	24,7	13,3	13,9	6,5	14.5	12.4	12,1	20,2	12,3	16,6
N°Pontos	1500	1500	xxxx	1500	1500	1500	1500	1500	xxxx	1500	1500	1500

Abreviações como na Figura 23
---- Mineral não encontrado
x Minerais traços



GRANITÓIDE GUAYABO-POROTILLO (azul)

O : Biotita-Muscovita-Tonalitos ricos em quartzo (BtMvT) e Muscovita-Biotita-Tonalitos a Granodioritos (MvBtTGD)

◊ : Anfibólio-Quartzo-Dioritos (AnfQD)

GRANITÓIDE AMBOCAS (preto)

O : Muscovita-Biotita-Tonalito (MvBtT), Muscovita-Biotita-Granodiorito (MvBtGD) e Muscovita-Biotita Monzogranito (MvBtMZG)

3 - Monzogranitos

4 - Granodioritos

5 - Tonalitos e Trondhjemitos

10* - Quartzo-Dioritos e Quartzo-Gabros

Figura 23 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para os granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas. Campos conforme STRECKEISEN (1976).

Os minerais acessórios primários mais freqüêntes nos quartzo-dioritos são: biotita, opacos, piroxênio, titanita, apatita e zircão; como minerais secundários encontram-se clorita, epidoto, sericita e carbonatos. Nos BtMvT e MvBtTGD do GGP e nas fácies do GA, opacos, apatita e zircão são os acessórios mais comuns com rara titanita. Clorita e epidoto são menos abundantes ou ausentes.

Segundo a classificação proposta por TUTTLE & BOWEN (1958), as fácies granodioríticas e monzograníticas do granitóide Ambocas correspondem a granitóides subsolvus caracterizados pela presença de duas fases feldspáticas individualizadas, plagioclásio e feldspato potássico.

3.2.2 - Características Gerais das Fácies dos Granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas

3.2.2.1 - Biotita-Muscovita-Tonalitos Ricos em Quartzo (BtMvT) e Muscovita-Biotita-Tonalitos-Granodioritos (MvBtTGD)

São as rochas amplamente dominantes no corpo intrusivo Guayabo-Porotillo. Em amostras de mão possuem coloração cinza-claro a cinza-castanho. São holocristalinas, faneríticas e geralmente equigranulares médias. Não apresentam evidências de deformação.

A nível microscópico tais rochas possuem uma textura granular hipidiomórfica média (Figuras 24 e 25), sendo constituídas essencialmente por plagioclásio e quartzo, tendo biotita e muscovita como minerais varietais. Os dois últimos apresentam-se orientados, mas não há na rocha evidências de deformação ou recristalização subsolidus, exceto aquela relacionada a processos de alteração hidrotermal que afetaram o plagioclásio e a biotita.

3.2.2.2 - Anfibólio-Quartzo-Dioritos (AnfQD)

Estas rochas encontram-se apenas no GGP. As amostras de mão possuem coloração cinza-escuro ou, por vezes, cinza-esverdeada. São holocristalinas, faneríticas e geralmente equigranulares; não apresentam evidências de deformação.

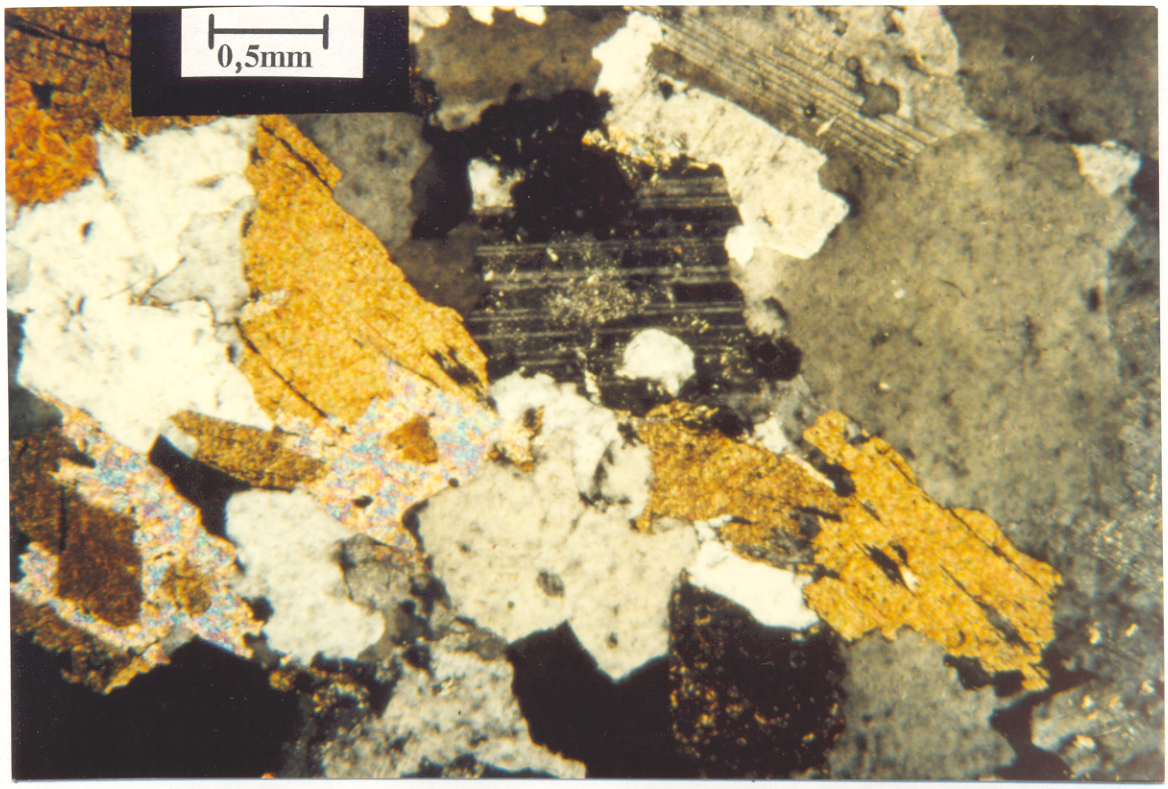


Figura 24 - Textura hipidiomórfica típica dos tonalitos dominantes no corpo Guayabo-Porotillo. Nota-se a orientação dos cristais de Mv e Bt, associados a Qz e Pl. (JEA-106, BtMvT do GGP, fotomicrografia, NC).
Mv = muscovita, Bt = biotita, Qz = quartzo, Pl = plagioclásio; NC = nicóis cruzados

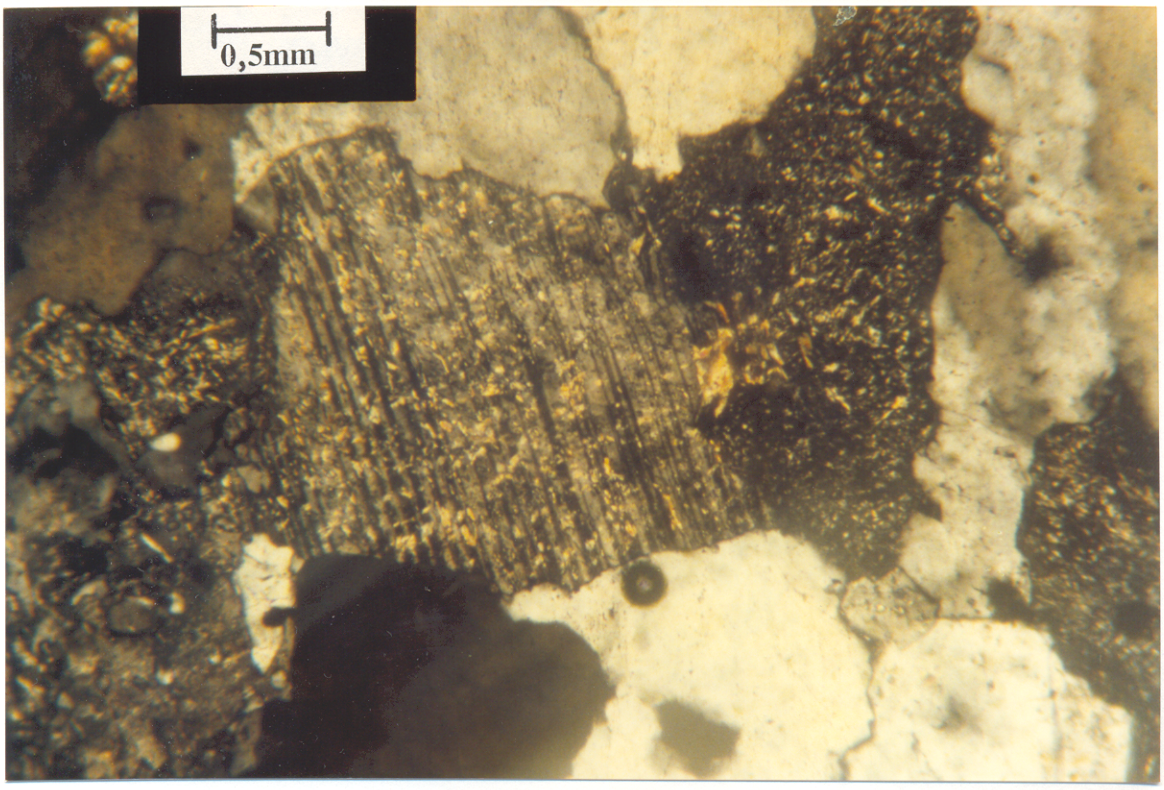


Figura 25 - Fotomicrografia mostrando textura granular hipidiomórfica com plagioclásio sericitizado em contato com Qz (JEA-107A, MvBtTGD do GGP, fotomicrografia, NC)

A nível microscópico tais rochas possuem ora textura com tendência a porfirítica com fenocristais médios de plagioclásio e agregados de máficos em uma matriz fina a base de plagioclásio, quartzo e máficos, ora granular hipidiomórfica média com plagioclásio e anfibólio automórficos, e o desenvolvimento apenas incipiente de matriz (Figuras 26 e 27) .

3.2.2.3 - Tonalito, Granodiorito e Monzogranito do Corpo Ambocas

No corpo Ambocas, devido à escassez de amostras e a variação composicional daquelas coletadas, não foi possível definir uma dominância no corpo das diferentes fácies identificadas.

As amostras de mão possuem coloração cinza-castanho, com pontuações escuras, que correspondem a agregados de minerais máficos dominados pela biotita. São holocristalinas, faneríticas, geralmente equigranulares e não apresentam evidências de deformação.

A nível microscópico tais rochas possuem uma textura granular hipidiomórfica média (Figura 28), não se observam evidências de deformação, nem recristalização expressivas, e textura ígnea acha-se preservada.

3.2.3 - Descrição dos Minerais e Texturas das Diferentes Fácies dos Granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas.

3.2.3.1 - Muscovita-Biotita-Tonalitos Ricos em Quartzo (BtMvT) e Biotita-Muscovita- Tonalitos (MvBtT)

Quartzo: apresenta formas variadas dependendo do grau de deformação e procedência da amostra analisada. Naquelas onde a deformação foi menos intensa, mostra-se como grãos subidiomórficos, com contatos retos a curvos, equigranulares médios (1,1 a 3,6 mm), com extinção ondulante irregular, mas sem recristalização ou deformação expressivas. Nas rochas com deformação incipiente, os grãos maiores de quartzo começam a subdividir-se em subgrãos, seus contatos tornam-se serrilhados e a extinção ondulante torna-se mais regular. Finalmente, nas amostras mais deformadas nota-se o aumento da recristalização dos grãos de quartzo. Na rocha J-114-B, um exemplo desse grupo, o quartzo apresenta-se parcialmente subdividido em grãos, e

com extinção ondulante mais acentuada, mas preserva ainda a forma original do cristal. Este processo tende a homogeneizar a granulação do quartzo, que exibe contatos suturados ou serrilhados.

Plagioclásio: forma em sua quase totalidade grãos subidiomórficos de granulação média (1 a 3 mm) com contatos retos, curvos ou denteados. Em geral o crescimento dos cristais do plagioclásio se processou livremente, ou seja, os mesmos dispuseram de espaço para cristalizar com liberdade, sem que as outras fases minerais lhes impusessem limitações, como fica bem claro pela presença dominante de cristais de plagioclásio com faces bem formadas. O maclamento dominante é do tipo albita polissintético (Figura 25) e, mais localmente albita-carlsbad e albita-periclina. Segundo os métodos da seção (100) e Michel-Levy, o plagioclásio possui um teor de anortita variando de An30 no interior do cristal para An26 em suas bordas ou de An32 para An24, notando-se a presença de manchas mais sódicas (An24) no núcleo ("patchy-zoning"; VANCE, 1969). Outros cristais não zonados, acusaram An28 e An30, mostrando que, o plagioclásio presente é do tipo andesina sódica a cálcico até oligoclásio. Uma característica marcante nestes cristais é o processo de sericitização pronunciada neles impresso, gerando sericita e até mesmo muscovita, onde o seu desenvolvimento foi mais acentuado. A sericitização, em certos cristais, é mais acentuada em seu núcleo que em sua borda, e está presente em todo este corpo intrusivo. Geralmente estas transformações mascaram as feições originais dos grãos, encobrindo quase que totalmente os planos de geminação e impedindo uma determinação adequada dos teores de anortita (Figura 25).

Intercrescimento mirmequíticos aparecem apenas localmente nas amostras analisadas e são geralmente do tipo "bulbous" (PHILIPS, 1974; SMITH, 1974) (Figura 29).

Feldspato potássico: o feldspato potássico no MvBtT e BtMvT do GGP está presente em quantidade média de 3,6% conforme se pode apreciar na Tabela 1. É intersticial e, junto a ele, desenvolvem-se, por vezes, os intercrescimentos mirmequíticos (Figura 29).

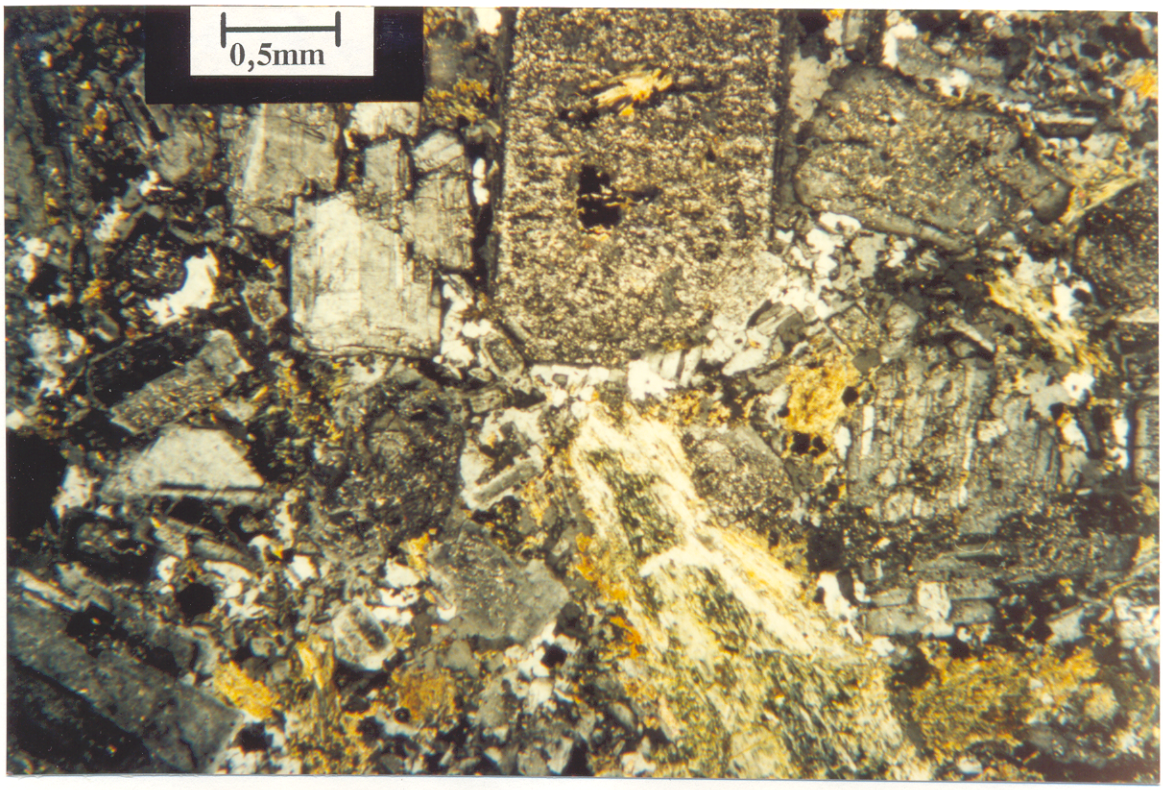


Figura 26 - Textura tendendo a porfirítica com fenocristais automorfos de Pl e agregados de máficos com cristais milimétricos automórficos de Pl, Qz e Mf dos quartzo-dioritos do corpo Guayabo-Porotillo (JMR-95, fotomicrografia, NC).
Mf = máficos.

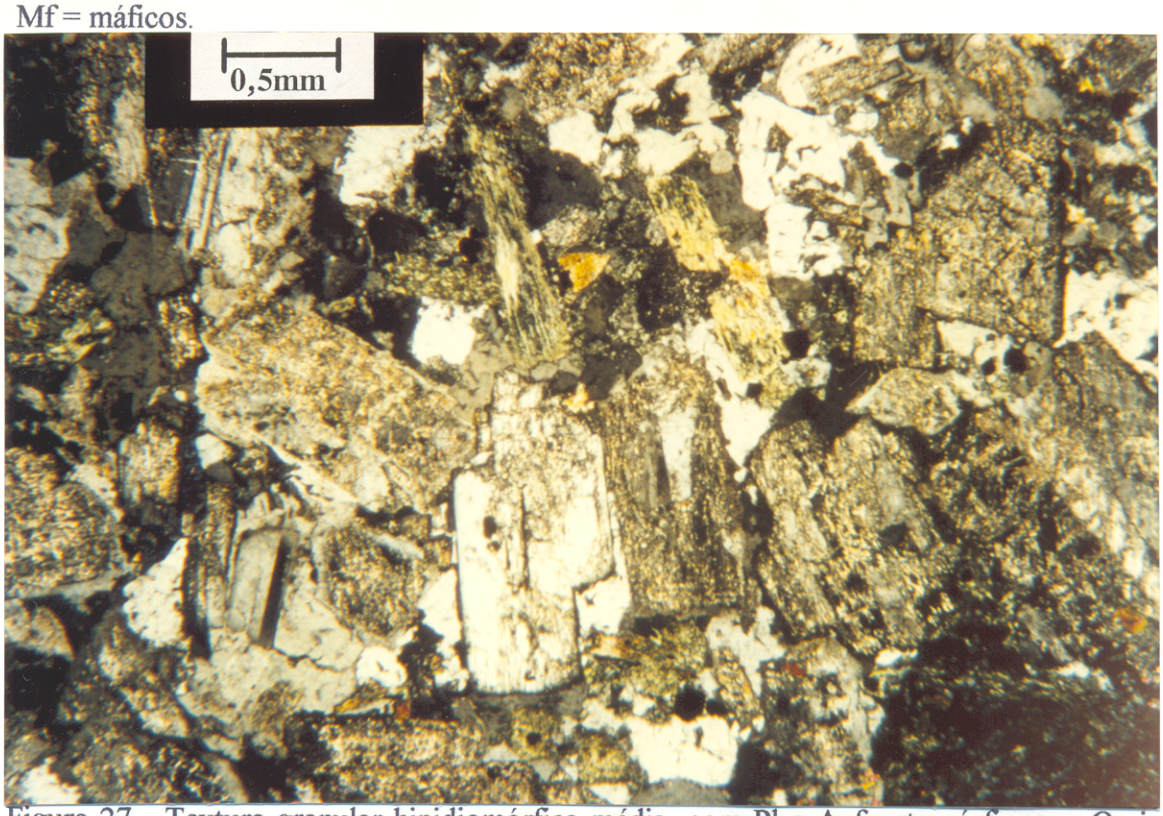


Figura 27 - Textura granular hipidiomórfica média, com Pl e Anf automórficos, e Qz intersticial em quartzo-diorito do corpo Guayabo-Porotillo. (JMR-97, fotomicrografia, NC).
Anf = anfibólio.

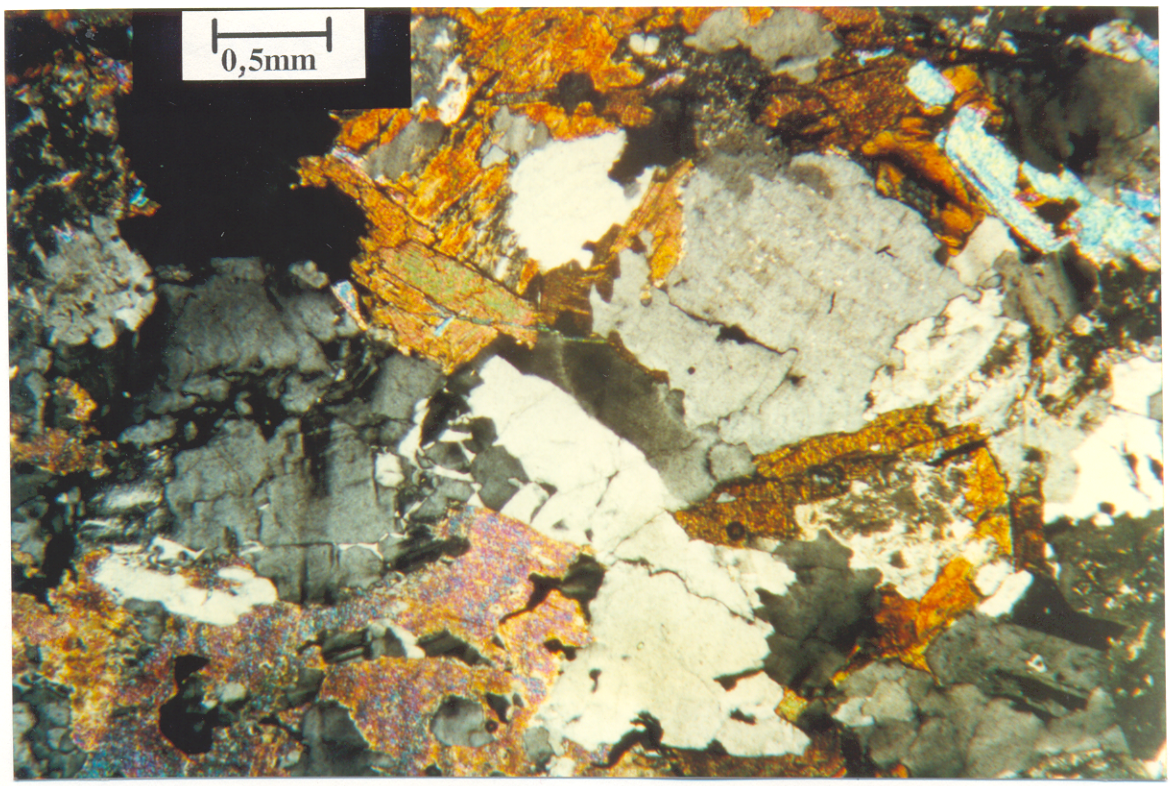


Figura 28 - Textura granular hipidiomórfica em monzogranito Ambocas, com cristais de álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita e biotita. (J-43, fotomicrografia, NC).

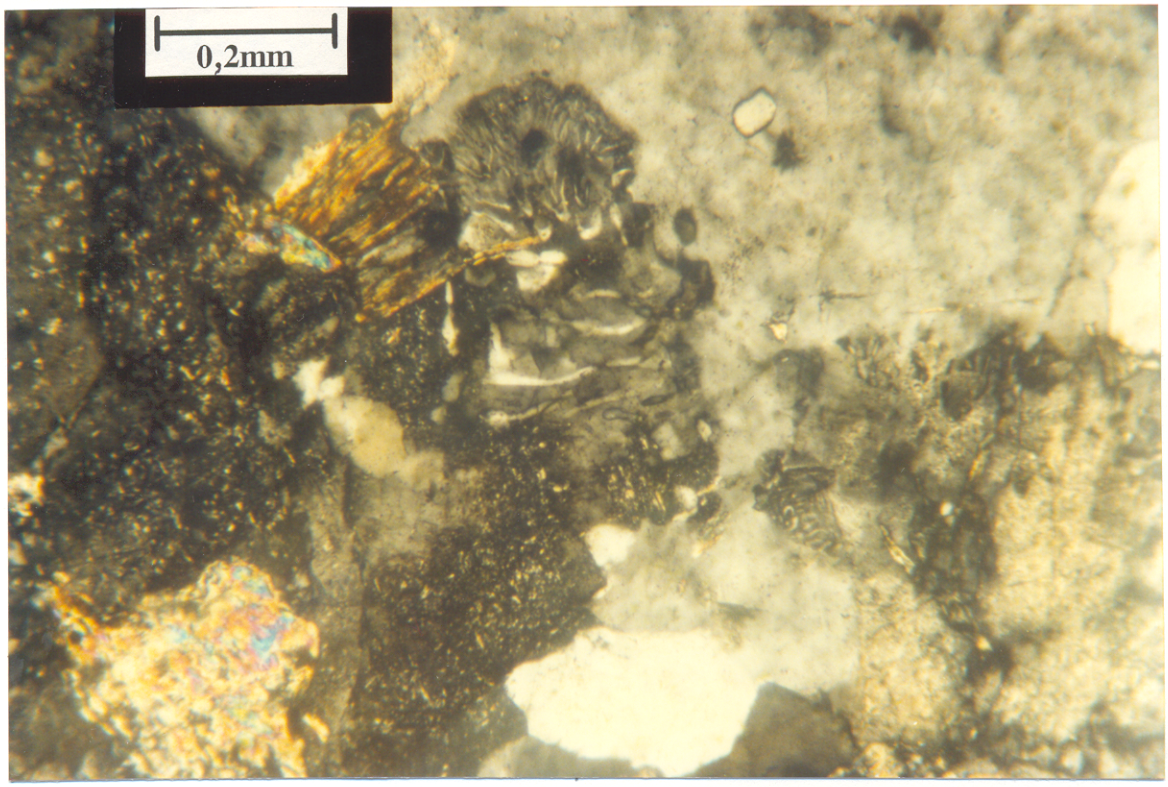


Figura 29 - Mirmequitas (tipo "bulbous"), desenvolvidas no contato entre plagioclásio e feldspato potássico em MvBtT. (J-37, fotomicrografia, NC).

Biotita: é, juntamente com a muscovita, o mineral varietal primário, perfazendo em média 11,1% da moda, (Tabela 1), chegando a atingir 13,5% (JMR-92), e decrescendo até 5,4 % (JMR-94). Apresenta orientação e, geralmente, contatos retos entre si e com a muscovita, podendo tornar-se serrilhados em suas terminações; tem dimensões em torno de 0,5 a 2 mm. (Figura 30). É comum a biotita associar-se à muscovita e, em menor proporção, à titanita, apatita e opacos. Seu pleocroísmo varia de castanho a castanho-escuro ou marrom-avermelhado. A cloritização e, subordinadamente, a oxidação gerando opacos, são freqüêntes nas biotitas desenvolvendo-se geralmente paralelas às clivagens e em suas bordas.

Muscovita: perfaz em média 11,3% da moda (Tabela 1) chegando a atingir 15,6%. É mineral primário que está sempre associado com a biotita. Sua forma é subidiomórfica, seus contatos retos ou irregulares e as dimensões de seus grãos variam de 0,5 a 2 mm (Figura 30).

Apatita, zircão, e opacos são os minerais acessórios primários, presentes em todas as amostras. A **Apatita** é geralmente submilimétrica (< 0,2 mm), prismática e quase sempre associada à biotita, comportando-se como um mineral que cristalizou cedo no líquido magmático. O **zircão** apresenta-se geralmente automórfico, submilimétrico (< 0,2 mm) e também associa-se com a biotita, ou apresenta-se em cristais prismáticos límpidos sem associação com a biotita. Os **Opacos** formam cristais subédricos, associados preferencialmente aos máficos, sendo freqüêntes como inclusões na biotita.

Sillimanita e epidoto: são minerais acessórios de ocorrência muito restrita nestas rochas. A primeira foi observada em apenas uma amostra de MvBtT (Figura 31), associada com as micas ou no interior de grãos de quartzo e plagioclásio. Cabe destacar que esse mineral não é raro nos granitóides Moromoro do Cinturão Metamórfico El Oro (LITHERLAND et al., 1994). O segundo é um mineral acessório, provavelmente secundário, que se apresenta em muito pequena quantidade e de forma muito esporádica nestes tonalitos.

Outros minerais acessórios secundários são **sericita-muscovita, clorita,** originados respectivamente da desestabilização de plagioclásio e biotita. O mais comum é a presença de sericita no plagioclásio formando finas lamelas, com a muscovita representando um estágio mais avançado e de ocorrência restrita deste tipo de alteração. Os **carbonatos** são outra fase secundária de ocorrência bastante restrita, sendo xenomórficos.

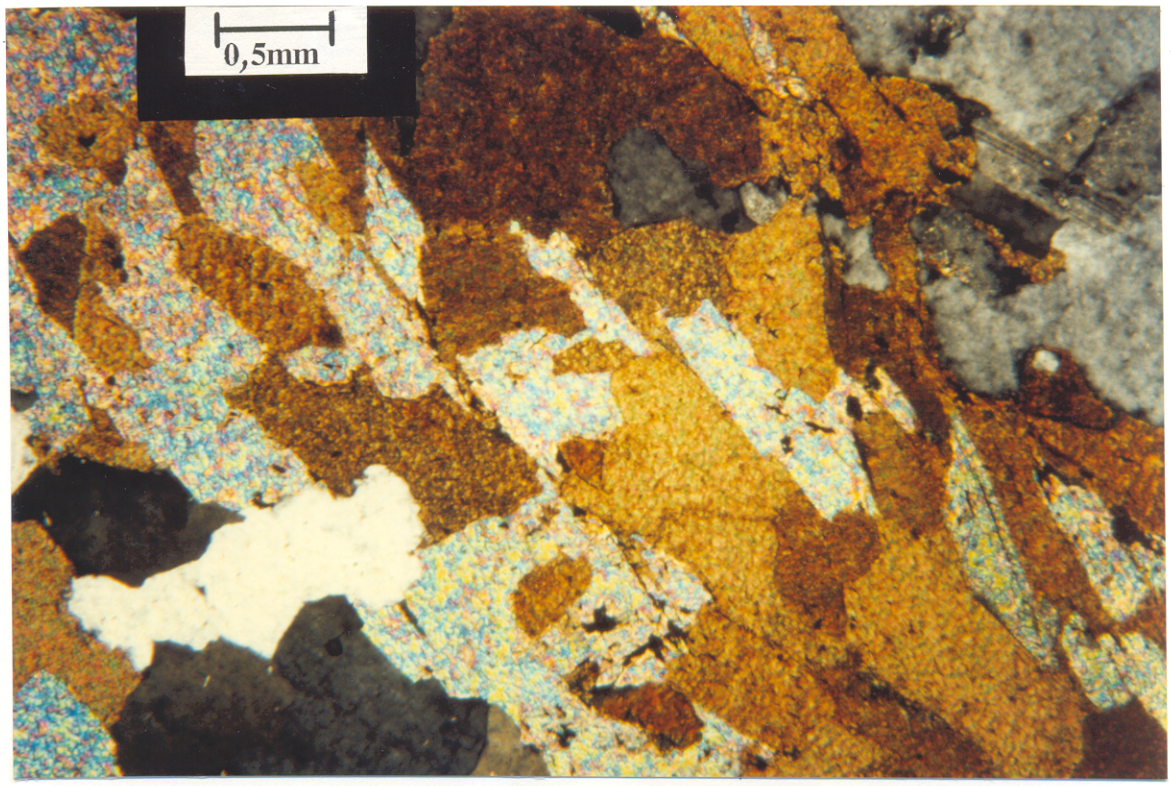


Figura 30 - Agregado de lamelas de Bt e Mv em BtMvT, mostrando forte orientação. (JEA-106, fotomicrografia, NC).

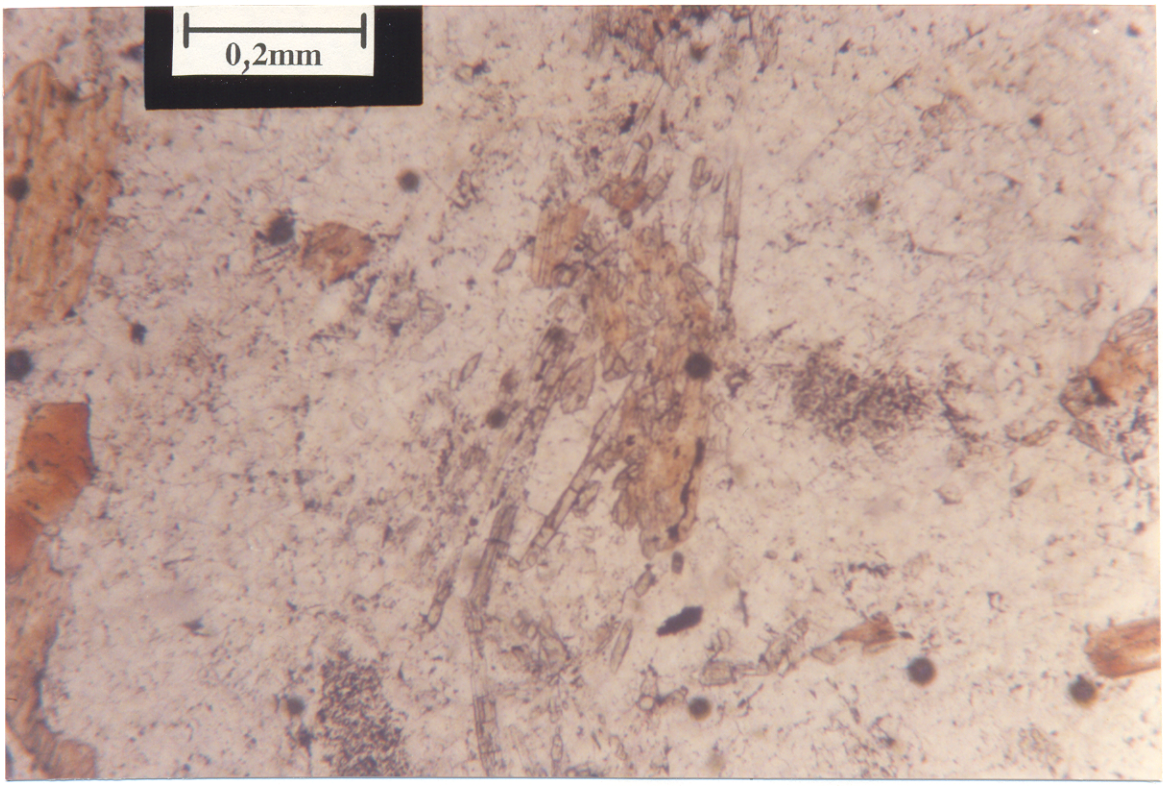


Figura 31 - Cristais orientados de sillimanita em MvBtT do GGP. (JM-114B, fotomicrografia, NP).
NP = nicóis paralelos

3.2.3.2- Anfibólio-Quartzo-Dioritos (AnfQD)

Plagioclásio: apresenta forma subidiomórfica a idiomórfica, granulação variável de 1 a 2,8 mm, contatos retos, curvos e denteados. Geralmente o crescimento do plagioclásio se processou livremente, ou seja, os mesmos dispuseram de espaço para cristalizar com liberdade sem que as outras fases minerais lhes impusessem limitações, como fica claro pela presença de cristais automorfos. Freqüentemente o plagioclásio é circundado por uma franja descontínua de albita e em sua parte interior, concentra-se a alteração hidrotermal (saussuritização), que ajuda a marcar o zoneamento que é regular e concêntrico (Figuras 32 e 33). Sua composição varia de An35 no núcleo (andesina) a An 24 na borda (oligoclásio), (método das seções (100)). Outras determinações através dos métodos de Michel-Levy e albita-carlsbad em diferentes cristais acusaram valores de An38 e An42 (Andesina).

Álcali-feldspato: ocorre em proporções muito inferiores a 2% e mostra disposição intersticial.

O **quartzo** se apresenta em proporções inferiores a 14%, sendo intersticial, xenomórfico, tendendo a formar intercrescimentos granofíricos e tendo dimensões < 1 mm.

Anfibólios: foram distinguidos nessas rochas dois tipos: anfibólios primários da família das hornblendas com pleocroísmo de castanho-pálido a verde amarelado formando cristais subidiomórficos com dimensões em torno de 1 mm e, que, localmente, envolvem restos de clinopiroxênio (Figuras 34 e 35). O segundo tipo corresponde a anfibólios secundários, geralmente fibrosos e muito finos (Figura 36), com pleocroísmo, pouco marcante, classificados como tremolita-actinolita. Os anfibólios acham-se muitas vezes sendo substituídos em suas bordas por biotita e pela clorita.

Os minerais acessórios primários são: titanita, apatita, opacos e zircão.

