UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CROMITITOS DOS COMPLEXOS CAMPOS GERAIS E PETÚNIA (FAIXA BRASÍLIA
MERIDIONAL) NA REGIÃO ENTRE ALPINÓPOLIS E NOVA RESENDE (MG): GEOLOGIA,
PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E AMBIENTAÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA

David Andrei Contreras Fayad

Orientador Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-graduação em Petrologia Ígnea e Metamórfica

SÃO PAULO

2013

Versão Corrigida

Contreras Fayad, David Andrei

Cromititos dos Complexos Campos Gerais e Petúnia
(Faixa Brasília Meridional) na região entre
Alpinópolis e Nova Resende (MG): geologia,
petrografia, química mineral e ambientação tectono-
magmática / David Andrei Contreras Fayad. -- São
Paulo, 2013.

99 p. : il. + anexos

Dissertação (Mestrado): IGc/USP

Orient.: Szabó, Gergely Andres Julio

1. Minerais (Química inorgânica) 2. Rochas
ultramáficas 3. Petrografia 4. Metamorfismo
I. Título

DAVID ANDREI CONTRERAS FAYAD

Cromititos dos Complexos Campos Gerais e Petúnia (Faixa Brasília Meridional) na região
entre Alpinópolis e Nova Resende (MG): geologia, petrografia, química mineral e
ambientação tectono-magmática

Dissertação apresentada ao
Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo para
Obtenção do título de Mestre em
Geologia

Área de concentração:
Petrologia Ígnea e Metamórfica

Orientador. Prof. Dr. Gergely
Andres Julio Szabó

SÃO PAULO

2013

*“A vida é uma peça de teatro que não permite ensaios.
Por isso, cante, chore, dance, ria e viva intensamente,
antes que a cortina se feche e peça termine sem
aplausos”*

Charles Chaplin

Agradecimentos

- Ao Prof. Gergely Andres Julio Szabó, quem respeito e admiro pela sua paciência, grande conhecimento, conselhos e capacidade de compreensão das situações e inconvenientes que são normais no curso da vida de qualquer pessoa. Posso dizer com toda a certeza que foi uma grande experiência trabalhar no Brasil, com outro tipo de geologia, com outra forma de fazer as coisas e sempre pensando no compromisso adquirido com um grande profissional, professor e pessoa.

- À minha família, porque não tenho dúvida que sem seu apoio não estaria em esta etapa da minha vida e não teria conseguido cumprir tantos sonhos e ter chegado onde estou neste momento. Agradeço especialmente à minha mãe Janneth Fayad, à minha avó Theresa R. de Fayad, ao meu tio Sady Fayad e à minha tia Yamile Fayad (*in memoriam*), sem seu apoio incondicional não teria conseguido.

- Aos meus amigos, que conheci em diferentes momentos da minha vida e que tenho certeza vão ter uma palavra de apoio em momentos difíceis e uma mão pronta para ajudar sempre que precisar. Às minhas amigas de “velha data” María Alexandra Aguja e Lucia Torrado que sempre tem estado presentes e sempre estarão presentes, até que sejamos velhinhos, quase sem conseguir caminhar!. Aos amigos que o Brasil me deu como o principal presente da experiência de viver neste país: Juan Sebastian Lara (Amiguís), Juliana de Souza (Jujis), Gam Marfinati (Gam), Ile Rossi (Amiguís del alma), Leticia Correa (Habibi), Anaís Quiroga (Esposita), Caludio Salazar Mora (Kabong), Sergio Pinzón (Sergipe), que me aguentaram chorando nos momentos difíceis e de maior saudade ou rindo sem parar nos momentos de brincadeira e festa, e até nos momentos nos quais com certeza fui difícil de aguentar!. À Andrea Rodríguez pelo apoio com ArcGis, quando estava realizando meus mapas, desculpa por atrapalhar os seus dias.

- Ao Marcos Bremehe Cartright (*in memoriam*), a quem quero fazer uma dedicatória especial, pelos momentos compartilhados, pelos conselhos, pela aprendizagem recíproca, pelas risadas, pelas piadas, pelas brincadeiras, até pelas “brigas” embora fossem mais discussões filosóficas e sobre tudo por ser você e por respeitar meus pontos de vista e meu jeito. Você tem todo a ver com o David que sou agora, com a pessoa na que me tornei, e muito de você ficou em mim, sendo muito mais do que uma leve lembrança, porque você nunca poderia ser simplesmente isso, pois seu significado e a sua importância na minha vida vão muito além.

- Aos meus colegas do instituto, que me acolheram quando cheguei ao Brasil e no IGc, que corrigiram o português dos meus trabalhos nas diversas disciplinas que cursei, que compartilharam uma cerveja nas festas de defesa no instituto e que sempre estiveram presentes e sempre com a melhor disposição para ajudar: Aline Mota (Massa), Elisa Alexandre (Farol), Rafaela Gengo (Bilóba), Alice Westin (Kenga), Adriana Alves (Bisteca), entre outros muitos que sempre tiveram a melhor disposição para ajudar.

- Ao CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de mestrado.

- Ao projeto FAPESP 2010/111.52-8 - TECTÔNICA DO ORÓGENO BRASÍLIA NA MARGEM SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO: PERSPECTIVA PALEOGEOGRÁFICA, METAMÓRFICA E ESTRUTURAL. Agradeço especialmente ao coordenador do projeto: Prof.Dr. Mário da Costa Campos Neto.

- Ao programa de Pós-Graduação em Petrologia Ígnea e Metamórfica.

- Ao laboratório de Microscopio Eletrônico de Varredura (MEV), especialmente ao Isaac Sayeg; ao laboratório de Microsonda Eletrônica (ME), especialmente ao Marcos Mansueto; ao laboratório de tratamento de amostras, especialmente ao José Paulo Sertek, à seção de laminação, especialmente ao Paulo pela confecção das seções delgadas-polidas usadas nos análises de química mineral; e ao laboratório de difração de raios X, especialmente ao Flavio de Souza.

- Aos funcionários do instituto: Ana Paula, Magali, Tadeu, Angélica, entre outros.

Resumo

Dois corpos de cromititos ocorrem no sudoeste do Estado de Minas Gerais, na região entre Alpinópolis e o distrito de Petúnia, Município de Nova Resende, na faixa limítrofe entre o embasamento arqueano-paleoproterozóico do Cráton do São Francisco, representado pelo domínio autóctone do Complexo Campos Gerais (CCG), a norte, e as unidades alóctones da extensão meridional da Faixa Brasília, representadas pelo Complexo Petúnia (CP), a sul. Um dos corpos, denominado Mumbuca, ocorre na Faixa homônima, no domínio autóctone do CCG; o outro, denominado Petúnia, se situa no Complexo de mesmo nome. Os cromititos de Mumbuca ocorrem em um terreno com predomínio de gnaisses ortoderivados, localmente migmatíticos, fortemente cisalhados, nos quais se distribuem corpos metaultramáficos, compostos principalmente por hornblenditos (metapiroxenitos) e enstatita-clorita-olivina-honblenda fels/xistos e intercalações subordinadas de rochas metamáficas, que exibem orientação NW-SE. Os cromititos ocorrem na extremidade leste do corpo metaultramáfico de maior extensão e se distinguem pelo predomínio de estruturas *schlieren*, cristais de cromita idiomórficos com variação de tamanho inequigranular seriada e matriz composta principalmente por clorita. Sua composição química segue as tendências Fe-Ti e de tipo *Rum*, que definem o campo para cromititos de complexos estratiformes, fato ratificado pelos diagramas de ambientação tectono-magmática. Os cromititos do corpo de Petúnia ocorrem em associação litológica mais variada, também com intenso cisalhamento, com predomínio de gnaisses, nos quais se distribuem rochas metaultramáficas, metagabros e anfibolitos, estauroлита-cianita-granada micaxistos e quartzo-mica xistos, em corpos alongados de orientação NW-SE. O cromitito nesta unidade ocorre em um dos corpos metaultramáficos, localizado no extremo SE da área estudada, constituído por variedades de tremolita e/ou clorita e/ou antofilita e/ou talco xistos. Tais cromititos apresentam predomínio de estrutura lenticular, variação bimodal de tamanho de grão nos domínios maciços, ligada à cominuição por recristalização dinâmica, e matriz composta principalmente por talco, além de proporção maior de rutilo intersticial em relação aos cromititos de Mumbuca. A composição química da cromita mostra razões $Cr/(Cr+Al)$ altas, razões $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ altas em intervalos restritos, e uma tendência de Al no diagrama ternário de elementos trivalentes que, junto com o alto conteúdo de Cr, sugerem efeitos de metamorfismo de alto grau para estes cromititos. Não foi possível estabelecer o ambiente tectono-magmático para os cromititos de Petúnia, uma vez que a composição química de sua cromita não apresenta concordância com os campos composicionais definidos para os dois principais tipos de cromititos (de complexos estratiformes e ofiolíticos).

Palavras-chave: cromititos, rochas metaultramáficas, Complexo Campos Gerais, Complexo Petúnia, complexo estratiforme, metamorfismo.

ABSTRACT

Two chromitite bodies occur in southwestern Minas Gerais State, Brazil, in the region between Alpinópolis and Petúnia (a district of Nova Resende), in the borderline between the archaean-paleoproterozoic basement of the São Francisco Craton, represented by the autochthonous domain of the Campos Gerais Complex (CGC) to the north and the allochthonous units of the southern extension of the Brasília Belt, represented by the Petúnia Complex (PC), to the south. One of the bodies, called Mumbuca, occurs in the belt of the same name, in the autochthonous domain of the CGC, whilst the other, named Petúnia, occurs in the homonymous complex. The Mumbuca chromitites occur in a terrain with predominance of strongly sheared, locally migmatitic orthogneisses, which include ultramafic bodies made up by hornblendites (metapiroxenites) and enstatite-chlorite-olivine-hornblende rocks with subordinate interleavings of metamafic rocks, which display a NW-SE orientation. The chromitite body occurs at the eastern end of the largest metaultramafic body and is characterized by the predominance of *schlieren* structure, idiomorphic chromite crystals with seriated inequigranular size variation, and a matrix composed primarily by chlorite. The chemical composition of its chromite follows the Fe-Ti and Rum-type trends, which define the field for chromites from stratiform complexes, in agreement with diagrams for tectono-magmatic setting for these chromitites. The Petúnia chromitite body occurs in a more varied lithological association, with the predominance of strongly sheared gneisses, in which metaultramafic rocks, metagabros and amphibolites, staurolite-garnet-kyanite-mica schists and quartz-mica schist occur as elongated, sheared bodies with NW-SE orientation. The chromitite in this unit occurs in one of the ultramafic bodies, located in the SE corner of the studied area, consisting of varieties of tremolite and/or chlorite and/or anthophyllite and/or talc schists. Such chromitites exhibit predominance of lenticular structure, bimodal grain size variation in the massive domains, linked to comminution by dynamic recrystallization, and a matrix composed mainly by talc, and greater proportion of interstitial rutile, in comparison to the Mumbuca chromitites. The chemical composition of chromite from this chromitite exhibits high Cr/(Cr + Al) ratios, high $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ in restricted ranges, and an Al trend in the ternary diagram for trivalent elements that, together with the high Cr content, suggest high grade metamorphic reequilibration for these chromitites. It has not been possible to establish the tectono-magmatic environment for the Petúnia chromitites, as their chemical composition

does not comply with the fields defined for the two main types of chromitites (chromitite in stratiform complexes and ophiolitic chromitite).

Key-words: chromitites, metaultramaphic rocks, Campos Gerais Complex, Petúnia Complex, stratiform complexes, metamorphism

1. INTRODUÇÃO	1
2. LOCALIZAÇÃO	3
3. Técnicas e Métodos.....	4
3.1. . Pesquisa Bibliográfica.....	4
3.2. Trabalhos de Campo, amostragem e confecção do esboço geológico.	4
3.3. Petrografia.....	5
3.4. Microscopia Eletrônica de Varredura	5
3.5. Química Mineral – Microsonda Eletrônica.	6
4. GEOLOGIA REGIONAL	8
4.1. Arcabouço Técnico.....	8
4.2. A Faixa Brasília Meridional	9
4.3. Descrição das Unidades Litológicas.....	13
4.3.1. Cinturão Campos Gerais/Domínio Autóctone do Complexo Campos Gerais	13
4.3.2. Grupo Araxá-Canastra	14
4.3.2.1. Unidade Araxá	14
4.3.2.2. Unidade Canastra	15
4.3.3. Complexo Petúnia	16
4.3.4. Grupo Andrelândia	17
4.3.5. Complexo Varginha-Guaxupé.....	17
5. GEOLOGIA LOCAL.....	19
5.1. Cinturão Campos Gerais/Domínio Autóctone do Complexo Campos Gerais	19
5.1.1. Faixa Mumbuca	19
5.1.1.1. Gnaisses.....	19
5.1.1.2. Rochas metaultramáficas com intercalações de rochas metabásicas	21
5.2. Complexo Petúnia	24
5.2.1. Gnaisses.....	24
5.2.2. Hornblenda Gnaisses.....	24