A **titanita** aparece como grãos irregulares associados a opacos ou com anfibólio e clorita. A **apatita** é euédrica e acha-se inclusa em anfibólio (Figura 34) e clorita. O **zircão** é automorfo, submilimétrico (< 0,02 mm) e associa-se aos máficos. Os opacos são relativamente abundantes e apresentam-se com maior freqüência em formas irregulares mas, por vezes, exibem feições esqueletais. Estão associados predominantemente aos máficos (Figuras 34, 36 e 37).

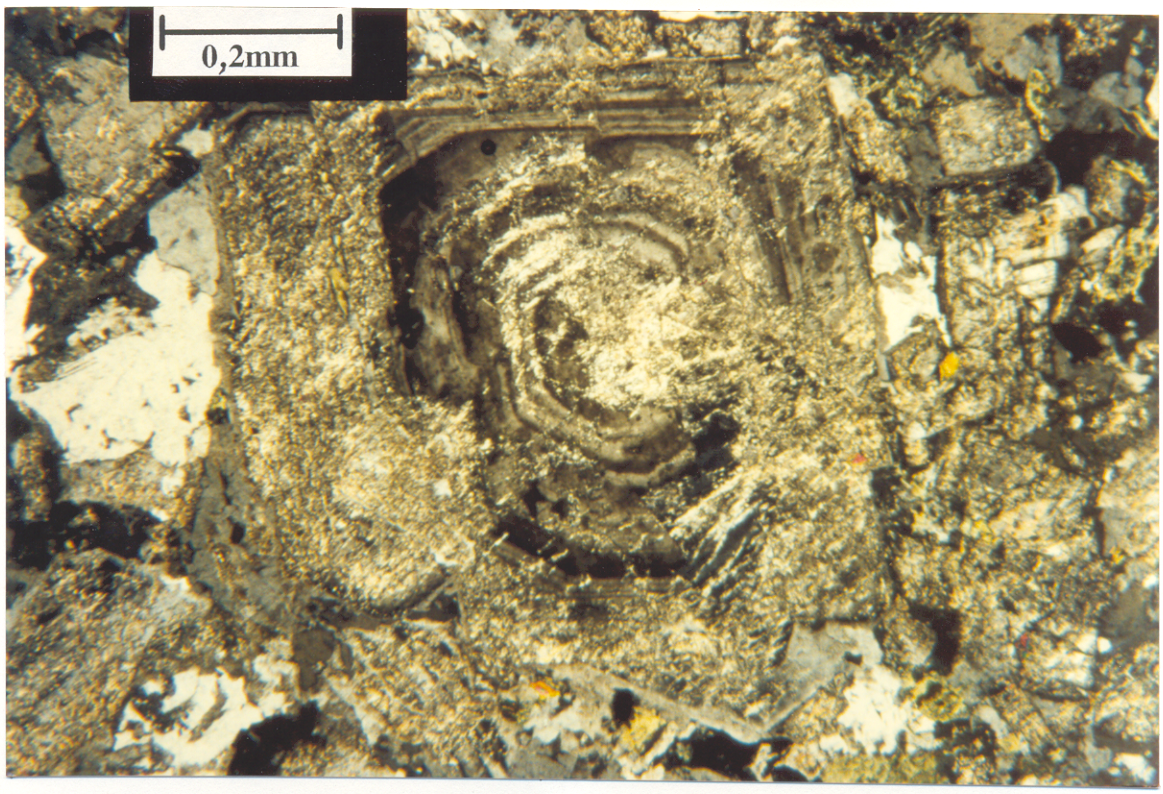


Figura 32 - Plagioclásio idiomórfico, fortemente saussuritizado, com zoneamento oscilatório normal em AnfQD do GGP. (JMR-97, fotomicrografia, NC).

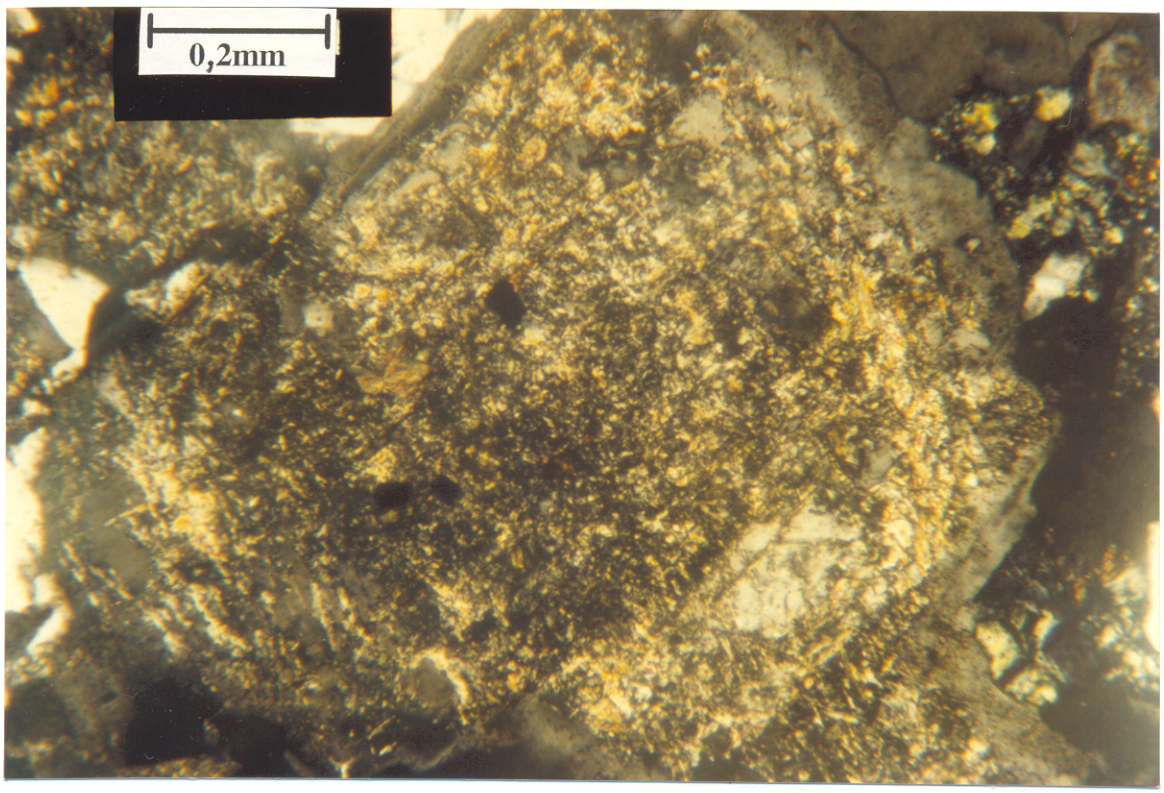


Figura 33 - Plagioclásio zonado, totalmente saussuritizado, com uma franja albitica, em AnfQD do GGP. (JMR-97, fotomicrografia, NC).

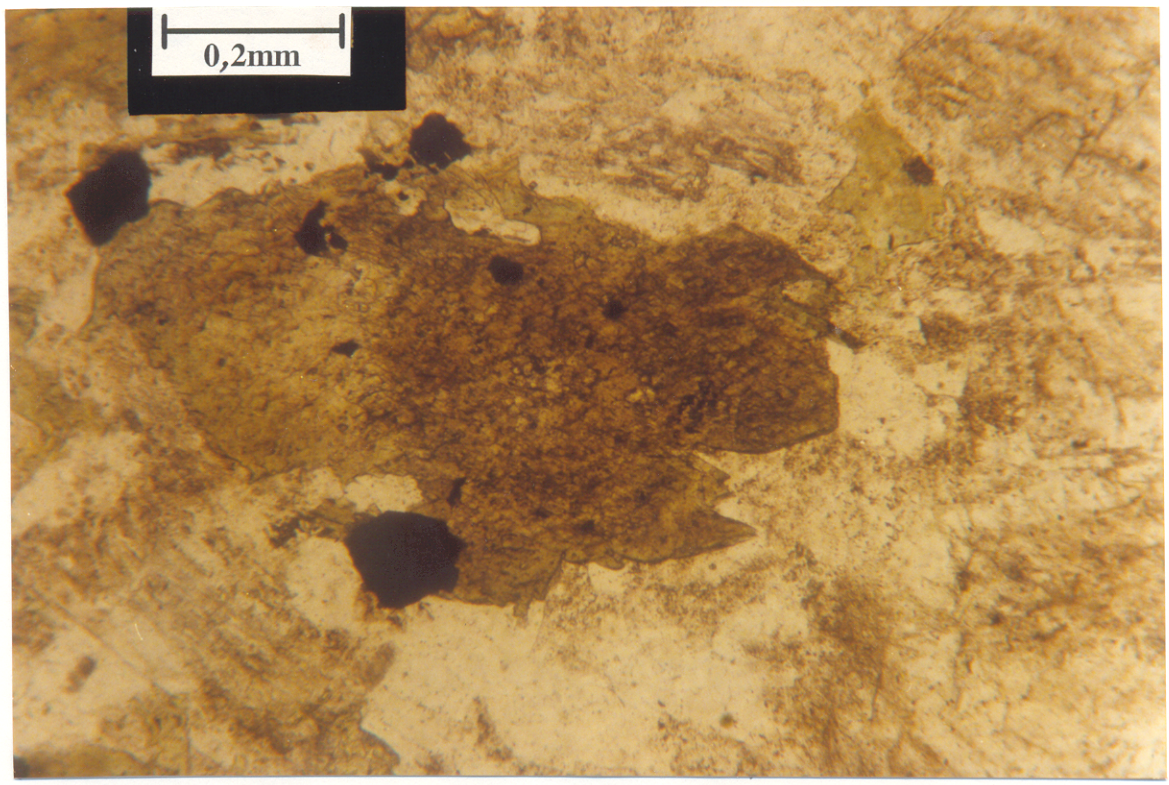


Figura 34 - Hb em seção basal com opacos e apatita, inclusos ou associados em contato com Pl e Qz em AnfQD do GGP. (JMR-97, fotomicrografia, NP).
Hb = hornblenda

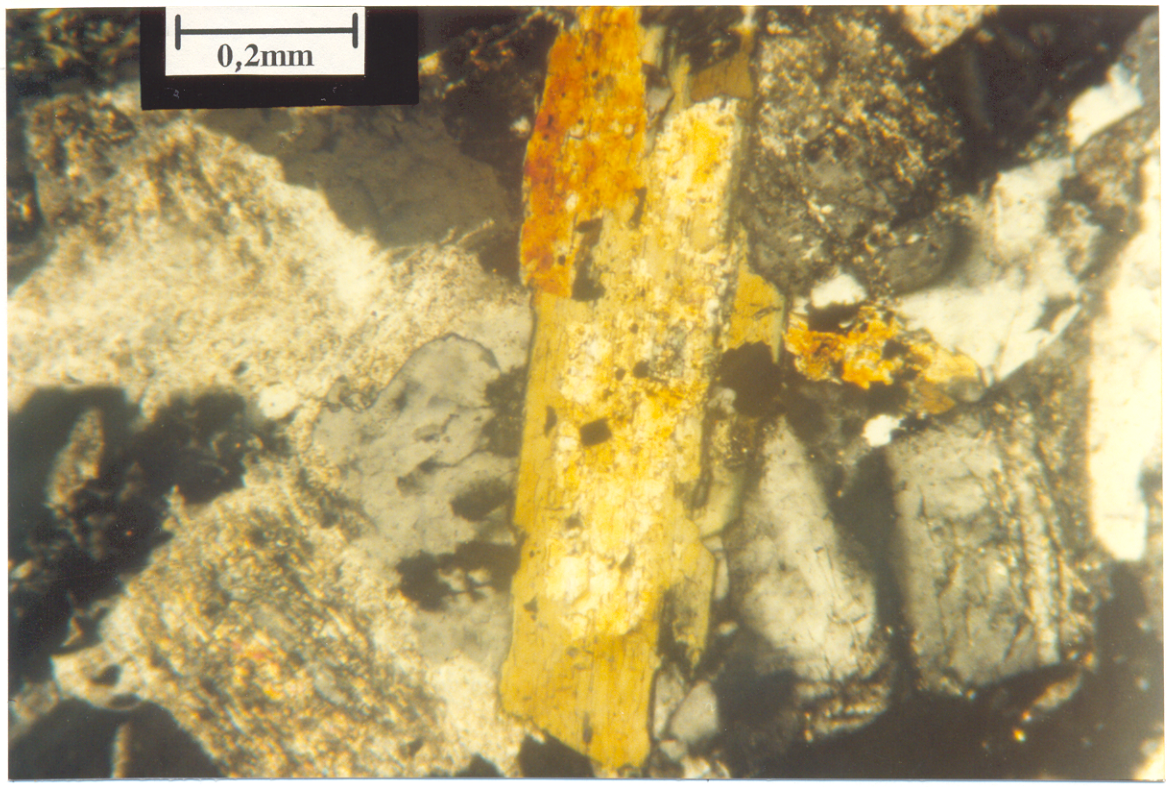


Figura 35 - Cristal subidiomórfico de Hb primária substituindo o clinopiroxênio em contato com Pl e Qz em AnfQD do GGP. (JMR-97, fotomicrografia, NC).

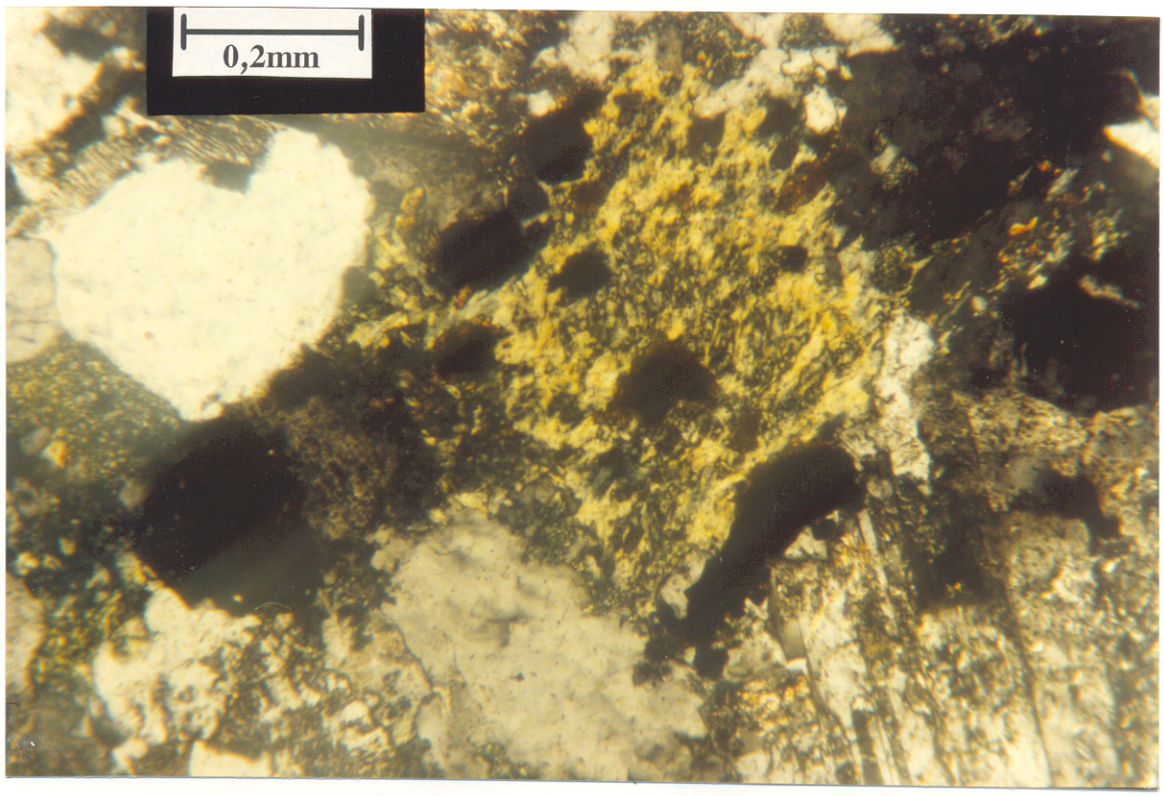


Figura 36 - Agregado de anfibólio secundário (Trem-Act) com opacos e titanita associados, em contato com Pl e Qz em AnfQD do GGP. (JMR-95, fotomicrografia, NC).
Trem-Act = tremolita-actinolita

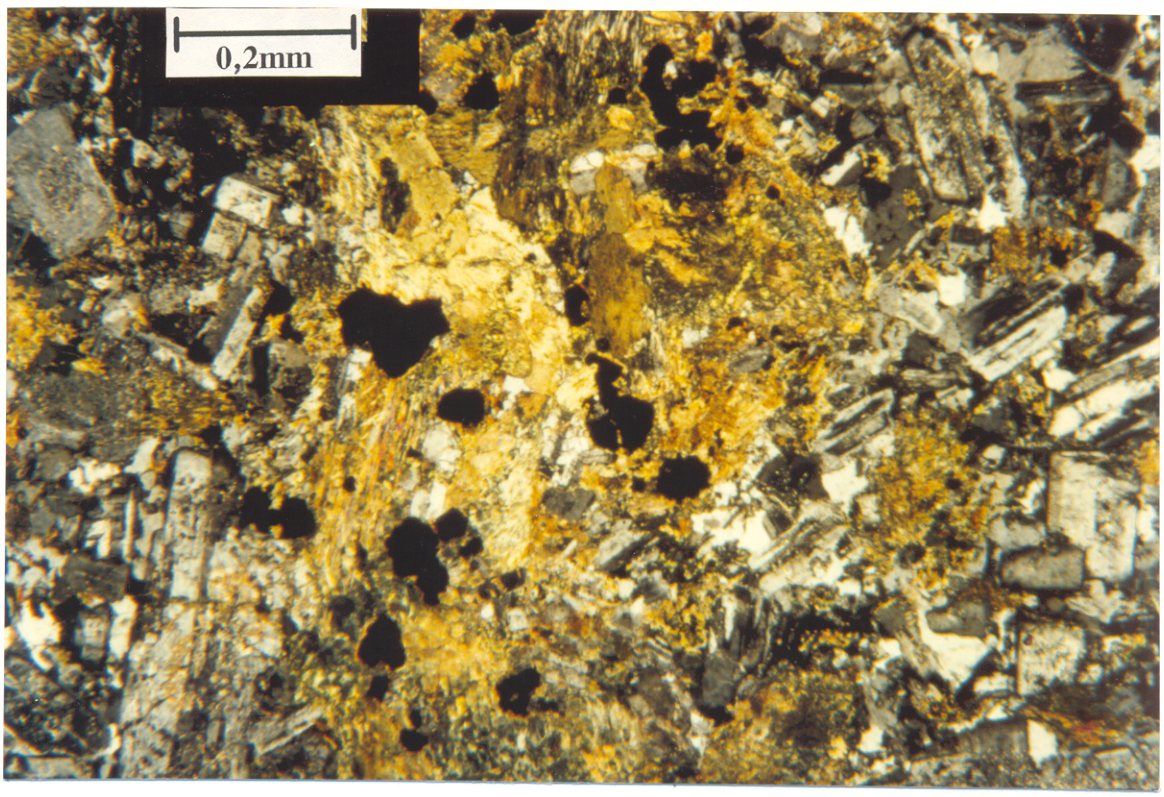


Figura 37 - Cristais de opacos aredondados associados a agregados de Anf, Pl, Cl e Tit em AnfQD do GGP (JMR-95, fotomicrografia, NC).
Cl = clorita; Tit = titanita

Os minerais acessórios secundários - epidoto, sericita, carbonatos e clorita - são originados principalmente da desestabilização do plagioclásio e do anfibólio. Os três primeiros estão ligados à saussuritização do plagioclásio, enquanto que a clorita, cujas porcentagens modais atingem 6%, substitui hornblenda e biotita.

3.2.3.3- Muscovita-Biotita-Granodiorito e Muscovita-Biotita-Monzogranito

Quartzo: forma cristais subidiomórficos a xenomórficos, com contatos retos e curvos e dimensões variando entre 1 e 5 mm (Figura 38). Exibem fraturamento e forte extinção ondulante, mas seus grãos preservam sua forma original, e não mostram recristalização ou formação de novos grãos. Certos cristais apresentam inclusões de biotita e opacos.

Plagioclásio: Forma grãos subidiomórficos médios, cujas dimensões variam de 1 a 5 mm (Figura 39), com contatos retos e curvos. Exibem certos cristais maclamento albita polissintético e, muito raramente albita-carlsbad. O teor de anortita deste mineral determinado em oito cristais revelou valores de An31 no núcleo e de An26 na borda (método Michel-Levy). Outros cristais também apresentaram composições de An31 no núcleo, não sendo possível determinar a da sua borda. Estes cristais mostram alteração muito acentuada, gerando sericita e esporádicas muscovitas. Engloba inclusões de quartzo granular, biotita, apatita, opacos e zircão, geralmente sempre posicionadas no centro de seus grãos.

Álcali-feldspato: é provavelmente microclina, pois apresenta geminação albita-periclina nítida. É fracamente pertítico com lamelas sódicas do tipo "string" e veios (SMITH, 1974). Forma grãos subidiomórficos com dimensões que variam de 1 a 5 mm, com contatos retos ou curvos. Frequentemente apresenta inclusões de quartzo, apatita, biotita, muscovita, opacos e zircão posicionadas no centro ou nas bordas de seus grãos.

Biotita: é subidiomórfica e, por vezes, idiomórfica; pode exibir orientação e suas dimensões variam entre 0,5 a 2 mm (Figura 40), e o pleocroísmo de marrom-avermelhado a marrom-amarelado, e acha-se substituída parcialmente por clorita, cujas lamelas se dispõem paralelamente aos planos de clivagem da biotita. Contém inclusões de quartzo, zircão, opacos e apatita.

Muscovita: é um mineral varietal primário. Seus cristais são subidiomórficos, com tamanhos variando de 0,5 a 1,1 mm, e estão sempre associados a biotita.

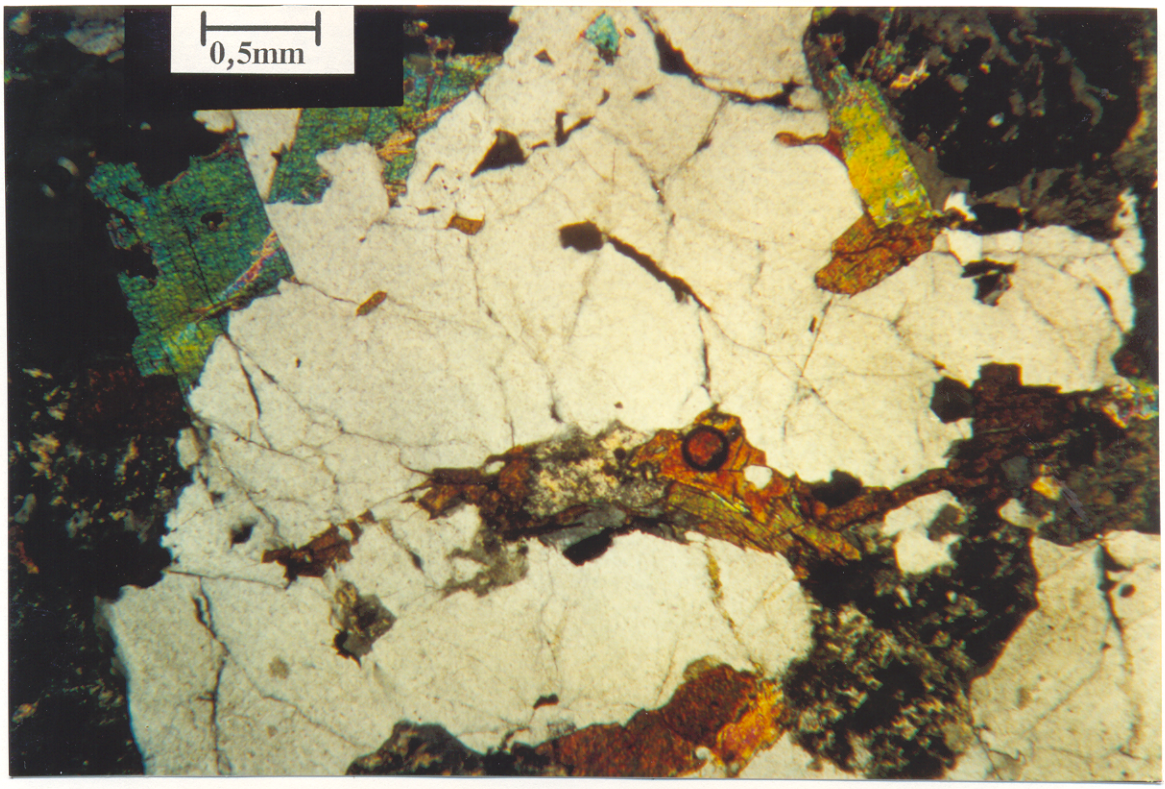


Figura 38 - Grande cristal de quartzo xenomórfico em contato com plagioclásio, muscovita e biotita em MvBtMZG do GA. (J-43, fotomicrografia, NC).

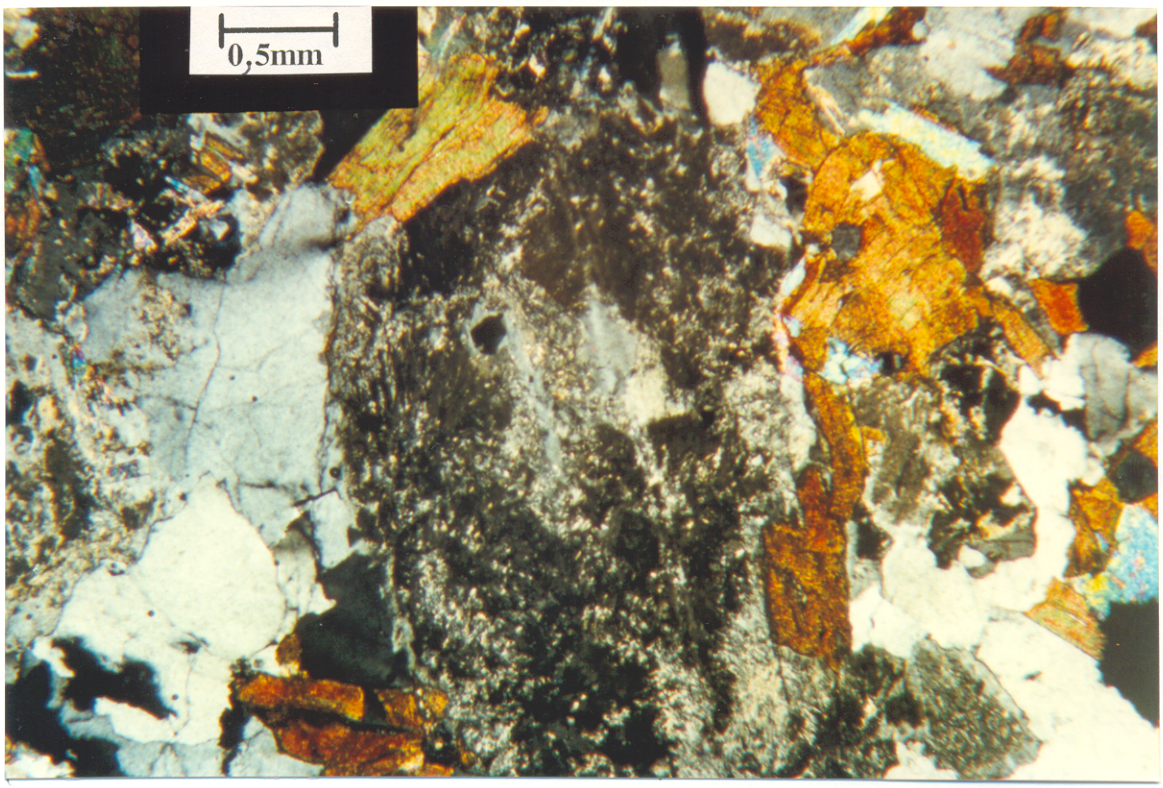


Figura 39 - Cristais de plagioclásio sericitizado, subidiomórfico. Em contato com quartzo, biotita e muscovita do monzogranito Ambocas. (J-43, fotomicrografia, NC).

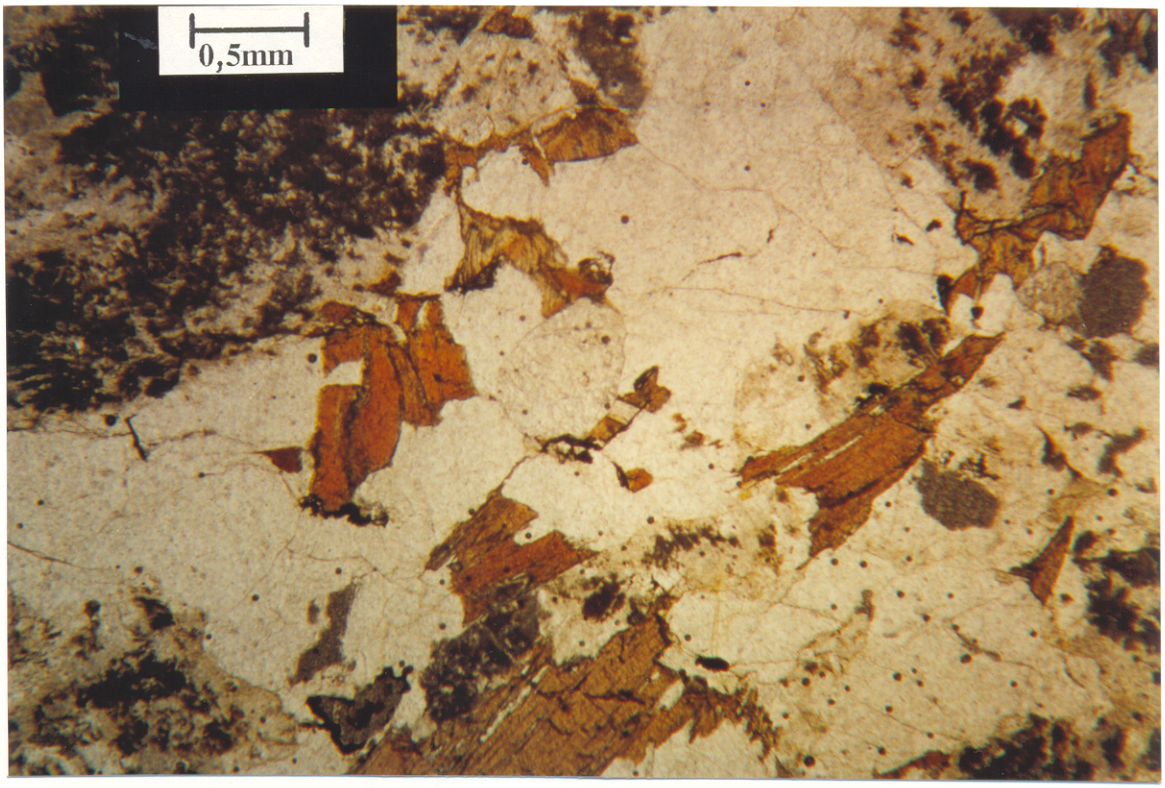


Figura 40 - Textura granular hipidiomórfica em MvBtMZG do GA, notando-se Qz, Pl alterado, Falc, Bt, com certa orientação e Ap, bem no centro da foto. (J-43, fotomicrografia, NP).
Falc = feldspato alcalino; Ap = apatita

Acessórios: opacos, apatita e zircão são minerais acessórios primários, destacando-se os dois primeiros, cujos teores modais são significativos. A apatita geralmente forma cristais idiomórficos, inclusos na biotita e nos feldspatos. O zircão ocorre basicamente como inclusões na biotita ou associado a esta, sempre exibindo formas idiomórficas. Os opacos também acham-se inclusos na biotita e feldspatos, exibindo formas arredondadas ou esqueletais.

Os minerais acessórios secundários são sericita ± epidoto e clorita originados, respectivamente, da desestabilização do plagioclásio e biotita.

3.2.4- Seqüência de Cristalização das Fácies dos Corpos Guayabo-Porotillo e Ambocas

3.2.4.1- Introdução

SWANSON (1977) mostra que geralmente as rochas plutônicas cristalizam a partir de um resfriamento contínuo desenvolvendo sua textura, definida pelo mosaico ou arcabouço mineral, de acordo com o aparecimento sucessivo de fases cristalinas distintas e do crescimento dos cristais da mesma.

Em função das formas dos cristais, das relações texturais entre os vários minerais, das inclusões e das transformações apresentadas pelos diferentes minerais é possível estimar a ordem cronológica do início da cristalização das várias fases minerais nas diversas variedades das rochas estudadas. Os critérios e argumentos que justificam as seqüências de cristalização assumidos já foram expostos e serão ressaltados aqui apenas os aspectos considerados mais importantes:

3.2.4.2- Ordem de Cristalização dos Tonalitos.

De uma maneira geral a cristalização dos tonalitos do corpo Guayabo-Porotillo se inicia pelo aparecimento dos minerais acessórios primários apatita, opacos e zircão, geralmente automórficos e, em sua maioria, inclusos na biotita. Estes minerais comportam-se como fases precoces, pois as formas de seus cristais são o resultado de crescimento ininterrupto no espaço ocupado pelo líquido (GROMET & SILVER, 1983). Logo, os minerais mencionados alcançaram a saturação relativamente cedo na história de cristalização do tonalito.

O plagioclásio seria o mineral seguinte na seqüência de cristalização, pois é subidiomórfico e possui teor de anortita bastante alto (An30-26). A biotita, possivelmente junto com a muscovita seriam os minerais seguintes na seqüência de cristalização. Dos félsicos restantes, o quartzo deve ter cristalizado em grande parte concomitantemente com as micas, enquanto que o feldspato potássico muito tardio pois é intersticial e preenche os espaços entre os demais minerais.

Os minerais tardios são originados pelas transformações pós-magmáticas, podendo-se destacar aí os produtos de alteração do plagioclásio, ou seja, sericita ± epidoto. A clorita se origina a partir da alteração da biotita, que também podem ter gerado parte dos opacos. A presença eventual de carbonatos em grãos ou veios isolados, também tem relação com as transformações subsolidus.

3.2.4.3- Ordem de Cristalização dos Anfibólio-Quartzo-Dioritos.

Opacos, apatita e zircão cristalizaram precocemente pois associam-se ou estão inclusos no anfibólio e apresentam comumente forma euédrica. O clinopiroxênio, quase que inteiramente substituido pelo anfibólio, é igualmente uma fase precoce, desestabilizada com o avanço da cristalização.

Plagioclásio: é o mineral félsico que começou a cristalizar mais cedo. Isto é devido ao seu teor de anortita relativamente elevado (An40), sendo atestado por seu caráter idiomórfico. A sua abundância na rocha favoreceu também o livre crescimento dos cristais.

Anfibólio: começou a cristalizar junto ou pouco após o plagioclásio.

Quartzo e feldspato alcalino: primeiro começou a cristalizar o quartzo e depois o feldspato alcalino, mas ambos são muito tardios em relação ao plagioclásio e anfibólio, pois ocorrem preenchendo os interstícios entre os mesmos e os demais constituintes da rocha.

Titanita: cristalizou mais tardiamente, sendo sua formação provavelmente ligada a transformações de opacos e/ou anfibólio.

Minerais tais como sericita, clorita, epidoto e carbonatos têm seu aparecimento devido às transformações tardi a pós-magmática, sendo conseqüentemente secundários e representando as últimas fases minerais a cristalizar.

3.2.4.4- Ordem de Cristalização do Granodiorito e Monzogranito do Corpo Ambocas

Apatita, zircão e opacos, provavelmente marcam o início da consolidação dos líquidos, pois estes três minerais estão inclusos nos feldspatos e biotita. A biotita que forma cristais subidiomórficos bem desenvolvidos, deve iniciar sua cristalização a seguir, concomitantemente ao plagioclásio e precedendo ao álcali-feldspato, pois está inclusa no segundo mineral.

Dentre os minerais félsicos, o plagioclásio seria o mineral mais precoce na história da cristalização. O quartzo que se apresenta em proporções similares às do plagioclásio e forma cristais bem desenvolvidos deve cristalizar em grande parte simultaneamente com plagioclásio ao ser atingida a superfície cotética Pl + Qz. O álcali-feldspato é sem dúvida um mineral que começou a cristalizar posteriormente, pois contém inclusões de quartzo e biotita no centro e nas bordas de seus cristais e é menos abundante, iniciando sua cristalização quando foi atingida a linha cotética Pl + Qz + Fk. Nos monzogranitos a sua cristalização iniciaria mais precocemente, mas sem afetar a ordem descrita.

As transformações tardi a pós-magmáticas estão materializadas na geração de minerais secundários, podendo-se destacar a sericitização do plagioclásio e cloritização da biotita.

3.3- CORPO GRANITÓIDE DA CONFLUÊNCIA DOS RIOS LUIS E AMBOCAS

3.3.1- Composições modais

Foram realizadas 9 análises modais em amostras provenientes dos domínios do granitóide rios Luis-Ambocas. Os resultados estão expressos na Tabela 2 e foram lançados no diagrama Q-A-P de STRECKEISEN (1976) (Figura 41), onde se posicionaram nos campos de dioritos e gabros, quartzo-dioritos e quartzo-gabros, tonalitos e granodioritos. A composição labradorítica do plagioclásio permite classificar as rochas mais pobres em quartzo como gabros, do mesmo modo que a composição andesínica do plagioclásio e a presença de anfibólio como principal fase máfica levam a classificar as rochas com proporções moderadas de quartzo como quartzo-dioritos (STRECKEISEN, 1976). As variações texturais e mineralógicas permitem subdividir as rochas estudadas em fácies petrográficas distintas, a saber: piroxênio-anfibólio-gabro

(PxAnfGB), anfibólio-quartzo-diorito (AnfQD), biotita-tonalito cloritizado (BtTCl), muscovita-biotita-tonalito cloritizado (MvBtTCl), muscovita-biotita-tonalito (MvBtT) e muscovita-biotita-granodiorito (MvBtGD).

Considerando as séries graníticas de LAMEYRE & BOWDEN (1982), os granitóides dos rios Luis-Ambocas se dispõem segundo o *trend* da série cálcico-alcalina tonalítica destes autores, variando desde gabros até tonalitos com amostras subordinadas de granodiorito. Esse raciocínio, porém, só é válido admitindo-se a cogeneticidade entre o conjunto de amostras analisadas e isso precisa ser avaliado com os dados geoquímicos, pois há acentuados contrastes mineralógicos e texturais entre gabros e quartzo-dioritos de um lado e tonalitos e granodioritos de outro. Além disso, o número de amostras analisadas é pequeno e há lacunas composicionais no conjunto.

A Tabela 2 e o diagrama Q-(A+P)-M (Figura. 41), mostram que as proporções de minerais máficos (M) do granitóide rios Luis-Ambocas variam de 32 a 35% para o PxAnfGB, 18 a 34% para o AnfQD e 12 a 20% para os tonalitos e granodioritos, valores esses normais para tais tipos de rochas.

3.3.2- Características Gerais das Fácies do Granitóide dos Rios Luis-Ambocas

3.3.2.1- Piroxênio-Anfibólio-Gabro

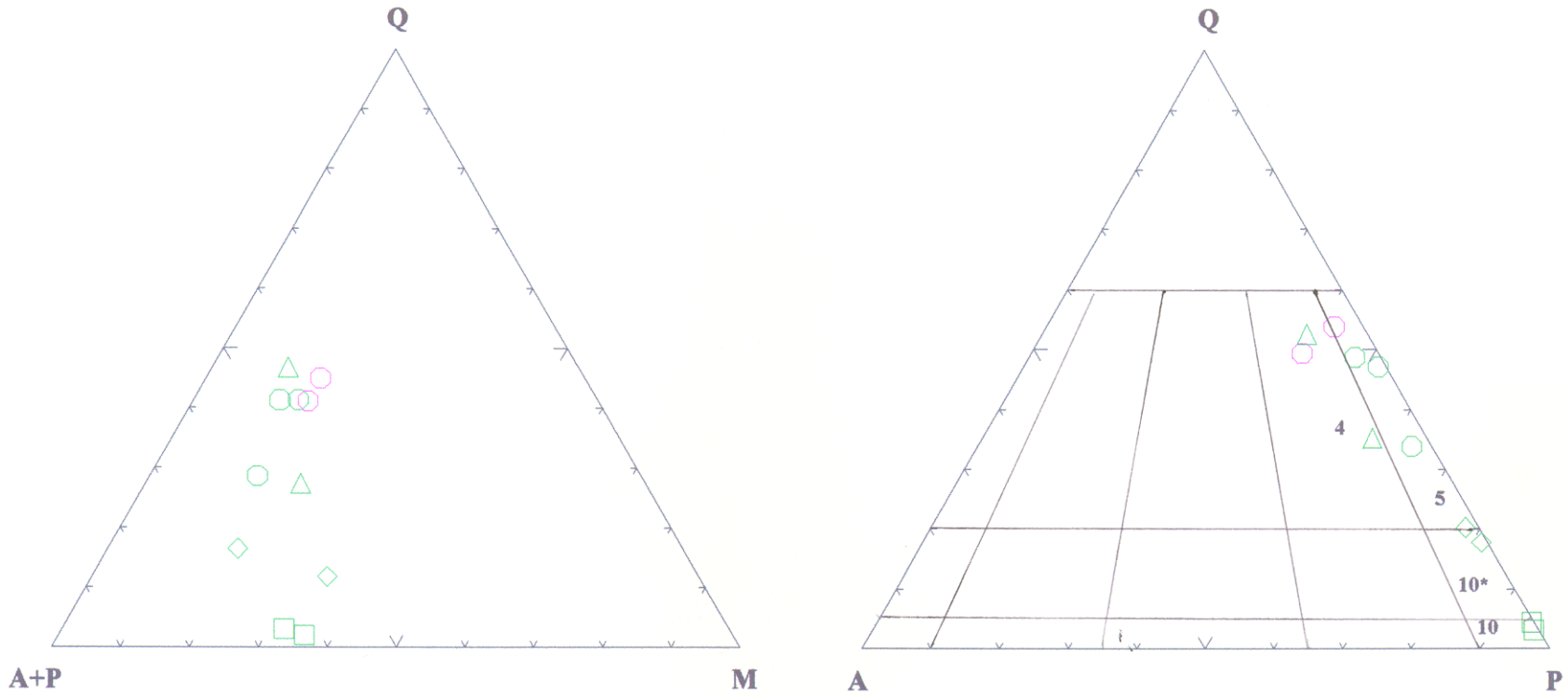
Em amostras de mão possuem coloração cinza-escuro a esverdeada com pontuações claras de plagioclásio e quartzo. São rochas holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias ou porfiríticas.

A nível microscópico as rochas porfiríticas mostram fenocristais de plagioclásio e agregados de máficos (orto e clinopiroxênios e anfibólio), dentro de uma matriz granular, fina, a base de plagioclásio+quartzo+máficos+opacos com orientação, o que lhe dá um caráter pilotaxítica (Figura 42). Sua mineralogia é plagioclásio labradorítico, orto e clinopiroxênios e anfibólio como minerais essenciais, quartzo, feldspato potássico, apatita, biotita e opacos como minerais acessórios primários e clorita, epídoto, sericita e titanita como secundários.

Tabela 2- Análises modais dos corpos granitóides confluências dos rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo.

	RIOS LUIS-AMBOCAS													AMARILLO-PINDO	
	GABRO (GB)			QUARTZO-DIORITO (QD)			TONALITO (T)				GRANODIORITO (GD)			TON(T)	GRAND
	PxAnfGB			AnfQD			BtTCl	MvBtTCl	MEDIA	MvBtT	MvBtGD		MEDIA	MvBtT	MvBtT-GD
NIM	JM-139A	JM-139B	MEDIA	JM-141	JM-140	MEDIA	JR-67A	J-67A'	N = 2	JR-69A	JR-69B	JR-68B	N = 2	JR-63A	JR-62E
Quartzo	2,0	3,0	2,5	11,7	16,1	13,9	28,5	38,3	33,4	40,2	24,7	44,6	34,6	43,3	39,9
Álcali-Felds	0,4	0,2	0,2	0,6	1,6	1,1	2,5	3,0	2,7	1,0	5,6	7,6	6,6	3,4	9,0
Plagioclásio	61,5	64,7	63,1	53,4	61,8	57,6	53,2	37,4	45,3	44,2	39,8	32,8	36,3	33,8	32,0
Biotita	x	x	x	x	x	x	x	0,1	0,05	11,8	19,7	10,3	15,0	15,0	15,2
Muscovita	----	----	----	----	----	----	x	6,9	3,5	2,2	9,4	4,3	6,8	3,2	2,6
Anfibólio	15,1	16,8	15,9	25,7	11,9	18,8	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Clinopiroxê	8,2	6,4	7,3	0.9	----	0,4	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ortopiroxên	3,8	1,4	2,6	0,2	----	0,1	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Opacos	4,2	3,9	4,1	1,9	0,3	1,1	0,3	1,1	0,7	0,2	0,6	x	0,3	x	x
Titanita	x	0,6	0,3	2,4	1.1	1,7	1,8	1,4	1,6	----	----	----	----	----	x
Apatita	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	x	----	x	x	0,1	0,05	0,6	0,4
Zircão	----	----	----	----	----	----	----	----	----	x	x	x	x	x	x
Epidoto	0,9	----	0,4	0,2	----	0,1	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Clorita	3,0	2,9	2,9	2,7	5,1	3,9	13,2	11,4	12,3	0,2	x	0,1	0,05	0,4	0,6
Sericita	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Carbonatos	----	----	----	----	1,6	0,8	----	----	----	----	----	----	----	----	----
AF+PL	61,9	64,7	63,3	54,0	63,4	58,7	55,7	40,4	48,0	45,2	45,4	40,4	42,9	37,2	41,0
Máficos	35,3	32,1	33,7	34,1	18,5	26,3	15,5	14,0	14,7	12,2	20,3	10,5	15,4	16,0	16,2
N°Pontos	1500	1500	xxx	1500	1500	xxx	1500	1500	xxx	1500	1500	1500	xxx	1500	1500

Abreviações como na Figura 41
---- Mineral não encontrado
x Minerais traços



GRANITÓIDE RIOS LUIS-AMBOCAS (verde)

□ : Piroxênio-Anfibólio-Gabros (PxAnfGB)

◊ : Anfibólio-Quartzo-Dioritos (AnfQD)

O : Biotita-Tonalito Cloritizado (BtTCl),
Muscovita-Biotita-Tonalito Cloritizado (MvBtTCl)
e Muscovita-Biotita-Tonalito (MvBtT)

△ : Muscovita-Biotita-Granodiorito (MvBtGD)

4 - Granodioritos

5 - Tonalitos e Trondhjemitos

10* - Quartzo-Dioritos e Quartzo-Gabros

10 - Dioritos e Gabros

GRANITÓIDE RIOS AMARILLO-PINDO (violeta)

O : Muscovita-Biotita-Tonalito (MvBtT) e Muscovita-Biotita-Granodiorito (MvBtGD)

Figura 41 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para os granitóides das confluências dos rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo. Campos conforme STRECKEISEN (1976).

3.3.2.2- Anfibólio-Quartzo-Diorito

Em amostras de mão possuem coloração cinza-claro a amarelada com pontuações brancas que correspondem a plagioclásio e quartzo. São holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias.

A nível microscópico a textura é granular hipidiomórfica a hipautomórfica média (Figura 43). Sua mineralogia é caracterizada pela dominância de plagioclásio e anfibólio com o quartzo apresentando proporção média de 13,9%. Biotita, feldspato potássico, titanita, apatita, opacos e piroxênio ocorrem como minerais acessórios primários e clorita, sericita, carbonatos e epídoto são os secundários.

3.3.2.3- Biotita-Tonalito e Muscovita-Biotita-Tonalito ± cloritizados

São as rochas dominantes no granitóide rios Luis-Ambocas. Em amostras de mão possuem coloração cinza-claro a cinza-amarelado, são holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias, localmente com fenocristais grossos de quartzo.

A nível microscópico a textura é granular hipidiomórfica média (Figura 44). Sua mineralogia está caracterizada pela presença de plagioclásio e quartzo como minerais essenciais, biotita e muscovita como minerais varietais, e feldspato potássico, titanita, apatita, zircão e opacos como minerais acessórios primários e clorita e sericita como secundários.

No BtT e MvBtT cloritizados não há diferenças texturais importantes, porém a clorita passa a ser o mineral máfico mais importante. Ela associa-se à muscovita, que parece ser uma fase primária.

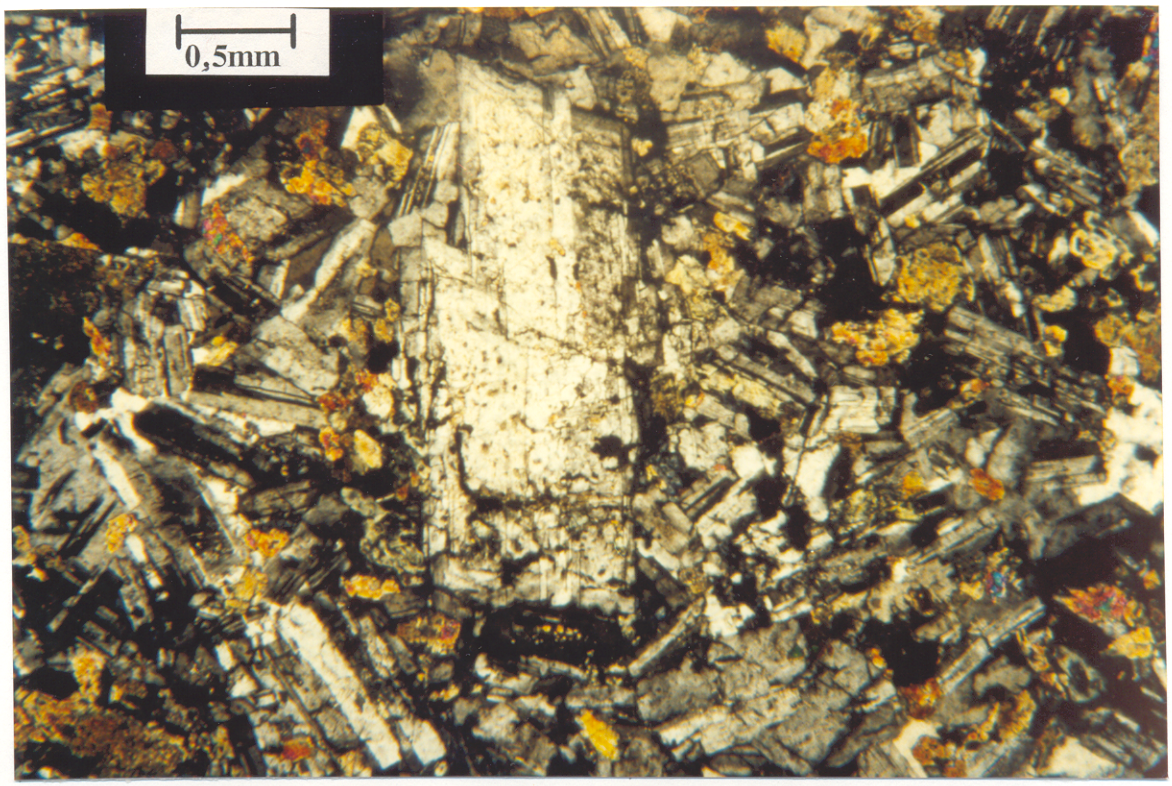


Figura 42 - Fenocristal de plagioclásio automorfo imerso em uma matriz granular fina, pilotaxítica, a base de Pl, Mf, Qz e Op, do GB Rios Luis-Ambocas. (JM-139A, fotomicrografia, NC).
Op = opacos

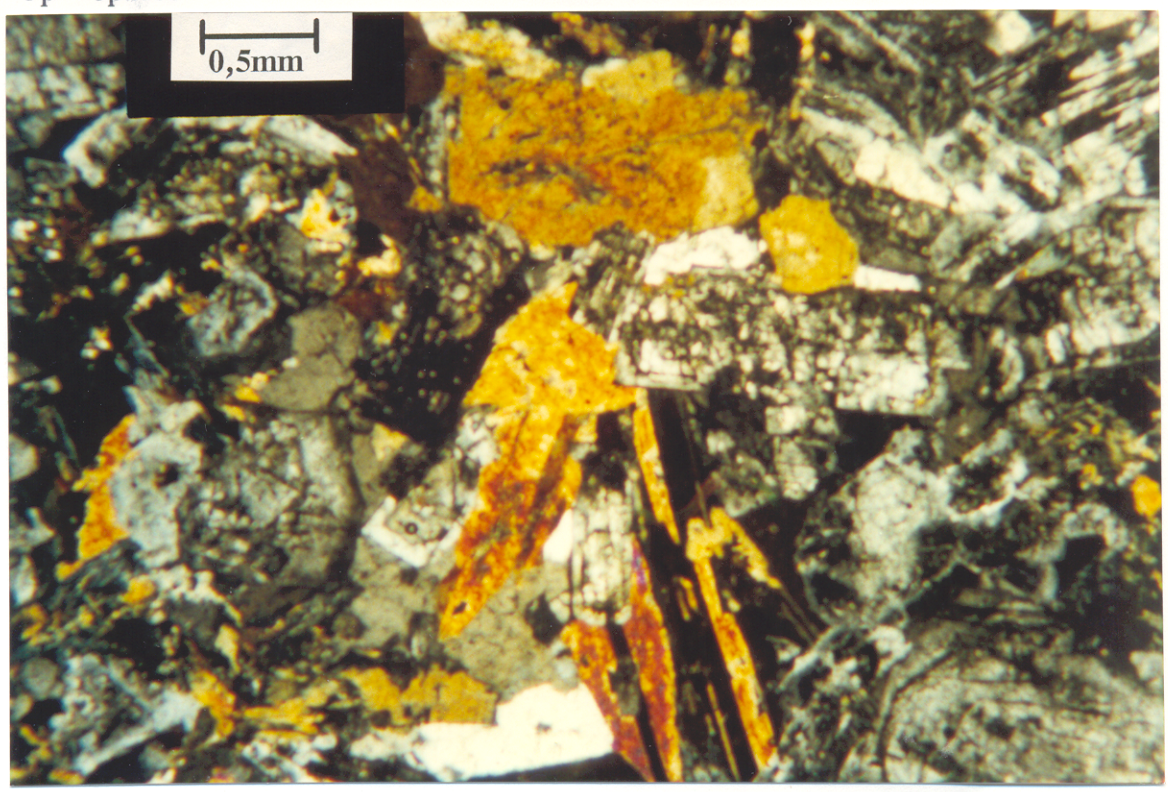


Figura 43 - Textura hipidiomórfica a hipoautomórfica em AnfQD dos rios Luis-Ambocas, destacando-se Pl e Anf automorfos e Qz intersticial e xenomórfico. (JM-141, fotomicrografia, NC).

3.3.2.4- Muscovita-Biotita-Granodiorito

Em amostra de mão esses granodioritos possuem coloração cinza-castanho a cinza-claro e são holocristalinos, faneríticos e heterogranulares médios a finos.

A nível microscópico, exibem uma textura granular hipidiomórfica média a fina, por vezes orientada (Figura 45). Quartzo, plagioclásio e feldspato potássico são seus minerais essenciais, muscovita e biotita os varietais e titanita, zircão, apatita e opacos os acessórios primários, e clorita e sericita os secundários.

3.3.3- Descrição dos Minerais e Textura das Diferentes Fácies do Granitóide Rios Luis-Ambocas.

3.3.3.1- Piroxênio-Anfibólio-Gabro

Plagioclásio: é o mineral predominante. Forma fenocristais (1,8 a 2,2 mm) automórficos e os cristais da matriz com tamanhos < 0,5 mm (Figura 42), são orientados. Apresenta forte zoneamento normal oscilatório e maclamento albita e albita-carlsbad. Segundo as determinações realizadas pelo método da dupla macla albita-carlsbad a sua composição é de An_{72} no núcleo (bytownita) e An_{62} na borda (labradorita). No geral, o plagioclásio presente é do tipo labradorita, pois medições adicionais realizadas em diferentes cristais acusaram teores de An_{64} a An_{62}. São freqüêntes inclusões de apatita posicionadas preferencialmente nas zonas centrais do plagioclásio ou mais raramente, nas zonas marginais.

Piroxênio: foram identificados orto e clinopiroxênios, sendo os últimos mais abundantes. Formam fenocristais com dimensões variando entre 1,4 e 2,2 mm, os piroxênios estão parcialmente transformados para anfibólio e este, por sua vez, está cloritizado (Figura 46). São frequentes inclusões de opacos e plagioclásio posicionadas preferencialmente nas zonas marginais do piroxênio ou, mais raramente, nas zonas centrais.

Anfibólio: constitui fenocristais de tamanho variando entre 2,0 e 3,1 mm e suas propriedades óticas indicam que se trata de actinolita ou hornblenda. São freqüêntes inclusões de piroxênio, titanita e opacos posicionadas preferencialmente nas bordas do anfibólio ou raramente nas zonas centrais.

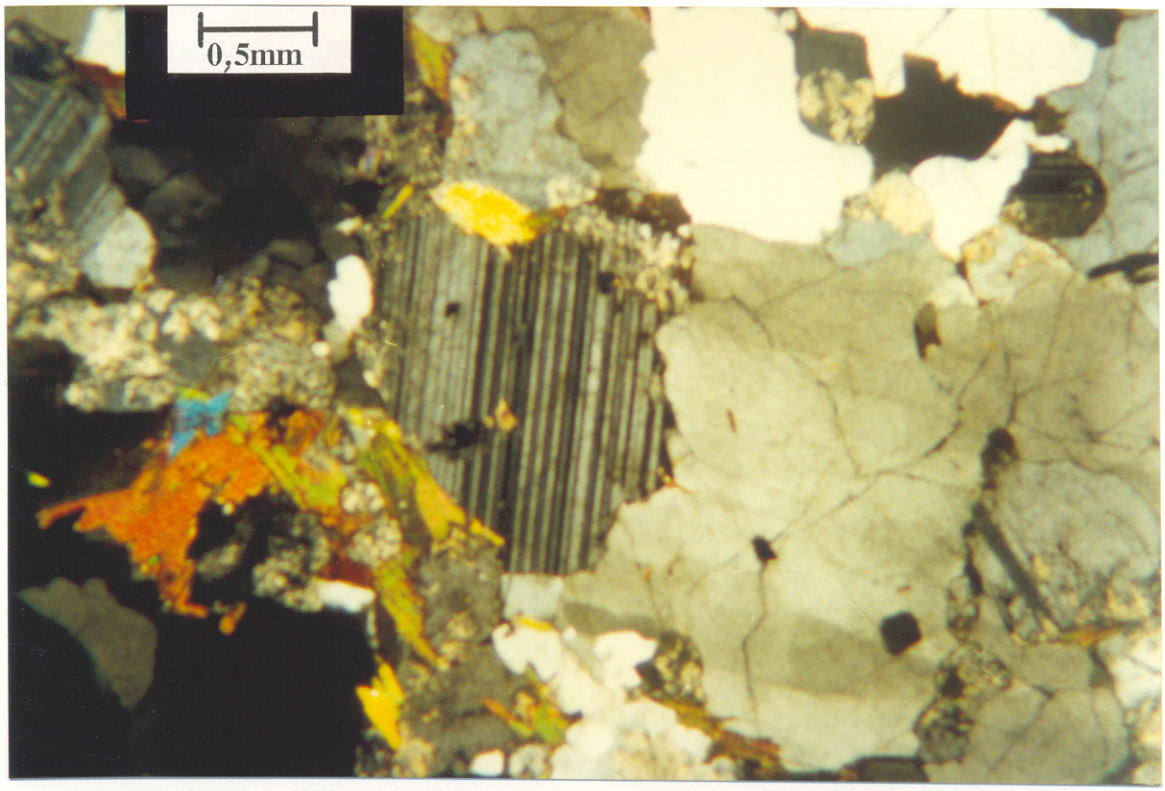


Figura 44 - Textura hipidiomórfica média típica dos tonalitos do granitóide dos rios Luis-Ambocas. (JR-69A, fotomicrografia, NC).

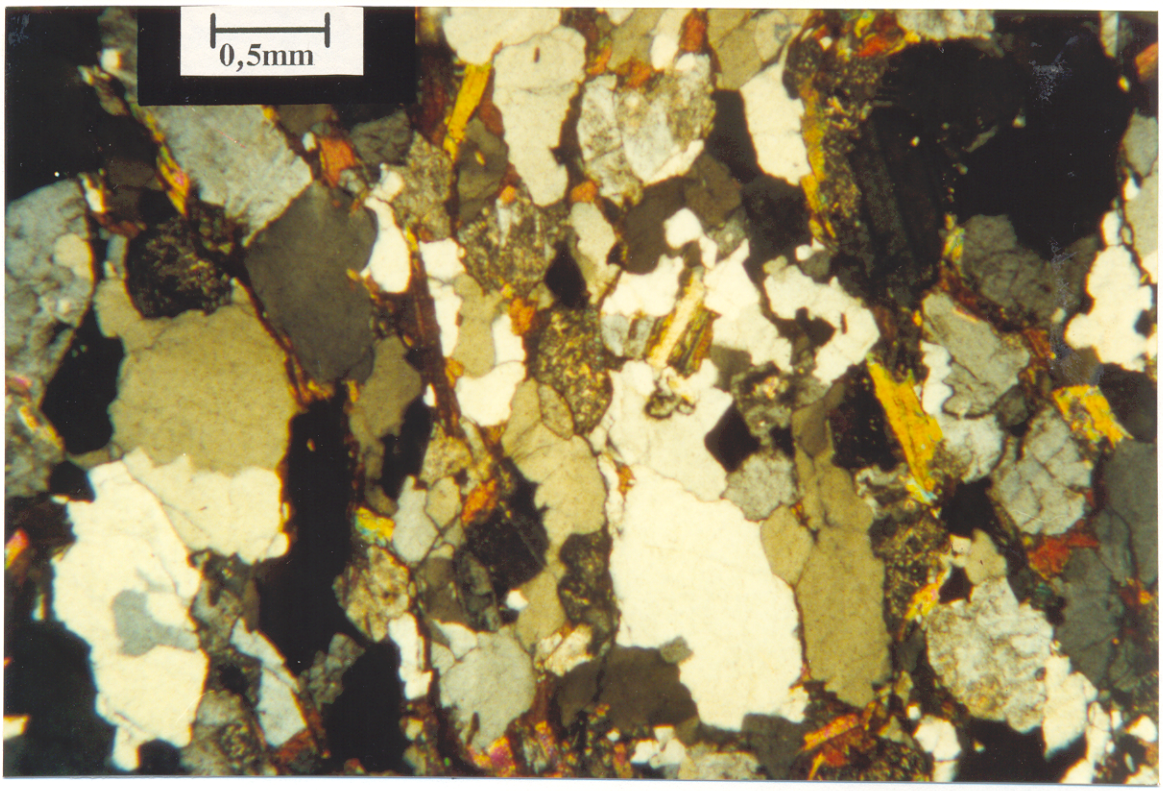


Figura 45 - Textura granular média a fina, orientada em granodiorito do granitóide rios Luis-Ambocas, constituído de Qz, Pl, FK, Bt e Mv. (JR-68B, fotomicrografia, NC).

Quartzo: apresenta grãos xenomórficos com disposição intersticial e ocorre em porcentagem inferior a 3%, preenchendo os interstícios dos demais minerais. Chega a atingir dimensões de 0,2 a 0,3 mm.

Álcali feldspato: ocorre em proporções muito inferiores a 1% e preenche os espaços entre plagioclásios e máficos.

Os minerais acessórios primários nestes gabros são opacos e apatita. Os opacos são comumente xenomórficos, de forma esqueletais, e estão em sua maioria associados aos máficos. Os minerais acessórios secundários são clorita, originados principalmente da desestabilização do anfibólio, epidoto e titanita.

3.3.3.2- Anfibólio-Quartzo-Diorito

Quartzo: apresenta, em relação ao PxAnfGB, cristais um pouco mais desenvolvidos, tendendo a ter uma forma mais regular, mas que, em sua maioria, ainda mantêm a disposição intersticial. Seus grãos são xenomórficos e chegam a atingir em maiores dimensões em torno de 0,2 a 0,5 mm.

Plagioclásio: é o mineral dominante; seus cristais são subidiomórficos a idiomórficos com tamanho variando entre 0,2 e 1,4 mm (Figura 43). Os seus cristais tendem a ter uma orientação e apresentam um forte zoneamento normal oscilatório e maclamento albita e albita-carlsbad. Em determinações realizadas pelo método da dupla macla albita-carlsbad obteve-se composições de An_{51} para o núcleo (labradorita) e An_{37} para a borda (andesina); outras determinações realizadas pelo método Michel-Levy acusaram composição de An_{46} (andesina), assumindo, portanto, que o plagioclásio amplamente dominante é do tipo andesínico. Está pouco saussuritizado e, localmente, altera-se a carbonatos. São freqüêntes inclusões de apatita, no centro ou, mais raramente, nas bordas do plagioclásio.

Álcali-Feldspato: ocorre nestas amostras em proporções inferiores a 2% sendo anédrico e intersticial.

Anfibólios: são os minerais máficos mais abundantes. Distinguem-se claramente dois tipos: (a) cristais subidiomórficos a idiomórficos, milimétricos, geralmente maclados e associados a minerais opacos, com ângulo de extinção de 25° e 2V entre 60° e 65°, provavelmente hornblenda (Figuras 43 e 47), (b) agregados fibrosos ou aciculares de granulação fina, com menor

ângulo de extinção, provavelmente actinolita. O primeiro tipo é claramente primário, sendo muitas vezes parcialmente substituído pela actinolita e por clorita (Figura 48), com a formação concomitante de titanita. São freqüêntes inclusões de opacos na hornblenda.

Biotita: ocorre como um mineral tardio e pouco abundante, formando finas lamelas quase que totalmente cloritizadas, com pleocroísmo que varia de marrom-avermelhado a amarelo-claro.

Outros minerais acessórios primários nestes quartzo-dioritos são opacos e apatita. Os opacos formam cristais xenomórficos a subidiomórficos associados preferencialmente ao anfibólio e plagioclásio (Figura 47), ou neles contidos como inclusões. Os minerais acessórios secundários são a clorita ± titanita originadas principalmente da desestabilização de anfibólio, e sericita+epidoto+carbonato oriundos da desestabilização do plagioclásio.

3.3.3.3- Biotita-Tonalito Cloritizado, Muscovita-Biotita-Tonalito Cloritizado e Muscovita-Biotita-Tonalito

Quartzo: Se apresenta em cristais subidiomórficos de dimensões geralmente variando entre 1 e 4 mm (Figura 44), com extinção ondulante, mas sem evidências de deformação intensa nem de orientação. Engloba freqüentes inclusões de muscovita e opacos e acha-se incluso nos cristais de plagioclásio, sob forma de pequenos cristais arredondados com moderada extinção ondulante .

Plagioclásio: é predominantemente subidiomórfico e as dimensões de seus grãos variam entre 1,2 e 3,6 mm. Apresenta zoneamento normal e maclamento albita ou, as vezes, albita-carlsbad, variando sua composição de An_{32} no núcleo (andesina sódica) a An_{16} na borda (oligoclásio), porcentagens essas obtidas pelo método da seção (100). O zoneamento normal também é sugerido pela variação no grau de sericitização a qual é mais intensa no centro do cristal do que em sua borda. Às vezes apresenta intercrescimentos mirmequíticos nas bordas mais sódicas desenvolvidas nos contatos entre feldspato potássico e plagioclásio. A sericitização é o processo predominante de alteração do plagioclásio. Além disso, em uma única amostra o plagioclásio apresenta evidências claras de recristalização a qual não parece ser produzida por processos deformacionais, mas sim por efeitos térmicos. Essa feição é dificil de explicar, a menos que se admita que esse tonalito em particular tenha sido afetado termicamente por outras intrusões

mais jovens não evidenciadas. São freqüêntes inclusões de quartzo e apatita nas bordas do plagioclásio ou mais raramente, no núcleo.

Biotita: é o principal mineral ferromagnesiano primário, ocorrendo como lamelas subédricas, de contatos retos, curvos e dentados, com dimensões que variam entre 0,3 e 1,5 mm. Seu pleocroísmo varia de marrom-avermelhado a marrom-amarelado pálido (Figura 49). É muito freqüênte a sua associação com muscovita. Engloba com freqüência inclusões de zircão, apatita e opacos. A titanita também se associa com a biotita. Nas amostras mais intensamente transformadas a biotita está parcialmente alterada para clorita.

Muscovita: suas lamelas subidiomórficas têm dimensões variando entre 0,36 e 1,0 mm, leve pleocroísmo e ocorrem sempre associadas à biotita.

Álcali-feldspato: é um mineral muito escasso e tardio, de arranjo intersticial que se amolda aos demais minerais.

Os minerais acessórios primários presentes neste tipo de rocha são: titanita, zircão e apatita. Os minerais acessórios secundários são clorita.

Opacos formam cristais subédricos a anédricos associados preferencialmente com a biotita e frequentemente inclusos na mesma.

Os tonalitos cloritizados conservam as mesmas características texturais dos anteriormente descritos só diferenciando-se pela total dominância da clorita que é um mineral secundário oriundo da substituição da biotita (Tabela 2). Esta transformação dá lugar à formação de titanita, muscovita e opacos.

3.3.3.4- Muscovita-Biotita-Granodiorito.

Essa rocha é bastante similar aos tonalitos descritos no ítem precedente. Deles deferem, sobretudo, pelo seu enriquecimento relativo em feldspato potássico e, em relação às variedades ricas em clorita, pela pouca expressão modal desse último mineral. O quartzo mostra-se um pouco mais deformado no granodiorito, que exibe uma certa orientação (Figura 45). A composição do plagioclásio varia de An_{34} (núcleo) a An_{25} (borda), sendo portanto análoga à observada nos tonalitos.

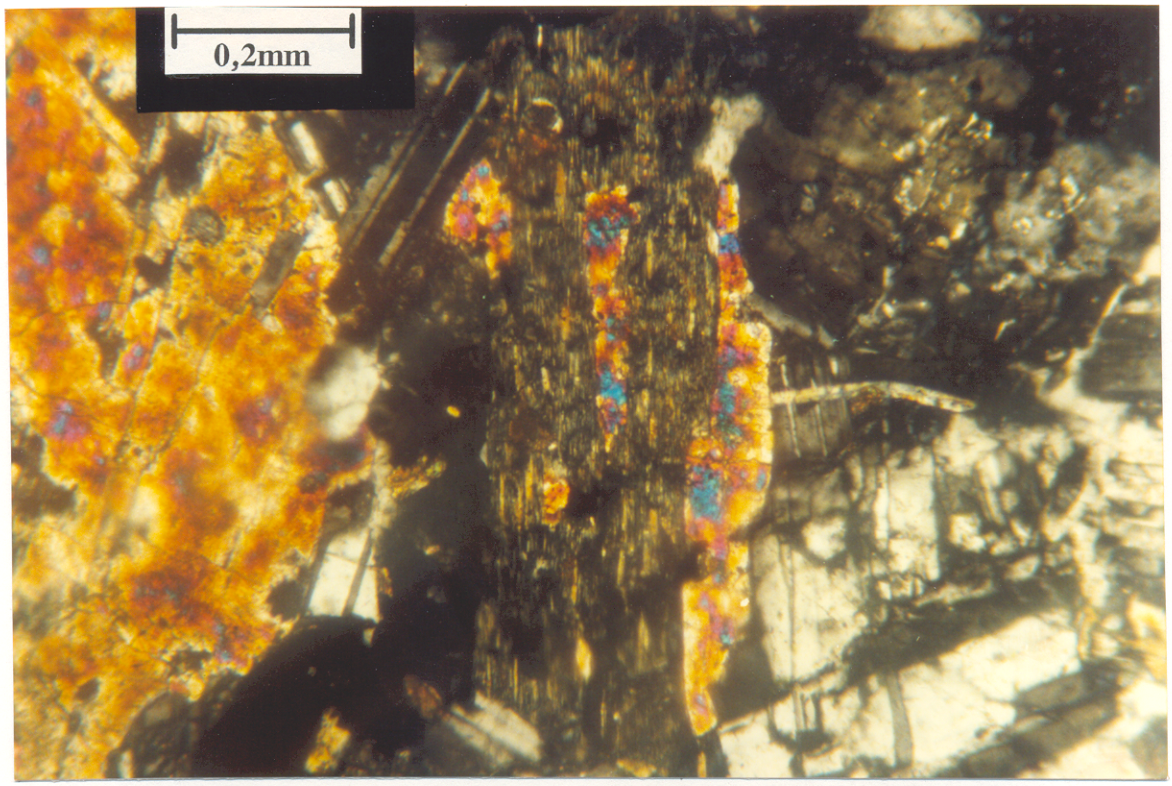


Figura 46 - Cristal de Cpx pouco alterado (esquerda da foto) e outro intensamente transformado para Anf, o qual, por sua vez, mostra-se cloritizado; Mf em contato com Plg e Op.. (JM-139A, fotomicrografia, NC).
Cpx = clinopiroxênio

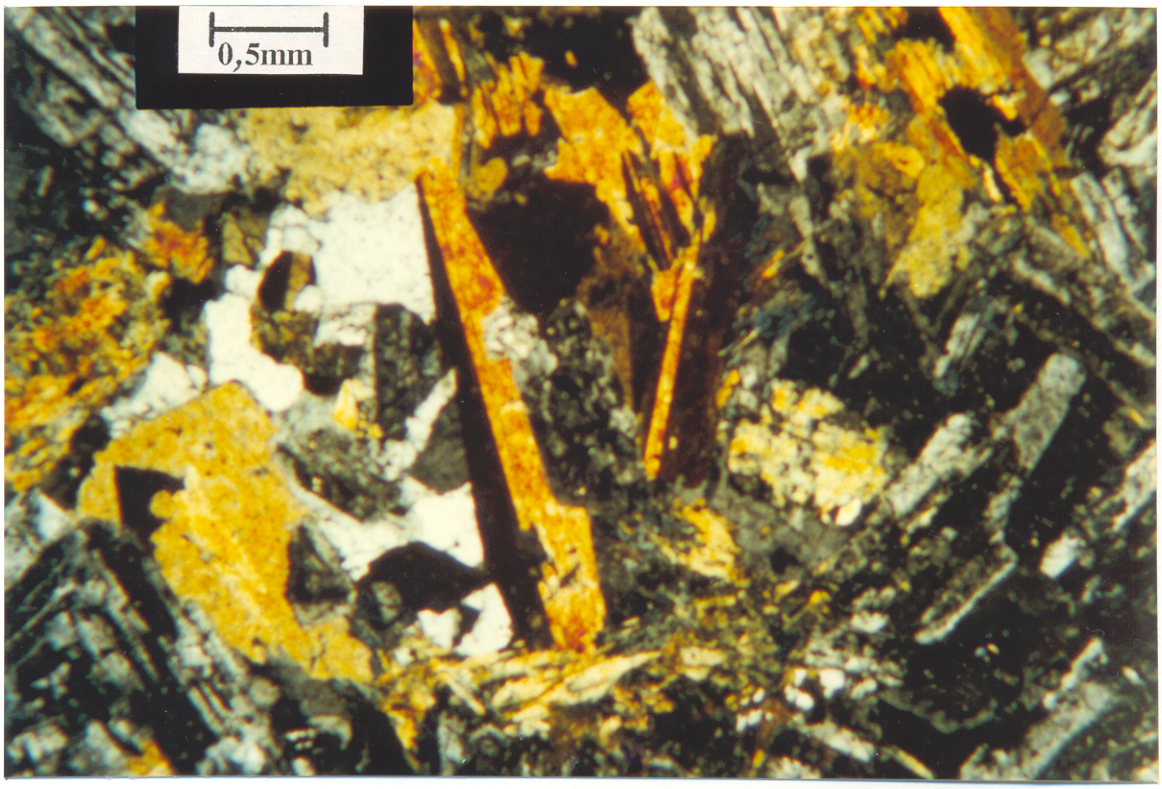


Figura 47 - Cristais subidiomórficos a idiomórficos de hornblenda, maclados e associados com Pl e Qz em AnfQzD do GLA. (JM-141, fotomicrografia, NC).