5.2.3.	Rochas metaultramáficas	25
5.2.4.	Metagabros e anfibolitos	28
5.2.5.	(Estaurolita)-cianita-granada-mica xistos.....	29
5.2.6.	Quartzo-mica xistos.....	30
5.3.	Cromititos.....	31
6.	PETROGRAFIA	34
6.1.	Cinturão Campos Gerais/Domínio Autóctone do Complexo Campos Gerais	34
6.1.1.	Faixa Mumbuca	34
6.1.1.1.	Gnaisses.....	34
6.1.1.2.	Rochas metaultramáficas	34
6.1.1.3.	Rochas metamáficas.....	44
6.1.1.4.	Granada quartzito, granada muscovita-quartzo xistos e muscovita-cianita-granada-clorita quartzo xistos.....	45
6.1.2.	Complexo Petúnia	46
6.1.2.1.	Gnaisses.....	46
6.1.2.2.	Rochas metaultramáficas	47
6.1.2.3.	Metagabros e anfibolitos	48
6.1.2.4.	Quartzo-mica xistos.....	51
6.1.2.5.	Estaurolita-cianita-granada micaxistos	51
6.1.3.	Cromititos.....	52
6.1.3.1.	Cromititos de Mumbuca.....	53
6.1.3.2.	Cromititos de Petúnia.....	57
7.	QUÍMICA MINERAL DOS CROMITITOS.....	62
7.1.	Variações Composicionais em Cromita e Cr-espinélios.	62
7.1.1.	Paragênese	63
7.2.	Cromita em Cromititos de Rochas Ultramáficas.	63
7.2.1.	Cromita em Complexos Estratiformes.	65

7.2.2. Cromita em Ofolitos, Peridotitos Alpinos e Peridotitos Oceânicos.....	66
7.3. Cr-espinélio em Rochas Metamórficas	67
7.3.1. Implicações petrogenéticas da ferricromita	69
7.4. Características Químicas da Cromita nos Cromititos de Mumbuca e Petúnia.....	72
7.4.1. Variações composicionais nos cromititos	72
7.4.2. Determinação do ambiente tectono-magmático dos cromititos de Mumbuca e Petúnia.....	81
8. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	87
8.1. Diferenças entre as Associações Litológicas da Faixa Mumbuca (Domínio Autóctone do CCG) e do Complexo Petúnia.	87
8.2. Diferenças entre as Rochas Metaultramáficas da Faixa Mumbuca (Domínio autóctone do CCG) e do Complexo Petúnia.	88
8.3. Diferenças entre os Cromititos de Mumbuca e Petúnia: Estruturas, Mineralogia e Composição Química relacionada ao ambiente tectono-magmático.....	90
8.4. Conclusões.....	92
Referências Bibliográficas	94

Figura 1. Localização no Brasil e no estado de Minas Gerais da área estudada, contextualizada na faixa Brasília meridional e as suas unidades litológicas. Extraído e adaptado do mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. CPRM (2003) e de Valeriano *et al.* (2004).....11

Figura 2. Mapa geológico da área correspondente á região de Alpinópolis – Jacuí – Nova Resende, no limite meridional do Cráton do São Francisco. Adaptado do mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. CPRM (2003).....12

Figura 3. (a) Detalhe dos gnaisses complexamente dobrados da Faixa Mumbuca. Afloramento DCF-05. (b) Dobra isoclinal em gnaisses da Faixa Mumbuca. Afloramento DCF-42.....20

Figura 4.(a) Alternância dos gnaisses migmatíticos (tectonito SL) com as rochas metaultramáficas . Aforamento DCF-13. **(b)** Feições migmatíticas em gnaisses da Faixa Mumbuca. Afloramento DCF-42.21

Figura 5. (a) Superfície esburacada, rugosa em rocha metaultramáfica. Afloramento DCF-04. (b) Detalhe da superfície esburacada com as cavidades deixadas pelos porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio (1-3 cm). Afloramento DCF-07.....22

Figura 6. (a) Blocos de metapiroxenito bandado com pequenas crateras nas bandas. Afloramento DCF-08A. (b) Afloramento em corte extenso na estrada Bom Jesus da Penha-Mumbuca, com rochas metaultramáficas, gnaisses e anfibolitos e intrusões graníticas (delimitadas por traço vermelho). Afloramento DCF-06.	23
Figura 7. Detalhe de uma superfície exposta do hornblenda gnaiss, Afloramento DCF-49.	25
Figura 8. (a) Rocha metaultramáfica com metassedimentos intercalados. Afloramento DCF-34. (b) Rocha ultramáfica fibro-radiada. Afloramento DCF-53.	26
Figura 9. (a) Dobra isoclinal em clorita-antofilita xisto. Afloramento DCF-23. (b) Antofilita em leque. Afloramento DCF-22.	26
Figura 10. (a) Rocha metaultramáfica com ocorrência de veios compostos de antofilita fibrosa. Afloramento DCF-23. (b) Detalhe dos veios de antofilita fibrosa. Afloramento DCF-23.	27
Figura 11. (a) Granada anfibolito milonítico com foliação de cisalhamento intensa. Afloramento DCF-19. (b) Anfibolito com feições anatexíticas. Afloramento DCF-17.	28
Figura 12. (a) Estauroлита-cianita-granada-mica xisto feldspático, com cristais de granada. Afloramento DCF-31. (b) Detalhe do estauroлита-cianita-granada-mica xisto feldspático, com granada e cianita. Afloramento DCF-31.	29
Figura 13. (a) Metaconglomerado com seixos de quartzo em matriz de quartzo e muscovita. Afloramento DCF-30. (b) Detalhe do metaconglomerado. Observar forma arredondada dos seixos de quartzo. Afloramento DCF-30.	30
Figura 14. (a) Bloco arredondado de cromitito não <i>in situ</i> . Afloramento DCF-01. (b) Fragmentos de cromitito obtidos de um bloco não <i>in situ</i> . Afloramento DCF-01.	31
Figura 15. Classificação dos anfibólios da lâmina DCF-03. Cristais finos em bandas :losangos azul-claro, anfibólios verdes pleocróicos, com granulação maior: triângulos verdes. a. Classificação de anfibólios nos 5 tipos gerais. b. Classificação para anfibólios monoclinicos de Mg-Fe-Mn-Li, com $^B(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Li}) \geq 1,50$ empobrecidos em Li. c. Classificação para anfibólios cálcicos com $\text{Ca}_A > 0,50$ e $(\text{Ca}_B \geq 1,50; (\text{Na}+\text{K})_A < 0,50)$. (Hawthorne & Oberti, 2007).	37
Figura 16. (a) Lâmina DCF-43. Porfiroclastos de plagioclásio com geminação da Albita nos gnaisses miloníticos. Pol. X. Objetiva 5X. (b) Lâmina DCF-39/01. Leito de epidoto com biotita fina em gnaisses milonitizados. Pol. //. Objetiva 10 X. (c) Lâmina DCF-29/02. Cristal composto metade por hornblenda com lamelas de exsolução de cummingtonita e metade por cummingtonita com lamelas de hornblenda. O contato entre os dois minerais é reto e bem definido. Pol. //. Objetiva 10X. (d) Lâmina DCF-01A/05. Cristais de anfibólio com núcleos compostos por hornblenda e bordas por cummingtonita. Contato entre hornblenda e cummingtonita irregular a arredondado. Pol. //. Objetiva 10X. (e) Lâmina	

DCF-01A/05. Rocha metaultramáfica da Faixa Mumbuca com bandas compostas por finos cristais de cummingtonita + clorita e outras com granulometria maior e cor verde, compostas por hornblenda fina. Pol. //. Objetiva 5X. **(f)** Lâmina DCF-03. Bandas de cummingtonita mais fina com porções de hornblenda magnesiânica em cristais com um tamanho maior em volta. Pol. X. Objetiva 5X.39

Figura 17. (a) Lâmina DCF-08A/01. Cristal de hornblenda grande com augita xenomórfica inclusa. Pol. X. Objetiva 5X. (b) Lâmina DCF08B/02. Cristal de olivina com magnetita e espinélio nas fraturas e antofilita acicular sem orientação preferencial sobreposta. Pol. //. Objetiva 5X. (c) Lâmina DCF-37/01. Inclusões de hornblenda magnesiânica e minerais opacos em porfiroblasto de olivina. Pol. X. Objetiva 5X. (d) Lâmina DCF-37/01. Clorita, anfibólio e minerais opacos inclusos em porfiroblasto de ortopiroxênio. Pol. X. Objetiva 10X (e) Lâmina DCF-37/02. Pseudomorfo de ortopiroxênio substituído por talco. Pol. X. Objetiva 5X.....40

Figura 18. Sequência de paragêneses metamórficas para os enstatita-anfibolito-clorita-olivina fels/xistos. Chl=clorita; Ca-anf= anfibólio cálcico; opx=ortopiroxênio; ol=olivina; hbl=hornblenda; spl=espinélio; ath=antofilita; srp=serpentina; tlc=talco, c/metass.= com metassomatismo.....42

Figura 19. (a) Lâmina DCF-08C/01. Anfibolitos da Faixa Mumbuca intensamente tectonizados com veios de clinozoisita. Pol. X. Objetiva 5X. (b) Lâmina DCF-01D/01. Ilmenita envolta por titanita em rocha metabásica da Faixa Mumbuca. Pol. //. Objetiva 20X. (c) Lâmina DCF-08B/03. Cristais poiquilíticos de augita com inclusões de hornblenda. Cristais de hornblenda (verde a verde acastanhados) ao redor dos poiquiloblastos de clinopiroxênio em metamelagabro da Faixa Mumbuca. Pol. //. Objetiva 5X. (d) Lâmina DCF-08B/03. Plagioclásio com epidoto em anfibolitos da Faixa Mumbuca. Pol. X. Objetiva 10 X. (e) Lâmina DCF-08B/03. Cristal idiomórfico de hornblenda incluso em clinopiroxênio. Pol. X. Objetiva 20X. (f) Lâmina DCF-06. Cristais alongados e deformados de cianita substituídos por mica branca. Pol. X. Objetiva 5X.45

Figura 20. (a) Lâmina DCF-17/04. Mirmequita em gnaiss do Complexo Petúnia, cercada por quartzo, feldspato e algumas micas (Biotita). Pol. X. Objetiva 10X. **(b)** Lâmina DCF-22/02. Porfiroblasto poiquilítico de antofilita com inclusões de clorita, com talco nas bordas. Do lado direito: área composta predominantemente por clorita. Pol. X. Objetiva 5X. **(c)** Lâmina DCF-22/02. Seção longitudinal de tremolita em domínio composto por clorita. Pol. X. Objetiva 5X. **(d)** Lâmina DCF-17/02. Plagioclásio ripiforme (preservação de uma feição ígnea do protólito) em metagabros do Complexo Petúnia. Não me parece uma imagem adequada: não se trata do plagioclásio tipicamente ígneo: parece mais um metamórfico tabular curto! Pol. X. Objetiva 5X. **(e)** Lâmina DCF-17/03. Fraturas com epidoto e clinozoisita e fragmentos de hornblenda e plagioclásio em rochas metamáficas do Complexo Petúnia. Os cristais de hornblenda exibem clara orientação preferencial (aproximadamente E-W). Pol. //. Objetiva 10X. **(f)** Lâmina DCF-17/01. Granada poiquiloblástica euédrica com inclusões de clinozoisita e quartzo + plagioclásio. Pol. //. Objetiva 10X.50

Figura 21. Cromititos de Mumbuca: **(a)** estrutura *Schlieren* (amostra DCF-01E/02). **(b)** Termo intermediário entre as estruturas *schlieren* e lenticular (amostra DCF-01E/01). **(c)** Tipo maciço com estratificação sutil (amostra DCF-01A/01) **(d)** Tipo disseminado com estratificação (amostra DCF-01A/08).....54

Figura 22. (a) Lâmina DCF-01A/07. Cristais idiomórficos de cromita distribuídos em matriz de serpentina e clorita. Pol. X. Objetiva 10X. (b) Lâmina DCF-01E/05. Cristais lamelares de clorita com geminação polissintética na matriz dos cromititos. Pol. X. Objetiva 20X. (c) Lâmina DCF-01E/05. Cristal de rutilo com forma euédrica entre cristais idiomórficos de cromita. Pol. X. Objetiva 20X. (d) Lâmina DCF-01A/01. Cristais de cromita idiomórfica. Os cristais maiores contêm mais inclusões. Luz refletida. Objetiva 5X. (e) Lâmina DCF-01E-01. Pequenos cristais idiomórficos de cromita em zona mais maciça da amostra. Luz refletida. Objetiva 20X. (f) Lâmina DCF-01E/02. Banda com mais matriz silicática, entre duas zonas maciças com conteúdo maior de cromita. Alguns cristais de rutilo (brancos). Luz refletida. Objetiva 5X.55

Figura 23. Imagem de elétrons retroespalhados de cristais de rutilo, cercados de cromita. Espectro representativo das análises semi-quantitativas (EDS) realizadas nos pontos A, B e C, em diferentes cristais de rutilo.56

Figura 24. Imagens de elétrons retroespalhados de cristal idiomórfico poiquilítico de cromita com inclusão de mineral do grupo da platina (em destaque). Espetros das análises qualitativas (EDS) realizadas nos pontos A, B e C do mineral do grupo da platina, incluso na cromita poiquilítica idiomórfica.56

Figura 25. Cromititos de Petúnia: **(a)** Estrutura lenticular (amostra DCF-24/03). **(b)** Estrutura lenticular com faixas de cromita mais espessas (amostra DCF-24/07). **(c)** Faixas de cromita mais competentes nos cromititos com estrutura lenticular (amostra DCF-24/01). **(d)** Transição entre estruturas brechóide e lenticular (amostra DCF-24/04).....58

Figura 26. **(a)** Lâmina DCF-24/05. Matriz de talco nos cromititos de Petúnia. Pol. X. Objetiva 5X. **(b)** Lâmina DCF-24/14. Banda maciça de cromita em contato com banda com predomínio de matriz silicática. Luz refletida. Objetiva 5X.....59