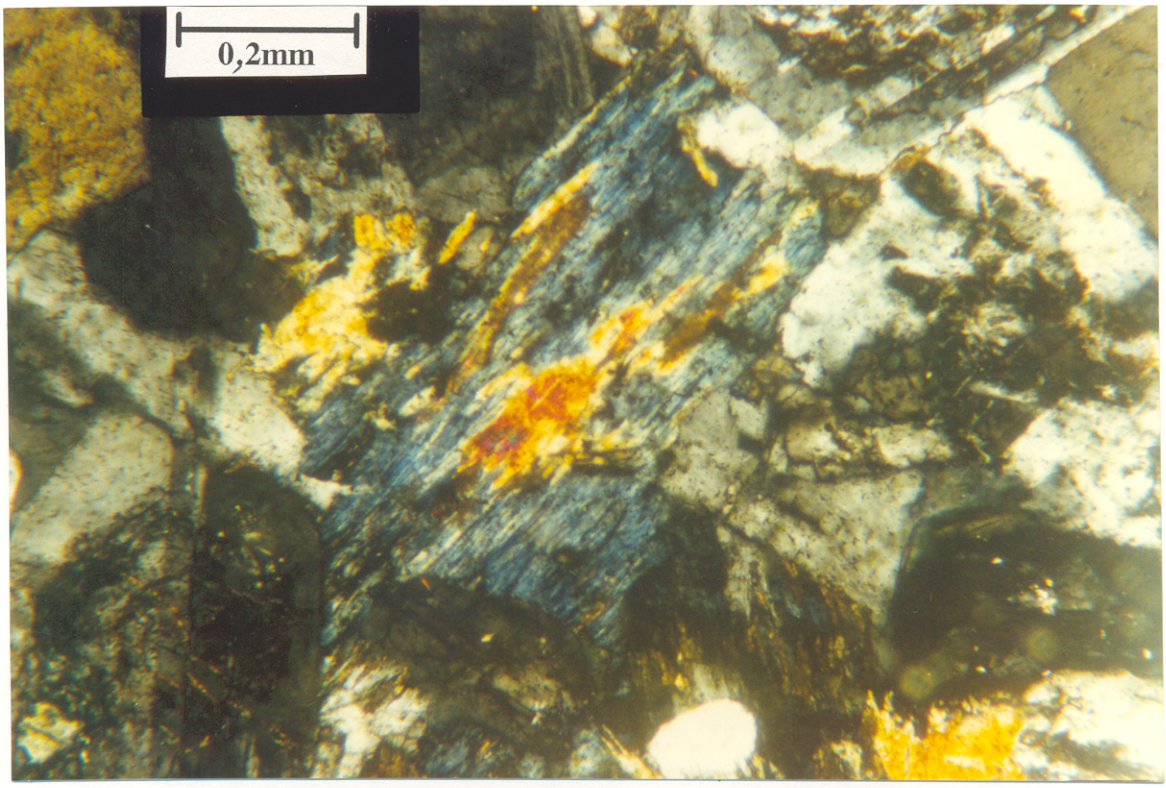


Figura 48 - Anfibólio profundamente cloritizado notando-se a formação de titanita; associado a Pl e Qz em AnfQzD do GLA. (JM-141, fotomicrografia, NC).

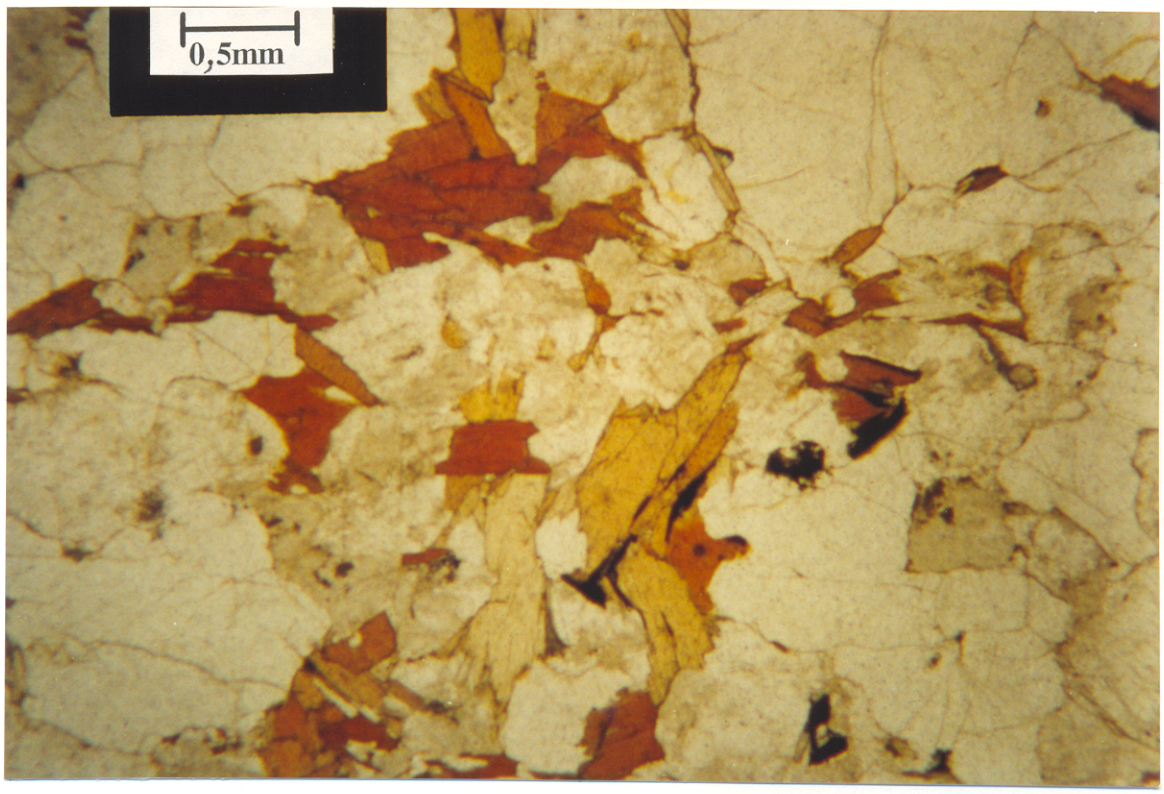


Figura 49 - Lamelas de biotita sem orientação, associadas com plagioclásio, quartzo e raros opacos em MvBtT do GLA. (JR-69A, fotomicrografia, NP).

Álcali-feldspato: forma cristais subédricos e anédricos, de tamanhos variando entre 1,2 e 3,2 mm. Os contatos entre os seus grãos variam de retos a curvos e é muito raro exibir maclamento albita-periclina bem nítido. As pertitas são do tipo "string" e pouco desenvolvidas. Frequentemente apresenta finíssimas inclusões de opacos, apatita e muscovita posicionadas preferencialmente nas suas zonas marginais ou, mais raramente, no centro. Encontram-se em seus contatos com o plagioclásio mirmequitas bem desenvolvidas.

As lamelas de biotita e muscovita têm dimensões entre 1 e 2,6 mm, sendo portanto, mais desenvolvidas que nos tonalitos.

3.3.4- Seqüência de Cristalização das Fácies do Granitóide da Confluência dos Rios Luis-Ambocas

3.3.4.1- Ordem de Cristalização dos Gabros

Opacos e apatita são os primeiros a cristalizar, sendo que o primeiro está incluso no piroxênio e anfibólio e o segundo no plagioclásio. Plagioclásio e piroxênio (orto e clinopiroxênio), provavelmente marcam o início da consolidação do magma, pois formam fenocristais e guardam íntima relação textural. Além disso, o plagioclásio apresenta teor de anortita bastante elevado (An72-62; bytownita a labradorita). Isso sugere que os mesmos possam ter cristalizado mais ou menos simultaneamente. São igualmente fases precoces, uma vez que o anfibólio cristalizou depois destes minerais, como demonstra o fato dele está substituindo ao piroxênio. Álcali-feldspato e quartzo são contemporâneos e muito tardios, pois preenchem os interstícios da rocha. A titanita cristalizou tardiamente, acreditando-se ser sua formação relacionada às transformações que sofreu o anfibólio (cloritização).

Clorita, epidoto e sericita associam-se às transformações pós-magmáticas sendo conseqüentemente secundários e representando as últimas fases minerais a cristalizar.

3.3.4.2- Ordem de Cristalização dos Quartzo-Dioritos

Apatita e opacos provavelmente marcam o início da consolidação deste magma, pois o primeiro está incluso no plagioclásio e o segundo no anfibólio. O plagioclásio forma cristais subidiomórficos a idiomórficos bem desenvolvidos e apresenta teor de anortita relativamente elevado (An37-51; andesina a labradorita), devendo iniciar sua cristalização a seguir, precedendo ao anfibólio pois está incluso neste mineral. O anfibólio inicia a cristalização a seguir, sendo sucedido pelo quartzo e, por último, pelo álcali-feldspato que são bastante tardios, pois preenchem os interstícios entre as fases precoces. A titanita cristalizou mais tardiamente, sendo sua formação associada às transformações de opacos e/ ou anfibólio.

Os minerais tais como sericita, epidoto, clorita e carbonatos tem sua formação relacionada devido às transformações pós-magmáticas, sendo conseqüêntemente secundários e representando as últimas fases minerais a cristalizar.

3.3.4.3- Ordem de Cristalização dos Tonalitos e Granodioritos

A ordem de cristalização deduzida para os tonalitos e granodioritos é muito similar podendo ser discutida conjuntamente. Além disso, ela é análoga àquela apresentada para variedades afins do corpo Guayabo-Porotillo, não se justificando discutí-la detalhadamente. Em essência a cristalização inicia pelos acessórios primários (opacos, apatita e zircão). O plagioclásio é a primeira fase félsica a cristalizar (espaço Pl + L no tetraedro do sistema Qz-Ab-An-Or; WINKLER, 1979); o quartzo inicia sua cristalização quando é atingida a superfície cotética Qz + Pl + L e o feldspato potássico quando chega-se a linha cotética FK + Qz + Pl + L. Biotita e muscovita devem iniciar sua cristalização após o Pl, talvez concomitantemente ou precedendo ligeiramente o Qz. Sericita e clorita são claramente relacionados ao estágio subsolidus.

3.4- CORPO GRANITÓIDE DA CONFLUÊNCIA DOS RIOS AMARILLO E PINDO

3.4.1- Composições Modais

Foram realizadas duas análises modais em amostras provenientes do granitóide dos rios Amarillo-Pindo. Os resultados estão expressos na Tabela 2. Estas amostras foram lançadas no diagrama Q-A-P de STRECKEISEN (1976) (Figura 41), se posicionaram nos campos de tonalitos e granodioritos, sendo classificadas em função dos seus minerais varietais como muscovita-biotita-tonalito (MvBtT) e muscovita-biotita-granodiorito (MvBtGD). A Tabela 2 e o diagrama Q-(A+P)-M (Figura 41) mostram que os seus teores de minerais máficos (M) variam em torno de 16%, porcentagens normais para esses tipos de rochas.

3.4.2- Características Gerais das Fácies do Granitóide Rios Amarillo-Pindo

3.4.2.1- Muscovita-Biotita-Tonalito

Em amostra de mão possuem coloração cinza-claro com pontuações escuras devidas a agregados de minerais máficos dominados pela biotita. São holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias.

A nível microscópico tais rochas possuem uma textura hipidiomórfica granular média. A paragênese desta fácies magmática está representada por quartzo e plagioclásio como minerais essenciais, biotita e muscovita como minerais varietais e feldspato potássico, apatita, zircão, opacos, clorita e sericita como minerais acessórios.

3.4.2.2- Muscovita-Biotita-Granodioritos

Em amostra de mão são muito similares aos tonalitos e igualmente holocristalinos, faneríticos e equigranulares médios. As semelhanças se mantêm igualmente ao nível microscópico tanto em textura, quanto em mineralogia, excetuando-se apenas o óbvio enriquecimento em feldspato potássico. A Figura 50 fornece uma visão da textura e mineralogia da rocha.

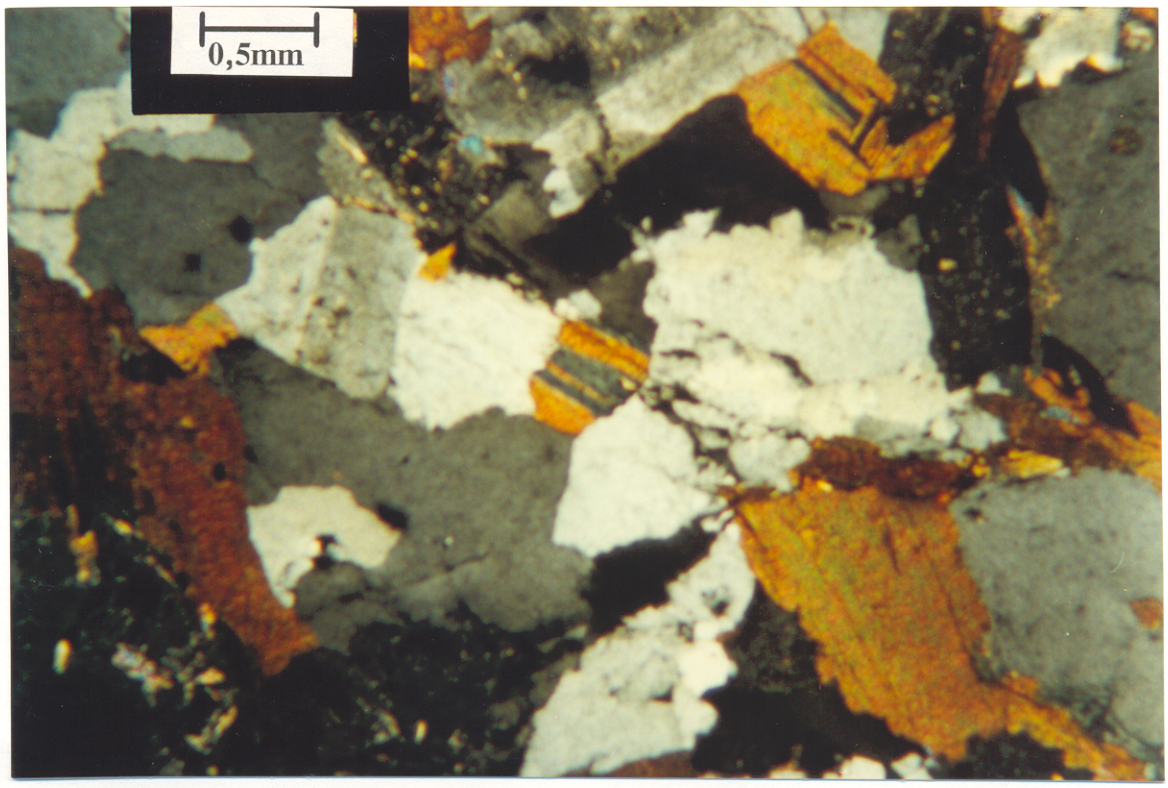


Figura 50 - Textura granular hipidiomórfica em granodiorito do granitóide rios Amarillo-Pindo, constituido por Pl, Qz, FK e Bt em parte Cloritizada, e rara Mv. (JR-62E, fotomicrografia, NC).

3.4.3- Aspectos Mineralógicos e Texturais do Granitóide dos Rios Amarillo-Pindo

As duas fácies identificadas nesse pequeno corpo granitóide são extremamente próximas em termos mineralógicos e texturais daquelas de mesma classificação petrográfica descrita nos corpos precedentes. Isso torna repetitivo e pouco útil uma descrição detalhada das mesmas.

As grandes semelhanças observadas entre os diversos tonalitos e granodioritos sugere que os magmas geradores dos mesmos derivam de fontes similares e evoluiram através de processos idênticos ou afins. Como salientado anteriormente, a proximidade dos vários corpos reforça ainda mais a hipótese dessas rochas serem efetivamente cogenéticas. É marcante, por outro lado, o contraste nítido em termos petrográficos existente entre os granitóides "stricto sensu" e as rochas intermediárias e básicas presentes em dois dos corpos descritos.

3.5 - CORPO GRANITÓIDE EL PRADO

3.5.1 - Composições Modais

Foram realizadas 17 análises modais em amostras provenientes dos domínios do granitóide El Prado. Os resultados estão expressos na Tabela 3. Estes dados foram lançados no diagrama Q-A-P de STRECKEISEN (1976) (Figura 51), onde se posicionaram nos campos destinados a dioritos e gabros, quartzo-dioritos e quartzo-gabros, tonalitos e trondjemitos, granodioritos e monzogranitos. Este granitóide está representado por diferentes fácies que vão desde quartzo-gabros e quartzo-dioritos, até tonalitos, granodioritos e monzogranitos. Estas fácies exibem diferenças texturais e mineralógicas que permitem subdividí-las em 8 sub-fácies petrográficas distintas, a saber: biotita-anfibólio-piroxênio-quartzo-gabros (BtAnfPxQGB), piroxênio-biotita-anfibólio-quartzo-gabros (PxBtAnfQGB), biotita-anfibólio-quartzo-dioritos (BtAnfQD), anfibólio-biotita-tonalitos (AnfBtT), biotita-anfibólio-tonalitos (BtAnfT), biotita-granodioritos (BtGD), anfibólio-biotita-granodioritos (AnfBtGD) e biotita-monzogranitos (BtMZ).

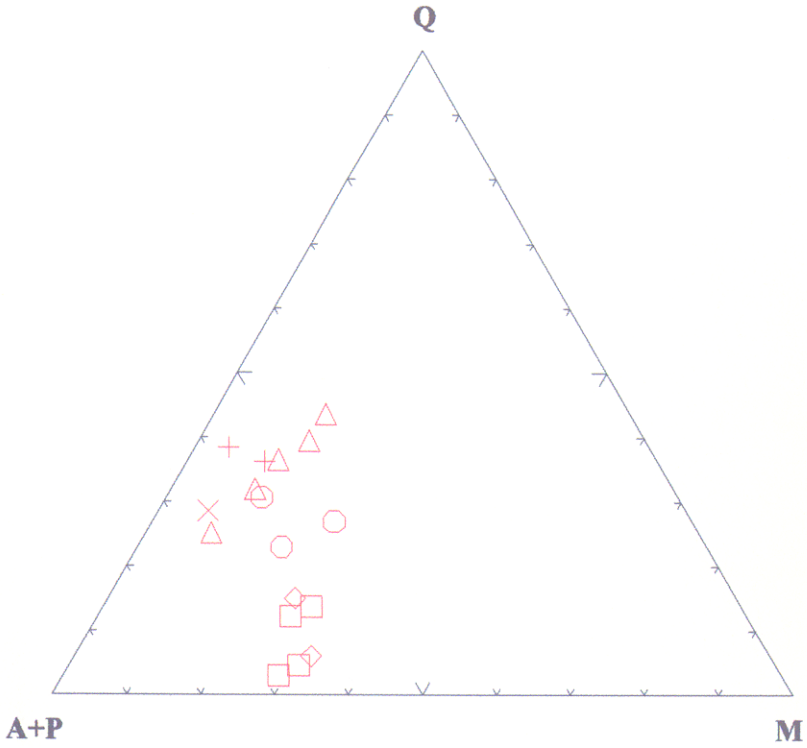
Tabela 3- Análises Modais do Granitóide El Prado (continua)

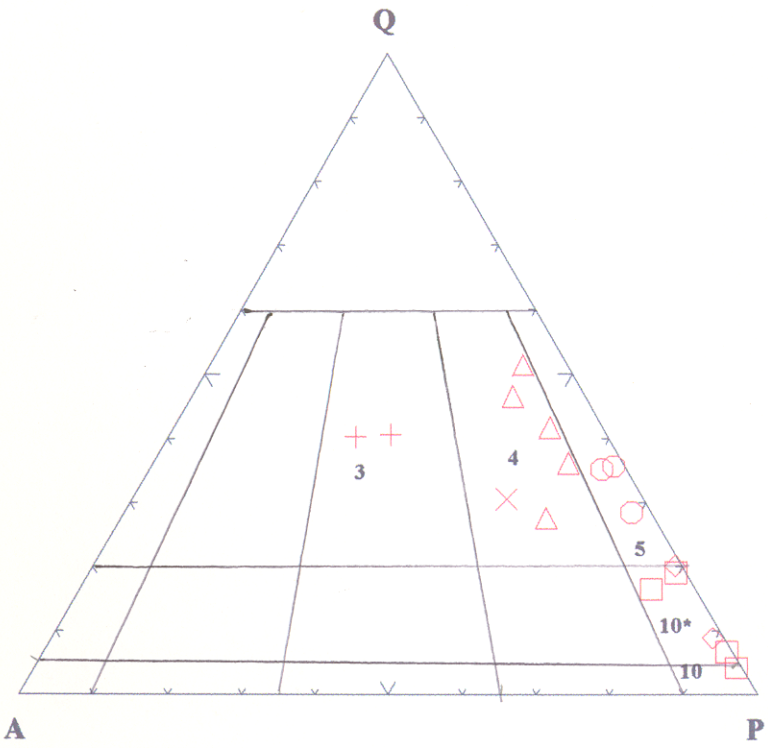
	EL PRADO												
	QUARTZO-GABROS (QGB)						QUARTZO-DIORITO (QD)			TONALITO (T)			
	BtAnfPxQGB			PxBtAnfQGB			BtAnfQD			AnfBtT		BtAnfT	MEDIA
MIN	JR-79C	JA-127A	MEDIA	JR-86B	JAM -116	MEDIA	JR-79B	JR-82B	MEDIA	JAM-122 A	JAM-118 B	JA-127C	N°= 3
Quartzo	3,0	4,6	3,8	12,2	13,4	12,8	6,0	14,7	10,3	26,8	26,8	22,7	29,4
Álcali-Felds	0,5	0,5	0,5	4,4	1,0	2,7	1,0	0,7	0,8	1,2	2,6	2,2	2,0
Plagioclásio	67,5	63,8	65,6	57,2	55,8	56,5	60,4	57,7	59,0	47,2	46,8	54,8	49,6
Biotita	7,5	2,9	5,2	9,3	6,8	8,0	5,2	12,1	8,6	11,9	6,7	7,2	8,6
Muscovita	----	----	----	----	----	----	----	----	----	x	----	----	x
Anfibólio	6,4	16,9	11,6	5,0	13,4	9,2	24,7	8,0	16,3	7,5	3,6	10,4	7,1
Ortopiroxên	9,5	4,4	6,9	5,6	2,6	4,1	x	x	x	----	----	----	----
Clinopiroxên	3,7	5,4	4,5	3,6	2,6	3,1	x	x	x	----	----	----	----
Olivina	0,4	----	0,2	1,0	----	0,5	----	----	----	----	----	----	----
Opacos	1,4	1,2	1,3	1,2	2,2	1,7	0,7	0,7	0,7	0,1	0,2	x	0,1
Titanita	----	----	----	----	----	----	x	0,4	0,2	----	x	----	x
Apatita	0,1	x	0,05	x	x	x	x	----	x	x	x	1,8	0,6
Zircão	----	----	----	----	x	x	----	x	----	x	x	----	x
Allanita	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	x	x
Epidoto	0,1	x	0,05	----	x	x	----	x	x	5,1	0,8	----	1,9
Clorita	----	0,2	0,1	0,4	x	0,2	1,1	3,6	2.3	x	0,1	x	0,03
Sericita	----	x	x	----	----	----	----	x	x	x	x	0,6	0,2
Carbonatos	----	----	----	----	1,7	0,8	----	1,8	0,9	----	----	x	x
AF+PL	68,0	64,3	66,1	61,6	56,8	59,2	61,4	58,4	59,9	48,4	49,4	57,0	51,6
Máficos	29,1	31,0	30,0	26,1	27,6	26,8	31,7	24,8	28,2	24,6	11,4	19,4	18,4
N°Pontos	1500	1500	xxxx	1500	1500	xxxx	1500	1500	xxxx	1500	1500	1500	xxxx

Tabela 3- Análises Modais do Granitóide El Prado (conclusão).

	EL PRADO									
	GRANODIORITO (GD)							MONZOGRANITO (MZG)		
	BtGD					MEDIA	AnfBtGD	BtMZG		MEDIA
MIN	J-55	JR-81	J-58'	J-57	JAM-115	N°= 5	JR-80	J-54	J-58	N° = 2
Quartzo	25,0	39,4	31,9	36,4	43,4	35,2	28,4	35,2	38,2	36,7
Álcali-Felds	13,5	8,4	6,6	6,4	5,1	8,0	17,4	25,5	32,5	29,0
Plagioclásio	52,4	37,0	49,8	44,7	36,0	44,0	47,2	26,2	24,3	25,2
Biotita	8,3	12,1	11,3	11,5	14,6	11,6	5,6	8,1	3,9	6,0
Muscovita	----	x	----	----	x	x	----	1,1	----	0,5
Anfibólio	----	----	----	----	----	----	1.2	----	----	----
Ortopiroxênio	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Clinopiroxênio	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Olivina	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Opacos	0,5	0,8	0,1	0.2	0,3	0,4	x	x	0,2	0,1
Titanita	x		x	x	----	x	x	x	----	x
Apatita	x	x	x	0,2	x	0,04	x	x	x	x
Zircão	----	----	x	x	x	x	x	x	x	x
Allanita	----	x	----	----	----	x	----	----	----	----
Epidoto	----	----	----	----	----	----	----	----	x	x
Clorita	0,1	2,1	x	0,4	0.2	0,7	x	2,2	0,6	1,4
Sericita	x	x	x	x	----	x	x	x	x	x
Carbonatos	----	----	----	----	----	----	----	1,5	----	0,7
FK+PL	65,9	45,4	56,4	51,1	41,1	52,0	64,6	51,7	56,8	54,2
Máficos	8,9	15,0	11,4	12,3	15,1	12,6	6,8	10,3	4,7	7,5
N°Pontos	1500	1500	1500	1500	1500	xxxx	1500	1500	1500	xxxx

Abreviações como na Figura 51
---- Mineral não encontrado
x Minerais traços





+ : Biotita-Monzogranitos (BtMZG)
× : Anfibólio-Biotita-Granodiorito (AnfBtGD)
△ : Biotita-Granodioritos (BtGD)
O : Anfibólio-Biotita-Tonalitos (AnfBtT) e Biotita-Anfibólio-Tonalito (BtAnfT)
◊ : Biotita-Anfibólio-Quartzo-Dioritos (BtAnfQD)
□ : Piroxênio-Biotita-Anfibólio-Quartzo-Gabros (PxBtAnfQGB) e Biotita-Anfibólio-Piroxênio-Quartzo-Gabros (BtAnfPxQGB)

3 - Monzogranitos
4 - Granodioritos
5 - Tonalitos e Trondhjemitos
10* - Quartzo-Dioritos e Quartzo-Gabros
10 - Dioritos e Gabros

Figura 51 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para o granitóide El Prado. Campos conforme STRECKEISEN (1976).

Os quartzo-gabros, quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos ricos em quartzo dispõem, na Figura 51, segundo o *"trend"* das séries cálcico-alcalinas tonalíticas, ao passo que os granodioritos relativamente pobres em quartzo (J-55 e JR-80) e os monzogranitos, apesar do número muito limitado de amostras, se alinham conforme as séries cálcico-alcalinas granodioríticas (LAMEYRE & BOWDEN, 1982). Isso não basta, obviamente, para demostrar ou refutar a cogeneticidade entre as rochas formadoras dos dois conjuntos, mas deve ser considerada na discussão dos dados geoquímicos. Estas fácies não apresentam veios mineralizados associados.

Comparando as composições modais dessas rochas com aquelas do corpo Guayabo-Porotillo, percebe-se a existência de muitas analogias entre os quartzo-dioritos de ambas. Porém, os granitóides "stricto sensu" do El Prado contêm anfibólio como mineral máfico importante nos tonalitos e em algumas amostras de granodioritos e a muscovita é uma fase ausente ou inexpressiva (exceto uma amostra de monzogranito) e não são tão ricos em quartzo quanto aqueles de Guayabo-Porotillo. As amostras de Ambocas também são mais ricas em muscovita que as de El Prado, mas a disposição dos granodioritos pobres em quartzo e monzogranitos desse último corpo, se assemelha com a das rochas de mesma classificação do corpo Ambocas. Torna-se difícil, porém, avaliar se as diferenças observadas refletem características magmáticas peculiares dos granitóides Guaybo-Porotillo ou se elas traduzem tão somente efeitos de transformações a eles superimpostas.

A Tabela 3 e o diagrama Q-(A+P)-M (Figura 51) mostram que os teores de minerais máficos (M) do corpo El Prado variam entre 29,1 e 31% nos BtAnfPxQGB, 26,1 a 27,6% nos PxBtAnfQGB, 24,8 a 31,7% nos BtAnfQD, 11,4 a 24,6% nos AnfBtT e BtAnfT, 6,8 a 15,1% nos BtGD e AnfBtGD e 4,7 a 10,3% nos BtMZ.

3.5.2- Características Gerais das Fácies do Granitóide El Prado.

3.5.2.1- Biotita-Anfibólio-Piroxênio-Quartzo-Gabros

Em amostras de mão esses gabros possuem coloração cinza-escuro e exibem texturas holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias.

A nível microscópico tais rochas possuem uma textura seriada de granulação média (1,08 a 3,6 mm) a fina (0,36 a 0,9 mm) (Figura 52) com orientação bem marcada dos

plagioclásios, dando-lhe uma tendência pilotaxítica, bem como, localmente, subofítica. A paragênese desta fácies está representada por: plagioclásio cálcico, anfibólio, piroxênio(orto e clinopiroxênio) e quartzo em porcentagens inferiores a 4,6% como minerais essenciais primários; a biotita ocorre como mineral varietal e olivina, feldspato potássico, opacos, apatita, clorita, epidoto e sericita são minerais acessórios, sendo os três últimos secundários.

3.5.2.2- Piroxênio-Biotita-Anfibólio-Quartzo-Gabros

Em amostras de mão esses quartzo-gabros são bastante similares aos anteriores, possuindo coloração cinza-claro e textura holocristalina, fanerítica e equigranular média.

A nível microscópico tais rochas possuem uma textura granular hipidiomórfica seriada com granulação variando de média (1 a 1,9 mm) a fina (0,2 a 0,9 mm) e também mostram uma certa orientação do seu plagioclásio. A paragênese desta fácies é representada por plagioclásio e quartzo (12,8 a 13,4%) como minerais essenciais, anfibólio, piroxênio (orto e clinopiroxênio) e biotita como minerais varietais e feldspato potássico ± olivina, opacos, zircão, epidoto, clorita, sericita e carbonatos como minerais acessórios, sendo os quatro últimos secundários.

3.5.2.3- Biotita-Anfibólio-Quartzo-Dioritos

Em amostras de mão esses quartzo-dioritos não diferem das fácies anteriores. A nível microscópico tais rochas também possuem uma textura granular hipidiomórfica seriada com granulação variando de média (1 a 2,1 mm) a fina (0,3 a 0,9 mm) e com uma orientação bem marcada e maior desenvolvimento de seus plagioclásios (Figura 53). A paragênese desta fácies diverge dos anteriores pela total dominância de anfibólio e biotita entre os máficos, com o orto e clinopiroxênio ocorrendo apenas localmente e em processo de substituição. As duas amostras analisadas modalmente divergem bastante em termos de seus conteúdos de Qz e valores de M. A amostra JR-79B, mais pobre em quartzo, apesar de sua típica paragênese diorítica, revelou quimicamente composição muito similar a dos BtAnfPxQGB (conforme capítulo geoquímica).

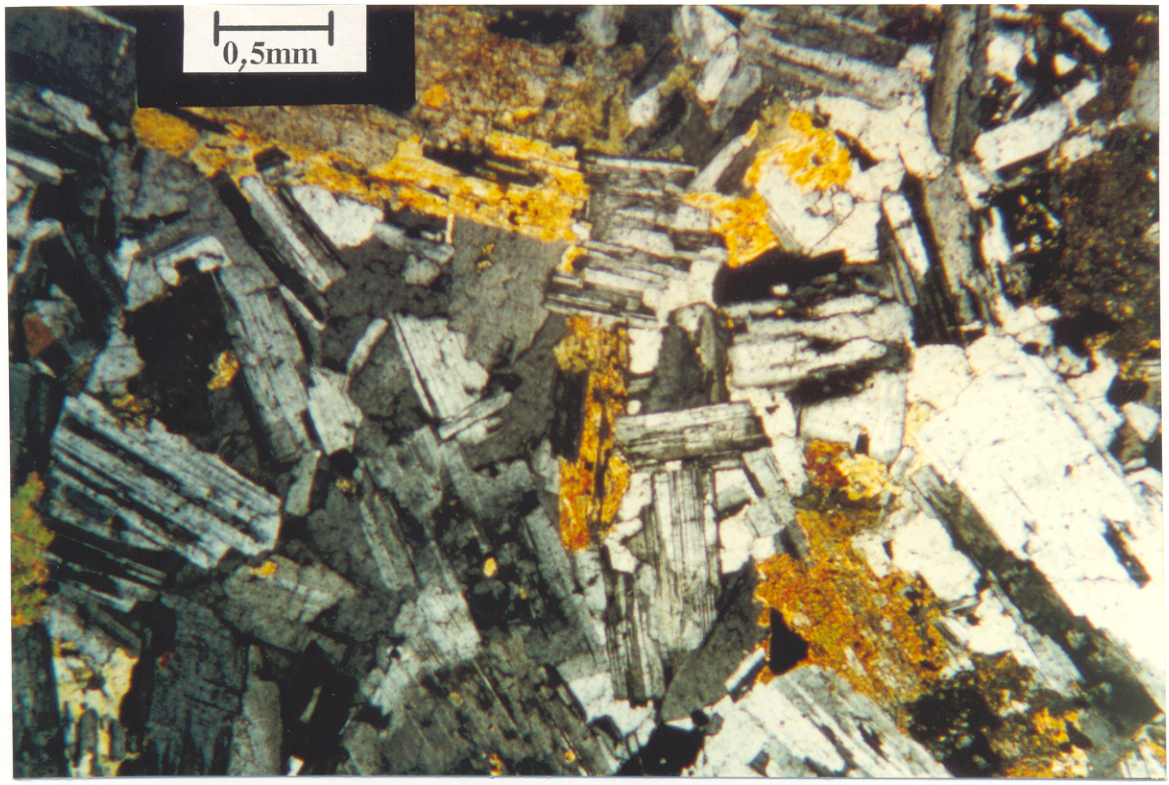


Figura 52 - Textura seriada média a fina com orientação do Plagioclásio; quartzo-gabro El Prado. Notando-se, além do Pl, Qz, Opx, Anf e Bt, ambos substituindo o Opx. (JR-79C, fotomicrografia, NC).
Opx = ortopiroxênio

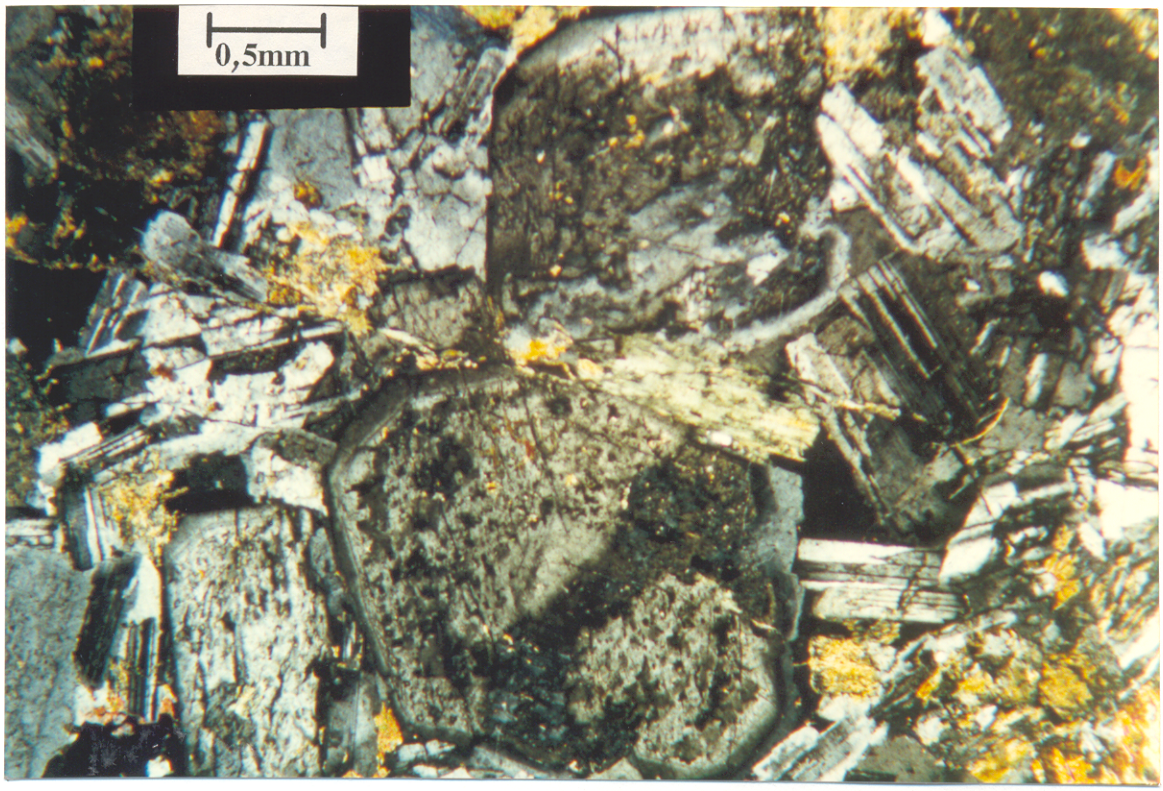


Figura 53 - Textura granular hipidiomórfica seriada em QD El Prado, com cristais mais desenvolvidos de Pl fortemente zonados e com núcleos corroídos ("patchy-zoning"), envoltos por Pl, finos e algo orientados, e Anf parcialmente cloritizado. (JR-79B, fotomicrografia, NC).

3.5.2.4- Anfibólio-Biotita e Biotita-Anfibólio-Tonalitos

Em amostras de mão esses tonalitos possuem coloração que varia de branca a cinza ou cinza-claro, com pontuações escuras devidas à biotita. São holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias. A nível microscópico tais rochas possuem uma textura granular hipidiomórfica média (0,5 a 3,6 mm) (Figura 54), tendo plagioclásio e quartzo como minerais essenciais, anfibólio e biotita como minerais varietais, e feldspato potássico, opacos, apatita, titanita, zircão e allanita como acessórios primários e epidoto, clorita, sericita e carbonatos como minerais acessórios secundários. O epídoto é excepcionalmente abundante em algumas dessas rochas.

3.5.2.5- Anfibólio-Biotita e Biotita-Granodioritos e Biotita-Monzogranitos

Em amostras de mão granodioritos e monzogranitos possuem coloração cinza-claro com tons róseos devido ao feldspato alcalino e pontuações escuras, correspondendo a agregados de minerais máficos dominados pela biotita. São holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias.

A nível microscópico tais rochas possuem uma textura granular hipidiomórfica com granulação que varia de 0,3 a 3,9 mm (Figura 55), exatos pela presença localizada nos monzogranitos de cristais de feldspato potássico (Figura 56), mais desenvolvidos, poiquilíticos. As paragêneses destas fácies são representadas por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico como minerais essenciais, biotita e eventualmente anfibólio como minerais varietais, e opacos, titanita, apatita, zircão, clorita, sericita e, raramente, epidoto e carbonatos como minerais acessórios, sendo os quatro últimos secundários. Os granodioritos e monzogranitos divergem além das proporções de feldspato alcalino e plagioclásio apenas no fato dos últimos conterem por vezes, muscovita em percentagem significativa e por serem mais pobres em máficos.

3.5.3- Descrição dos Minerais e Texturas das Diferentes Fácies do Granitóide El Prado

3.5.3.1- Biotita-Anfibólio-Piroxênio-Quartzo-Gabros

Plagioclásio: é um mineral essencial primário. Ocorre como cristais euédricos a subédricos de dimensões variando de fina (0,3 a 0,9 mm) a média (1,9 a 3,6 mm), com orientação bem marcada. Seus contatos são retos, curvos e dentados, e a maioria apresenta forte zoneamento, com *patchy-zoning* (Figura 57) e maclamento tipo albita e albita-carlsbad. segundo as determinações realizadas pelo método da seção (100) obteve-se composições de An_{78} para seu núcleo (bytownita) e de An_{50} para sua borda (labradorita) indicando um zoneamento normal. Seus cristais estão bem preservados e apresentam raras inclusões de biotita e opacos posicionadas geralmente nas zonas centrais do plagioclásio.

Piroxênios: ocorrem como cristais subédricos a euédricos, com tamanho variando entre 0,5 e 1,4 mm de contatos retos e curvos. Estão representados por ortopiroxênio em maiores porcentagens que o clinopiroxênio (Tabela 3). O ortopiroxênio apresenta um leve pleocroísmo róseo que juntamente com as demais características óticas permitem classificá-lo como hiperstênio. Acha-se parcial ou totalmente substituído por cummingtonita e biotita (Figura 58), enquanto que o clinopiroxênio altera para tremolita-actinolita. O clinopiroxênio apresenta características óticas de augita. São comuns inclusões de opacos nos piroxênios.

Olivina: forma grãos anédricos, arredondados, com fraturas, geralmente bem preservados da alteração, sendo bem menos abundante que os piroxênios.

Anfibólios: são provenientes da transformação dos piroxênios, sendo representados por tremolita-actinolita e cummigtonita. Formam cristais maclados e subidiomórficos ou xenomórficos de granulação média ou fina.

Biotita: ocorre como lamelas subidiomórficas de tamanhos variando entre 0,3 a 1,0 mm, envolvendo os máficos ou moldando-se aos plagioclásios. Apresenta um pleocroísmo característico de marrom-avermelhado a marrom-amarelado.

Quartzo: dispõe-se intersticialmente e não mostra nenhuma evidência de deformação. Seus cristais exibem uma forma irregular e tamanhos < 1 mm. Trata-se sem dúvida de quartzo primário, relacionado aos estágios finais de cristalização magmática. Possui algum feldspato potássico associado.

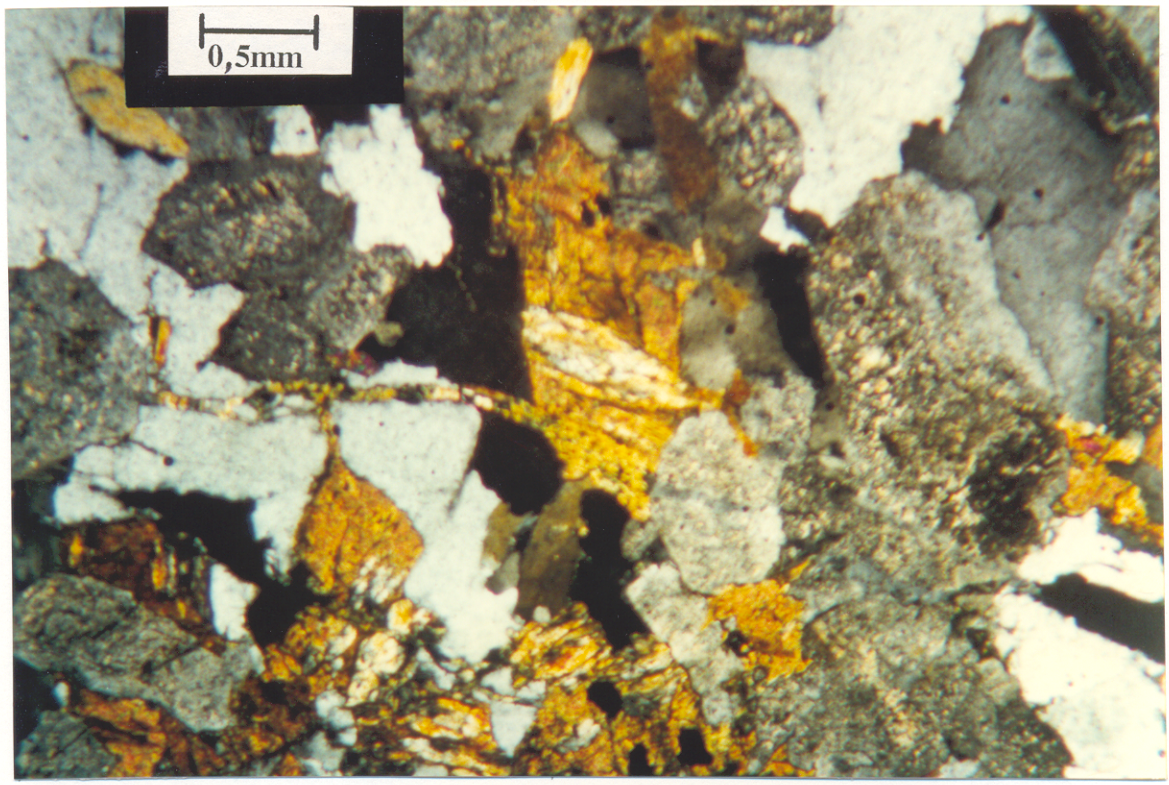


Figura 54 - Textura granular hipidiomórfica típica do tonalito El Prado, notando-se plagioclásio sericitizado, Qz, Bt, Ep, formando fusóides na mica, e Anf. (JAM-122A, fotomicrografia, NC).
Ep = epidoto

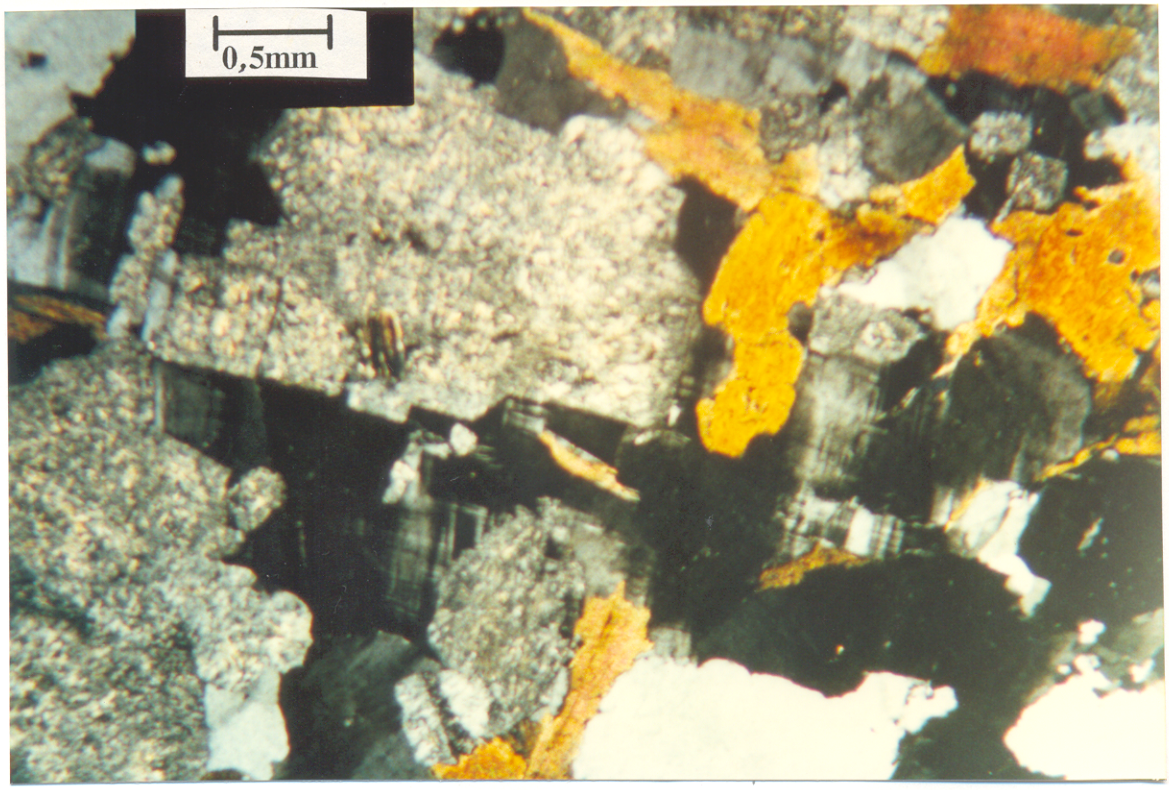


Figura 55 - Textura granular hipidiomórfica em granodiorito El Prado, notando-se cristais de plagioclásio sericitizado, álcali-feldspato, anédrico, Qz e Bt. (J-57, fotomicrografia, NC).

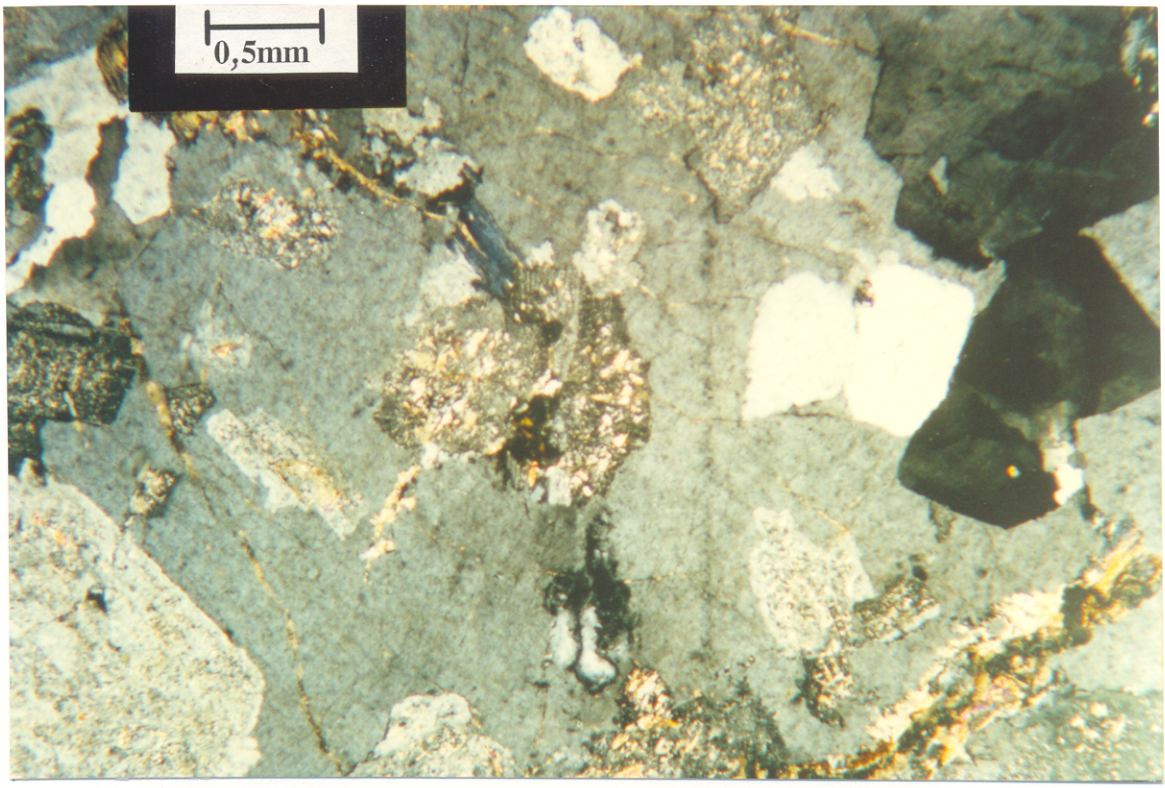


Figura 56 - Monzogranito El Prado, com cristal mais desenvolvido e poiquilítico de álcali-feldspato, englobando inclusões de Pl, Qz e Bt cloritizada. (J-54, fotomicrografia, NC).

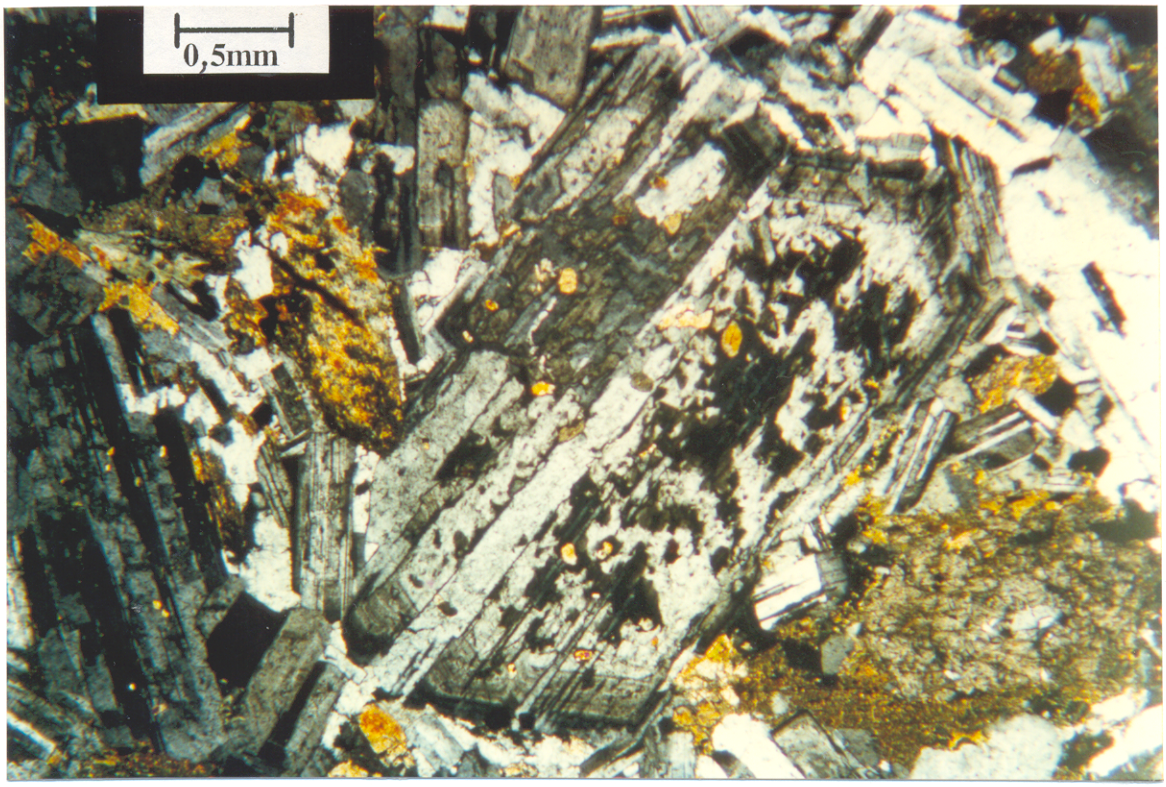


Figura 57 - Cristal de plagioclásio fortemente zonado, com *patchy zoning* associado a piroxênios transformados parcialmente para Bt e Anf, em Quartzo-Gabro El Prado. (JR-79C, fotomicrografia, NC).

Os opacos comumente apresentam forma irregular e estão em sua maioria associados aos minerais máficos.

Os minerais acessórios secundários são a clorita, originada da desestabilização dos anfibólios e biotita, e sericita + epidoto produzidos pela limitada alteração hidrotermal do plagioclásio.

3.5.3.2- Piroxênio-Biotita-Anfibólio-Quartzo-Gabros

Plagioclásio: é o mineral essencial predominante. Forma cristais subidiomórficos de tamanho variando entre 1 e 2,1 mm e fornece seções retangulares com certa orientação. Exibe evidências de corrosão em zonas (textura em peneira embrionária), forte zoneamento normal e maclamento albita e albita carlsbad. As determinações realizadas pelo método da seção (100) indicaram composições de An_{74} no núcleo (bytownita) e de An_{34} na borda (andesina). São freqüêntes pequenas inclusões de opacos posicionadas no núcleo.

Piroxênios e Olivina: são minerais primários que mostram características idênticas às descritas na fácies precedente. Entretanto, o ortopiroxênio e o clinopiroxênio estão mais intensamente substituídos por anfibólio e biotita (Figura 59).

Anfibólios: tal como na fácies anterior, estão presentes a cummigtonita e a tremolita-actinolita.

Biotita: conserva as feições descritas nos demais quartzo-gabros. Apresenta incipiente cloritização e inclusões de apatita e opacos.

Quartzo e álcali-feldspato: o quartzo se apresenta em quantidades significativas e o feldspato alcalino é muito escasso. Ambos ocorrem em cristais muito finos, xenomórficos, geralmente preenchendo os interstícios entre plagioclásio e máficos.

Os minerais acessórios primários são opacos e apatita. Os opacos formam grãos irregulares com dimensões em torno de 0,3 mm, ou por vezes, exibem feições esqueletais. Estão associados predominantemente aos minerais máficos.

Os minerais acessórios secundários são a clorita, oriunda de anfibólio e biotita, e sericita + carbonatos + epidoto, muito esporadicamente substituindo o plagioclásio.

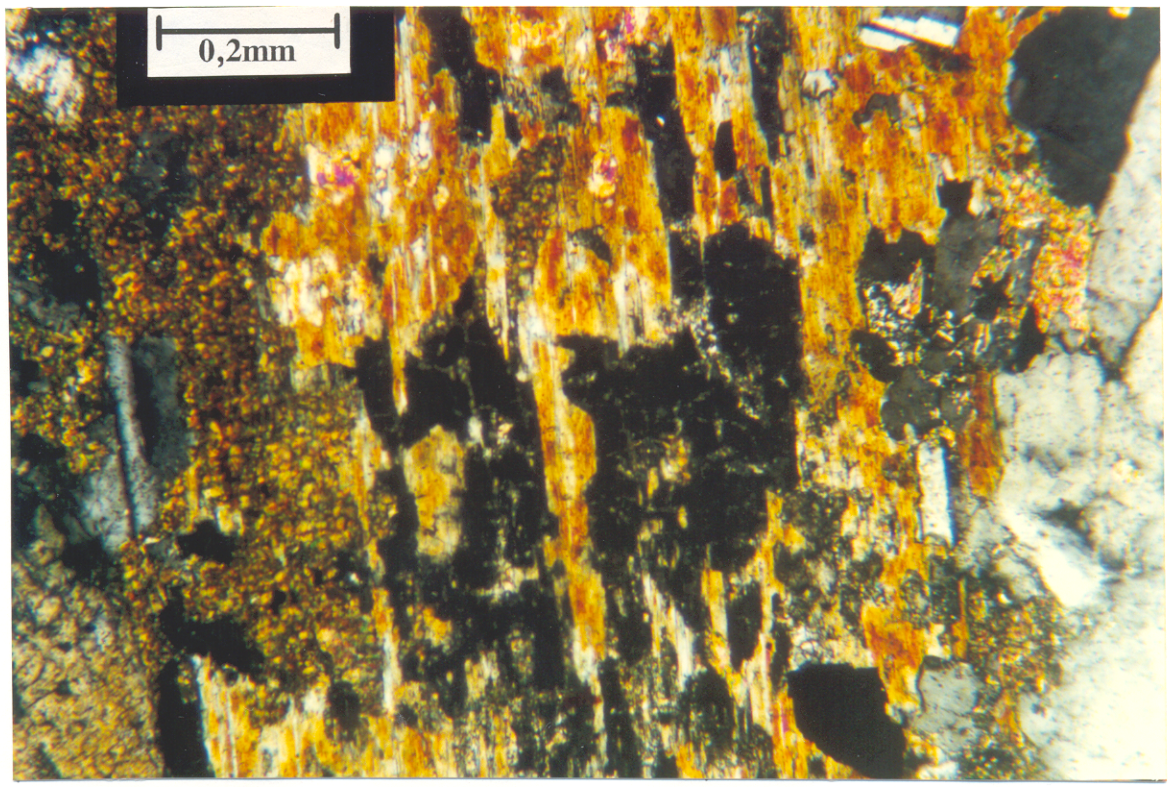


Figura 58 - Cummingtonita e biotita provenientes da substituição do hiperstênio; com opacos associados em quartzo-gabro El Prado. (JR-79C, fotomicrografia, NC).

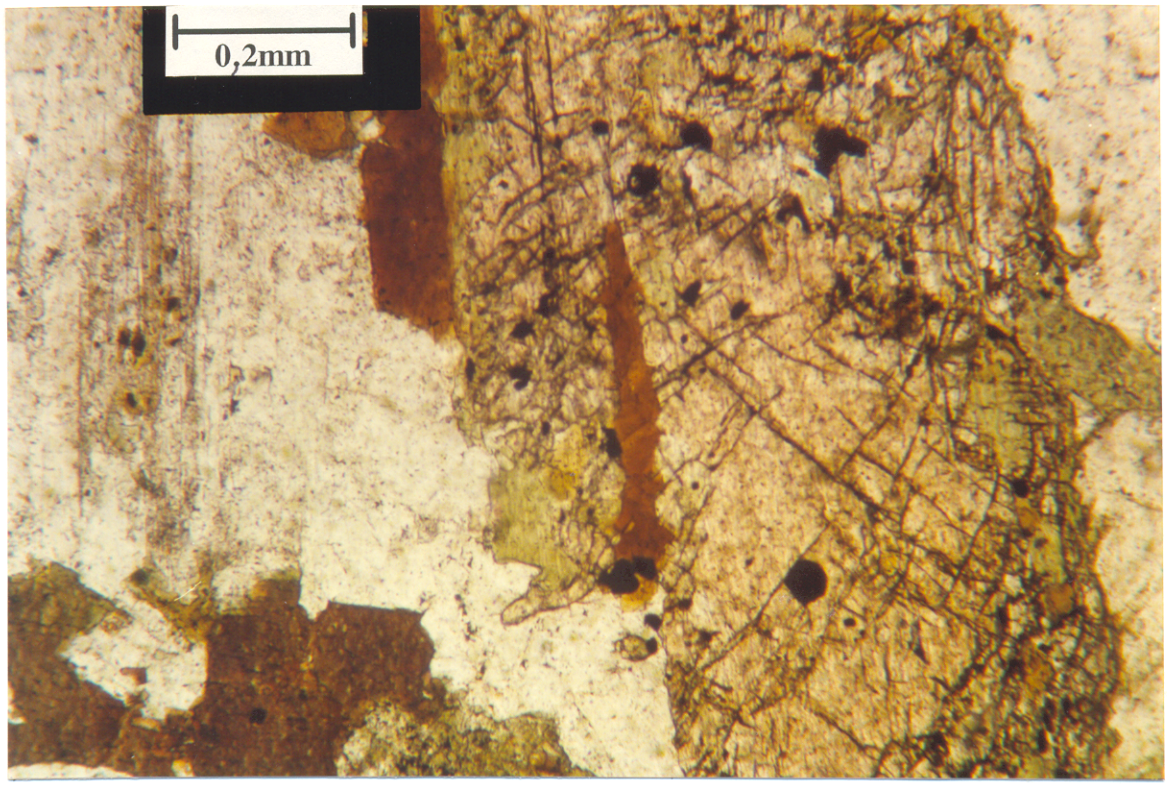


Figura 59 - Cristais de opacos arredondados dentro de cristal de hiperstênio parcialmente substituído por Anf e Bt, com grânulos de opacos associados em PxBtAnfQGB do corpo El Prado (JR-86B, fotomicrografia, NP).

3.5.3.3- Biotita-Anfibólio-Quartzo-Dioritos

Plagioclásio: seus cristais são subidiomórficos, com tamanhos variando de 0,9 a 2,1 mm, formando seções retangulares alongadas, subparalelizadas. Apresentam um zoneamento marcante e evidências de desequilíbrio (núcleos corroídos). As determinações feitas em vários cristais pelo método da dupla macla albita-carlsbad indicaram composições no sentido núcleo-borda variando de An51-36, An44-31 e An55-30, mostrando ser o zoneamento normal e que o plagioclásio presente é do tipo andesínico. Os processos de alteração não são muito marcantes nessas amostras.

Anfibólios: suas características óticas permitem classificá-los como tremolita-actinolita e hornblenda. São subidiomórficos e, em certas amostras, acham-se intensamente transformadas para clorita + carbonatos ± epidoto ± titanita.

Biotita: é um mineral varietal primário, apresentando-se parcialmente alterada para clorita. Suas lamelas são subidiomórficas, de tamanhos entre 0,3 e 1 mm e seu pleocroísmo varia de marrom-avermelhado a marrom-amarelado.

Quartzo e álcali-feldspato: o quartzo se apresenta em quantidades variáveis e o feldspato alcalino é muito escasso. Ambos dispõem-se intersticialmente preenchendo os espaços entre os plagioclásios e máficos.

Os minerais acessórios primários e secundários são semelhantes aos observados nos quartzo-gabros.

3.5.3.4- Anfibólio-Biotita e Biotita-Anfibólio-Tonalitos

Quartzo: seus grãos são subidiomórficos, geralmente com granulação média (1 a 2,5 mm). Seus contatos são geralmente curvos e serrilhados, mostram extinção ondulante regular, mas não apresentam deformação marcante, só muito esporadicamente observando-se recristalização (subgrãos).

Plagioclásio: é euédrico a subédrico, de granulação média (1 a 3,6 mm) e maclamento albita ou albita-carlsbad. Uma característica marcante destes cristais é o processo muito acentuado de sericitização neles impresso que impede geralmente determinar suas

composições. Na amostra JA-127-C, que se apresenta menos alterada, obteve-se composições de An44 (andesina), que devem ser representativas para essa fácies.

Biotita: é o principal mineral máfico, formando lamelas subédricas de granulação média a fina (0,5 a 1,5 mm), com pleocroísmo variando de marrom-avermelhado a marrom-amarelado pálido. Contém inclusões de zircão, apatita e opacos. A alteração desenvolve-se paralela às clivagens e em suas bordas, onde ocorre comumente a cloritização e formação de titanita, bem como a geração de fusóides de epidoto.

Anfibólio: é subidiomórfico de granulação fina (0,3 a 0,7 mm). Com pleocroísmo de verde a verde amarelado, ângulos de extinção entre 12° e 13°, ângulo 2V entre 60° e 80°, características óticas essas que o definem como uma hornblenda.

Epidoto: é um mineral secundário, cujas quantidades atingem 5,1% (Tabela 3), apresenta-se xenomórfico com formas alongadas e fusóides, com dimensão média de 1,5 mm. São incolores ou amarelo pálido e estão quase sempre associados à biotita, dispondo-se paralelos às suas clivagens.

Álcali-feldspato: ocorre nestas amostras em proporções compreendidas entre 1,2 e 2,6 %, sendo um mineral muito tardio, com arranjo intersticial, moldando-se aos demais minerais.

Os minerais acessórios primários são opacos, apatita e zircão e os secundários são epidoto, de longe o mais destacado, sericita, clorita e carbonatos.

3.5.3.5- Anfibólio-Biotita e Biotita-Granodioritos e Biotita-Monzogranitos

Quartzo: seus cristais são subautomórficos a xenomórficos, formando agregados de dimensões que variam entre 0,3 e 2,8 mm, com contatos retos, curvos e serrilhados. Os grãos menos deformados, preservam sua forma original e mostram extinção pouco ondulante. Quando a sua deformação é mais intensa mostram recristalização, possivelmente relacionada à ação de cisalhamento dúctil. (Figura 60).

Plagioclásio: forma grãos subidiomórficos equigranulares de dimensões que variam entre 0,5 e 3,6 mm, nos granodioritos e são dominantemente finos nos monzogranitos, com contatos retos e curvos e em partes com textura em mosaico, parcialmente recristalizada. Geralmente, o crescimento dos cristais de plagioclásio se processou livremente, ou seja, os mesmos dispuseram de espaço para cristalizar com liberdade, sem que as outras fases minerais lhes

impusesem limitações, como fica claro pela presença nos mesmos de faces bem formadas. Alguns cristais apresentam zoneamento, mas nos granodioritos o maclamento polissintético não é muito nítido. Determinações pelo método albita-carlsbad nos granodioritos, forneceram composições de An36 para seu núcleo (andesina) e de An25 para sua borda (oligoclásio). Nos monzogranitos a composição varia de An34 a An25 e são comuns cristais fortemente sericitizados, que desenvolvem bordas albíticas nos contatos com o feldspato potássico (Figura 61).

O processo de alteração hidrotermal é muito intenso na maioria das amostras; trata-se de sericitização e, esporadicamente, saussuritização, gerando produtos secundários como sericita-muscovita e epidoto. Estas transformações tendem a mascarar as feições originais dos grãos, impedindo uma determinação adequada dos teores de anortita. São freqüêntes inclusões de biotita, posicionadas nas zonas centrais do plagioclásio no granodiorito, e de biotita, apatita e zircão, situadas nas bordas do mesmo, no caso dos monzogranitos. Nesses há raros intercrescimentos mirmequíticos, geralmente dos tipos "bulbous" ou "inclusion rim" (PHILIPS, 1974, SMITH, 1974).

Álcali-feldspato: se apresenta como cristais subidiomórficos de tamanhos variando entre 0,3 e 2,1 mm, é geralmente micropertítico, mas também ocorrem grãos de microclina sem exsolução de lamelas pertíticas, formando caracteristicamente grãos menores, dispersos na rocha. As pertitas são do tipo "string" (SMITH,1974). Os contatos entre os grãos variam de curvos a denteados; o maclamento xadrez é muito nítido nas seções adequadas, enquanto que a geminação carlsbad tem ocorrência mais restrita. Comumente o álcali-feldspato não apresenta transformações, apresentando-se como grãos límpidos, o que torna fácil sua separação dos cristais de plagioclásio. São freqüêntes inclusões de cristais de quartzo arredondados e zircão posicionados nas zonas centrais.

Biotita: forma lamelas subidiomórficas de tamanhos variando entre 0,2 até 2,1 mm nos granodioritos ou até 1,0 mm nos monzogranitos. Associa-se com anfibólio na amostra JR-80. Seu pleocroísmo varia de marrom-avermelhado a marrom-amarelado pálido e mostra-se parcialmente ou intensamente alterada para clorita, respectivamente nos granodioritos e monzogranitos. São freqüêntes inclusões de apatita e opacos na biotita, que mostra certa orientação nos monzogranitos.

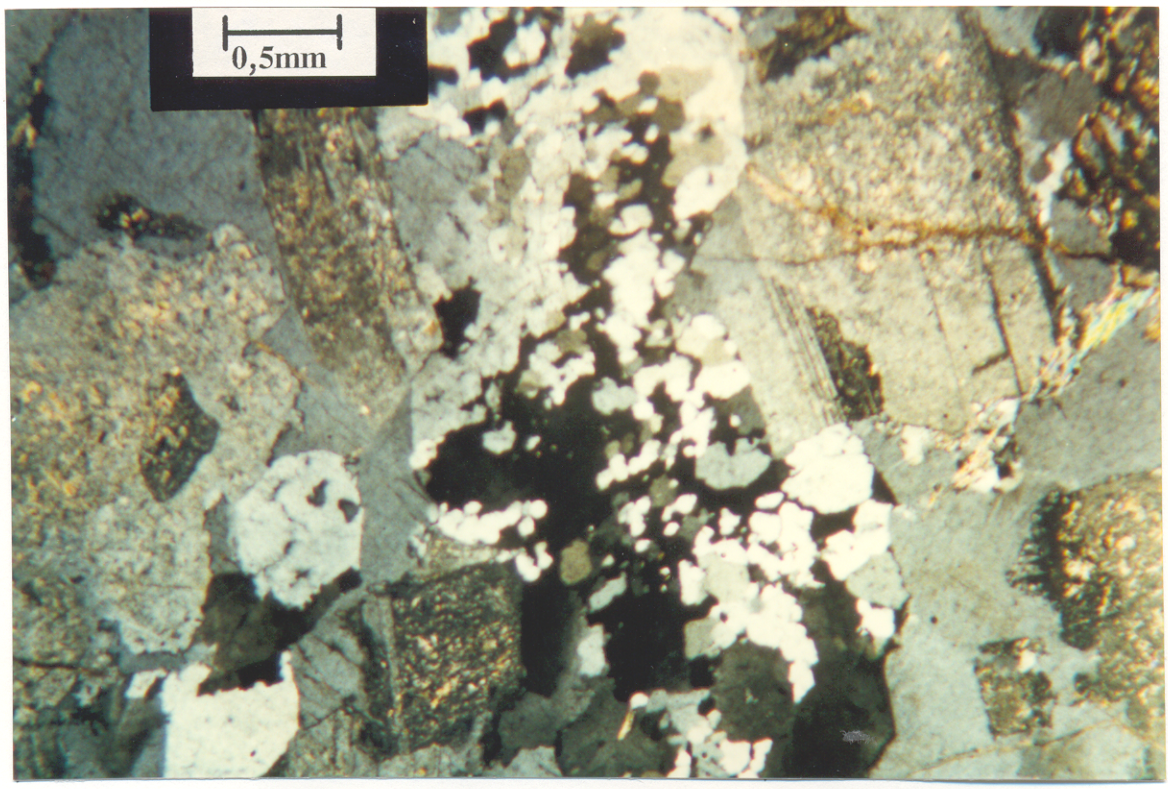


Figura 60 - Monzogranito El Prado com textura granular hipidiomórfica, mostrando Quartzo recristalizado em contato com Plagioclásio idiomórfico e álcali-feldspato xenomórfico. (J-54, fotomicrografia, NC).