Figura 27. (a) Lâmina DCF-24/15. Cristais de cromita em área maciça do cromitito. Os cristais maiores são cercados por cristais menores com aparência mais homogênea. Luz refletida. Objetiva 5X. (b) Lâmina DCF24/09. Cristais menores de cromita com aparência mais homogênea, dentro de bandas mais maciças. Luz refletida. Objetiva 20X. (c) Lâmina DCF-24/04. Cristais intersticiais de rutilo, cercados por cromita com inclusões.60

Figura 28. Tendências generalizadas e lacuna do espinélio. Os contornos encerram os percentis de 50% (linha grossa, área sombreada mais escura) e 90% (linha fina e área sombreada clara) dos dados usados por BARNES e ROEDER (2001).64

Figura 29. Cr,Al e Fe³⁺ em espinélio de rochas metaultramáficas. A: diopsídio-olivina-antigorita serpentinitos, B:tremolita-olivina-antigorita serpentinitos, C: rochas com talco-olivina e D: rochas com anfibólio pobre em Ca-olivina (EVANS e FROST, 1975)68

Figura 30. Cr, Al e Fe^{3+} em cromo-espinélios de clorita-enstatita-olivina rochas. EVANS e FROST (1975).	69
Figura 31. Diagrama de fase esquemático mostrando a razão $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Cr})$ em espinélio e clorita coexistindo com dois silicatos de Mg e fluido como uma função de temperatura. EVANS e FROST (1975).	69
Figura 32. Perfis químicos de grãos compostos de cromita (C), magnetita (M) e ferricromita (F). A– Michailidis (1995, <i>apud</i> CANDIA; GASPAR; SZABÓ, 1997, p.351). B- Hoffman e Walker (1978, <i>apud</i> CANDIA; GASPAR; SZABÓ, 1997, p.351)	70
Figura 33. Variação composicional desde cromita (pontos próximos ao vértice do Cr), passando pela ferricromita e chegando até magnetita (vértice Fe^{3+}) Michailidis (1995, <i>apud</i> CANDIA; GASPAR; SZABÓ, 1997, p. 352).	71
Figura 34. Perfis núcleo-borda para cristais maiores dos cromititos de Mumbuca. Amostra DCF-01A/01: a) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ b) $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, c) $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, d) $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, e) variação da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, f) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$; amostra DCF-01E/05: g) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, h) $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ i) $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, j) $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, k) $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, l) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$.	73
Figura 35. Perfis núcleo-borda para cristais maiores dos cromititos de Petúnia. Amostra DCF-24/03: a) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ b) $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, c) $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, d) $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, e) $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, f) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$; amostra DCF-24/14: g) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, h) $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ i) $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, j) $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, k) $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, l) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$.	74
Figura 36. Análises da cromita dos cromititos de Mumbuca e de Petúnia. a) Cátions trivalentes, b) Ti vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, c) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$, d) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, e) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, f) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$.	76
Figura 37. Elementos menores (em a.p.f.u.) nos cromititos de Mumbuca e de Petúnia. a) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn, b) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Ti, c) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Zn, d) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Si.	78
Figura 38. Elementos menores (em a.p.f.u.) nos cromititos de Mumbuca e de Petúnia. Cromititos de Mumbuca: a) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn (amostra DCF-01A/01), b) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn (amostra DCF-01E/05), c) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Ti (amostra DCF-01E/05), d) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Al (amostra DCF-01E/05); Cromititos de Petúnia: e) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn (amostra DCF-24/03), f) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Ti (amostra DCF-24/03), g) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Si (amostra 51C-47A).	79
Figura 39. Amostras DCF-24/03 e DCF-24/14 dos cromititos de Petúnia. a) cátions trivalentes, b) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ vs. TiO_2 , c) $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ vs. $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, d) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$.	81
Figura 40. a) Composição da cromita em termos de Cr_2O_3 vs. TiO_2 (% em peso; discriminação de campos segundo Ferrario e Garuti 1988 e Arai et al. (2004 <i>apud</i>	

BAUMGARTNER et al. 2013, p.484), b) Diagrama de classificação para cromitas Mg# $[(Mg/(Fe^{2+}+Mg)]$ vs. Cr# $[(Cr/(Cr+Al)]$ (discriminação de campos segundo Irvine 1967 e Leblanc e Nicolas 1992 (apud BAUMGARTNER et al. 2013, p. 484), c) Composição da cromita no diagrama Al_2O_3 vs. TiO_2 . A discriminação de campos para basaltos de dorsal meso-oceânica (MORB), basaltos de ilhas oceânicas (BIO), grandes províncias ígneas (GPI), basaltos de arco de ilha (ARC), segundo Kamenetsky *et al.* (2001 *apud* Baumgartner *et al.* 2013, p. 484).82

Figura 41. a) Cátions trivalentes, b) $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ vs. TiO_2 (% em peso) c) XFe vs. $Cr/(Cr+Al)$ d) XFe vs. $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ para as os cromititos de Mumbuca e Petúnia, mostrando os contornos de densidade para os cromititos de complexos estratiformes segundo BARNES e ROEDER (2001). A linha mais fina representa o contorno do 90° percentil e a linha mais grossa representa o contorno do 50° percentil. $XFe=[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$83

Figura 42. a) Cátions trivalentes, b) $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ vs. TiO_2 (% em peso); c) XFe vs. $Cr/(Cr+Al)$; d) XFe vs. $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ para as os cromititos de Mumbuca e Petúnia, com os contornos de densidade para os cromititos ofiolíticos segundo BARNES e ROEDER (2001). A linha mais fina representa o contorno do 90° percentil e a linha mais grossa o de 50° percentil. $XFe=[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$84

Figura 43. a) Cátions trivalentes, b) $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ vs. TiO_2 , c) XFe vs. $Cr/(Cr+Al)$ d) XFe vs. $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ para as os cromititos de Mumbuca e Petúnia, mostrando os contornos de densidade para os espinélios metamórficos segundo BARNES e ROEDER (2001). A linha mais fina representa o contorno do 90° percentil e a linha mais grossa representa o contorno do 50° percentil. $XFe=[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$85

1. INTRODUÇÃO

A cromita, e em geral todos os espinélios, são notavelmente refratários e resistentes a efeitos do metamorfismo e da alteração supérgena comparativamente a outros minerais ígneos de alta temperatura (e.g. olivina). Assim, em complexos máficos-ultramáficos submetidos a alteração hidrotermal e intemperismo, os cromititos podem representar a única rocha ultramáfica a ter preservado, pelo menos em parte, suas condições magmáticas originais.

A cromita é extremamente sensível às condições de cristalização em ambientes magmáticos. Assim, experimentos e estudos de ocorrências naturais demonstraram que a composição química da cromita acessória de rochas ígneas depende diretamente da composição dos fundidos parentais, podendo então ser usada como indicador do grau de fusão da fonte mantélica, em outras palavras representa um eficiente indicador petrogenético. Vários autores destacaram a importância do Cr-espinélio como indicador petrogenético (BARNES e ROEDER, 2001; EVANS e FROST 1975; SACK; GHIORSO 1991a e 1991b; IRVINE 1965 e 1967; MACGREGOR e SMITH 1963 *apud* IRVINE, 1967; THAYER (1946 e 1956 *apud* IRVINE, 1967, entre outros). No entanto, foi Irvine (1965) quem usou pela primeira vez o termo *indicador petrogenético* em relação à cromita, baseando-se na avaliação termodinâmica desses minerais.

A cromita é um das primeiras fases a cristalizar numa ampla gama de composições de magmas máficos e ultramáficos, porém geralmente representando um constituinte acessório (<10% em volume). Eventualmente, a cromita pode-se concentrar em altas proporções, assim rochas com mais de 45% modal de cromita serão classificadas como cromititos, que são associados a intrusões ígneas estratificadas em crosta continental tectonicamente estável e em complexos ultramáficos-máficos em cinturões orogênicos, como: ofiolitos, lherzolitos orogênicos e complexos concêntricamente zonados (tipo Ural-Alaska). De acordo com a morfologia do corpo de minério, os cromititos podem ser classificados em dois tipos: o primeiro corresponde a cromititos estratiformes, que consistem de camadas de cromita maciça alternadas com rochas ultramáficas cumuláticas na parte inferior das intrusões estratificadas continentais e sequências cumuláticas “*supra-Moho*” de ofiolitos. Os cromititos de tipo podiforme são corpos de minério lenticulares e irregulares dentro da seção do manto de ofiolitos, lherzolitos orogênicos e do núcleo dunitico dos complexos do tipo Ural-Alaska.

O corpo de cromitito denominado Mumbuca, que ocorre na faixa do mesmo nome, no domínio autóctone do Complexo Campos Gerais (CCG), e o corpo de cromitito de Petúnia,

que se apresenta nas unidades alóctones do complexo homônimo, ocorrem dentro de corpos ultramáficos em associações litológicas diferentes. As relações destes corpos com as rochas ultramáficas associadas não foram ainda identificadas, e sua origem constitui uma incógnita ainda por resolver. Como foi destacado acima, a cromita é um mineral muito suscetível às condições de cristalização em ambiente magmático, fato que faz do estudo dos cromititos uma ferramenta relevante para entender e estabelecer o ambiente tectono-magmático no qual se formaram e, portanto, identificar a origem das rochas ultramáficas às quais estão associadas, que pode ser de grande ajuda no entendimento da evolução tectônica de uma região. Assim, o presente trabalho apresenta-se como uma contribuição para o entendimento do ambiente tectono-magmático destes cromititos, situados em uma região de estruturação complexa, onde as relações tectono-estratigráficas ainda não são completamente compreendidas, que representa uma zona de transição entre o Cráton de São Francisco (Complexo Campos Gerais - CCG, Faixa Mumbuca, Domínio Autóctone) e um conjunto de terrenos e escamas de empurrão de escala crustal (representados pelo Complexo Petúnia).

2. LOCALIZAÇÃO

A área estudada localiza-se na porção sudoeste do estado de Minas Gerais (MG), a oeste da represa de Furnas, com o formato aproximado de um paralelepípedo com orientação NW-SE, entre as cidades de Alpinópolis, a norte, e de Nova Resende e Bom Jesus da Penha, a sul e sudoeste. As principais vias de acesso à área de estudo são estradas intermunicipais parcialmente pavimentadas e não-pavimentadas entre estas cidades, passando pelo Distrito de Petúnia entre Alpinópolis e Nova Resende.

3. TÉCNICAS E MÉTODOS

Pesquisa Bibliográfica

Foram realizados levantamentos bibliográficos sobre a geologia da área estudada, a química de cromo-espinélios, os ambientes geológicos de formação dos cromititos, dentre outros temas abordados no desenvolvimento do trabalho, por meio da consulta a diferentes fontes como o acervo da biblioteca IGc-USP, assim como os sistemas de busca em bases de dados que incluem SciELO, DEDALUS, *Web of Science*, *Science Direct* (base de dados das bibliotecas da Universidade Nacional da Colômbia), além de referências bibliográficas fornecidas diretamente pelo orientador desta dissertação.

Trabalhos de Campo, amostragem e confecção do esboço geológico.

Foram realizadas duas etapas de campo na área estudada (ver mapa de localização, anexo 1). A primeira delas, no mês de agosto do ano 2011, teve como objetivo reconhecer as unidades e o contexto geológico geral da área, além de localizar as ocorrências dos corpos de cromititos no Complexo Petúnia e na Faixa Mumbuca, anteriormente mencionadas por vários autores (e.g. ROIG 1993, SZABÓ 1996). Nessa etapa foram coletadas amostras da maioria dos tipos de rocha presentes na área estudada e foram reconhecidas as ocorrências dos dois corpos de cromititos, que foram amostrados, apesar da dificuldade de encontrar afloramentos *in situ* na maioria dos casos. As bases topográficas utilizadas foram as Quadrículas Topográficas de escala 1:50.000 (15' X 15') IBGE, Edição 1970, Folhas Alpinópolis (SF-23-V-B-IV-3), Fortaleza de Minas (SF-23-V-A-VI-4) e Nova Resende (SF-23-V-D-I-1). Em todos os afloramentos foi feita a descrição, registro das coordenadas UTM por aparelho GPS (Sistema de Posicionamento Global), medida de estruturas tectônicas e coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos, de microscopia eletrônica de varredura e de química mineral. No período de 4 a 8 setembro foi realizada a segunda etapa, focalizada na coleta de amostras dos dois corpos de cromitito e de outros tipos de rocha que não foram amostrados na primeira etapa. A segunda etapa do campo foi importante para tentar identificar a possível relação espacial entre os cromititos e as rochas circunvizinhas.

A confecção do esboço geológico baseou-se nos mapas geológicos de trabalhos anteriormente realizados na área pesquisada, de Roig (1993), Szabó (1996) e Filgueiras (2000), com modificações feitas por meio das informações obtidas durante as etapas de campo. As relações observadas em campo permitiram definir alguns dos contatos das

unidades litológicas tanto para a Faixa Mumbuca como para o Complexo Petúnia e tentar estabelecer a possível configuração dos cromititos dentro dos corpos metaultramáficos-metamáficos da Faixa Mumbuca e do Complexo Pétunia, e sua relação espacial com as unidades vizinhas. Para a realização do esboço geológico foi usado o software especializado em sistemas de informação geográfica (SIG), ArcGis na versão 10, disponível no Laboratório de Informática Geológica (LIG) do Instituto de Geociências (IGc) da USP. Por outro lado, o mapa de localização para os afloramentos visitados durante as fases de campo foi feito com as curvas de nível obtidas usando a ferramenta *spacial analysis tools/contourns* de ArcGis, tendo como base as imagens de relevo para a área estudada (folhas SF-23-V-A, SF-23-V-B, SF-23-V-C e SF-23-V-D), disponíveis na internet pela EMBRAPA (MIRANDA, 2005), gerando contornos a cada 100 m.