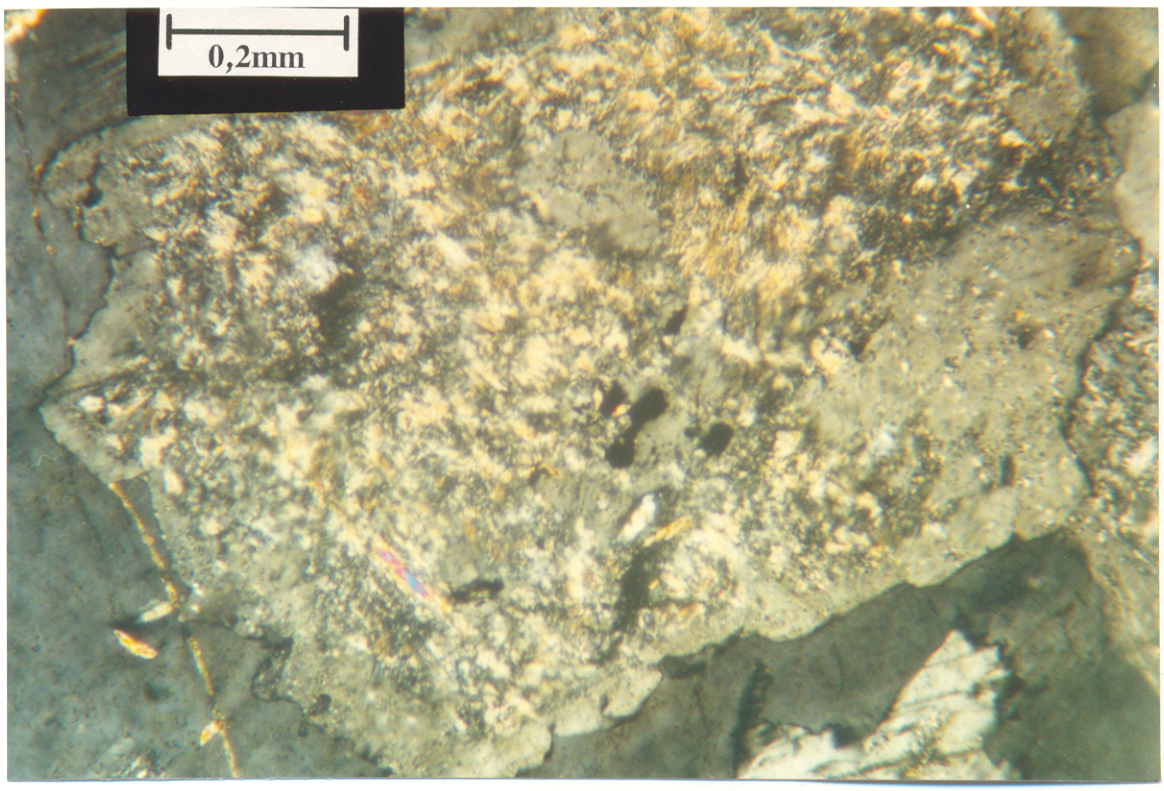


Figura 61 - Cristal de plagioclásio intensamente sericitizado em seu centro, mostrando uma fina borda albítica nos contatos com álcali-feldspato em monzogranito El Prado. (J-58, fotomicrografia, NC).

Anfibólio: Acha-se presente apenas na amostra JR-80 (Tabela 3), em porcentagens inferiores a 1,2%. Seus cristais são subidiomórficos de tamanhos variando entre 0,3 e 1 mm, com ângulo de extinção próximo de 20°, pleocroísmo de verde a verde claro e ângulo 2V em torno de 70° a 85°. Estas características óticas permitem defini-lo como hornblenda. O mesmo está sendo substituído pela biotita.

Os minerais acessórios primários são apatita, zircão e, possivelmente opacos e titanita. Os secundários são sericita, epidoto, carbonatos e clorita.

3.5.4 - Seqüência de Cristalização das Fácies do Granitóide El Prado

3.5.4.1 - Ordem de Cristalização dos Quartzo-Gabros

Opacos, apatita e olivina provavelmente marcam o início da consolidação deste magma, pois os dois primeiros estão inclusos no plagioclásio e biotita, o que atesta o seu caráter precoce. A olivina, por ser uma fase mineral de alta temperatura também deve ter cristalizado paralelamente a esses minerais acessórios.

Acredita-se que o plagioclásio e os piroxênios venham logo a seguir e possam ter cristalizado mais ou menos simultaneamente, pois formam cristais subédricos a euédricos, intimamente associados. Além disso o plagioclásio apresenta teor de anortita bastante elevado (An_{78-50} ou An_{74-34}). Os anfibólios cristalizaram depois destes minerais, pois estão substituindo os piroxênios. A biotita é ainda mais tardia, pois substitui inclusive o anfibólio.

Álcali-feldspato e quartzo são contemporâneos e cristalizam muito tardiamente, pois ocorrem preenchendo os interstícios entre os demais constituintes da rocha.

Os minerais tardios, originados pelas transformações pós-magmáticas, são clorita, sericita, epidoto e, por vezes carbonatos.

3.5.4.2 - Ordem de Cristalização dos Quartzo-Dioritos

É análoga àquela estabelecida para os quartzo-dioritos do corpo Guayabo-Porotillo, discutida anteriormente.

3.5.4.3- Ordem de Cristalização dos Tonalitos

Opacos, apatita e zircão provavelmente marcam o início da consolidação deste magma, pois apresentam-se idiomórficos a subidiomórficos e estão inclusos nos diferentes minerais essenciais e varietais.

O plagioclásio forma cristais subidiomórficos a idiomórficos bem desenvolvidos, apresenta teores de anortita de An44 (andesina) e suas porcentagens são muito elevadas. Estas características permitem supor que iniciou sua cristalização logo depois dos minerais acessórios primários.

O anfibólio iniciou a sua cristalização um pouco depois do plagioclásio, pois contém inclusões do mesmo. A biotita forma lamelas bem desenvolvidas que devem ter iniciado sua cristalização ao mesmo tempo ou logo após o anfibólio.

O quartzo se apresenta também em proporções bastante elevadas e forma cristais bem desenvolvidos, devendo ter iniciado sua cristalização posteriormente ao plagioclásio, anfibólio e biotita.

Por último, e muito tardiamente, cristalizou o álcali-feldspato, pois ocorre preenchendo os interstícios desses constituintes da rocha. A titanita também cristalizou tardiamente, sendo sua formação associada a transformações da biotita e/ou opacos.

Minerais tais como sericita, epidoto, clorita e carbonatos, têm seu aparecimento devido às transformações pós-magmáticas, sendo conseqüêntemente secundários. Representam as últimas fases minerais a cristalizar.

3.5.4.4- Ordem de Cristalização dos Biotita-Granodioritos e Biotita-Monzogranitos

A cristalização do granodiorito começou com a separação dos minerais acessórios primários; opacos, apatita e zircão, que se apresentam euédricos a subédricos e são encontrados como inclusões em plagioclásio, álcali-feldspato e biotita.

A biotita iniciou sua cristalização após os minerais acessórios, pois é subidiomórfica e de contornos bem definidos e por vezes, está inclusa no plagioclásio. No entanto, considerando os teores de anortita elevados do plagioclásio (An36-25 ou 34-25), é mais provável que a cristalização da biotita deu-se um mesmo intervalo de temperatura que a do plagioclásio.

Os minerais essenciais começaram a cristalizar logo após os minerais acessórios, mas a sua ordem de cristalização não é fácil de definir, pois a temperatura do magma não deveria situar-se muito acima das temperaturas cotéticas e estes minerais devem ter cristalizado em intervalos de temperatura amplamente superpostos. De qualquer modo o plagioclásio muito provavelmente foi o primeiro a cristalizar. Nos granodioritos, ele foi seguido pelo quartzo, e, finalmente, pelo feldspato alcalino. Nos monzogranitos, os intervalos de cristalização de quartzo e feldspato potássico devem ser quase coincidentes.

As transformações pós-magmáticas estão materializadas na sericitização e saussuritização do plagioclásio e na cloritização da biotita.

4 - GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS

4.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo tem como finalidade apresentar e interpretar os dados geoquímicos de 25 amostras analisadas para elementos maiores (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, CaO, MgO e K_2O), menores (TiO_2, P_2O_5 e MnO) e elementos-traço (Rb, Sr, Ba, Y, Zr e Nb). (conforme metodologia, capítulo 1). Destas amostras, doze correspondem às diferentes fácies do granitóide El Prado, assim distribuídas: três quartzo-gabros, um quartzo-diorito, dois tonalitos, cinco granodioritos e um monzogranito. As treze análises restantes estão repartidas entre os demais corpos, sendo seis do granitóide Guayabo-Porotillo (duas amostras de quartzo-dioritos e quatro de tonalitos), uma amostra de tonalito do granitóide Ambocas, quatro amostras do granitóide Rios Luis-Ambocas (um gabro, um quartzo-gabro e dois tonalitos), e, finalmente, duas amostras do granitóide Rios Amarillo-Pindo (tonalito e granodiorito).

Selecionaram-se tais amostras levando-se principalmente em consideração a representatividade, distribuição espacial e os dados petrográficos, procurando-se, na medida das possibilidades, eliminar as amostras que apresentavam alteração hidrotermal marcante.

4.2 - ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Os resultados das análises químicas em rocha total dos corpos granitóides estudados e as normas C.I.P.W. podem ser verificados nas Tabelas 4 e 5.

Os teores de SiO_2 das variedades faciológicas do granitóide El Prado mostraram valores contrastantes e distribuídos em seu conjunto em um intervalo amplo (54,5 a 72,2 %) Os teores dos gabros e quartzo-gabros variam entre 54,5% e 60,5%; os dos tonalitos de 63,3% a 69,4% e os dos granodioritos, que são mais numerosos, de 70% a 71,3%, com SiO_2 atingindo 72,2% no monzogranito.

No corpo granitóide Guayabo-Porotillo os valores de SiO_2 oscilam entre 59,7% e 60,6% nos quartzo-dioritos, nos tonalitos de 69,8% a 71,8%. Além disso, existe uma amostra (JMR-94) com um valor anomalamente elevado de SiO_2 (78,5%), que corresponde à fácies tonalítica rica em quartzo.

Tabela 4 - Análises químicas de elementos maiores, menores, traço e normas CIPW do Granitóide El Prado.

	EL PRADO												
	QUARTZO-GABROS (QGB)				QD	TONALITO (T)		GRANODIORITO (GD)					(MZG)
	BtAnfPxQGB		MEDIA	BtAnfQGB	PxAnfBtQD	BtAnfT	AnfBtT	BtGD				AnfBtGD	BtMZG
ELEMEN	JR-79C	JA-127A	N° = 2	JR-79B	JR-86B	JA-127C	JAM-118B	JAM-115	J-58'	J-57	JR-81	JR-80	J-58
SiO2 (1)	56,4	56,4	56,40	54,5	60,5	63,3	69,4	70,0	70,4	70,9	71,0	71,3	72,2
TiO2	0,83	0,67	0,75	0,81	0,70	0,67	0,49	0,74	0,53	0,68	0,81	0,46	0,25
Al2O3	17,7	18,0	17,85	17,8	17,1	16,7	15,5	14,0	14,5	14,4	13,4	14,4	14,1
Fe2O3	2,4	1,9	2,15	0,82	1,3	1,8	0,53	0,60	<0,10	0,75	0,56	0,63	0,19
FeO	4,8	5,0	4,90	6,1	4,7	2,7	2,1	3,6	3,1	2,8	3,7	1,8	1,3
MnO	0,15	0,14	0,15	0,17	0,11	0,08	0,05	0,11	0,05	0,08	0,06	0,05	0,02
MgO	4,6	4,5	4,55	5,1	3,4	1,9	1,5	1,3	1,6	1,3	1,5	1,3	0,39
CaO	7,9	7,7	7,80	8,6	6,2	5,1	3,0	2,6	2,6	0,75	1,2	2,9	0,94
Na2O	2,8	3,0	2,90	3,0	3,0	3,2	3,6	1,8	3,3	3,2	2,7	3,6	2,6
K2O	1,2	0,69	0,94	0,80	1,7	1,9	2,0	3,2	2,4	3,3	3,5	2,6	6,9
P2O5	0,14	0,08	0,11	0,16	0,15	0,089	0,092	0,17	0,13	0,16	0,17	0,087	0,24
P.F	0,39	1,25	0,82	1,35	0,43	2,10	1,34	1,32	0,87	1,57	0,82	0,57	0,61
SOMA	99,31	99,33	99,32	99,21	99,29	99,53	99,60	99,44	99,38	99,89	99,42	99,69	99,76
Rb (2)	37	29	33	33	54	65	93	141	114	142	136	108	176
Sr	359	374	367	361	327	324	244	84	180	218	161	162	96
Ba	278	220	249	183	397	445	359	375	383	539	628	298	418
Y	14	10	12	13	14	11	17	29	22	25	34	31	14
Zr	88	86	87	91	116	113	187	226	197	239	237	183	125
Nb	13	6	10	8	10	9	11	15	10	11	9	10	16
Qz (3)	10,87	11,27	11,16	6,05	16,03	23,19	31,56	38,47	32,47	35,31	35,51	31,68	27,94
Or	7,17	4,17	5,64	4,84	10,17	11,53	12,05	19,30	14,41	19,86	20,99	15,52	41,15
Ab	23,92	25,85	24,91	25,91	25,65	27,75	30,96	15,50	28,28	27,49	23,13	30,70	22,15
An	32,53	34,26	33,42	33,45	28,50	25,64	14,77	12,24	12,47	3,04	5,24	14,12	3,42
Hp	14,84	16,57	15,83	18,91	14,45	7,43	6,54	8,48	9,01	6,89	8,96	5,39	2,85
Di	5,20	3,56	4,17	7,65	1,57	----	----	----	----	----	----	----	----
Mt	3,52	2,81	3,16	1,21	1,91	2,68	0,78	0,89	----	1,11	0,82	0,92	0,28
Il	1,59	1,30	1,45	1,57	1,34	1,31	0,95	1,43	1,02	1,31	1,56	0,88	0,48
Ap	0,34	0,19	0,26	0,39	0,36	0,22	0,22	0,41	0,31	0,40	0,42	0,21	0,58
Zr	0,02	0,02	----	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,03
Co	----	----	----	----	----	0,23	2,13	3,23	1,99	4,54	3,32	0,54	1,12

(1) - Óxidos em % peso
(2) - Traços em ppm
(3) - Normas C.I.P.W. em % peso

Tabela 5 - Análises químicas de elementos maiores, menores, traço e normas CIPW dos Granitóides Guayabo-Porotillo, Ambocas e rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo.

	GUAYABO-POROTILLO							AMBOCAS	RIOS LUIS-AMBOCAS				AMARILLO-PINDO	
	QUARTZO-DIORITO(QD)			TONALITO (T)				TONALITO	GABRO	QGB	TONALITO		T a GD	
	AnfQD		MEDIA	BtMvT			MvBtT	MvBtT	PxAnfGB	AnfQGB	MvBtTCl	BtTCl	MvBtT-GD	MvBtT
ELEMEN	JMR-95	JMR-97	N° = 2	JEA-106	JMR-92	JMR-94	J-37	J-42A	JM-139A	JM-141	J-67A'	JR-67A	JR-62E	JR-63A
SiO2 (1)	59,7	60,6	60,15	69,8	70,8	78,5	71,8	70,4	52,7	54,6	68,8	72,0	69,5	70,9
TiO2	0,69	0,63	0,66	0,84	0,68	0,37	0,59	0,68	0,89	0,95	0,72	0,56	0,68	0,69
Al2O3	16,9	17,0	16,95	13,8	14,5	11,9	14,0	13,1	17,5	18,9	14,7	13,5	14,7	13,6
Fe2O3	1,9	1,6	1,75	1,0	0,30	0,17	0,81	0,49	2,9	1,4	0,96	0,80	0,80	0,86
FeO	4,1	3,8	3,95	4,7	3,7	2,3	2,0	3,3	5,5	5,5	3,6	2,6	3,1	2,8
MnO	0,12	0,12	0,12	0,06	0,07	0,03	0,05	0,07	0,20	0,13	0,07	0,09	0,06	0,06
MgO	3,5	2,8	3,15	1,7	1,5	0,63	1,4	2,0	5,7	4,0	1,9	1,7	1,6	1,5
CaO	6,2	6,0	6,10	0,37	0,53	0,43	1,8	1,6	8,9	7,9	1,7	1,8	1,6	1,8
Na2O	2,9	3,2	3,05	1,7	1,9	1,7	2,5	2,4	2,7	2,5	2,7	3,3	2,8	2,8
K2O	1,5	1,3	1,40	3,5	3,2	2,1	3,5	3,3	0,39	0,96	2,1	1,8	3,4	3,1
P2O5	0,11	0,12	0,12	0,089	0,10	0,095	0,13	0,15	0,10	0,11	0,14	0,14	0,18	0,17
P.F	1,79	2,15	1,97	1,84	2,16	1,42	0,99	1,89	1,84	2,34	2,09	1,32	1,15	1,31
SOMA	99,41	99,32	99,37	99,39	99,44	99,64	99,57	99,38	99,32	99,29	99,48	99,61	99,57	99,59
Rb (2)	57	44	51	153	141	98	130	134	16	35	77	96	148	147
Sr	359	320	340	99	106	103	254	205	304	366	210	252	120	154
Ba	414	570	492	548	460	363	635	732	155	273	618	267	511	366
Y	19	19	19	39	31	22	26	34	17	11	30	19	29	34
Zr	131	147	139	278	240	285	235	236	82	96	226	191	203	242
Nb	9	9	9	20	15	11	15	18	8	10	14	16	18	17
Qz (3)	17,21	18,70	18,07	41,28	42,86	58,22	37,62	36,37	7,28	10,79	37,58	38,88	33,38	36,00
Or	9,09	7,91	8,50	21,23	19,47	12,66	20,99	20,02	2,37	5,86	12,75	10,85	20,45	18,67
Ab	25,10	27,82	26,49	14,72	16,51	14,62	21,42	20,79	23,41	21,79	23,42	28,37	24,04	24,07
An	29,37	29,02	29,19	1,52	2,25	1,74	8,53	7,50	35,37	38,69	8,05	8,40	7,16	8,22
Hp	13,41	11,68	12,70	11,01	9,54	5,18	5,68	9,88	17,64	17,61	9,72	7,71	8,12	7,25
Di	1,38	0,93	0,88	-----	-----	-----	-----	-----	7,63	1,02	-----	-----	-----	-----
Mg	2,82	2,39	2,60	1,48	0,45	0,25	1,19	0,73	4,31	2,09	1,43	1,18	1,18	1,27
Il	1,33	1,23	1,29	1,64	1,33	0,72	1,14	1,32	1,73	1,86	1,40	1,08	1,31	1,33
Ap	0,26	0,29	0,29	0,23	0,25	0,24	0,32	0,37	0,24	0,27	0,35	0,34	0,44	0,41
Zr	0,03	0,03	-----	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,02	0,02	0,05	0,04	0,04	0,05
Co	-----	-----	-----	6,83	7,29	6,31	3,06	2,97	-----	-----	5,25	3,15	3,88	2,73

(1) - Óxidos em % peso
(2) - Traços em ppm
(3) - Normas C.I.P.W. em % peso

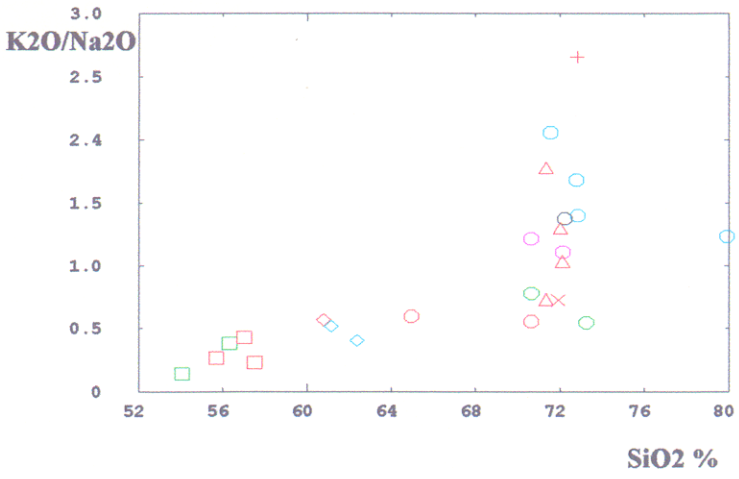
Nos três corpos menores, apesar das análises químicas serem menos numerosas, se considerados em conjunto, as variações de SiO2 se superpõem as do corpo El Prado. Nos gabros e quartzo-gabros a SiO2 varia de 52,7% a 54,6% e nos tonalitos e granodioritos entre 68,8% e 72%.

Os teores de sílica dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma, localizados na zona SW da Cordilheira Ocidental, no Cinturão Metamórfico El Oro, são similares aos das diferentes fácies dos corpos granitóides localizados na Cordilheira Real (ASPDEN et al., 1992a).

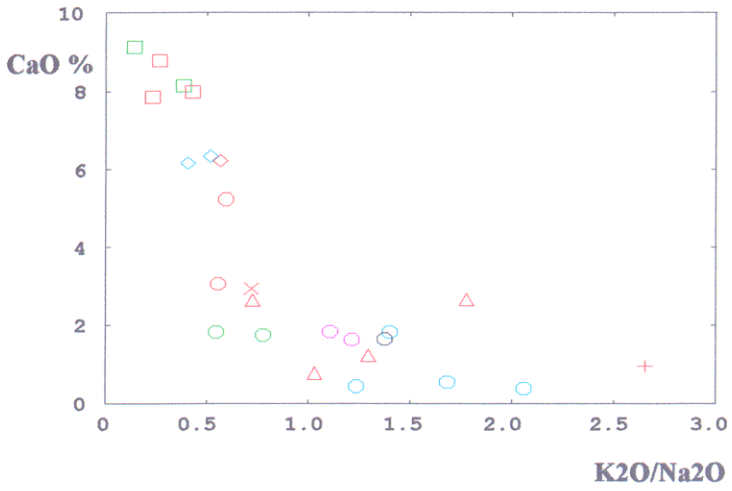
As variações geoquímicas das rochas estudadas são melhor visualizadas nos diagramas K_2O/Na_2O vs. SiO_2 (Figura 62a) e CaO vs. K_2O/Na_2O (Figura 62b). Nestes diagramas é muito evidente a existência de dois grupos de rochas. O primeiro possui caráter básico a intermediário, reúne gabros, quartzo-gabros, quartzo-dioritos e um tonalito, mostra variação ampla de SiO2 e comportamento linear com *trends* bem definidos. O segundo é formado por rochas com SiO2 compreendida entre 68 e 72,5 %, portanto com variações pouco expressivas ele engloba tonalitos, granodioritos e monzogranitos e, contrariamente ao grupo precedente, mostra uma grande dispersão nos valores das razões K_2O/Na_2O para rochas de teores de SiO2 comparáveis. Finalmente existe um intervalo composicional separando os dois grupos de rochas. Nas rochas máficas e intermediárias dos corpos granitóides El Prado, Guayabo-Porotillo e Rio Luis-Ambocas, há uma correlação positiva entre a sílica e a razão K_2O/Na_2O (Figura 62a), que cresce gradualmente. Inversamente, nas rochas félsicas destes cinco corpos, a sílica varia muito pouco, enquanto as razões à exceção da amostra JMR-94 BtMvT do GGP, K_2O/Na_2O oscilam enormemente, indo de 0,5 a 2,0 nos tonalitos e granodioritos e chegando a > 2,5 nos monzogranitos.

O diagrama CaO vs. K_2O/Na_2O (Figura 62b) mostra uma correlação negativa e uma variação regular nas rochas máficas e intermediárias e uma grande dispersão e variações irregulares nas rochas félsicas.

É importante destacar, ainda que os dois conjuntos de rochas distinguidos são formados por amostras provenientes indistintamente dos vários maciços estudados. Em outras palavras as difereças observadas não refletem contrastes entre os corpos entre si.



(a)



(b)

Símbolos:

El PRADO (vermelho)
□ : BtAnfPxQGB
◊ : PxAnfBtQD
○ : BtAnfT e AnfBtT
△ : BtGD
× : AnfBtGD
+ : BtMZG

GUAYABO-POROTILLO (azul)
◊ : AnfQD
○ : BtMvT eMvBtT

LUIS-AMBOCAS (verde)
□ : PxAnfGB + AnfQGB
○ : MvBtTCl eBtTCl

AMARILLO-PINDO (violeta)
○ : MvBtT-GD

AMBOCAS (preto)
○ : MvBtT

Figura 62 - Diagramas K_2O/Na_2O vs. SiO_2 (a) e CaO vs. K_2O/Na_2O (b) para as amostras dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma

Os diagramas de Harker, apresentados na Figura 63, confirmam a discriminação entre os dois grupos de rochas. Eles indicam muito claramente a presença de pelo menos dois conjuntos de rochas dentro dos corpos El Prado, Guayabo-Porotillo e Rios Luis-Ambocas, ficando evidente a discriminação geoquímica entre as variedades petrográficas dos diversos corpos granitóides estudados. As rochas máficas intermediárias possuem, em comparação às rochas félsicas, altos teores de MgO, CaO, FeO+Fe_2O_3 e Al_2O_3, e baixos teores de SiO_2 e K_2O.

Nos diagramas CaO, FeO+Fe_2O_3, MgO e TiO_2 vs. SiO_2 (Figuras 63c, d, e) observa-se uma nítida correlação negativa nas rochas máfico-intermediárias, que se empobrecem nestes óxidos paralelamente ao aumento de SiO_2. P_2O_5, TiO_2 e Al_2O_3 (Figuras 63a, b) também apresentam correlação negativa com a sílica, mas as variações são menos acentuadas.

Nos diagramas Na_2O e K_2O vs. SiO_2 (Figuras 63g, h), nota-se que as rochas máfico-intermediárias a medida que se enriquecem em sílica, apresentam teores mais elevados nesses óxidos, ou seja, eles exibem correlação positiva com SiO_2. Esses dados indicam que o fracionamento nessas rochas foi comandado pelas fases máficas com plagioclásio associado.

Nos vários diagramas de Harker (Figura 63a até h), o grupo de rochas félsicas comporta-se de maneira inteiramente destoante com o observado em séries magmáticas que evoluíram por cristalização fracionada (CARMICHAEL et al., 1974; COX et al., 1979). Constata-se para todos os óxidos considerados uma ampla variação dentro de uma restrita gama de SiO_2. Isso sugere que tais granitóides também não formam um grupo de rochas homogêneas geoquimicamente. Dentro dessa linha de raciocínio, eles poderiam, talvez, derivar de mais de um líquido magmático com características muito distintas ou parte deles ter sofrido profundas modificaçòes geoquímicas durante sua evolução. Nesse sentido, é importante notar que nos diversos diagramas (Figura 62a, b; Figura 63a, c, e, f, g, h) as amostras do corpo El Prado, mais ricas em sílica (JA-127C, JAM-118B, J-58', JR-80 e J-57), tendem a se alinhar segundo o *trend* definido pelas rochas máfico-intermediárias, separando-se em certa medida das demais rochas félsicas.

Utilizaram-se vários diagramas com o intuito de verificar a filiação magmática das rochas estudadas no que diz respeito a séries magmáticas as quais constituem conjunto ou grupos de rochas que possuem uma fonte magmática comum e evoluíram a partir de processos similares. Elas devem, portanto, possuir características mineralógicas, geoquímicas e geológicas análogas (DEBON & LE FORT, 1983).

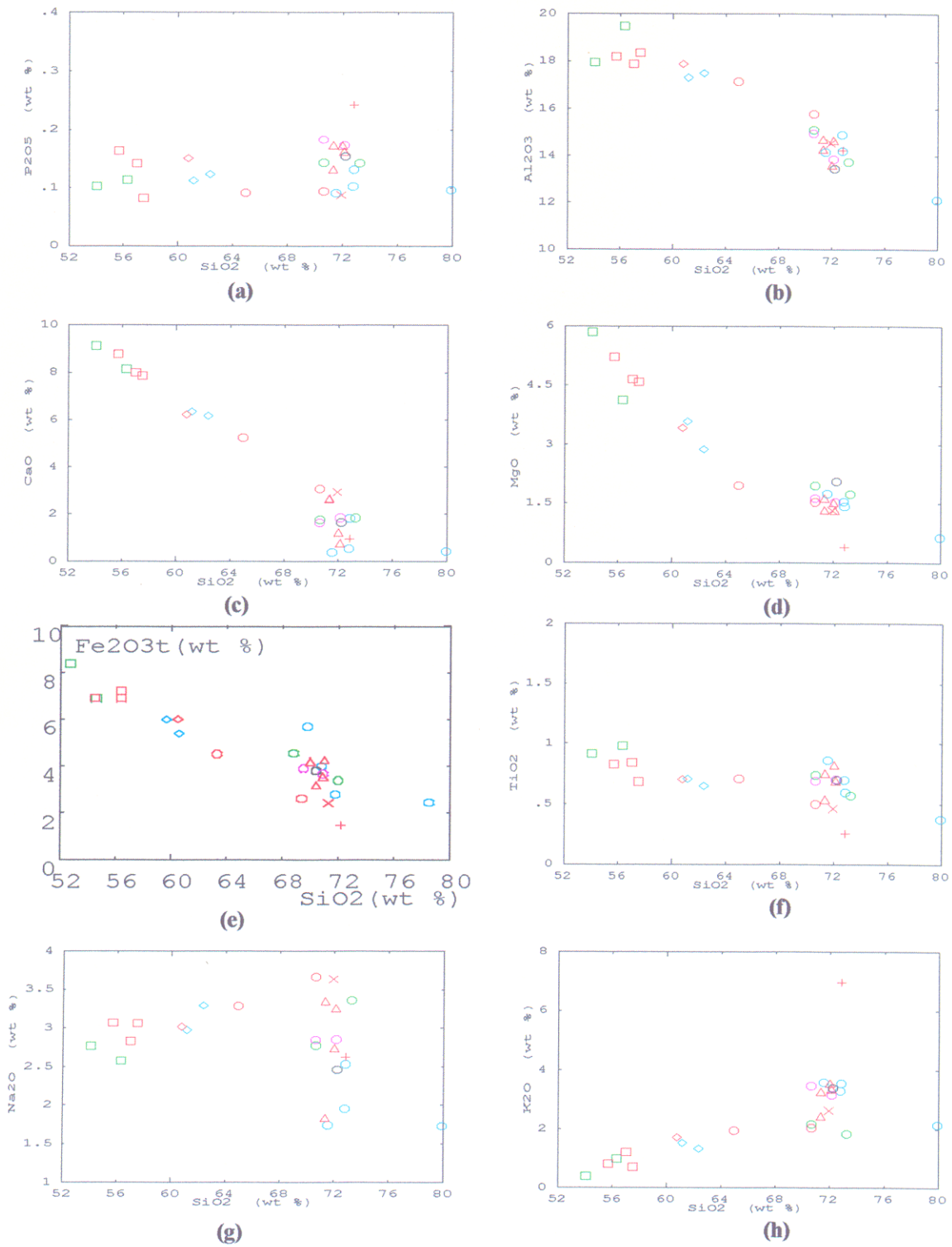


Figura 63 - Diagramas de Harker correlacionando SiO_2 com os demais óxidos de elementos maiores e menores (% em peso) para os granitóides estudados. (Símbolos como na Figura 62).

O diagrama TAS (LE MAITRE, 1989) (Figura 64a) permite verificar onde se localizam as rochas estudadas, no que diz respeito às duas principais divisões de rochas vulcânicas: alcalinas e subalcalinas. As análises dos granitóides estudados incidem no campo subalcalino, distribuindo-se no domínio supersaturado desde os campos das rochas intermediárias até os das félsicas. Os gabros e quartzo-gabros situam-se no campos dos andesito-basálticos, os quartzo-dioritos no campos dos andesitos e as rochas félsicas no limite entre os campos dos dacitos e riolitos.

Esse mesmo diagrama (MACDONALD, 1968; IRVINE & BARAGAR, 1971) é usado na literatura para distinguir séries vulcânicas alcalinas e subalcalinas (Figura 64b). O mesmo foi testado por IRVINE & BARAGAR (1971), usando dados de varias séries vulcânicas, e os quais propuseram uma linha curva para a separação das séries alcalinas e subalcalinas, modificando a proposta original de MACDONALD (1968).

Posteriormente, em função do cárater subalcalino das rochas estudadas se utilizou o diagrama AFM (Figura 65) (IRVINE & BARAGAR, 1971), para discriminar se as mesmas pertencem a série magmática cálcico-alcalina ou tholeítica. Cabe ressaltar que alguns autores, como DEBON & LE FORT (1983), fazem sérias restrições ao uso deste diagrama na discriminação de séries magmáticas em rochas graníticas. As variedades faciológicas dos diversos granitóides, mostram neste diagrama uma disposição coincidente com a das séries cálcico-alcalinas. Este comportamento é similar ao das séries intrusivas de arcos magmáticos do Mesozóico e Terciário do oeste dos Estados Unidos, América Central, Caribe e Peru, as quais se situam no campo cálcio-alcalino (BROWN, 1982), sendo dominadas por tonalitos e apresentando variações desde rochas máficas a félsicas (BROWN, 1981).

No diagrama triangular CaO-Na_2O-K_2O (Figura 66) foi lançado o conjunto de amostras estudadas juntamente com os *trends* cálcio-alcalino (CA) de NOCKOLDS & ALLEN (1953) e trondhjemítico (TH) de BARKER & ARTH (1976). Verifica-se que as amostras estudadas seguem o *trend* cálcio-alcalino, e não mostram nenhuma aproximação com o *trend* trondhjemítico.

No diagrama R1 vs. R2 (Figura 67) (LA ROCHE et al., 1980) observa-se que os dados geoquímicos das amostras destes corpos granitóides mostram um grau de dispersão acentuado, distribuindo-se dentro dos campos dos granitos, granodioritos, tonalitos, dioritos e

gabro-dioritos. As rochas máfico-intermediárias definem um típico *trend* cálcio-alcalino, ao passo que as rochas félsicas não chegam a mostrar um alinhamento bem definido.

No diagrama que expressa as proporções moleculares de Al_2O_3/ ($CaO+Na_2O+K_2O$) ou A/CNK vs. razões moleculares de $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ ou A/NK (índices de Shand; SHAND, 1927) (Figura 68), observa-se que as amostras das rochas máfico-intermediárias situam-se dentro do campo metaluminoso. A amostra 127C, definida petrograficamente como biotita-anfibólio tonalito, situa-se no limite metaluminoso-peraluminoso, com razão A/CNK $\cong$ 1. As demais rochas félsicas (tonalitos, granodioritos e monzogranito) localizam-se dentro do campo peraluminoso, com algumas amostras do corpo El Prado, situando-se próximas do limite com o campo metaluminoso. As demais possuem caráter peraluminoso marcante, sendo que três amostras de tonalitos do corpo Guayabo-Porotillo são extremamente peraluminosas.

No diagrama Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO vs. SiO_2 (Figura 69) realizado em base aos critérios propostos por CHAPPELL & WHITE (1974), para diferenciar granitóides tipo I e S, observam-se comportamentos distintos nos dois conjuntos de granitóides estudados. O grupo máfico-intermediário situa-se todo ele no campo dos granitos do tipo I, enquanto que a grande maioria de amostras do grupo félsico se distribui no campo dos granitos do tipo S. Duas amostras do granitóide El Prado (JR-80, AnfBtGD e J-58, BtMZG) também situam-se no campo I e duas outras (JAM-118B, AnfBtT e J-58', BtGD) plotam no campo S, mas próximo do limite com o campo I.