Petrografia

Foram confeccionadas 35 seções petrográficas convencionais e 13 seções delgadas polidas para caracterização com luz refletida, assim como para serem usadas na Microsonda Eletrônica para obter as análises de química mineral, principalmente nas amostras de cromitito. Adicionalmente, foram estudadas 59 lâminas disponíveis no acervo do orientador dessa dissertação.

As 35 seções petrográficas, incluindo amostras dos diferentes litotipos e amostras dos cromititos, foram caracterizadas por meio da observação das relações minerais existentes nas amostras.

As seções delgadas-polidas foram caracterizadas com luz refletida, mas também com luz transmitida, principalmente para reconhecer os minerais intersticiais entre os cristais de cromo-espinélio. Com luz refletida foram observadas as características dos minerais opacos como forma, ocorrência de inclusões, influência de cisalhamento, possível zoneamento e características texturais, associadas principalmente à distribuição espacial e variação de tamanho dos cristais. Foram determinadas as porcentagens da cromita em relação à matriz intersticial nas amostras dos dois corpos de cromititos, assim como as diferenças composicionais da matriz para os dois cromititos estudados.

Microscopia Eletrônica de Varredura

O estudo por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) ocorreu preliminarmente à realização das análises de Microsonda Eletrônica como etapa exploratória de algumas das

feições e fases minerais presentes nas amostras de cromititos, assim como em algumas amostras das rochas metaultramáficas. Também foram obtidas imagens de elétrons retroespalhados, principalmente dos cromo-espinélios. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA) do Instituto de Geociências (IGc) da USP, equipado com um microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 440I com um Espectrômetro de Energia Dispersiva de Raios X (EDS) da marca Oxford Instruments acoplado para a obtenção de análises semi-quantitativas. As seções polidas das amostras de cromititos, principalmente, e algumas rochas metaultramáficas foram recobertas com carbono através de um metalizador da marca Edwards do Laboratório de Microsonda Eletrônica (ME) do departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc. As condições de trabalho para todas as amostras se mantiveram constantes:

Tensão de aceleração (EHT): 20kV

Distância de trabalho (WD): 25 mm

Corrente de sonda (Ip): 2,5 nA

Tempo morto (*dead time*): aproximadamente 10%

A única condição de trabalho que teve que ser mudada para realizar as análises nas inclusões da cromita foi a corrente de sonda (Ip), que neste caso foi de 6,0 nA.

Química Mineral – Microsonda Eletrônica.

As análises foram concentradas nas amostras dos cromititos dos dois corpos, realizando perfis de quatro pontos nos grãos de cromita maiores desde o núcleo até a borda para observar a variação composicional dentro de cada cristal de cromo-espinélio, além da variação entre os grãos e das diferentes amostras e conjuntos de amostras. Geralmente, o diâmetro do feixe utilizado foi de 5 µm, no entanto em grãos com uma densidade muito alta de inclusões o diâmetro de 1 µm funcionou melhor. Foram feitas análises quantitativas adicionais em anfibólios de uma amostra de rocha metaultramáfica e em clorita intersticial nos cromititos. Esta etapa foi desenvolvida no laboratório de Microsonda Eletrônica (ME) do departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc, que conta com uma Microsonda Eletrônica JEOL, modelo JXA 8600, para análises quantitativas por WDS (*Wavelength Dispersive System*), com 5 canais e sistema de automação Noran, e análises semi-quantitativas e obtenção de espectros por EDS. As correções quantitativas ZAF para efeitos

de matriz (Z – número atômico, A – absorção, F – Fluorescência) foram executadas por meio do programa Flextram PRZ (Noran Instruments 1990). O erro analítico máximo estimado é de $\pm 3\%$ para os elementos maiores analisados.

Foram usadas as seções que foram metalizadas previamente para a realização da etapa exploratória no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura e outras que foram metalizadas exclusivamente para a consecução desta etapa, num total de 5 seções delgadas polidas. Dessas seções delgadas polidas, 4 correspondem a amostras de cromitito nas quais foram feitas 173 análises pontuais. Adicionalmente foram feitas 17 análises pontuais em anfibólios e cloritas da amostra de um hornblendito da Faixa Mumbuca (amostra DCF-03).

Os dados obtidos por meio desta técnica, além dos resultados de 77 análises pontuais previamente realizadas nos cromititos pelo Orientador, foram processados no *software* MINPET (Mineralogical and Petrological Data Processing System, RICHARD 1994) na versão 2.0, com ênfase nas análises dos cromititos de Mumbuca e de Petúnia que são o núcleo deste trabalho. Foram selecionados os dados com fechamento (após do cálculo de Fe^{3+} , segundo o método de Carmichael (1967)) no intervalo 98,5-101,5 para o cálculo da fórmula estrutural dos cromo-espinélios. Para as análises dos anfibólios foram selecionados os dados com fechamento entre 97,5 e 98,5. Os gráficos das relações catiônicas foram feitos também nesse *software*.

4. GEOLOGIA REGIONAL

4.1. Arcabouço Tectônico

O terreno estudado situa-se em uma região de estruturação complexa, de relações tectono-estratigráficas ainda não completamente compreendidas onde se justapõem rochas pertencentes aos seguintes terrenos:

- Embasamento aqueano/paleoproterozóico com *greenstone belts* (domínios autóctones).
- Pacotes metassedimentares alóctones em lascas tectônicas.
- Rochas de alto grau (granulitos, migmatitos, granitos), também em unidades alóctones.

A região corresponde a uma paleo-sutura de colisão continental E-W, envolvendo terrenos do cráton de São Francisco e as suas unidades sedimentares de margem passiva a W e SW, assim como um bloco cratônico (cráton do Paraná ou Paranapanema (VALERIANO *et al.*, 2004) atualmente recoberto pela Bacia do Paraná. Esses episódios de subducção e colisão foram gerados durante o fechamento do paleo-oceano Goianides, como consequência da colisão continental entre as placas São Francisco e Paranapanema, ocorrida durante o Neoproterozóico (CAMPOS NETO, 2000).

Para Morales *et al.* (1991), os terrenos correspondentes à zona de sutura Campo do Meio entre as cidades de Fortaleza de Minas e Alpinópolis, podem ser divididos no domínio alóctone, correspondente ao Grupo Araxá-Canastra e o domínio autóctone, constituído pelo Complexo Campos Gerais e a Sequência Vulcanossedimentar Morro do Ferro. O regime compressivo EW foi responsável pela implantação dos terrenos alóctones do Grupo Araxá-Canastra, empurrando-os sobre as rochas migmatíticas/"greenstone belt" (terrenos autóctones), seu embasamento e provável antepaís, o qual respondeu a estes esforços compressivos desenvolvendo zonas de cisalhamento direcionais de alto ângulo de mergulho, configurando a Zona de Cisalhamento Campo do Meio. A Zona de Cisalhamento Campo do Meio exibe uma forte deformação dúctil e dúctil/rúptil associada, que se espalha sobre os terrenos do embasamento, modificando sua estruturação mais antiga e controlando uma parte importante dos corpos da Sequência Metavulcanossedimentar Morro do Ferro. A deformação rúptil é restrita à zona central da Falha Mumbuca e o desenvolvimento destas zonas se prolongou após implantação dos terrenos alóctones, chegando a afetá-la por conta do seu movimento, cortando a superfície de cavalgamento (MORALES *et al.*, 1991).

4.2. A Faixa Brasília Meridional

A Província Tocantins é um sistema orogênico neoproterozóico localizado entre os crátons Amazônico e São Francisco, desenvolvido durante os eventos colisionais que culminaram na amalgamação do supercontinente Gondwana ao final do Neoproterozóico. A Faixa Brasília, que bordeja o Cráton de São Francisco, e as faixas Paraguaia e Araguaia que bordejam o Cráton Amazônico, compõem a Província Tocantins. Um terceiro bloco encoberto pela Bacia do Paraná, o Cráton de Paraná ou Paranapanema, poderia ter intervindo no desenvolvimento da Província Tocantins (VALERIANO *et al.*, 2004).

A Faixa Brasília é definida como um conjunto de terrenos e escamas de empurrão de escala crustal que convergiram para leste contra o Cráton de São Francisco, e é marcada por dois ramos de distinta orientação e estilos metamórfico-deformacionais contrastantes: A Faixa Brasília Setentrional (FBS), de orientação NE, e a Faixa Brasília Meridional (FBM), de orientação NW. Esses dois ramos se encontram na altura do paralelo de Brasília, configurando a Megaflexura dos Pirineus (COSTA & ANGEIRAS, 1971), marcada por lineamentos E-W, fornecendo uma pronunciada concavidade voltada para leste para a Faixa Brasília, em conformação a uma protuberância no contorno original da margem do paleocontinente São Francisco. Na área de Sintaxe dos Pirineus, são mais jovens as estruturas deformacionais presentes na FBS e se sobrepõem às estruturas relacionadas ao empilhamento de *nappes* na FBM.

Para Valeriano *et al.* (2004), a FBM tem estilo tectônico definido pelo empilhamento de extensas *nappes* de cavalgamento subhorizontais formadas principalmente por rochas da margem passiva sanfranciscana, empurradas em direção ao Cráton do São Francisco por volta de 640 Ma. Em geral, o grau metamórfico e a intensidade da deformação ligada ao cisalhamento de baixo mergulho aumentam consideravelmente, contudo não continuamente, da área cratônica, até a zona mais interna da faixa, passando pelas zonas de antepaís e externa. Nos seus estágios mais tardios, a deformação passa para um estilo dominado por dobramentos mais abertos associados a falhas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE que acabam por fragmentar a FBM em segmentos deslocados (Luminárias, Passos, Tapira, Araxá-Goiânia).

Considera-se que a porção alóctona da FBM consiste do empilhamento tectônico de vários terrenos tectono-estratigráficos limitados por importantes superfícies de cavalgamento, a maioria das quais representada majoritariamente por uma unidade litoestratigráfica metassedimentar, tais como os grupos Vazante (inferior), **Canastra**, Ibiá, Paranoá e **Araxá-Andrelândia** (superior). Descontinuidades metamórficas podem ocorrer entre terrenos

adjacentes, evidenciando que o empilhamento tectônico se deu posteriormente ao auge térmico que suas rochas vivenciaram.

São difíceis as tentativas de correlação direta entre as unidades litoestratigráficas das diferentes escamas, devido ao empilhamento tectônico, assim como a intensa deformação na FBM. Entretanto, a faciologia sedimentar e as características geoquímicas/geocronológicas apontam para um ambiente de margem passiva. Porções da bacia de fácies mais distais (talude, sopé continental e assoalho oceânico) se empilharam tectonicamente sobre as fácies de plataforma mais proximal. As escamas de empurrão (*nappes*) inferiores apresentam metamorfismo em fácies xisto verde e as superiores tendem a apresentar metamorfismo em fácies anfibolito e granulito. Os gradientes de alta pressão observados nas rochas de alto grau indicam que, em uma etapa precoce da orogênese, a margem continental sanfraciscana mais distal entrou em subdução sob a placa e/ou terrenos colidentes vindos de oeste, para logo ser exumada e empurrada sobre as escamas mais próximas ao antepaís (SIMÕES, 1995; CAMPOS NETO E CABY, 1999 a,b)

Figura 1. Localização no Brasil e no estado de Minas Gerais da área estudada, contextualizada na faixa Brasília meridional e as suas unidades litológicas. Extraído e adaptado do mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. CPRM (2003) e de Valeriano et al. (2004).

12

4.3. Descrição das Unidades Litológicas

4.3.1. Cinturão Campos Gerais/Domínio Autóctone do Complexo Campos Gerais

O Complexo Campos Gerais foi definido originalmente por Kaefer *et al.* (1979), e seu segmento setentrional, denominado Cinturão Campos Gerais por Roig (1993), representa o prolongamento do Complexo Barbacena para W e encontra-se separado do Complexo Petúnia a sul por uma zona de cisalhamento de médio ângulo. O Cinturão Campos Gerais corresponde a terrenos granito-*greenstone* tectonicamente modificados, cujas rochas ultramáficas seriam de filiação tipicamente komatiítica.

Nestes terrenos, Szabó (1996) define três faixas separadas por descontinuidades que correspondem a zonas de cisalhamento mais estreitas sobrepostas às faixas de cisalhamento mais amplas. Estas faixas são: Faixa Serra do Dondó, Faixa Córrego das Almas e Faixa Mumbuca, de norte para sul.

A Faixa Serra do Dondó caracteriza-se pela ocorrência de núcleos tonalíticos porfiríticos preservados em meio à suíte de ortognaisses cinza tonalíticos-granodioríticos cisalhados/remobilizados. Além das rochas graníticas-gnáissicas, afloram os corpos metaultramáficos que possuem texturas *spinifex*, constituídos primordialmente por variedades de clorita - Ca-anfibólio xistos, às vezes com olivina e/ou antofilita, enquanto os corpos menores, inclusos nos ortognaisses cisalhados/remobilizados, contêm rochas representadas pela paragênese característica espinélio verde-ortopiroxênio-olivina-hornblenda, com clorita e antofilita subordinadas. Estas rochas metaultramáficas são acompanhadas de formações ferríferas bandadas com magnetita, ocasionalmente com grunerita e granada-quartzo micaxistos com sillimanita e estaurolita ocasionais, além de anfibolitos. Perto da zona de cisalhamento que representa o limite entre as Faixas Serra do Dondó e Córrego das Almas, ocorrem diques anfibolíticos blasto-porfiríticos de uma mesma suíte cisalhados, lenticularizados, reorientados paralelamente à foliação milonítica, e reequilibrados em condições de fácies anfibolito; quando mais afastados da zona de cisalhamento, dentro da faixa Serra do Dondó, encontram-se sem orientação definida, até discordantes às estruturas das rochas encaixantes, sem evidencia de deformação significativa, assim como com paragêneses e texturas metamórficas incipientemente desenvolvidas sob condições de fácies xisto verde a epidoto-anfibolito.

A Faixa Córrego das Almas apresenta um componente tonalítico característico em meio a gnaisses granodioríticos cinza bandados/laminados, é magnético e petrograficamente

distinto do tonalito tipo Serra do Dondó, a norte. As ocorrências de rochas metaultramáficas são menos frequentes, sendo restritas a algumas pequenas lentes de clorita – anfibólio e talco xistos, já que uma parte importante da área desta Faixa encontra-se recoberta por solos espessos, o que explicaria a escassez de afloramentos deste tipo de rochas neste domínio. A zona de cisalhamento que corresponde ao limite entre a Faixa Córrego das Almas e a Faixa Mumbuca é marcada por alinhamentos que são mais difíceis de serem referenciados a toponímias do relevo.

A Faixa Mumbuca é composta por uma suíte de gnaisses granodioríticos a monzograníticos cisalhados/laminados, localmente com leucossomas graníticos róseos, na qual podem-se reconhecer núcleos tonalíticos antigos, menos afetados pela deformação que obedeceria a um cisalhamento mais pervasivo. As rochas ultramáficas nesta faixa apresentam-se sem feições reliquias pré-metamórficas e com paragêneses minerais com olivina e/ou ortopiroxênio, hornblenda e quantidades variáveis de espinélio verde e/ou clorita. As rochas metassedimentares associadas também estão fortemente recristalizadas, sendo as formações ferríferas representadas por ferrosilita – grunerita – granada quartzitos, e os metapelitos por granada-quartzo micaxistos com sillimanita, enquanto nos anfibolitos as paragêneses localmente desenvolvidas apresentam ortopiroxênio + clinopiroxênio. A Faixa Mumbuca mostra uma heterogeneidade importante, contendo componentes que seriam típicos do Complexo Petúnia, como o cromitito localizado na área das cabeceiras do Córrego da Mumbuca.

O domínio autóctone do Complexo Campos Gerais/Cinturão Campos Gerais foi submetido a um metamorfismo regional que atingiu o fácies anfibolito de baixa pressão, assim como um posterior retrometamorfismo para fácies xisto verde, desenvolvido em paralelo ao cisalhamento transcorrente dúctil (ROIG, 1993). Wernick *et al.* (1981) estabelecem uma idade de 2,9 Ga, através do método Rb-Sr, em neossoma dos migmatitos dos arredores de Fortaleza de Minas, representando o processo de migmatização associada a zonas de cisalhamento transcorrentes.

4.3.2. Grupo Araxá-Canastra

4.3.2.1. Unidade Araxá

A unidade Araxá, no âmbito da *Nappe* de Passos apresenta um conteúdo litológico formado por metassedimentos psamíticos a pelíticos, plataformais, neoproterozóicos em uma sucessão contínua que na base é constituída por xistos metapelíticos (quartzo xistos, quartzo micaxistos, xistos e quartzitos normalmente micáceos e xistosos) associados a

camadas de quartzito e lentes subordinadas de metacalcários, que passam transicionalmente a metassedimentos de fácies mais profundas (talude continental) representadas por xistos e paragneisses, associados localmente a finas camadas de quartzitos e metacherte. Ocorrências de “*mêlanges*” ofiolíticas comprovam a incorporação de representantes oceânicos na fase orogenética que correspondem a rochas metabásicas que ocorrem subordinadamente ao longo de toda a sequência e são interpretadas como resultantes do vulcanismo de caráter toleítico que acompanhou a deposição sedimentar, e de afinidade com derrames de platôs continentais (VALERIANO & SIMÕES, 1997), embora tenham sido reconhecidas algumas ocorrências de afinidade química semelhante a basaltos de assoalho oceânico na parte superior da sucessão estratigráfica (VALERIANO *et al.*, 2004).

As “*nappes*” dessa unidade sofreram metamorfismo de pressão média a alta, em fácies xisto verde alto (zona da biotita) e primordialmente anfibolito (zona da cianita), chegando a granulito, em um contexto de gradiente metamórfico invertido descrito por Simões (1995), onde os dados geotermobarométricos indicam temperaturas do auge do metamorfismo variando de 450 °C na base a 750 °C no topo. Gradientes de pressão foram relativamente altos (ocorrências locais de retroeclogitos) e possivelmente o estágio de alta pressão antecedeu ao auge de temperatura.

A idade do auge do metamorfismo da unidade Araxá na Nappe de Passos é de 631 ± 4 Ma, obtida por uma datação U-Pb em monazita de um corpo de granito anatóctico, contemporâneo à foliação principal subhorizontal, formado pela fusão parcial de micaxistos do topo da unidade Araxá perto de Passos (VALERIANO *et al.*, 2004).

4.3.2.2. *Unidade Canastra*

Definido inicialmente por Barbosa (1955), a unidade Canastra aflora na Sinformal de Araxá, junto com as unidades Araxá e Ibiá, e o conjunto está estruturado em três lascas tectônicas, separadas entre si por falhas de empurrão. A unidade Canastra, que compreende a lasca inferior, é uma sequência de metassedimentos representados por quartzitos e filitos, em parte carbonosos, com fácies carbonatadas subordinadas. Foi metamorfoisada em fácies xisto verde (zona da clorita até granada). Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 2,2 Ga sugerem que as rochas metassedimentares da unidade Canastra originaram-se num contexto bacinal de margem passiva, com sedimentos provenientes de fontes antigas (provavelmente do Cráton do São Francisco). Segundo Simões (1995) a unidade superior é conformada pelos quartzitos mais puros que apresentam acamamento predominantemente decimétrico, alcançando localmente dimensões métricas. Características observadas nessa unidade,

como marcas de ondas e estratificações cruzadas, tabulares a acanaladas, de pequeno porte, indicam polaridade estratigráfica normal.

A unidade Canastra está ausente na porção sul/sudoeste da unidade Araxá, aparecendo apenas ao norte e leste da *Nappe* de Araxá e na frente desta *Nappe*, onde apresenta contato tectônico com rochas do grupo Bambuí através de superfícies de cavalgamento, sendo comum a presença de lascas tectônicas do embasamento entre as duas unidades.

4.3.3. *Complexo Petúnia*

Este termo foi proposto inicialmente por Roig (1993) para separar o domínio alóctone do Complexo Campos Gerais de Kaefer (1979), uma vez que esse domínio é caracterizado por diferentes associações litológicas, condições de metamorfismo e contexto estrutural, em relação ao domínio autóctone, situado a norte, que para Roig (1993) corresponderia tectonicamente ao Cinturão Campos Gerais.

Para Roig (1993), o Complexo Petúnia pode ser subdividido em duas unidades informais, a Unidade Gnáissica e a Unidade Metassedimentar-Metaultramáfica. A primeira é caracterizada pelo predomínio de gnaisses finos, parcialmente migmatizados, que ocorrem com intercalações de quartzitos, quartzo-mica xistos, xistos pelíticos que apresentam granada e cianita, anfibolitos, assim como de granitóides. A presença de minerais como granada e cianita nos xistos, além da ocorrência de intercalações de outros metassedimentos, são feições que sugerem uma origem paraderivada para os gnaisses, sendo difícil a determinação da origem desses gnaisses perto do contato com o Cinturão Campos Gerais, a norte, devido à evidente mistura de associações litológicas como consequência do cisalhamento (ROIG, 1993). Corpos gabróicos, parcialmente anfibolitizados, são muito comuns dentro desta unidade, assim como ao longo do contato com a unidade metassedimentar-metaultramáfica.

A Unidade Metassedimentar-Metaultramáfica é composta por metapelitos com porções variáveis de granada e cianita, assim como por corpos metaultramáficos que são representados, predominantemente, por xistos à base de tremolita, clorita e antofilita, cujos protólitos correspondem a núcleos antigos, preservados da deformação, de piroxenitos, peridotitos e dunitos. Segundo Roig (1993), a ocorrência das cromitas com características podiformes, o posicionamento tectônico destas lentes ultramáficas, assim como alguns dados geoquímicos obtidos de anfibolitos intercalados nesta unidade, permitem considerá-

las como possíveis lascas de sequências ofiolíticas tectonicamente embutidas na base deste complexo.

As rochas deste complexo foram afetadas por um metamorfismo em fácies anfibolito com pressões mínimas de 7Kb, desenvolvido durante a tectônica tangencial oblíqua que colocou várias sequências supracrustais sobre o Cráton do São Francisco. Entretanto, ainda apresentam vestígios de paragêneses à base de granada e clinopiroxênio nas rochas metamáficas e de olivina e ortopiroxênio nas rochas metaultramáficas (ROIG, 1993).

4.3.4. Grupo Andrelândia

É uma unidade metassedimentar correlata à unidade Araxá, com muitas semelhanças de conteúdo litológico e zoneamento metamórfico, que é interpretada como pertencente às escamas mais basais do sistema de calvalgamentos Varginha-Guaxupé, vergente para leste durante a colisão brasileira que afetou a Faixa Brasília meridional há ca. 640 Ma. Trouw *et al.* (1984) sugerem uma possível correlação entre as porções basais do Grupo Andrelândia e o Complexo Petúnia, já que este complexo mostraria afinidades com a Faixa de Dobramentos Alto de Rio Grande.

As condições de pressão do Grupo Andrelândia são relativamente altas, associadas ao metamorfismo principal, que alcançou a fácies anfibolito e granulito com ocorrências restritas de retroeclogitos (TROUW *et al.*, 1998; CAMPOS NETO & CABY 1999; DEL LAMA, 1993); dados que sugerem que o metamorfismo principal da porção sul da Faixa Brasília, poderia estar relacionado ao processo de subducção da placa sanfranciscana sob a placa colidente encoberta pela Bacia do Paraná (Cráton do Paranapanema).

4.3.5. Complexo Varginha-Guaxupé

Esta unidade recebe vários nomes na literatura. Assim, os termos usados para essas rochas são: Maciço Guaxupé (ALMEIDA *et al.*, 1976), Complexo Varginha (CAVALCANTE *et al.*, 1979), Complexo Varginha-Guaxupé (FONSECA *et al.*, 1979), Cunha de Guaxupé (WERNICK *et al.*, 1981), Bloco São Paulo (HARALYI & HASUI, 1982), Associação Guaxupé (WERNICK & ARTUR, 1983), Nappe Socorro-Guaxupé (CAMPOS NETO & CABY, 1999), entre outros.

O Complexo corresponde a um segmento da crosta continental inferior e média que foi desenvolvido em um ambiente de arco magmático tipo-Andino, provavelmente pela subducção do segmento de crosta oceânica da placa de São Francisco (CAMPOS NETO *et*

al., 2011). Os dados geocronológicos e isotópicos fornecem uma idade entre 670 e 625 Ma para este processo (Cryogeniano tardio); $\epsilon_{Nd}(t)$ negativo confirma um ambiente de margem continental ativa (CAMPOS NETO *et al.*, 2011).

A unidade basal do complexo consiste de granada-biotita-ortopiroxênio-($\pm$ clinopiroxênio-anfibólio) granulito-gnaisses bandados, enderbíticos a charno-enderbíticos, com intercalações locais de gnaisses gabro-noríticos. Os granulitos possuem uma assinatura química cálcio-alcalina e composições intermediárias, enquanto que os granulitos máficos apresentam uma assinatura toleítica. Ortognaisses migmatíticos têm composições tonalito-granodioríticas e ocorrem em faixas descontínuas no topo da unidade granulítica. Na unidade intermediária predominam biotita e biotita-granada diatexitos graníticos rosados que derivam da fusão por quebra da biotita, de fontes metaluminosas a peraluminosas (CAMPOS NETO *et al.*, 2011). Os migmatitos estromáticos na unidade superior possuem mesossomas com assinaturas químicas e isotópicas de metagrauvacas e de metapelitos, os primeiros procedentes da denudação de arco magmático neoproterozóico (JANASI, 1999, *apud*. CAMPOS NETO, 2004).

As suítes magmáticas mais profundas são produto da fusão de granulitos; nos níveis intermediários dominam granitóides híbridos provenientes da crosta inferior e rochas básicas que apresentam assinaturas de zonas de subducção. Os batólitos configuram uma série cálcico-alcalina, composta por hornblenda-biotita quartzo monzodiorito-granodiorito-granitos porfiríticos. Os granada-biotita granitos peraluminosos, derivados da fusão por quebra da muscovita, são frequentes em corpos descontínuos, intrusivos e/ou *in situ*, no segmento superior da *nappe*.

Nesta unidade as paragêneses características da fácies granulito estão mais bem preservadas em direção a norte, o que sugere um aumento aparente das condições metamórficas nessa direção. O metamorfismo é caracterizado pelo seu gradiente metamórfico de alta temperatura e baixa pressão ($> 850^{\circ}\text{C}$ - 4,5-7 kbar), que indica alto fluxo de calor e padrão geotérmico estreito similar aos arcos modernos. Na base da *nappe*, leucossomas enderbíticos, veios de charnockitos de grão grosso e plutons de mangerito evidenciam fusão anidra, em condições de metamorfismo de granulito de alta pressão na raiz profunda do arco magmático (900°C – 12 kbar), onde as reações de decarbonatação ou pressão de CO_2 tiveram um papel importante no equilíbrio das reações e na geração de material fundido; essa fusão anidra pode refletir a convergência acrecionária. Este metamorfismo foi datado em 635-625 Ma (CAMPOS NETO, 2011), que está de acordo com idades estimadas para o magmatismo da margem continental no Arco Magmático de Goiás.