No diagrama Na_2O vs K_2O (Figura 70) realizado também em base aos critérios propostos por CHAPPELL & WHITE (1974), para diferenciar granitóides tipo I e tipo S, nota-se que os dados geoquímicos das amostras estudadas formam dois agrupamentos bem distintos, que mostram analogias com os granitóides do tipo I ou S. Os granitos australianos do tipo S são mais ricos em K_2O e mais pobres em Na_2O, ocorrendo o inverso com os do tipo I. Este diagrama sugere, portanto, que o grupo máfico-intermediário, juntamente com várias amostras do grupo félsico de El Prado e rios Luis-Ambocas, comportam-se como granitos do tipo I, ao passo que as demais amostras do grupo félsico mostram maiores analogias com o tipo S.

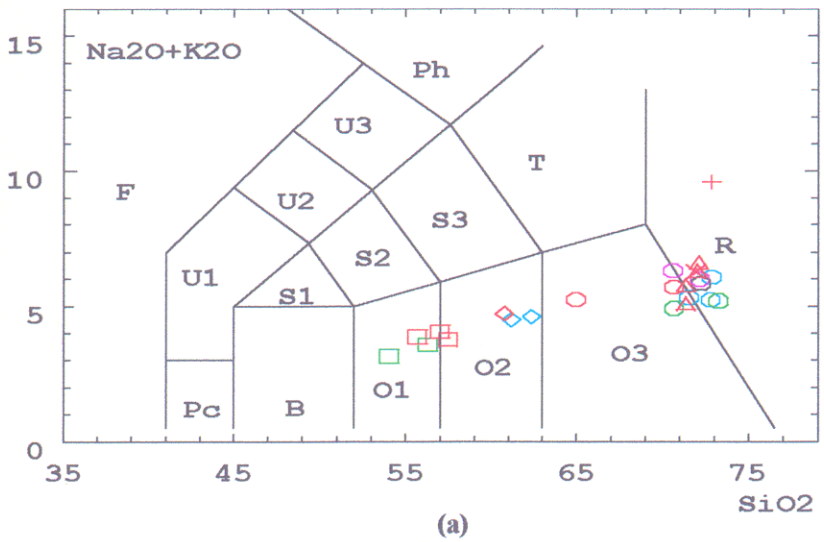
O diagrama triangular ACF (Figura 71) também tem sido amplamente empregado para discriminar séries de granitóides dos tipos I e S (HINE et al., 1980; TAKAHASHI et al., 1980). Ele se baseia nas principais características mineralógicas destes granitóides, e nele tem-se,

geralmente uma nítida separação de granitóides dos tipos I e S, como no trabalho de HINE et al. (1978), realizado no batólito de Kosciusko. Nota-se que a maior parte das amostras félsicas dos granitóides El Prado, Guayabo-Porotillo, Ambocas e Rios Luis-Ambocas e Amarillo-Pindo, agrupam-se ao longo da linha plagioclásio-biotita e estendem-se dentro da parte rica em Al deste diagrama, chegando ao campo plagioclásio-cordierita-biotita, no caso das amostras do corpo Guayabo-Porotillo definidas petrograficamente como biotita-muscovita-tonalitos, as quais são extremamente peraluminosas (Figura 68).

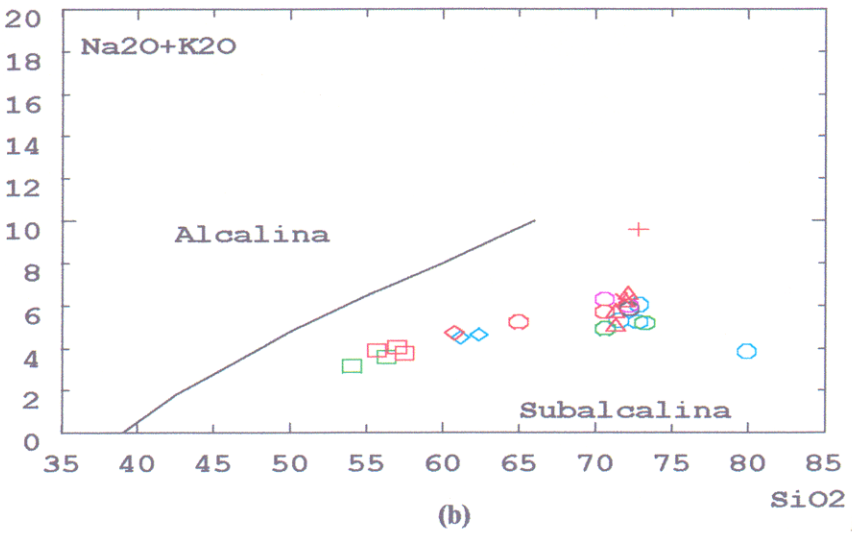
As rochas máfico-intermediárias dos corpos El Prado, Guayabo-Porotillo e Rios Luis-Ambocas se agrupam ao longo da linha plagioclásio-hornblenda e diversas amostras do corpo El Prado se situam no campo plagioclásio-hornblenda-biotita, indicando analogias de ambos com os granitos do tipo I. As demais rochas félsicas mostram um comportamento ambíguo, embora mais similar ao dos granitos do tipo S. Apenas as rochas extremamente peraluminosas são claramente afins as do tipo S australiano. Os Granitóides da divisão Loja (GDL) e Granitóides Azafran, Abitagua e Zamora (GZAA), localizados na Cordilheira Real no Equador (ASPDEN et al., 1992a), mostram neste diagrama distribuição similar.

BROWN (1982) demonstrou que dados de rochas de arcos magmático intrusivo lançados em diagrama AFM poderiam ser usados como indicadores da maturidade do arco. Este trabalho foi estendido para as séries plutônicas de arcos magmáticos, e essa avaliação passou a ser feita com base no diagrama razão logarítimica de cálcio/álcalis vs. sílica. (BROWN, 1981; BROWN et al., 1984). Esses autores comparam as séries plutônicas de arco magmático de idade mesozóica a terciária com o campo de séries andesíticas cálcico-alcalinas normais.

Como as amostras estudadas comportam-se no diagrama AFM como as séries cálcico-alcalinas, utilizou-se o diagrama da razão logarítmica de cálcio/álcalis vs. sílica (Figura 72), para avaliar o comportamento destes granitóides. Constata-se que quase todas as amostras se localizam dentro ou próximo do campo cálcio-alcalino normal, com exceção de quatro amostras que se localizam bem abaixo deste campo, todas elas muito empobrecidas em CaO (Tabelas 4 e 5). Observa-se , ainda, que a maioria das amostras máfico-intermediária + BtAnfT + AnfBtGD do corpo El Prado define um *trend* de uma série cálcio-alcalina, muito similar ao definido por rochas do cinturão móvel de Nova Guiné e pelos granodioritos tardio do Panamá (BROWN, 1982).



(a)



(b)

Figura 64 - Diagrama TAS (total de ácalis vs. sílica) (LE MAITRE, 1989) (a) e de IRVINE & BARAGAR (1971) (b), mostrando o caráter subalcalino dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma. (Símbolos como na Figura 62)

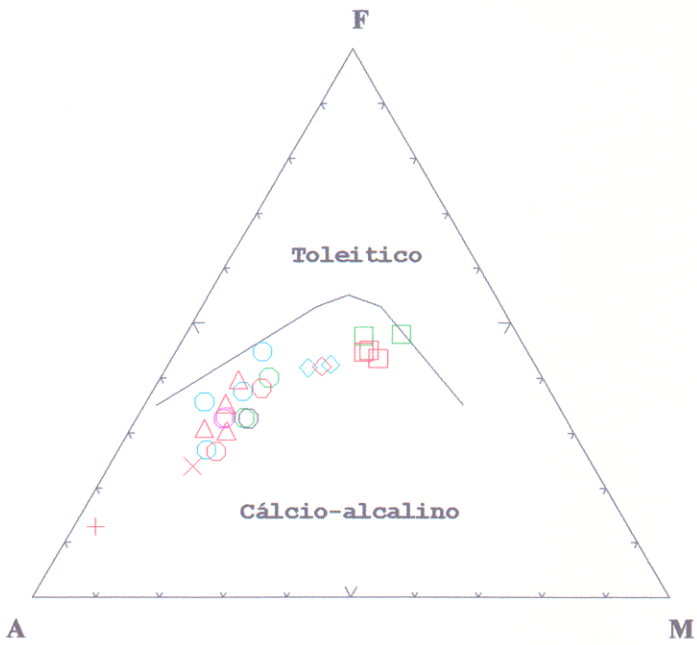


Figura 65 - Diagrama AFM (A: Na_2O+K_2O; F: $FeO+0.9Fe_2O_3$; M: MgO) (IRVINE & BARAGAR, 1971) para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma. (Símbolos como na Figura 62)

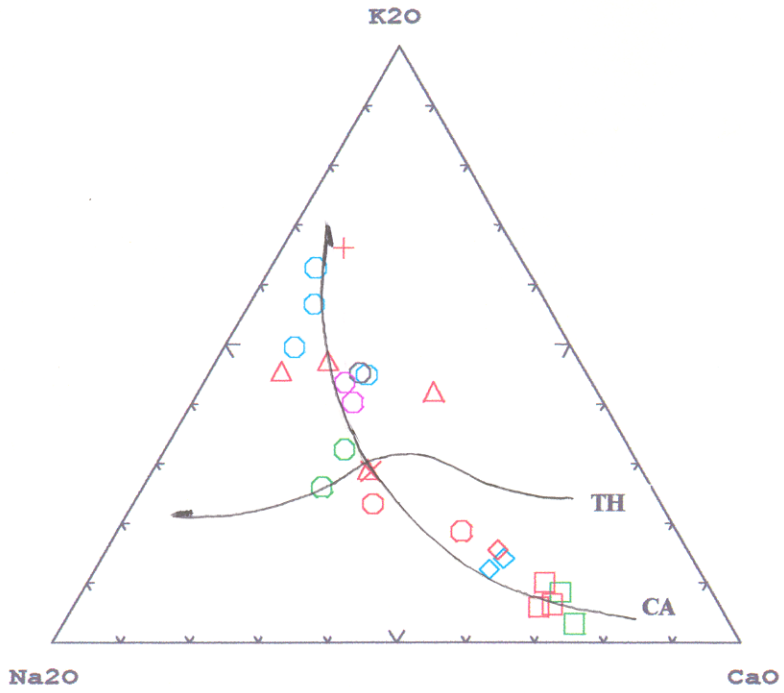


Figura 66 - Diagrama Na_2O-K_2O-CaO para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma, mostrando um tipico *trend* cálcio-alcalino (CA). CA segundo NOCKOLDS & ALLEN (1953) e TH : trondhjemítico, segundo BARKER & ARTH (1976). (Símbolos como na Figura 62).

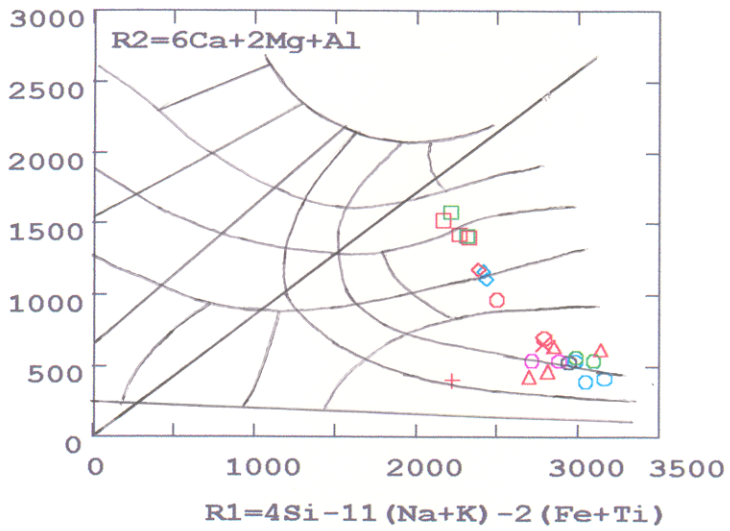


Figura 67 - Diagrama R1: 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) vs. R2: 6Ca+2Mg+Al (LA ROCHE et al., 1980) para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma. (Símbolos como na Figura 62).

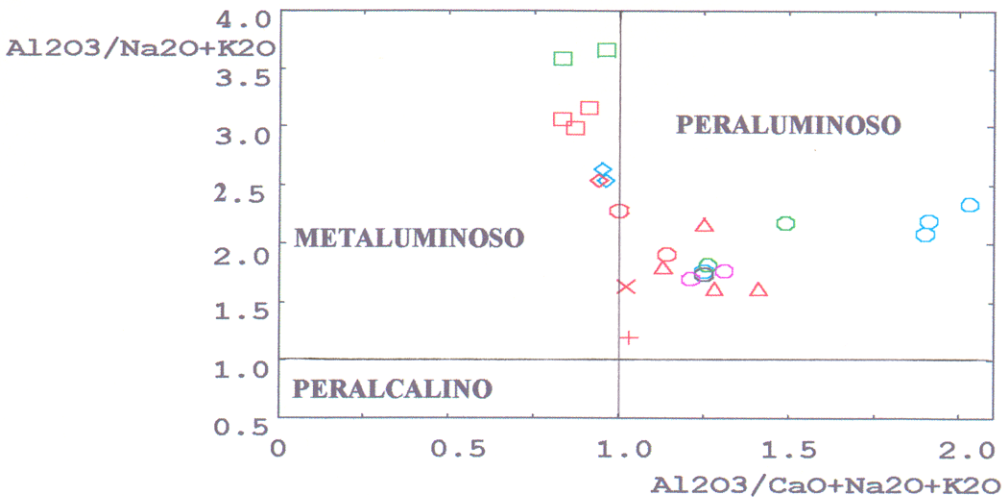


Figura 68 - Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (prop. mol.) dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma. (Símbolos como na Figura 62).

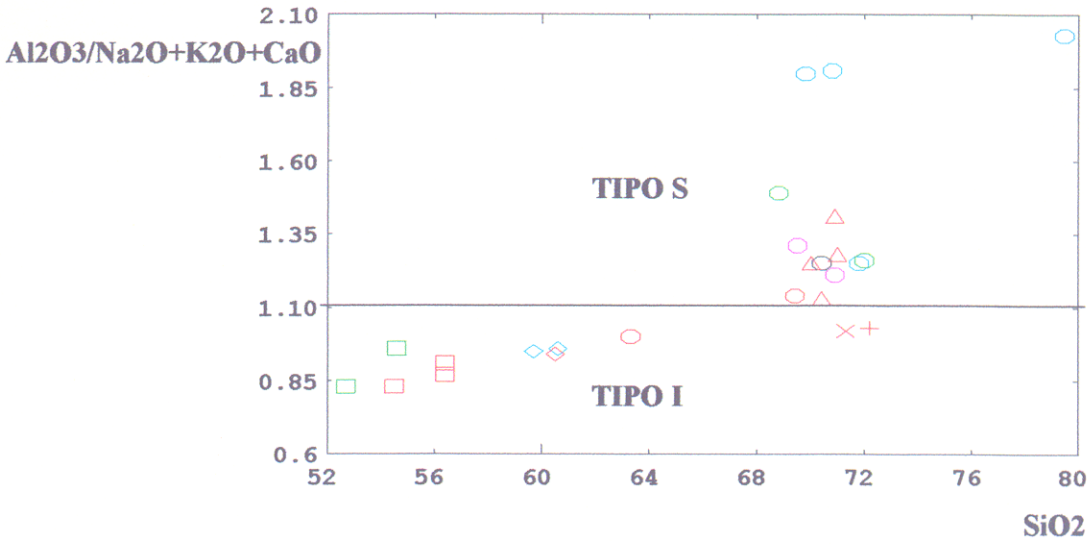


Figura 69 - Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ (prop. mol.) vs. SiO_2 (% em peso) para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma, mostrando os campos dos granitos do Tipo I e S segundo os critérios usados por CHAPPELL & WHITE (1974). (Símbolos como na Figura 62).

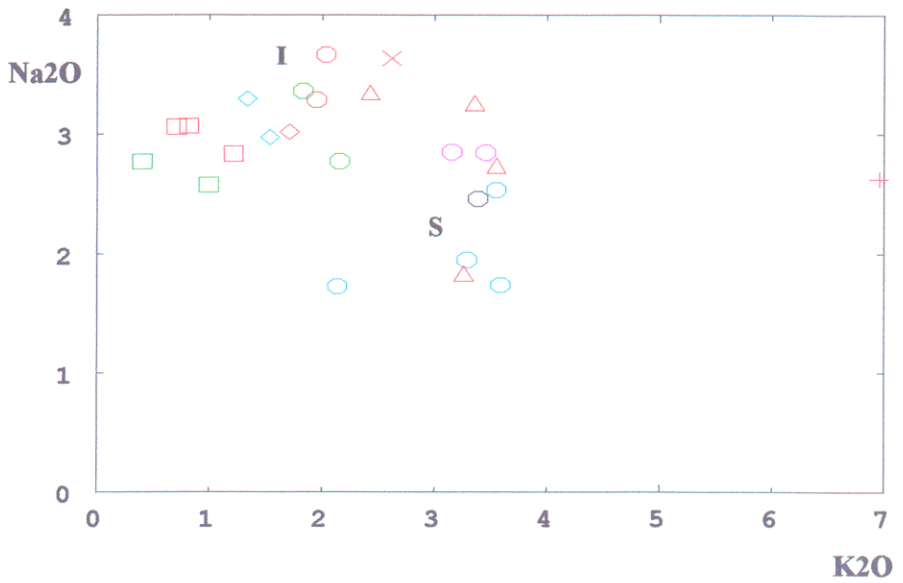


Figura 70 - Diagrama Na_2O vs. K_2O para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma. Segundo os critérios usados por CHAPPELL & WHITE (1974). (Símbolos como na Figura 62).

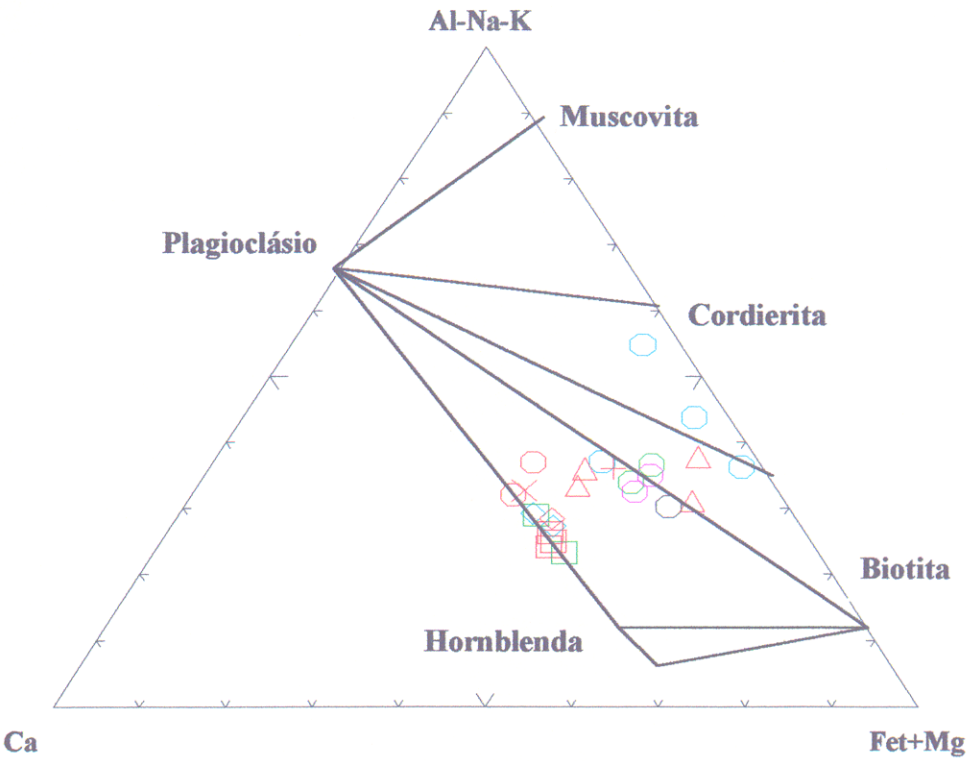


Figura 71 - Diagrama ACF (prop. mol.) (A: Al_2O_3-Na_2O-K_2O; C: CaO; F: FeO+Fe_2O_3+MgO) para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma. (Símbolos como na Figura 62).

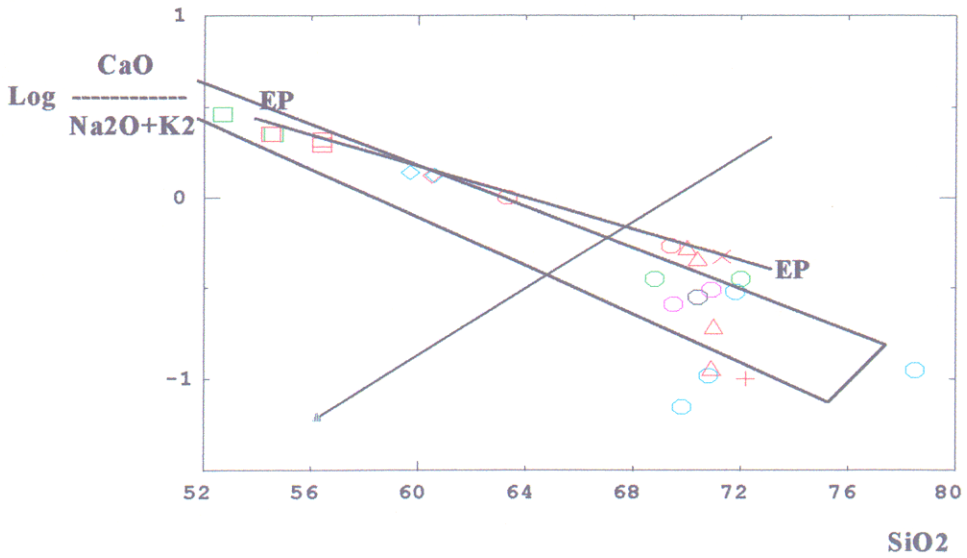


Figura 72 - Diagrama logaritmo da razão CaO/Na_2O+K_2O vs. sílica (BROWN, 1981; BROWN et al., 1984), mostrando a distribuição dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma. EP= possível *trend* evolutivo das rochas do corpo El Prado. O campo indica o domínio das séries vulcânicas e plutônicas normais e a flexa mostra a variação das séries com o aumento da maturidade do arco. (BROWN et al., 1984).

Este diagrama sugere a possibilidade da maioria das rochas do corpo El Prado pertencer a uma série magmática cálcio-alcalina, relacionada a um arco magmático normal pouco maturo. A maioria das amostras do grupo félsico apresenta um comportamento distinto do descrito para o corpo El Prado e não chega a definir *trends*, notando-se, ao contrário, uma grande dispersão das amostras.

4.3 - NORMAS C.I.P.W.

O cálculo das composições normativas C.I.P.W. das diferentes fácies dos granitóides estudados foi realizado com o auxílio do computador, através do programa Newpet, e os resultados estão apresentados nas Tabelas 4 e 5.

As fácies gabro, quartzo-gabro e quartzo-diorito, dos granitóides El Prado, Guayabo-Porotillo e rios Luis-Ambocas apresentam em suas amostras diopsídio normativo > 1%, característica essa típica de rochas metaluminosas (Figura 68). As demais fácies, pertencentes ao conjunto de rochas félsicas, apresentam teores de coríndon normativo > 1%, com exceção de duas amostras do corpo El Prado, a JA-127C (biotita-anfibólio-tonalito), JR-80 (anfibólio-biotita-granodiorito), que apresentam teores normativos de coríndon < 1% e se localizam no campo peraluminoso, mas próximo ao seu limite com o campo metaluminoso (Figura 68).

Com isto confirma-se que as amostras máfico-intermediárias são metaluminosas (índices de Shand A/CNK < 1) e as rochas félsicas são peraluminosas a fortemente peraluminosas (índices de Shand A/CNK > 1).

No diagrama ternário Qz-Ab-Or (Figura 73) foram plotadas todas as amostras estudadas para comparar o comportamento com os *trends* trondhjemítico e cálcio-alcalino de BARKER & ARTH (1976). Verifica-se que as variedades faciológicas dos corpos granitóides estudados assumem um *trend* cálcio-alcalino, não mostrando nenhuma afinidade com o *trend* trondhjemítico. O observado aqui é análogo ao mostrado na Figura 66.

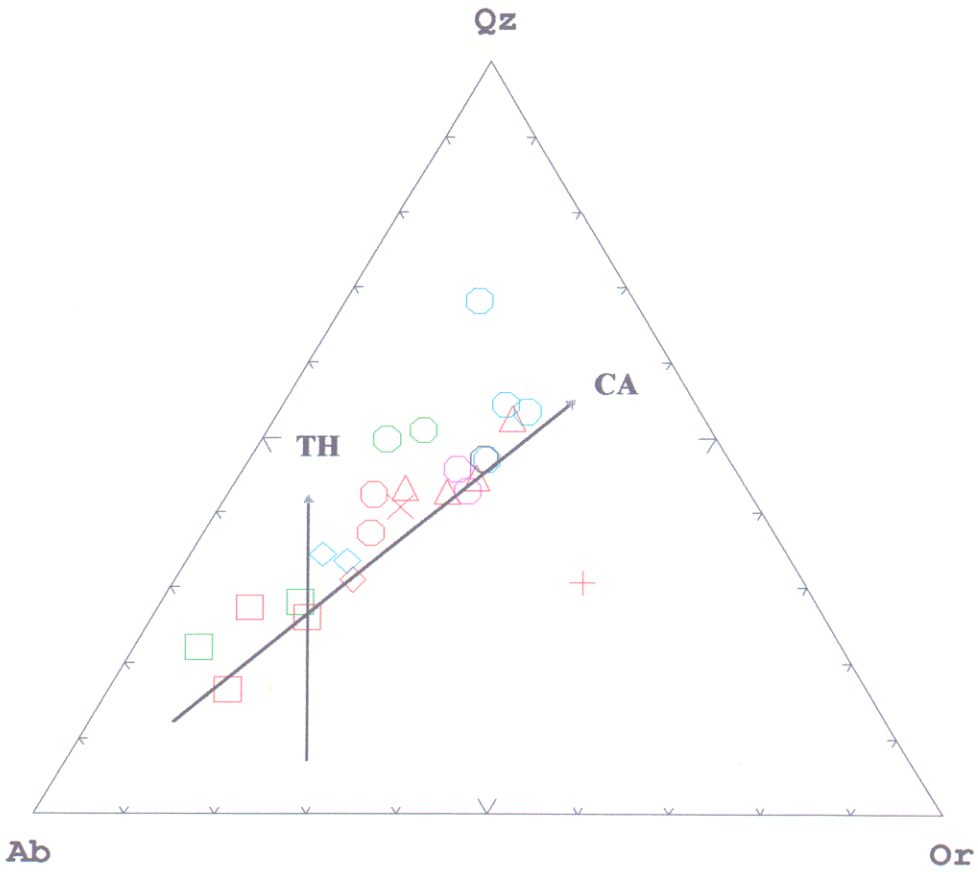


Figura 73 - Diagrama normativo Qz-Ab-Or para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma. *Trends* CA: Cálcio-alcalino e TH: Trondhjemítico BARKER & ARTH (1976). (Símbolos como na Figura 62).

4.4 - ELEMENTOS-TRAÇO

Dos cinco corpos granitóides estudados, três que correspondem aos corpos El Prado, Guayabo-Porotillo e Rios Luis-Ambocas possuem rochas dos dois conjuntos, máfico-intermediário e félsico. Os dois corpos restantes (Ambocas e Rios Amarillo-Pindo) apresentam só rochas félsicas.

Os teores dos elementos-traço analisados (Rb, Sr, Ba, Y, Zr e Nb) dos granitóides constam nas Tabelas 4 e 5. Analisando-se o comportamento de cada um destes elementos, observa-se que, quando lançados nos diagramas de Harker e outros (Figuras 74 e 75), tem-se uma melhor caracterização e discriminação geoquímica entre as várias fácies litológicas.

Os comportamentos de Rb, Ba e Zr em relação à sílica (Figura 74a, c, e), indicam que as rochas máfico-intermediárias se agrupam formando um conjunto independente, em que existe uma correlação positiva entre a sílica e os elementos mencionados. Isso demonstra que o Rb, Ba e Zr são incompatíveis com as fases sólidas destas rochas, concentrando-se nas fases líquidas residuais (HANSON, 1978; COX et al., 1979).

As rochas félsicas se separam do conjunto anterior em função do *gap* composicional da sílica, mas mantém a característica observada nos elementos maiores, de apresentar uma grande variação nos teores de elementos-traço em amostras com teores não muito distintos de SiO_2.

Tal como nas discussões precedentes, o grupo de rochas félsicas não exibe um comportamento homogêneo, podendo se reconhecer dois subgrupos: o primeiro é empobrecido em Rb, Ba, Zr, Y e Nb e enriquecido em Sr em relação ao segundo (Figura 74). No primeiro dominam amostras do corpo El Prado, podendo ter ou não tonalitos do corpo rios Luis-Ambocas associados. Ele se dispõe segundo um *trend* que poderia ser o prolongamento daquele do conjunto máfico-intermediário. No outro subgrupo predominam as rochas mais fortemente peraluminosas. Rb e Zr parecem se comportar de modo incompatível também no primeiro subgrupo de rochas félsicas, ao passo que o Ba, revela um comportamento compatível (Figura 74a, c, e), indicando o fracionamento de fases sólidas concentradoras desse elemento.

No diagrama Sr vs. SiO_2 (Figura 74b) constata-se que no grupo de rochas máfico-intermediárias, os teores de Sr são elevados e decrescem muito paulatinamente, ficando numa faixa de 380 a 300 ppm, sugerindo que o Sr é ligeiramente compatível com as fases sólidas destas

rochas. No conjunto das rochas félsicas, os teores de Sr variam muito e caem de 250 a 80 ppm, sugerindo que o Sr mostra maior compatibilidade com as fases sólidas destas rochas do que com os líquidos residuais.

O diagrama Y vs. SiO_2 (Figura 74d) mostra que no conjunto máfico-intermediário, os teores de Y permanecem quase constantes em uma faixa de 10 a 19 ppm. Ao contrário, nas rochas félsicas, os teores de Y são bem mais elevados e variam muito, de 11 a 39 ppm.

O Nb apresenta valores compreendidos entre 6 a 13 ppm nas rochas máfico-intermediárias (Figura 74f), enquanto que, nas rochas félsicas eles tendem a aumentar situando-se entre 9 e 20 ppm. A grande maioria das rochas félsicas do corpo El Prado, se distingue das demais por terem conteúdos de Nb baixos e similares aos das rochas máfico-intermediárias.

Uma outra hipótese que poderia, talvez, explicar a grande dispersão dos elementos-traço das rochas félsicas destes corpos granitóides, seria a de que sofreram perturbações muito acentuadas, que afetaram não só os elementos-traço móveis (Rb, Sr e Ba), como também os elementos imóveis (Y, Zr e Nb). Há evidências petrográficas de que algumas rochas estiveram sujeitas a um alto grau de alteração hidrotermal, responsável por sericitização-muscovitização e cloritização, mas isso não é generalizado.

Em conclusão, os elementos-traço confirmam a discriminação dos dois grandes conjuntos de granitóides de rochas máfico-intermediárias e félsicas. Eles sugerem, ainda, a existência de dois subgrupos de rochas félsicas, que poderiam ser oriundos de líquidos distintos ou terem sofridos modificações intensas que alteraram as características originais de parte deles. Descarta-se a hipótese de que os contrastes geoquímicos entre os dois conjuntos intermediário e félsico, seja explicável unicamente por processos de diferenciação magmática. Essa hipótese poderia, no entanto, talvez ser válida para o conjunto máfico-intermediário e as rochas félsicas de El Prado.

No diagrama Rb/Sr vs. SiO_2 (Figura 75a) percebe-se a discriminação dos dois grupos de rochas máficas e félsicas dos granitóides estudados, bem como a separação dos dois subgrupos de rochas félsicas. Nas amostras máficas e no subgrupo das rochas félsicas de El Prado, há uma correlação positiva entre SiO_2 e as razões Rb/Sr (0,05 a 0,7). Nas rochas félsicas do segundo subgrupo as razões Rb/Sr são bem mais elevadas (> 0,7 a 1,9) e não mostram qualquer correlação com SiO_2.

No diagrama Rb vs. Sr (Figura 75b) verifica-se uma correlação negativa, tanto no conjunto máfico-intermediário, quanto nos dois subgrupos de rochas félsicas.

No diagrama Ba vs. Sr (Figura 75c) nota-se nas rochas máfico-intermediária uma correlação negativa, que reflete o comportamento ligeiramente compatível do Sr e incompatível do Ba. Essa correlação passa a positiva nos dois subgrupos de rochas félsicas, pois nelas ambos, Ba e Sr, se comportam de modo compatível.

O diagrama Ba vs. Rb (Figura 75d) mostra, ao contrário, uma correlação positiva nas rochas máficas, a qual torna-se negativa nos dois subgrupos de rochas félsicas, em função do comportamento incompatível do Rb e incompatível e depois compatível do Ba.

4.5 - PARÂMETROS GEOQUÍMICOS VERSUS AMBIENTE TECTÔNICO

Vários autores utilizam elementos-traço a fim de discriminar e classificar rochas granitóides de acordo com seus ambientes tectônicos. PEARCE et al. (1984) e BROWN et al. (1984) idealizaram diagramas que procuram discriminar ambientes tectônicos de rochas granitóides através de elementos maiores e traço.

No diagrama Rb vs. Nb+Y (Figura 76), PEARCE et al. (1984) definiram vários campos que dividem os granitos de acordo com seu ambiente tectônico em: granitos de arcos vulcânicos (VAG), granitos intraplaca (WPG), granitos de regiões orogênicas (ORG) e granitos de zonas de colisão (COLG), que, por sua vez, são subdivididos em sin-colisionais (SYN-COLG) e pós-colisionais (POST-COLG). Com esse diagrama é possível estimar as analogias geoquímicas existentes entre os granitóides estudados e aqueles oriundos de diferentes ambientes tectônicos, tendo assim uma indicação sobre o ambiente dos primeiros. As amostras estudadas (Figura 76) se enquadraram no campo dos granitóides de arcos vulcâncos (VAG), o que é coerente com o ambiente de margem continental do tipo andino, do qual, ao que tudo indica, os mesmos são oriundos. Os granitóides que afloram na Cordilheira Real dos Andes equatorianos também se localizam neste diagrama dentro do campo dos granitos de arcos vulcânicos (VAG), segundo ASPDEN et al. (1992a).