5. GEOLOGIA LOCAL

A área estudada é composta por duas faixas, o Cinturão Campos Gerais (CCG) a norte e a sul o Complexo Petúnia (CP) (ROIG, 1993). Essas duas faixas são separadas por uma zona de cisalhamento de médio ângulo com orientação aproximada noroeste-sudeste, através da qual as rochas do Complexo Petúnia cavalgam os terrenos granito-*greenstone* correspondentes ao Cinturão Campos Gerais. O CCG, assim como o CP, exhibe predomínio de gnaisses, que é mais marcado neste Cinturão, já que o CP possui uma variedade de litotipos mais ampla. A área estudada apresenta uma tendência geral de orientação noroeste-sudeste, observada nos corpos de rocha das duas faixas, assim como nos elementos estruturais, principalmente no traço das falhas Mumbuca e Bom Jesus da Penha (ver anexo 4). Esses corpos compostos por diferentes tipos de rocha são alongados e lenticularizados, feições que destacam a tendência de orientação tanto no CCG quanto no CP.

O esboço geológico (ver anexo 2) foi elaborado a partir das informações e dados obtidos em campo e da compilação do mapa de Roig (1993) para o Complexo Petúnia e dos mapas de Szabó (1996) e Filgueiras (2000) para o Complexo Campos Gerais e para a área da Faixa Mumbuca do CCG, respectivamente. Os tipos litológicos encontrados e descritos no campo coincidem bem com a distribuição das rochas nos mapas compilados, contudo em alguns casos os dados de campo permitiram refinar os contatos litológicos e consequentemente o formato dos corpos de rochas que ocorrem na área estudada e também mapear novos corpos em zonas fora dos mapas compilados. Nas zonas que não foram visitadas ou com baixa densidade de afloramentos, os contatos das rochas e os elementos estruturais foram integralmente baseados nos mapas compilados. Os afloramentos visitados dos gnaisses e das rochas metaultramáficas das Faixas Córrego das Almas e Dondó do CCG não são descritos neste capítulo, já que estão fora da área estudada.

5.1. ***Cinturão Campos Gerais/Domínio Autóctone do Complexo Campos Gerais***

5.1.1. *Faixa Mumbuca*

5.1.1.1. *Gnaisses*

Os gnaisses são as rochas predominantes na Faixa Mumbuca, no entanto os afloramentos deste tipo são restritos na área de estudo. Afloram geralmente como blocos de tamanhos variados que não ocorrem *in situ* ou, quando encontrados *in situ*, apresentam-se

intensamente afetados por processos supergênicos, especialmente quando cisalhados. O saprolito gerado a partir dessas rochas é argilo-arenoso, bege a rosado e, onde os afloramentos são escassos, a sua ocorrência pode ser um parâmetro para inferir a presença destas rochas em profundidade. Nos afloramentos *in situ* é comum encontrar intercalações de rochas metaultramáficas, assim como de metamáficas. As intercalações de rochas ultramáficas nos gnaisses são mais comuns e frequentes quanto mais perto se encontram os afloramentos do contato dos gnaisses com a unidade de rochas metaultramáficas, portanto o contato entre ditas unidades é tectonicamente intercalado. A proximidade dos gnaisses a zonas de cisalhamento e/ou falhas é diretamente relacionada à intensidade com que as feições de deformação manifestam-se nessas rochas.

Figura 3. (a) Detalhe dos gnaisses complexamente dobrados da Faixa Mumbuca. Afloramento DCF-05. (b) Dobra isoclinal em gnaisses da Faixa Mumbuca. Afloramento DCF-42.

Os biotita gnaisses são ortoderivados, geralmente cinzentos a rosados e seu protólito tem um caráter granodiorítico a granítico (SZABÓ, 1996). Na maioria dos afloramentos, os gnaisses encontram-se cisalhados, intensamente foliados, milonitizados, apresentando textura sacaróide; em alguns casos complexamente dobrados (fig. 3a), listrados, com uma forte lineação de estiramento, chegando até configurar tectonitos do tipo L e do tipo SL (fig. 4a). São comuns porfiroclastos de feldspato, localmente microclínio rosado, que podem atingir tamanho aproximado de 1-2 cm e ter finos veios de quartzo em seu interior; o quartzo também ocorre com uma forte lineação de estiramento, assim como em veios afetados pelo cisalhamento. Localmente podem ocorrer dobras intrafoliais, configurando uma reorganização da foliação original. As dobras são isoclinais (Fig. 3b) e ocasionalmente podem ocorrer em bainha, atingir uma amplitude de vários metros, apresentar ápice com perfil triangular, planos ricos em biotita, assim como foliação de plano axial com forte lineação de estiramento.

Figura 4.(a) Alternância dos gnaisses migmatíticos (tectonito SL) com as rochas metaultramáficas . Afloramento DCF-13. **(b)** Feições migmatíticas em gnaisses da Faixa Mumbuca. Afloramento DCF-42.

Os gnaisses da Faixa Mumbuca possuem feições migmatíticas/anatexíticas localmente bem desenvolvidas (SZABÓ, 1996), que podem ser mascaradas pelo cisalhamento intenso, mesmo em escala de afloramento. Esses gnaisses migmatíticos apresentam bandamento, por conta da ocorrência de leucossoma, mesossoma e melanossoma ora mais, ora menos evidentes (fig 4a e 4b). Localmente, o leucossoma pode ser rosado e conter pequenos cristais idioblásticos de granada que possuem tamanho ≤ 1 mm, contudo a granada também ocorre com um diâmetro aproximado de 1-2 mm, sempre restrita ao leucossoma. Dentro desses gnaisses podem ocorrer “*boudins*” compostos de biotita e anfibolito, configurando localmente estrutura “*schlieren*”, especialmente com predomínio da biotita.

5.1.1.2. Rochas metaultramáficas com intercalações de rochas metabásicas

As rochas metaultramáficas da Faixa Mumbuca são subordinadas em relação aos gnaisses, ocorrendo intercaladas localmente como corpos alongados, principalmente na porção oeste da Faixa Mumbuca, dentro da área de estudo. Nestes corpos, as rochas metaultramáficas são predominantes; no entanto, ocorrem intercalações que são compostas principalmente por rochas metabásicas, além de gnaisses, mais frequentes perto do contato das rochas ultramáficas com os gnaisses, e intercalações de metassedimentos em proporção menor. Como acontece em toda a área de estudo, os afloramentos das rochas metaultramáficas são escassos e, quando ocorrem, estão intemperizados, ainda mais se afetados pelo cisalhamento. O saprolito e/ou solo gerado das rochas metaultramáficas é argiloso e marrom avermelhado, feição que foi aproveitada em campo para inferir a ocorrência deste litotipo, assim como o contato entre elas e os gnaisses, pelo contraste de cor com o saprolito argilo-arenoso, bege-rosado dos gnaisses.

As rochas ultramáficas são verde-claro, em ocasiões apresentam manchas amarelas, marrons e/ou laranja que ocorrem em pontos específicos da rocha e que são derivadas da alteração de olivina e ortopiroxênio, que podem deixar cavidades (1-3 cm) com formas bem definidas quando da decomposição destes porfiroblastos (fig. 5b), gerando na rocha superfícies esburacadas, rugosas, irregulares, que são características em afloramento (fig. 5a). Localmente, podem ocorrer manchas amarelas e/ou laranja-claro relacionadas à ocorrência de cummingtonita nas rochas metaultramáficas, já que este mineral se altera facilmente, o que foi de muita ajuda para inferir a sua presença durante os trabalhos de campo. Estas rochas podem ser foliadas, bandadas ou maciças, sendo classificadas macroscopicamente como xistos e/ou fels. Em alguns afloramentos foi possível observar foliação S-C, assim como dobras isoclinais intrafoliais.

Figura 5. (a) Superfície esburacada, rugosa em rocha metaultramáfica. Afloramento DCF-04. (b) Detalhe da superfície esburacada com as cavidades deixadas pelos porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio (1-3 cm). Afloramento DCF-07.

Algumas das rochas metaultramáficas ocorrem como milonitos que apresentam foliação de cisalhamento pervasiva de alto ângulo, intensa crenulação, assim como ocorrência de dobras isoclinais que podem ser interceptadas, cortadas e deslocadas por falhas posteriores. Os porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio parecem ter cristalizado concomitantemente com o cisalhamento, nas suas etapas iniciais, quando a rocha encontrava-se em fácies anfibolito, para posteriormente tornarem-se porfiroclastos quando a rocha atingiu condições de fácies xisto verde e a deformação adquiriu caráter mais rúptil. Em alguns casos o cisalhamento é tão intenso que já não é possível observar os porfiroblastos de olivina e/ou ortopiroxênio, apagando assim a textura da rocha precursora. Desta forma, a rocha metaultramáfica pode ter sido transformada totalmente, sendo encontrada como clorita-anfibólio xisto, anfibólio-talco xisto que localmente pode apresentar

agulhas de antofilita discordantes à foliação, assim como antofilitito fibro-radiado. Nos contatos da rocha metaultramáfica com outros litotipos são comuns veios de quartzo cisalhados que frequentemente exibem dobras isoclinais intrafoliais.

Figura 6. (a) Blocos de metapiroxenito bandado com pequenas crateras nas bandas. Afloramento DCF-08A. (b) Afloramento em corte extenso na estrada Bom Jesus da Penha-Mumbuca, com rochas metaultramáficas, gnaisses e anfibolitos e intrusões graníticas (delimitadas por traço vermelho). Afloramento DCF-06.

A associação mineral destas rochas é olivina e/ou ortopiroxênio, anfibólio e quantidades variáveis de clorita e/ou espinélio, os dois primeiros principalmente como porfiroblastos. Localmente pode ocorrer antofilita e talco. Consequentemente, as rochas metaultramáficas da Faixa Mumbuca são representadas por olivina-ortopiroxênio-anfibólio xistos/fels, olivina-ortopiroxênio fels, ortopiroxênio-hornblenda xistos e anfibólio xistos, genericamente interpretados como metapiroxenitos, a maioria deles porfiroblásticos (fig. 6a). Também ocorrem hornblenda xistos, clorita-anfibólio xistos e anfibólio-talco-clorita xistos. Esses dois últimos tipos são verde-escuro, às vezes com tons cinza quando a ocorrência de clorita é relevante, fornecendo um brilho prateado e sendo ligada a reações retrógradadas.

As rochas metamáficas nesta unidade são representadas principalmente por anfibolitos e em menor proporção por metagabros. Os anfibolitos são finos, geralmente homogêneos, possuem foliação de cisalhamento, podem apresentar-se como milonitos do tipo SL, geralmente ocorrem alterados e às vezes intercalados com gnaisses e rochas metaultramáficas que, junto com os anfibolitos, são afetados por intrusões graníticas posteriores, cujas relações espaciais com as outras rochas podem ser observadas em escala de afloramento (afloramento DCF-06, fig. 6b).

5.2. Complexo Petúnia

5.2.1. Gnaisses

Os gnaisses representam as rochas predominantes no Complexo Petúnia na área estudada. Afloramentos destas rochas são escassos e, quando ocorrem, geralmente consistem de blocos com graus variáveis de alteração, a maioria não *in situ*, e quando *in situ* são poucos os afloramentos onde a rocha se encontra fresca. Os saprolitos gerados a partir destes gnaisses são rosados, brancos, cinza, até ocre quando apresentam algumas intercalações de anfibolito ou contêm anfibólio acessório. Localmente podem conter veios de quartzo ou quartzo-feldspáticos que podem estar cisalhados e orientados paralelamente ou, ocasionalmente, de maneira oblíqua à foliação.

Na maioria dos afloramentos, estas rochas ocorrem intensamente cisalhadas, finamente foliadas, lineadas, localmente configurando tectonitos L e/ou tectonitos SL quando o cisalhamento é intenso. Podem ocorrer “*ribbons*” de quartzo, que sugerem uma alta taxa de estiramento.

Composicionalmente, os gnaisses do Complexo Petúnia são representados por biotita gnaisses, anfibólio gnaisses, biotita-anfibólio gnaisses, localmente biotita gnaisses migmatíticos bandados, listrados e porfiroclásticos que possuem intercalações mais máficas, mais ricas em anfibólios, assim como “*budins*” de melanossoma. Ocasionalmente podem ser encontrados granito-gnaisses que apresentam foliação de cisalhamento, cor cinza a rosado e baixo conteúdo de biotita.

5.2.2. Hornblenda Gnaisses

Os hornblenda gnaisses ocorrem como um corpo alongado que apresenta orientação noroeste-sudeste e que se encontra a norte do corpo composto pelos (estauroлита)-cianita-granada-mica xistos e a sul de um dos corpos maiores de metagabros (ver anexo 4). Os contatos com as rochas metaultramáficas e com os gnaisses são restritos a alguns setores do corpo de hornblenda gnaisses.

Figura 7. Detalhe de uma superfície exposta do hornblenda gnaiss, Afloramento DCF-49.

Nesta unidade predominam biotita-anfibólio gnaisses e anfibólio gnaisses bandados, com cristais de anfibólio idiomórficos a hipidiomórficos (fig. 7). Perto do contato com o corpo de anfibolito os hornblenda gnaisses podem estar intercalados com granada anfibolitos maciços a milonitizados. Também são comuns intercalações de clorita-anfibólio xistos nos hornblenda gnaisses, próximo ao contato com os corpos ultramáficos.

5.2.3. Rochas metaultramáficas

As rochas metaultramáficas do Complexo Petúnia ocorrem predominantemente associadas aos estaurolita-cianita-granada micaxistos e aos quartzo micaxistos que, junto com os anfibolitos, são tipos subordinados em relação aos gnaisses predominantes no Complexo Petúnia na área estudada. Essas rochas metaultramáficas se apresentam em corpos com formas alongadas, nos quais podem ocorrer intercalações de metassedimentos (fig. 8a) representados por quartzo-mica xistos, muscovita-quartzo xistos localmente feldspáticos, quartzitos bandados com grunerita e granada (formações ferríferas bandadas – BIF - metamorfizadas), xistos quartzosos com granada e cianita (rara), assim como (estaurolita)-cianita-granada-mica xistos, cuja ocorrência é mais frequente no contato dos corpos metaultramáficos com as porções compostas predominantemente por esses xistos.

Figura 8. (a) Rocha metaultramáfica com metassedimentos intercalados. Afloramento DCF-34. **(b)** Rocha ultramáfica fibro-radiada. Afloramento DCF-53.

Com alto teor de magnésio, as rochas metaultramáficas alteradas apresentam cores marrom escuro, marrom-laranja e até preto. Seus saprolitos podem ser predominantemente castanhos a ocre, contudo, em alguns afloramentos, pode-se observar uma alternância dessas cores com branco-rosa e prateado, que correspondem a talco xisto, feição que pode ser relacionada com variações composicionais da rocha metaultramáfica em escala de afloramento. Quando as rochas metaultramáficas ocorrem inalteradas, ou com alteração fraca, possuem cor verde-claro e frequentemente exibem superfícies esburacadas e rugosas. Geralmente são foliadas, no entanto, localmente, podem ser maciças de grão médio a grosso, e até fibro-radiadas quando o conteúdo de antofilita é maior (fig. 8b).

Figura 9. (a) Dobra isoclinal em clorita-antofilita xisto. Afloramento DCF-23. **(b)** Antofilita em leque. Afloramento DCF-22.

Como ocorre amplamente na área estudada, feições de cisalhamento podem ser encontradas também nas rochas metaultramáficas do Complexo Petúnia. Assim, ocorre

alternância de rochas metaultramáficas finas cisalhadas que podem ter uma foliação sinuosa. Localmente a foliação apresenta dobras isoclinais de 1-2 m de amplitude (fig. 9a) e, quando a deformação é bastante intensa, os litotipos metaultramáficos ocorrem intensamente laminados e subverticais a verticais, deformados e com lineação evidente.

Figura 10. (a) Rocha metaultramáfica com ocorrência de veios compostos de antofilita fibrosa. Afloramento DCF-23. **(b)** Detalhe dos veios de antofilita fibrosa. Afloramento DCF-23.

As rochas que compõem a unidade metaultramáfica do Complexo Petúnia são anfibólio-clorita xisto e/ou clorita-anfibólio xisto, antofilita-clorita xisto e/ou clorita-antofilita xisto, antofilita-clorita-talco xisto comumente fibro-radiado, antofilita xisto frequentemente fibro-radiado, clorita-talco xisto, talco-anfibólio xisto, talco-antofilita xisto e talco xisto. Ocorrência das rochas com antofilita e talco em proporções variáveis é relacionada ao processo de enriquecimento em sílica, onde a atividade de SiO_2 e as condições de metamorfismo vão determinar a ocorrência de antofilita ou de talco e em última instância da talcificação pervasiva na rocha (HEMLEY *et al.*, 1977). O clorita-actinolita xisto ocorre localmente onde a talcificação foi incipiente. O anfibólio-clorita xisto com porfiroblastos de antofilita e antofilita-clorita xisto podem ocorrer com conteúdos progressivamente mais ricos em antofilita, desde antofilita subordinada, passando pela rocha com antofilita fibro-radiada (fig. 9b) até configurar antofilitito. A talcificação intensa é evidenciada sempre que talco substitui antofilita, configurando tipos litológicos como talco-anfibólio xistos, talco-antofilita xistos, antofilita-clorita-talco xistos e, em última instância, talco xistos. A presença de veios de antofilita discordantes da foliação (figs. 10a e 10b) tem a ver também com esse processo de enriquecimento em sílica das rochas metaultramáficas, onde fluidos ricos em SiO_2 tiram da rocha elementos como Ca, Na e Al e, concomitantemente, agregam sílica à rocha, em condições de atividade de sílica e temperatura no campo da antofilita (HEMLEY *et al.*,

1977). O alumínio remobilizado que sobra no processo metassomático pode reagir com as rochas ultramáficas vizinhas, gerando clorititos em veios de espessura variável.

5.2.4. Metagabros e anfibolitos

No Complexo Petúnia, os corpos de metagabros ocorrem orientados na direção noroeste-sudeste, seguindo a tendência geral do Complexo Petúnia e da Faixa Mumbuca. Os corpos destes metagabros e anfibolitos apresentam forma alongada e largura de várias centenas de metros, ocorrendo sempre em contato com gnaisses do Complexo Petúnia, sendo frequentes as intercalações destes nos corpos compostos predominantemente por metagabros e anfibolitos. Similarmente, é bastante comum a situação contrária, onde os metagabros-anfibolitos ocorrem como intercalações, leitos e “*boudins*” nos gnaisses. Os metagabros podem se encontrar em blocos que não estão *in situ*, no entanto é mais frequente serem encontrados *in situ*. A alteração destas rochas apresenta cor tipicamente ocre que também ocorre no solo e/ou saprolito gerados a partir delas.

Figura 11. (a) Granada anfibolito milonítico com foliação de cisalhamento intensa. Afloramento DCF-19. **(b)** Anfibolito com feições anatexiticas. Afloramento DCF-17.

Além dos metagabros ocorrem anfibolitos intimamente associados a eles, nas bordas dos núcleos menos modificados. Os núcleos lenticulares não possuem foliação evidente, e preservam ainda, pelo menos parcialmente, as feições ígneas, como os cristais de piroxênio prismáticos, plagioclásio em ripas e localmente apresentam pequenos cristais de granada (em menor proporção que nos metagabros mais modificados), assim como uma granulação maior comparativamente aos anfibolitos. Os anfibolitos são mais modificados, apresentando foliação de cisalhamento (fig. 11a), com grau de deformação variável e anfibólio como mineral predominante. Localmente, os anfibolitos contém granada idioblástica de tamanho variável, e quantidades importantes de escapolita. Às vezes apresentam feições

anatexíticas como veios leucocráticos de espessura variável e bolsões de granulação grossa com núcleos máficos (fig. 11b).

5.2.5. (Estaurolita)-cianita-granada-mica xistos

Essas rochas ocorrem em um corpo alongado de ampla extensão (aproximadamente 20 Km de comprimento) e formato irregular, associado aos corpos de rochas metaultramáficas, que se dispõem principalmente dentro dele. Como foi dito acima, é bastante comum encontrar intercalações dos metassedimentos representados pelos (estaurolita)-cianita-granada-mica xistos com as rochas ultramáficas perto do contato entre essas duas unidades. Estas rochas foram encontradas como blocos soltos ou *in situ* intercaladas principalmente com as rochas metaultramáficas e localmente com quartzitos, que ocasionalmente podem conter turmalina fina. Na maioria dos afloramentos a ocorrência dos xistos é evidenciada pela presença de cristais de granada e cianita com até 2-3 cm de tamanho, que se encontram soltos e espalhados pelo chão.

Figura 12. (a) Estaurolita-cianita-granada-mica xisto feldspático, com cristais de granada. Afloramento DCF-31. **(b)** Detalhe do estaurolita-cianita-granada-mica xisto feldspático, com granada e cianita. Afloramento DCF-31.

Os xistos, geralmente grano-nemato-lepidoblásticos, são compostos por quantidades variáveis de granada, cianita e estaurolita, assim como muscovita e biotita, que geralmente ocorrem juntas com conteúdos variáveis, predominando ora biotita, ora muscovita (figs. 12 a e 12b). Assim, podem ocorrer granada-cianita mica xistos e/ou cianita-granada xistos, estaurolita-cianita-granada mica xistos, estaurolita-granada xistos, entre outras variações composicionais que localmente podem ser ainda grafíticos e/ou feldspáticos.

Nestes metapelitos, granada é pré-cinemática, uma vez que ocorre envolta pela foliação e contendo inclusões cuja orientação é discordante da xistosidade dessas rochas.

Ocasionalmente, cianita pode ocorrer dobrada e estirada, enquanto estaurolita aparece com tamanho reduzido, sendo às vezes difícil reconhecê-la macroscopicamente.

A maioria destes xistos encontra-se crenulada, apresenta foliação de cisalhamento com planos sinuosos, duas foliações sobrepostas (a xistosidade original e clivagem de crenulação), assim como “*ribbons*” de quartzo. As rochas metaultramáficas intercaladas com os xistos são representadas por talco-clorita-anfibólio xistos geralmente lepidonematoblásticos e sutilmente fibro-radiados (antofilita/tremolita?).

5.2.6. Quartzo-mica xistos

Figura 13. (a) Metaconglomerado com seixos de quartzo em matriz de quartzo e muscovita. Afloramento DCF-30. **(b)** Detalhe do metaconglomerado. Observar forma arredondada dos seixos de quartzo. Afloramento DCF-30.

Esses xistos ocorrem em um corpo de vários quilômetros de comprimento que na parte sudeste da área estudada está em contato a sul com a Falha Bom Jesus da Penha. Contudo, a maioria dos corpos tem só algumas centenas de metros de extensão, formas alongadas e estreitas e ocorre como lentes dentro da unidade de gnaisses e dos (estaurolita)-cianita-granada-mica xistos. Portanto, é comum encontrar os quartzo-mica xistos intercalados com os gnaisses e, predominantemente, com os (estaurolita)-cianita-granada-mica xistos.

A variação composicional destas rochas é sempre em função do conteúdo de quartzo e muscovita. Quando os xistos possuem mais quartzo são mais consolidados, maciços e mais resistentes e apresentam um comportamento mais rúptil, enquanto os xistos mais ricos em muscovita são friáveis, mais bandados e menos resistentes, até em relação aos processos de intemperismo. Localmente podem ocorrer xistos com biotita, assim como metaconglomerados que apresentam seixos arredondados de quartzo, dispersos numa matriz composta por muscovita e quartzo (figs.13a e 13b).

Estes xistos ocorrem lenticularizados, cisalhados, milonitizados, com clivagem de crenulação, bandados, e dobrados.

5.3. Cromititos

Na área estudada ocorrem dois corpos de cromititos, associados aos corpos metaultramáficos das duas grandes faixas. Os cromititos do Cinturão Campos Gerais ou cromititos de Mumbuca ocorrem perto da Fazenda Alto do Bom Descanso, num morro com altitude de 1224 metros, no extremo leste do maior corpo metaultramáfico com intercalações de rochas metabásicas da Faixa Mumbuca, de orientação noroeste-sudeste, onde a intensa atividade agrícola impede encontrar afloramentos *in situ* dos cromititos. Geralmente estes cromititos são encontrados como blocos rolados de tamanhos variados (figs. 14a e 14b), acompanhados por blocos de rochas metaultramáficas. Também ocorrem blocos de gnaiss e quartzito com granada, todos como blocos rolados, não *in situ*, no entanto agrupados por litotipos, fato que evidencia proximidade à área de ocorrência.

Os cromititos de Mumbuca ocorrem associados principalmente às rochas metaultramáficas, predominantes no corpo que os contém. Assim, são frequentes os hornblenditos, interpretados como equivalentes metamórficos dos piroxenitos, enstatita-clorita-olivina-anfibólio fels/xistos e, em menor proporção, anfibolitos, que representam as intercalações de rochas metamáficas dentro do corpo ultramáfico. Também ocorrem subordinadamente rochas metassedimentares como granada quartzitos, granada-muscovita quartzito xistos e muscovita-cianita-granada-clorita quartzito xistos, sendo o primeiro litotipo possivelmente equivalente metamórfico de BIF's.

Figura 14. (a) Bloco arredondado de cromitito não *in situ*. Afloramento DCF-01. **(b)** Fragmentos de cromitito obtidos de um bloco não *in situ*. Afloramento DCF-01.

Os cromititos de Mumbuca variam de maciços a bandados, foliados, laminados, são intercalados às rochas metaultramáficas bandadas, e possuem proporções variáveis de matriz silicática. Cromititos maciços são notavelmente finos e têm poucos silicatos intersticiais. Nos cromititos que possuem mais matriz silicática, o bandamento, foliação e/ou laminação são destacados por conta da alteração da matriz, ressaltando formas e detalhes das bandas compostas por cromita.

O corpo de cromitito do Complexo Petúnia ocorre na Fazenda Catalão, onde é difícil encontrar afloramentos por conta dos extensos cafezais e da grande espessura dos solos nessa área. No entanto, foi possível encontrar alguns blocos de 5 a 30 cm espalhados nos cafezais, cinza escuro a pretos, com superfície relativamente lisa por conta da alteração a limonita, angulosos a sub-arredondados, que apresentam vários tipos de estruturas de cromita, tais como maciça, bandada com leitos silicáticos e/ou com “manchas” de silicato. Devido à impossibilidade de encontrar as rochas *in situ* na área da Fazenda Catalão, por causa das razões acima expostas, não foi possível observar a relação entre as rochas ultramáficas e os cromititos. Os blocos amostrados foram encontrados principalmente nas proximidades de trincheras feitas por empresas de mineração durante fases exploratórias na área várias décadas atrás.