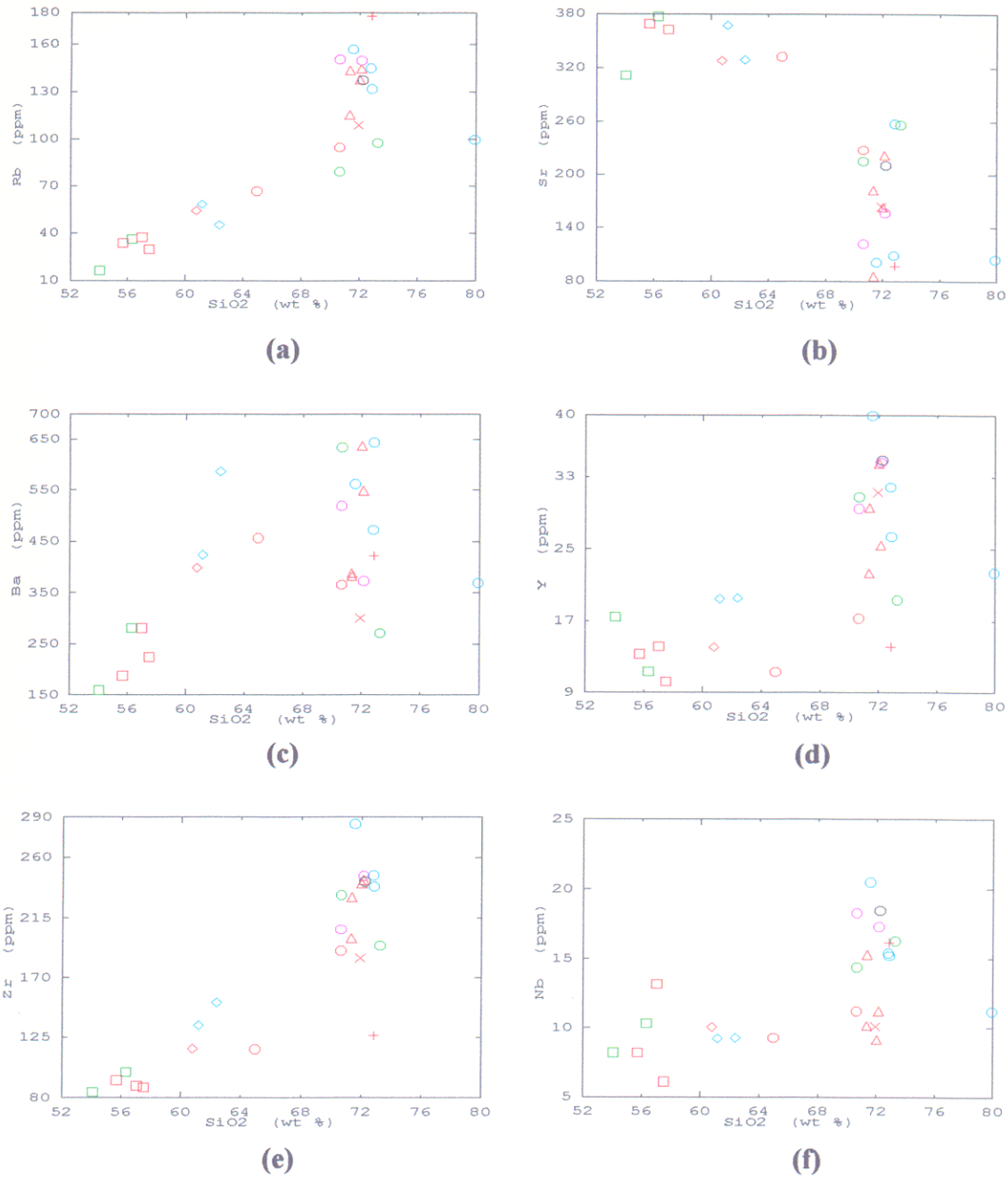


Figura 74 - Diagramas de Harker mostrando o comportamento dos principais elementos-traço analisados versus SiO2 para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma. (a) Rb vs. SiO2, (b) Sr vs. SiO2, (c) Ba vs. SiO2, (d) Y vs. SiO2, (e) Zr vs. SiO2, (f) Nb vs. SiO2. (Símbolos como na Figura 62)

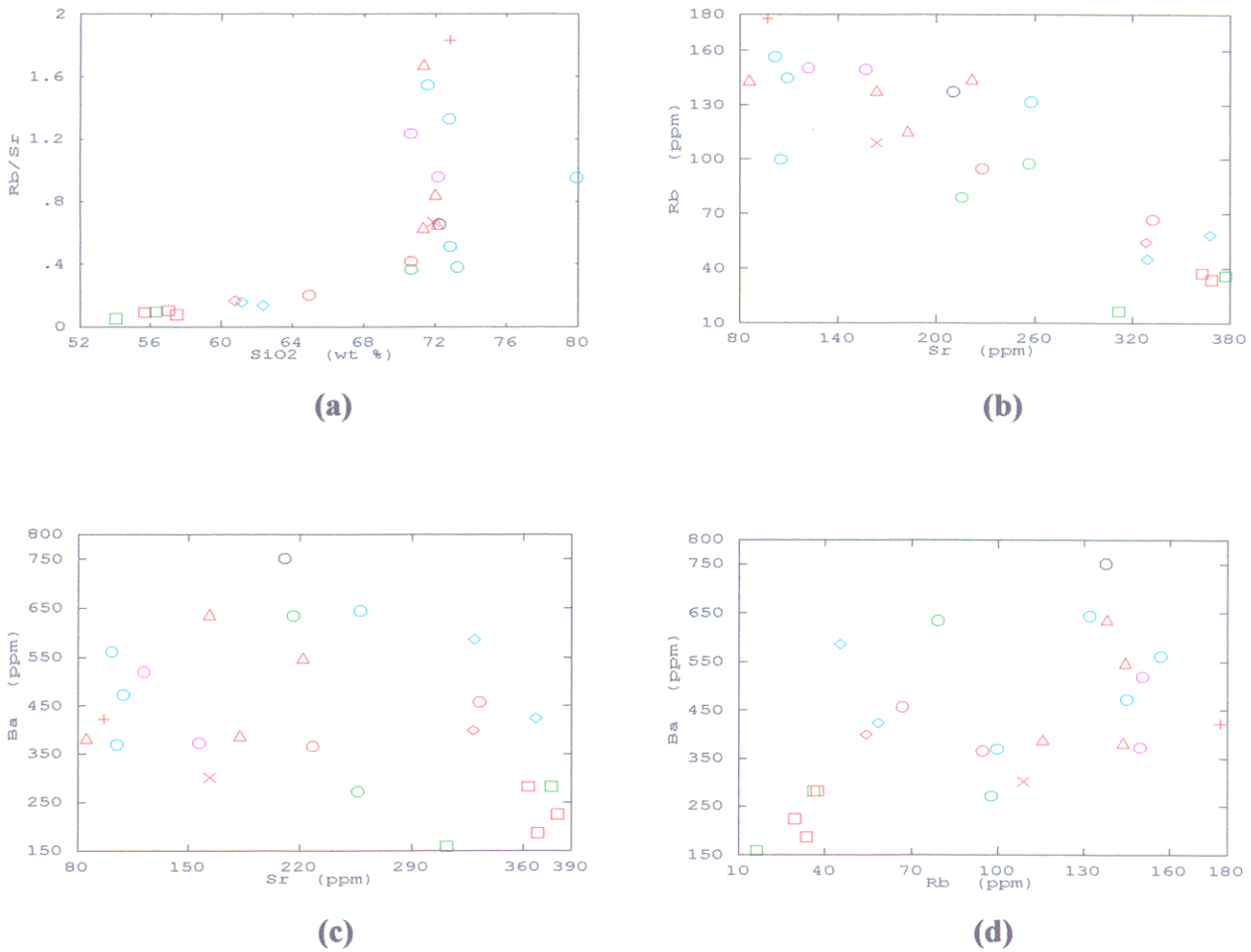


Figura 75 - Diagramas geoquímicos: (a) Rb/Sr vs. SiO_2, (b) Rb vs. Sr, (c) Ba vs. Sr, (d) Ba vs. Rb para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma. (Símbolos como na Figura 62).

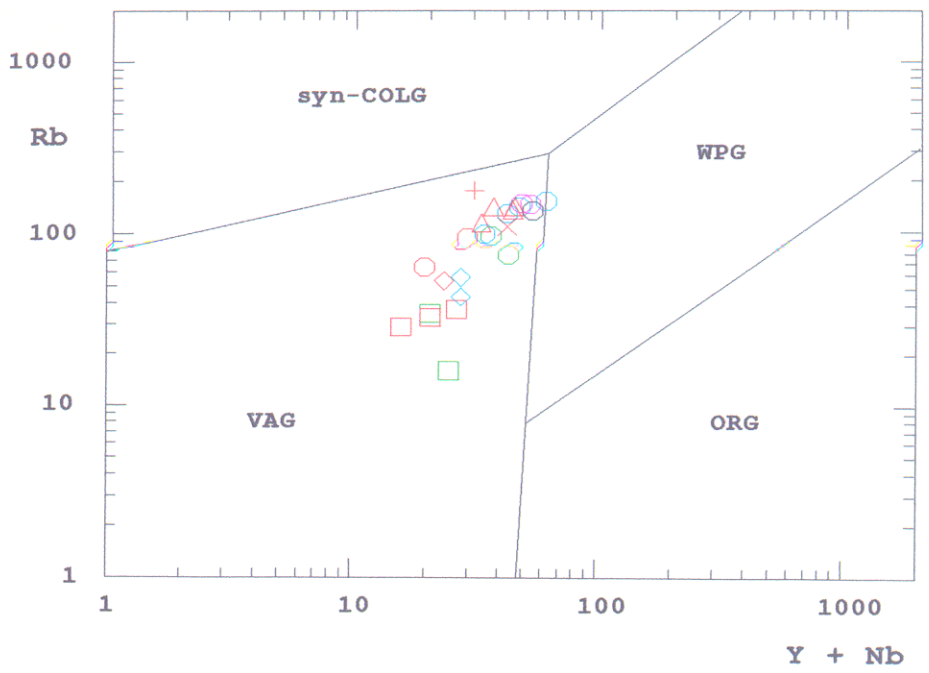


Figura 76 - Diagrama Rb vs. Y+Nb (PEARCE et al., 1984) para os granitóides estudados na região de Portovelo-Zaruma. SYN-COLG: Granitóides Sin-colisionais, VAG: Granitóides de Arcos Vulcânicos, ORG: Granitóides de Cadeias Oceânicas e WPG: Granitóides Intraplaca. (Símbolos como na Figura 62).

4.6 - TIPOLOGIA

Uma das classificações mais difundidas de rochas granitóides baseia-se na natureza das fontes dos seus magmas. CHAPPELL & WHITE (1974), através de estudos realizados em batólitos do cinturão de Lachlan do leste da Austrália encontraram dois tipos contrastantes de granitóides aos quais designaram de tipos I e S. Os mesmos podem ser distinguidos a partir de suas características mineralógicas e químicas, além de outros critérios. Eles chegaram à conclusão que os granitos do tipo I são derivados de misturas em diferentes graus de um líquido + restitos oriundos de material de origem ígnea. Os granitos de tipo S seriam, por sua vez, oriundos de líquidos + restitos derivados de material de origem sedimentar (WHITE & CHAPPELL, 1977; WHITE & CHAPPELL, 1983; CHAPPELL et al., 1988; CHAPPELL & WHITE, 1992). LOISELLE & WONES (1979) introduziram o conceito de granitóides do tipo A ou anorogênicos e alcalinos. Finalmente, WHITE (1979) propôs a terminologia de granitóide tipo M, para granitóides de origem mantélica. PITCHER (1983, 1987) relacionau essas tipologias com diferentes ambientes tactônicos.

Os granitos do tipo I, de acordo com CHAPPELL & WHITE (1974), WHITE (1979), WHITE & CHAPPELL (1983), CHAPPELL & STEPHENS (1988), são derivados de fusão parcial de protólitos ígneos representantes de uma crosta primitiva, que por sua vez, seria produto da cristalização de magma máfico e ultramáfico de origem mantélica. São granitos metaluminosos a fracamente peraluminosos, apresentando uma mineralogia caracterizada por hornblenda, abundante inclusões máficas, teores relativamente altos de CaO. Eles cobrem um amplo espectro de composições de rochas félsicas a máficas, apresentando teores de sílica variáveis dentro de um intervalo amplo (55 a 75%), razões K_2O/Na_2O baixas, proporções moleculares de $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O) < 1,1$ e diopsídio normativo ou coríndon normativo < 1%. São formados em condições de alta fugacidade de oxigênio tendo magnetita como principal mineral opaco (indicando condições oxidantes durante a cristalização), e são ricos em enclaves dioríticos.

Os granitos do tipo S são produzidos através de fusão parcial de uma crosta de origem sedimentar ou metasedimentar, segundo CHAPPELL & WHITE (1974); CLEMENS & WALL (1981), WHITE & CHAPPELL (1983) e WHITE & CHAPPELL (1988), são peraluminosos e apresentam uma mineralogia típica a base de minerais ricos em alumina

(cordierita, muscovita, biotita e granada). São formados em condições de baixa fugacidade de oxigênio, sendo pobres em opacos e tendo a ilmenita como o principal deles (indicando condições redutoras durante a cristalização). A SiO_2 costuma variar entre 65 e 75%, as razões K_2O/Na_2O são altas e CaO e Sr baixos; a proporção molecular de $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$ é maior que 1,1 e o coríndon normativo > 1%.

A correlação entre os típicos granitos do tipo S australianos, com os granitos peraluminosos que afloram na parte sudoeste da América do Norte foi contestada por WHITE et al. (1986) e AGUE & BRINHALL (1987). Esses autores salientaram que embora os últimos apresentem algumas características mineralógicas similares as dos verdadeiros tipo S, eles diferem dos mesmos em uma série de características. WHITE et al. (1986) desaconselharam a correlação automática de granitos peraluminosos com granitos do tipo S. AGUE & BRINHALL (1987), interpretaram tais rochas do SW da América do Norte como representando predominantemente magmas do tipo I contaminados localmente por rochas sedimentares pelíticas, altamente absorvidas pelo magma através de assimilação.

Com base no exposto acima e nos dados geoquímicos, verifica-se que no caso das rochas máfico-intermediárias, todas as suas características petrográficas e químicas são coerentes com os granitos do tipo I, embora pelo seu ambiente tectônico, eles correspondam melhor ao tipo I cordilheirano de PITCHER (1983, 1987). Alguns tonalitos e granodioritos do corpo El Prado também mostram maiores afinidades com esse tipo de granitóides. As demais rochas félsicas de caráter fortemente peraluminoso, contendo muscovita como fase importante e localmente, sillimanita, se aproximam em suas características gerais mais dos granitos do tipo S. Porém, nelas não foi identificada cordierita, mineral típico dos granitos do tipo S australiano. Portanto, a hipótese de similaridade desses granitóides com os granitóides do tipo S australianos (WHITE & CHAPPELL, 1988), não encontra sustentação plena nos dados disponíveis.

Por outro lado, os granitóides estudados possuem algumas características mineralógicas e geoquímicas similares às dos batólitos do sudoeste da América do Norte discutidos por WHITE et al. (1986) e AGUE & BRIMHALL (1987). Os mesmos, em sua maioria, apresentam muscovita e biotita primária, o que indica cristalização com alta fugacidade de água; K relativamente alto; não contêm cordierita, diferentemente dos verdadeiros granitóides do tipo S australianos. É possível, portanto, que as rochas do grupo félsico, fortemente peraluminosas, não sejam verdadeiros granitos do tipo S, de acordo com a definição mais estrita

de WHITE et al. (1986). Neste caso, uma das hipóteses para explicar as características destes granitóides seria a de que os mesmos, conforme proposto por AGUE & BRIMHALL (1987), seriam produtos de magmas do tipo I contaminados localmente com material metasedimentar através de assimilação.

Essa hipótese seria mais facilmente aplicável às rochas não tão fortemente peraluminosas. Para as que contém mais de 5% de coríndon normativo, talvez esse processo não seja suficiente para explicar tamanho excesso em alumina e tenha-se que pensar novamente em uma fonte sedimentar ou uma lixiviação de álcalis através de processos secundários. Concluindo, a hipótese de contaminação de um magma do tipo I deve ser considerada como viável nesse ambiente tectônico, mas a derivação a partir de uma fonte sedimentar ou meta-ígnea muito aluminosa, não pode ser abandonada nesse estágio.

Os dados geoquímicos deixaram evidente que a evolução das rochas formadoras dos corpos granitóides é bastante complexa, não havendo aparentemente cogeneticidade entre todas elas.

5 - DISCUSSÃO, CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapeamento geológico da área de Portovelo-Zaruma na escala 1:60.000, permitiu aprimorar os conhecimentos sobre a geologia dos corpos granitóides aí ocorrentes e delimitar com mais precisão seus contatos com as demais unidades. Foram identificados e estudados cinco corpos granitóides: El Prado, Guayabo-Porotillo, Ambocas, rios Luis-Ambocas e rios Amarillo-Pindo. As idades desses granitóides ainda não foram definidas, mas os mesmos tendem a acompanhar as estruturas relacionadas ao Cinturão Metamórfico El Oro.

- O corpo granitóide El Prado ocorre na parte sul da área mapeada, possui forma alongada na direção NW-SE e secciona a Formação Capiro. Exibe um grande número de fácies, definidas com base em variações texturais e mineralógicas. Foram distinguidos dois grandes grupos de rochas máfico-intermediárias, incluindo quartzo-gabros, quartzo-dioritos e Bt Anf tonalitos, e félsicas, englobando tonalitos, granodioritos e monzogranitos. O conjunto define uma série expandida. Existem áreas, como entre El Prado e cerro Santa Ana, onde estas fácies se alternam em afloramentos muito próximos, mas também há domínios mais homogêneos, com pequena variação de fácies (quebrada El Trapiche).

As rochas máfico-intermerdiárias do granitóide El Prado são faneríticas, equigranulares médias e não apresentam evidências de deformação. A nível microscópico a textura dominante é granular hipidiomórfica seriada com granulação média a fina, por vezes tendendo a subofítica ou pilotaxítica. As associações minerais destas fácies são representadas por plagioclásio, anfibólio, orto e clinopiroxênio, (± olivina), opacos e quartzo e as fácies foram designadas como BtAnfPxQGB, BtAnfQGB, PxBtAnfQD e BtAnfT.

Segundo as análises modais as amostras JR-86B e JR-79B comportam-se como PxBtAnfQGB e BtAnfQD respectivamente (Figura 3), mais as análises geoquímicas mostram que a primeira amostra possui 60,5% de SiO2 e a segunda possui 54,5% de SiO2, por tal apreciação foram denominadas PxAnfBtQD e BtAnfQGB, inverso à denominação dada nas análises modais.

As rochas félsicas são faneríticas, equigranulares e não apresentam evidência de deformação. A nível microscópico possuem uma textura granular hipidiomórfica média. As diversas fácies foram designadas como AnfBtT, BtGD e BtMZG.

- O corpo granitóide Guayabo-Porotillo, aflora na parte central da área mapeada, possui forma alongada na direção NW-SE. Secciona o Grupo Tahuin ao sul e, ao norte, seu

contato com a Formação Celica acha-se encoberto por uma espessa camada de rochas intemperizadas. É formado por quartzo-dioritos e tonalitos, sendo os últimos amplamente dominantes. Os AnfQD possuem muita afinidade com as rochas máfico-intermediárias do corpo El Prado. Os tonalitos - divididos em BtMvT e MvBtT - diferem um pouco daqueles de El Prado por serem muito enriquecidos em muscovita.

Os quartzo-dioritos são rochas faneríticas, equigranulares médias, sem evidências de deformação. A nível microscópico apresentam textura hipidiomórficas médias, ou com tendência porfirítica. Os tonalitos apresentam texturas granulares hipidiomórficas médias.

- O corpo granitóide Rios Luis-Ambocas é muito pequeno (≈ 1,5 km^2) e aflora a NW do corpo Guayabo-Porotillo e a norte do corpo El Prado. Secciona a Formação San Roque e seu contato com a Formação Celica, ao norte acha-se encoberto por um manto intempérico. Apesar do número reduzido de amostras, constatou-se que é formado por uma série expandida que vai desde gabros e quartzo-gabros nos termos máfico-intermediários até tonalitos e granodioritos nos félsicos.

Os gabros e quartzo-gabros exibem texturas porfiríticas ou hipidiomórficas a hipoautomórficas médias a finas. As suas fácies foram designadas como PxAnfGB. As rochas félsicas são granulares hipidiomórficas com granulação média a fina, tendo sido distinguidas duas fácies MvBtT e BtT, ambas em geral bastante cloritizadas.

Os gabros e quartzo-gabros são muito similares às fácies máfico-intermediárias de El Prado e Guayabo-Porotillo. Também existem muitas analogias entre os tonalitos dos corposs rios Luis-Ambocas e aqueles descritos nos corpos mencionados.

- O corpo granitóide Rios Amarillo-Pindo também é muito pequeno (≈ 1,5 km^2). Aflora na porção W da área e secciona a Formação Capiro. Apresenta-se como um corpo bastante homogêneo, sendo composto por MvBtT e MvBtGD, muito similares às rochas afins do grupo félsico, identificados nos corpos Guayabo-Porotillo e rios Luis-Ambocas.

- O corpo granitóide Ambocas situa-se na parte leste da área e apresenta forma grosseiramente circular com aproximadamente 3 km de diâmetro. Foi pobremente amostrado devido às dificuldades de acesso. Secciona a Formação Capiro ao sul e, seu contato com a Formação Celica, ao norte, acha-se encoberto por uma forte camada intempérica ou em áreas inacessíveis. Foram identificadas as fácies MvBtT, MvBtGD e MvBtMZG, que se assemelha em linhas gerais às rochas do grupo félsico rico em muscovita dos demais corpos.

Os dados de análises modais das diferentes fácies, lançados no diagrama Q-A-P de STRECKEISEN (1976), sugerem, segundo LAMEYRE & BOWDEN (1982), de modo geral, um *trend* cálcio-alcalino tonalítico. Há, porém, diversas amostras granodioríticas a monzograníticas, que se dispõem segundo o *trend* da série cálcio-alcalino granodiorítica. Além disso, percebe-se a presença de dois conjuntos de rochas, relativamente enriquecidas em máficos, básicas a intermediárias (gabros, quartzo-gabros e quartzo-dioritos), e aqueles félsicos granitóides "stricto sensu" (tonalitos, granodioritos e monzogranitos), havendo uma certa descontinuidade entre os dois conjuntos.

O comportamento geoquímico das rochas estudadas confirma a existência de dois grupos de rochas: o primeiro possui caráter máfico a intermediário (SiO2 varia de 52,7 a 63,3%) e reúne gabros, quartzo-gabros, quartzo-dioritos e um Bt-Anf tonalito. O segundo é formado pelas rochas félsicas, englobando tonalitos, granodioritos e monzogranitos (SiO2 entre 68,8 e 72,2%, com um valor anômalo de 78,5%). É importante destacar que os dois conjuntos de rochas distinguidos são formados por amostras provenientes dos vários corpos granitóides estudados.

Nos diagramas de Harker das rochas máfico-intermediárias (Figura 63), CaO, Fe2O3t, MgO e TiO2 mostram uma nítida correlação negativa com SiO2. O mesmo acontece para P2O5 e Al2O3, mas as variações são menos acentuadas. Por outro lado, Na2O e K2O exibem correlação positiva com SiO2. Isso indica que o fracionamento foi comandado pelas fácies máficas com plagioclásio associado.

As rochas félsicas comportam-se nos diagramas de Harker (Figura 63) de maneira inteiramente destoante com o observado em séries magmáticas que evoluíram por cristalização fracionada. Constata-se para todos os óxidos considerados uma ampla variação dentro de uma restrita gama de SiO2. Isso sugere que tais granitóides não são um grupo de rochas homogêneas geoquimicamente, podendo ter derivado de mais de um líquido magmático, ou tendo sofrido a influência de processos que modificaram as composições dos líquidos originais e que não atuaram de modo homogêneo.

O diagrama TAS (Figura 64a) demonstra claramente que as rochas estudadas são subalcalinas. Os gabros e quartzo-gabros situam-se no campo dos andesitos basálticos, os quartzo-dioritos no campo dos andesitos e as rochas félsicas no limite entre os campos dos dacitos e riolitos.

Os diagramas AFM (Figura 65), Na2O-K2O-CaO (Figura 66) e R1 vs. R2 (Figura 67) revelam que as diferentes variedades faciológicas dos diversos granitóides mostram nestes diagramas uma disposição coincidente com a das séries cálcio-alcalinas. Isso revela, que, independentemente do caráter cogenético ou não das rochas estudadas, elas possuem natureza cálcico-alcalina.

O diagrama baseado no índice de saturação em alumina ou índice de Shand (Figura 68), bem como as normas CIPW, evidenciaram que as rochas máfico-intermediárias apresentam um caráter metaluminoso, ao passo que a maioria das rochas félsicas com Bt e Mv é peraluminosa e as rochas granitóides félsicas portadoras de anfibólio localizam-se no limite destes dois campos. Além disso, há três amostras do corpo Guayabo-Porotillo extremamente peraluminosas. Há uma descontinuidade entre os dois conjuntos, ao invés de uma passagem gradual.

No diagrama Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO vs. SiO_2 (Figura 69), baseado nos critérios propostos por CHAPPELL & WHITE (1974) para diferenciar granitóides tipo I e S, os granitóides estudados do grupo félsico e fortemente peraluminoso evidenciam um caráter do tipo S , enquanto que as rochas máfico-intermediárias, metaluminosas, e as félsicas do corpo El Prado com presença de anfibólio e biotita, com caráter fracamente peraluminoso, se assemelham aos granitóides do tipo I.

No diagrama Na2O vs. SiO2 (Figura 70), também baseado nos critérios de CHAPPELL & WHITE (1974) para diferenciar granitóides dos tipos I e S, confirma-se que as amostras estudadas formam dois grupos bem distintos. As amostras do grupo máfico-intermediário, juntamente com várias amostras félsicas de El Prado e rios Luis-Ambocas comportam-se como granitóides do tipo I, ao passo que as demais rochas felsicas comportam-se como granitóide do tipo S. Este quadro também é sugerido pelo diagrama ACF (Figura 71).

No diagrama razão logarítmica de cálcio/álcalis vs. sílica (Figura 72) constata-se que quase todas as amostras estudadas localizam-se dentro ou próximo do campo das séries cálcio-alcalinas normais, com exceção de quatro amostras que se localizam bem abaixo deste campo e são empobrecidas em CaO. As amostras do corpo granitóide El Prado definem um *trend* de uma série cálcio-alcalina muito similar ao observado nas séries da Nova Guiné e nos granodioritos tardios do Panamá (BROWN, 1982).

Os diagramas de elementos traço vs. SiO2 (Figuras 74 e 75) confirmaram uma vez mais a descriminação dos dois grandes conjuntos de rochas, máfico-intermediárias e félsicas.

Estes diagramas sugerem ainda a existência de dois subgrupos de rochas félsicas que poderiam ser oriundas de liquidos distintos ou terem sofrido modificações intensas que alteraram as características originais de boa parte delas. A existência desses dois subgrupos de rochas félsicas é sugerida igualmente por diversos outros diagramas geoquímicos e revela a complexidade na evolução dos granitóides estudados.

O diagrama Rb vs. Nb+Y de PEARCE et al. (1984) (Figura 104), foi utilizado para discriminar os ambientes tectônicos dos granitóides estudados. Os mesmos se enquadraram no campo dos granitos de arcos vulcânicos (VAG).

As rochas metaluminosas assemelham-se com base nos aspectos petrográficos e geoquímicos aos granitos do tipo I, mas corresponderiam melhor aos granitos do tipo I cordilheirano, que àqueles do Lachlan Fold Belt (LFB) da Austrália, estudados por WHITE & CHAPPELL (1988), derivados da fusão de rochas ígneas crustais. As rochas granitóides félsicas fortemente peraluminosas, embora à primeira vista possam ser consideradas com análogas aos granitos do tipo S australiano, deles divergem pela ausência de cordierita.

A hipótese assumida preferencialmente é que os granitóides fortemente peraluminosos seriam derivados de magmas do tipo I, intensamente contaminados por material metassedimentar através de assimilação, de modo análogo ao observado nos batólitos do SW da América do Norte (WHITE et al., 1986; AGUE & BRIMHALL, 1987). As outras alternativas, aventadas sobretudo para as rochas extremadamente peraluminosas (> 5% de corindon normativo), foram a de que os líquidos geradores dos mesmos sejam derivados de uma fonte sedimentar ou que essas rochas tenham sido afetadas por transformações subsolidus que conduziram ao seu acentuado empobrecimento em álcalis.

As comparações entre os granitóides estudados e granitóides análogos do Cinturão Metamórfico El Oro e da Cadeia Andina foram esboçadas, mas por razões de tempo e do escopo do mestrado, optou-se por não incluí-las na presente dissertação. Elas serão apresentadas em trabalhos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUE, J. J. & BRIMHALL, G. H. 1987. Granites of the batholiths of California: Products of local assimilation and regional - Scale crustal contamination. **Geology,** 15:63-66.

AGUIRRE, L. 1992. Metamorphic pattern of the cretaceous Celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. **Tectonophysics,** 205:223-237

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces an introduction. **Earth.Sci.Rev.**, 17:1-29.

ASPDEN, J.A. & LITHERLAND, M. 1992. The geology and Mesozoic Collisional History of the Cordillera Real, Ecuador. **Tectonophysics,** 205(1-2):187-204.

ASPDEN, J. A.; FORTEY, M.; LITHERLAND, M.; VITERI, F.; HARRISON, S.M. 1992a. Regional S-Type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western gondwana. **Journal of South American Earth Sciences,** 6:123-132.

ASPDEN, J. A.; HARRISON, S. H.; RUNDLE, C. C. 1992b. New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro province of Ecuador. **Journal of South American Earth Sciences,** 6(1/2):77-96.

AUDEBAUD, E.; CAPDEVILA, R.; DALMAYRAC, B.; DEBELMAS, J.; AUBACHER, G.; LEFEVRE, C.; MAROCCO, R.; MARTINEZ, C.; MATTAUER, M.; MEGARD, F.; PAREDES, J.; TOMASI, P. 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivia). **Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.,** 15:73-114.

BARKER, F & ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. **Geology,** 4:596-600.

BILLINGSLEY, P. 1926. Geology of the Zaruma gold district of Ecuador. **Am. Inst. Min. Met. Eng.**, 74:255-275.

BROOK, M. 1984. **New radiometric age data from S.W. Colombia.** Cali, Ingeominas-Misión Británica.(BGS). 25p.(Report,10).

BROWN, G.C. 1981. Space and time in granite plutonism. **Phil. Trans. R. Soc. Lond. A**, 301: 321-336.

----------. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity evolution, and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R. S. **Andesites.** New York, John Wiley & Sons. p. 437-460.

BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. **J. Geol. Soc. London,** 141: 413-426.

CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. 1974. **Igneous Petrology**. New York: McGraw-Hill Co. 737p.

CHAPPELL, B.W. & STEPHENS, W.E. 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. **Trans.R.Soc. of Edin. Earth Sci.**, 79: 71-86.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. **Pacific Geol.**, 8:173-174.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. **Trans.R.Soc. of Edin. Earth Sci.**, 83:1-26.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R.; HINE, R. 1988. Granite provinces and basement terrenes in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. **Austr. Jour. Earth Sci.**, 35:505-521.

CLARKE, D. 1993. **Newpet for DOS**. St. John's, Memorial University of Newfoundland Department of Earth Sciences. Centro for Earth Resources Research.

CLEMENS, J.D. & WALL, V.J. 1981. Crystallization and origin of some peraluminous (S-Type) granitic magmas. **Canadian. Mineralogist,** 19:111-132.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST J. 1979. **The interpretation of igneous rocks**. London, George Allen & Unwin. 449p.

DALMAYRAC, B.; LAUBACHER, G.; MAROCCO, R. 1988. **Caracteres Generales de la Evolución Geológica de los Andes Peruanos**. Lima, Instituto Geológico Minero y Metalurgico. 311p. (Boletin, n.12).

DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association. **Trans. R. Soc. Edin. Earth Sci.,** 73: 135-149.

ECUADOR. Dirección General de Geologia y Minas. 1980. **Mapa geológico del Ecuador-Zaruma.** Quito. Escala 1:100.000.

----------. Ministerio de Recursos Naturales e Energéticos. 1982. **Mapa geológico nacional de la República del Ecuador**. Quito. Escala 1:1.000.000.

FEININGER, T. 1978. Escuela Politécnica Nacional. **Mapa geológico de la parte occidental de la Provincia de El Oro**. Quito. Escala 1:50.000.

----------. 1982. The metamorphic "basement" of Ecuador. **Bull. Geol. Soc. Amer.,** 21:107-140.

GROMET, L.P. & SILVER, L.T. 1983. Rare earth element distributions among minerais in a granodiorite and their petrogenetic implications. **Geochim. Cosmochim. Acta,** 47:925-939.

HALL, M. & CALLE, J. 1982. Geochronological control for the main tectonic-magmatic events of Ecuador. **Earth. Sci. Rev.,** 18(3-4):15-239.

HANSON, G..N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of the igneous rocks of granitic composition. **Earth. Planet. Sci. Lett,** 38: 26-43.

HEALD, P.; FOLEY, N.K.; HAYBA, D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types. **Econ. Geol.,** 82(1):1-26.

HINE, R.; WILLIANS, I.S.; CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. 1978. Contrasts between I-and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. **J. Geol. Soc.,** 25(4): 219-234.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canad. Jour. Earth Sci.,** 8: 523-547.

LA ROCHE, F.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-elements analysis. Its relationships with current nomenclature. **Chem. Geol.,** 29: 183-210.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **J. Volcanol. Geotherm. Res.,** 14:169-186.

LE MAITRE, R.W. 1989. **A classification of igneous rocks and glossary of terms.** USA. Blackwell. Scientific Publications. 193p.

LINARES, E.; CORDANI, U. G.; MUNIZAGA, F. 1982. Magmatic evolution of the Andes-an introduction. **Earth. Sci. Rev.,** 18(3-4):199-203.

LITHERLAND, M.; ASPDEN, J.; BERMUDEZ, R.; VITERI, F.; POZO M. 1990. **La Geologia y Potencial Mineral de la Cordillera Real, Ecuador;** (Un resumen de los resultados del Proyecto Geológico Cordillera Real, 1986-1990 INEMIN-Misión Británica). Quito, Producción del Informe: Lcda Fabiola Alcocer C. 116p.

LITHERLAND, M.; ASPDEN, J. A.; JEMIELITA, R.A. 1994. The metamorphic belts of Ecuador. **British Geological Survey,** 1-143. (Overseas memoris, 11)

LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. **Geol. Soc. Am. Abstr. Whith Progr.**, 11: 468.

MACDONALD, G.A. 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. **Geol. Soc. Amer. Mem.**, 116:477-522.

NAVARRETE, A.C. 1989. **Contaminación por mercurio en las zonas auriferas de Zaruma y Portovelo.** Quito, Universidad Central del Ecuador. 102 p. Tesis (Doctora en Bioquímica y Farmacia)-UCE, 1989.

NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R. 1953. The geochemistry of some igneous rock series. **Geochim. Cosmochim. Acta,** 4: 105-142.

PALADINES, A. 1989. **Zonificación Geotectónica y Metalogenia del Ecuador.** Quito. Mañana Editores. 192p.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrol.**, 25: 956-983.

PHILIPS, E.R. 1974. Myrmekite - one Hundred years later. **Lithos,** 7(3): 181-194.

PICHLER, H. & ALY, S. 1983. Neue K-Ar. Alter Plutonischen Gesteine in Ecuador. **Z. dt. Geol. ges., Hannover,** 134:495-506.

PITCHER, W.S. 1983. Granite: typology, geological enviranment and melting relationships. In: Atherton, M.D. & Cribble, C.D. **Migmatites and metamorphism**. Nantwich: Shiva Publishing. p.277-287.

PITCHER, W.S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. **Geol Rund.**, 76(1): 51-79.

SAUER, W. 1965. **Geología del Ecuador.** Quito, Editorial del Ministerio de Educación. 383p.

SHAND, J.S. 1927. **Eruptive rocks**. New York, Wiley. 488p.

SMITH, J. V. 1974 **Feldspar Minerals: Chemical and Textural Properties.** New York, Springer-Verlag. V.2.

STRECKEISEN. A. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth. Science. Review,** 12:1-33.

SWANSON, S.E. 1977. Relation of Nucleation and crystal growth rates to the development of granitic textures. **Amer.Miner.**, 62 (9-10):966-978.

TAKAHASHI, M.; ARAMAKI, S.; ISHIHARA, S. 1980. Magnetite-series/ilmenite-series Vs. I type/S type granitoids. **Mining. Geol. Spec. Issue**, 8: 13-28

TSCHOPP, H.J. 1953. Oil Exploration in the Oriente of Ecuador. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,** 37(10):2303-2347.

TUTTLE, O.F. & BOWEM, N.L. 1958 Origin of Granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi3O8-KAlSi3O8-SiO2-H2O. **Geol. Soc. Am. Memois,** 74: 153.

VANCE, J.A. 1969. Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. **J. Geology**, 73 (4): 636-651.

VAN THOURNOUT, F. 1986. **Depositos minerales en el Ecuador relacionados con terrenos Geologicos y eventos tectonicos-magmaticos.** Comunicación presentada en el Coloquio Ecuador 86.

VAN THOURNOUT, F.; HERTOGEN, J.; QUEVEDO, L. 1992. Allochthonous terrenes in northwestern Ecuador. **Elsevir Science Publishers B.V.**, 205(1-3):205-221.

VAN THOURNOUT, F.; QUEVEDO, L.; PASTEELS, P.; BOVEN, A. 1990. Radiometric ages of Igneous rocks from northwestern **Ecuador. Bull. Soc. Belge. Geol**., 99(1):71-77.

VAN THOURNOUT, F.; SOLEMINK, J.; VALENZUELA, G., MERLYN, M. **Portovelo,** a volcanic-hosted epithermal vein-system in Ecuador, South America, Portovelo, Ecuador. (no prelo).

VAN THOURNOUT, F.; VALENZUELA, G.; MERLYN, M.; SALEMINK, J. 1991. Portovelo: mineralización epitermal en relación con una caldera reolitica. **Bot. Geol. Ecuat.,** 2(1): 13-26.

WHITE, A.J.R. 1979. Source of granite magmas. **Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.,** 11: 539.

WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. **Tectonophisics**, 43: 7-22.

WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachland Fold, southeastern Australia. **Geol. Soc. Am. Memoir**, 159: 21-34.

WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. **Earth Sciences**., 79: 169-181.

WHITE, A.J.R.; CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; SILVER, L.T.; CHAPPELL, B.W.; WALL, V.J. 1986. S-type granites and their probable absence in southwestern north America. **Geology**, 14:114-118.

WINKLER, H. G. F. 1979. Anatexis, formation of migmatites, and origin of granitic magmas. In: - . **Petrogenesis of metamorphic rocks**. New York: Springer Verlag. p.283-339.

WOLF, T. 1892. **Geografia y Geologia del Ecuador**. Leipsig, Brockhaus. 626p.