A associação dos cromititos de Petúnia com outras rochas é mais variada, graças à maior diversidade de litotipos no Complexo Petúnia. É possível encontrar antofilita-clotita xistos, xistos ultramáficos bandados (>>tremolita) ou clorita-antofilita xistos com tremolita, tremolita fels/xistos, clorita tremolita xistos, que seriam litotipos equivalentes aos metapiroxenitos, assim como possíveis metadunitos, representados pela associação antofilita xistos / talco antofilita xistos. Adicionalmente, podem ocorrer gnaisses, em menor proporção metagabros e/ou anfíbolitos, assim como rochas metassedimentares representadas por quartzo-mica xistos e estauroлита-cianita-granada-mica xistos.

Como observado também nos cromititos de Mumbuca, os blocos rolados dos cromititos de Petúnia apresentam estruturas variadas, predominantemente lenticulares, mas também bandadas, foliadas, brechóides com porções variáveis de matriz silicática, porém com um predomínio maior de zonas maciças comparativamente com os cromititos de Mumbuca. A matriz silicática apresenta graus variáveis de alteração meteórica, destacando melhor as bandas e/ou lentes compostas por cromita quanto mais intenso for o processo de intemperismo.

Apesar da impossibilidade de encontrar afloramentos *in situ* e, portanto, de observar as características na escala de afloramento e a relação espacial entre as zonas mais maciças

e as mais silicáticas dos dois cromititos, foi possível inferir que eles originalmente consistiam numa alternância de camadas e/ou lentes do tipo maciço (cromita >70% do volume do cromitito, HOCK & FRIEDRICH 1985) com outras do tipo disseminado (cromita entre 10 e 70%, HOCK & FRIEDRICH 1985; ROIG 1993), e que posteriormente foram afetados por processos deformacionais que alteraram as feições magmáticas, gerando tipos como lenticular, *schlieren*, antinodular ou brechóide e, às vezes, intermediários entre esses quatro tipos. Mesmo nessas camadas/lentes maciças e disseminadas de espessura variável ocorrem pequenas variações na concentração de cromita, assim as camadas e/ou lentes de cromitito maciço apresentam finos filetes silicáticos e nas camadas e/ou lentes disseminadas ocorrem finos filetes compostos de cromita. As estruturas predominantes para cada um dos dois cromititos serão descritas em mais detalhe no capítulo 6 - Petrografia.

Como será apresentado mais detalhadamente no capítulo 6 - Petrografia, existem diferenças composicionais entre os cromititos de Mumbuca e os de Petúnia em relação à composição da matriz silicática intersticial. Os cromititos de Mumbuca possuem matriz intersticial composta por clorita, às vezes clorita e serpentina subordinada, enquanto os cromititos de Petúnia possuem predominantemente talco nos interstícios entre os cristais de cromita, localmente algo de serpentina e/ou clorita.

6. PETROGRAFIA

6.1. *Cinturão Campos Gerais/Domínio Autóctone do Complexo Campos Gerais*

6.1.1. *Faixa Mumbuca*

6.1.1.1. *Gnaisses*

Como foi descrito no capítulo 5 - Geologia Local, os gnaisses da Faixa Mumbuca variam gradualmente desde migmatíticos até fortemente afetados pelo cisalhamento, representados por milonitos e ultramilonitos, sempre porfiroclásticos, nos quais as feições migmatíticas podem estar obliteradas pela deformação. Os gnaisses são compostos principalmente por quartzo, plagioclásio (albita a oligoclásio?) e feldspato potássico e, em menor proporção, por muscovita, biotita e alanita, assim como minerais secundários como clorita, carbonato e epidoto. Muscovita, junto com biotita (subordinada), assim como os agregados de quartzo orientados e alongados e o feldspato deformado definem a foliação.

Como o grau de deformação é variável nesses gnaisses, o quartzo pode ocorrer fitado, com contatos suturados e extinção fortemente ondulante. O feldspato potássico (quando não porfiroclasto) também pode ocorrer com contatos suturados e extinção fortemente ondulante. Entretanto, o feldspato potássico e o plagioclásio ocorrem na forma de porfiroclastos xenomórficos a hipidiomórficos que exibem contornos arredondados. Assim, os porfiroclastos de plagioclásio exibem predominantemente geminação da Albita (fig. 16a), enquanto os porfiroclastos de feldspato potássico podem exibir geminação em grade, geminação Carlsbad ou não apresentar geminação e, em alguns casos, apresentar lamelas de exsolução (pertita). Nos ultramilonitos é difícil observar a geminação do plagioclásio, principalmente nos cristais menores deste mineral, alguns dos quais apresentam pequenos cristais de apatita inclusos.

Muscovita é a mica mais abundante nos gnaisses afetados pelo cisalhamento e ocorre nas bordas dos porfiroclastos, localmente junto com algumas palhetas de biotita. Além disso, nos ultramilonitos, epidoto ocorre junto à biotita em cristais muito finos (fig. 16b), concentrando-se em determinadas áreas da rocha.

6.1.1.2. *Rochas metaultramáficas*

Ocorrem dois tipos de rochas metaultramáficas: hornblenditos e enstatita -clorita-olivina-anfibolito fels/xistos. Os hornblenditos são compostos principalmente por hornblenda magnesiânica e cummingtonita subordinada, anfibólitos que eventualmente ocorrem juntos dentro de um mesmo cristal, exibindo relações que serão descritas em mais detalhe mais

adiante. Em alguns hornblenditos ocorrem “bandas” sinuosas nas quais os anfibólios apresentam tamanho reduzido e composição de cummingtonita (figs. 16e e 16f), assim como substituição por clorita. Os minerais secundários, como clorita e clinozoisita, podem ser restritos a situações específicas na rocha (e.g. ocorrência de clinozoisita em fraturas dos hornblenditos).

Os enstatita-clorita-olivina-anfibolio fels/xistos são composto por olivina, ortopiroxênio e clorita, além de anfibólios (principalmente hornblenda magnésiana), talco substituindo seletivamente o ortopiroxênio e incipientemente a hornblenda, assim como serpentina, produto da substituição da olivina e em menor grau da antofilita. Assim como mencionado no capítulo 5 - Geologia Local, olivina e ortopiroxênio apresentam-se principalmente como porfiroblastos, fato conferido durante a caracterização microscópica dos enstatita -clorita-olivina-anfibolio fels/xistos, como será destacado mais adiante. Por outro lado, os cristais aciculares de antofilita, que foram identificados em amostra de mão, quando observados em seção petrográfica, ocorrem sobrepostos aos outros minerais da assembleia, sugerindo crescimento tardio e desorganizado, predominantemente nas amostras com uma proporção maior de olivina e ortopiroxênio.

a) Hornblenditos

Os hornblenditos podem ter um bandamento que possivelmente é herança do protólito ígneo, relacionado à existência de bandas alternadamente mais cálcicas e mais magnesianas. A alternância de bandas verde mais claras com verde mais escuras é configurada pela existência de leitos com uma proporção maior de cummingtonita e granulação mais fina, que contrastam com leitos compostas predominantemente por hornblenda em cristais de maior tamanho. Outros hornblenditos ocorrem foliados, apresentando porções finas e irregulares, incolores ou verde claras, que como será explicado mais adiante, correspondem a “bandas” compostas predominantemente por cummingtonita extremamente fina, além de clorita intersticial.

Hornblenda nos hornblenditos é incolor a verde claro e não apresenta pleocroísmo ou exibe um pleocroísmo fraco, características que são relacionadas com o seu alto conteúdo de Mg (fig.15). Cummingtonita é subordinada à hornblenda e ocorre em cristais não pleocróicos, com birrefringência bastante forte e ocasionalmente pode exibir a característica geminação polissintética. Existem dois padrões de relação entre esses anfibólios, quando eles ocorrem no mesmo cristal: o primeiro consiste na ocorrência de cristais de hornblenda com lamelas de exsolução de cummingtonita e/ou cristais de cummingtonita com lamelas de exsolução de hornblenda (fig. 16c), sugerindo uma solução sólida entre esses dois anfibólios a altas

temperaturas. O segundo padrão é representado pela ocorrência de cristais onde o núcleo é composto por hornblenda e a borda do grão por cummingtonita, onde a metade do grão é hornblenda e a outra é cummingtonita, ou onde ocorrem “manchas” de cummingtonita dentro de grãos predominantemente compostos por hornblenda. Neste tipo de situação entre os dois anfibólios, os contatos sempre são arredondados ou irregulares, o que sugere um desequilíbrio termodinâmico entre hornblenda e cummingtonita (fig. 16d). Schumacher (2007) considera que a explicação consistente para essas texturas de desequilíbrio entre dois anfibólios é a persistência metaestável de um anfibólio, formado anteriormente, em condições sob as quais um anfibólio novo e diferente é formado. Assim, dependendo da reação, das novas condições e da taxa de resfriamento, uma ampla variedade de texturas poderiam ser geradas. Sabendo isto, uma hipótese que contempla a passagem de fluidos concomitantemente ao cisalhamento poderia explicar esta relação metaestável entre hornblenda e cummingtonita em alguns hornblenditos, combinando os seguintes aspectos: 1) Presença de grãos que exibem texturas de desequilíbrio entre hornblenda e cummingtonita e, 2) Ocorrência de cummingtonita muito fina em bandas (Fig. 15). As bandas compostas por cummingtonita fina e clorita intersticial (figs. 15, 16e e 16f) representariam canais por onde o cisalhamento promoveu a passagem de fluido e, conseqüentemente, uma maior intensidade da interação fluido-rocha. Este fluido pode ter adicionado Al e ter tirado progressivamente Ca do hornblendito, gerando as condições para a formação de cummingtonita, nas quais hornblenda é metaestável. A hornblenda seria usada como substrato para a nucleação da cummingtonita, conforme sugerido pela ocorrência de cristais contínuos compostos pelos dois anfibólios, exibindo texturas de desequilíbrio. A efetividade da reação entre a hornblenda e o fluido é maior nos cristais menores e, conseqüentemente, nas áreas onde o cisalhamento é concentrado. Onde as bandas apresentam uma concentração maior de clorita o processo de adição de Al e extração de Ca foi mais intenso, sendo localizado e incipiente em outros domínios texturais. Foram feitas análises de microsonda eletrônica para conferir a composição da cummingtonita fina nessas bandas, assim como da hornblenda mais grossa, e os resultados estão representados nos diagramas da figura 15.

Contudo, em alguns hornblenditos é possível encontrar alguns cristais de hornblenda com finas lamelas oblíquas ($10\bar{1}$) compostas por cummingtonita, assim como lamelas de hornblenda em cristais de cummingtonita, que configuram uma textura de equilíbrio, como ocorre na lâmina DCF-44, situação esta mais frequente nas rochas metaultramáficas da Faixa Serra do Dondó (DCF-29/02). Essas rochas apresentam predomínio de anfibólio de tamanho médio, comumente com textura granoblástica a granonematoblástica,

predominantemente hornblenda verde-oliva a verde-escuro, pleocróica e com birrefringência moderada, assim como cummingtonita incolor, não pleocroica, e com uma birrefringência mais forte, mas também ocorrem cristais mistos, compostos pelos dois anfibólios (fig. 16c). Nestas rochas ocorre exsolução entre cummingtonita e hornblenda, com cristais de hornblenda com lamelas de cummingtonita e de cummingtonita com lamelas de hornblenda (fig. 16c), com contatos definidos e regulares entre os dois anfibólios dentro de um mesmo cristal, sugerindo o reequilíbrio *solvus* entre estes anfibólios, como é explicado por Schumacher (2007). Estas amostras exibem o bandamento interpretado como relíquia do protólito ígneo, que foi explicado em mais detalhe acima.

Figura 15. Classificação dos anfibólios da lâmina DCF-03. Cristais finos em bandas :losangos azul-claro, anfibólios verdes pleocróicos, com granulação maior: triângulos verdes. **a.** Classificação de anfibólios nos 5 tipos gerais. **b.** Classificação para anfibólios monoclinicos de Mg-Fe-Mn-Li, com $B(Mg, Fe^{2+}, Mg^{2+}, Li) \geq 1,50$ empobrecidos em Li. **c.** Classificação para anfibólios cálcicos com $Ca_A > 0,50$ e $(Ca_B \geq 1,50; (Na+K)_A < 0,50)$. (HAWTHORNE & OBERTI, 2007).

No conjunto de amostras DCF-08A podem ser observados núcleos de clinopiroxênio (augita) em hornblenda, feição relacionada à substituição da augita por hornblenda magnesiânica, que sugere condições de fácies anfibolito, após o que só restaram alguns resquícios deste clinopiroxênio dentro dos cristais majoritariamente de hornblenda magnesiânica. Na lâmina DCF-08A/02 os resquícios do piroxênio são maiores, porém estão fortemente alterados, como também foi observado na lâmina DCF-08A/01.

b) Enstatita -clorita-olivina-hornblenda fels/xistos.

Essas rochas podem ou não apresentar uma orientação, relacionada principalmente ao predomínio de anfibólios, em especial hornblenda magnesiana, que ocorre em proporções mais altas em algumas amostras deste litotipo. Eventualmente, as amostras com predomínio de olivina podem apresentar uma leve orientação, que pode estar relacionada à distribuição espacial dos grandes cristais desse mineral em relação aos porfiroblastos de ortopiroxênio.

Existem duas variedades deste litotipo, definidos em função de variações composicionais. A primeira variedade é composta principalmente por olivina, clorita e ortopiroxênio, com anfibólios subordinados e sobrepostos, de forma desorganizada, aos demais minerais da assembleia. A segunda variedade apresenta predomínio de hornblenda magnesiana e subordinadamente porfiroclastos de ortopiroxênio e olivina. Na primeira variedade a olivina, em grandes cristais, junto com clorita, constitui remanescentes da paragênese mais antiga, sobre a qual ocorre o crescimento desordenado de cristais de anfibólio, que configura uma textura fibro-radiada, representando a paragênese mais recente. O ortopiroxênio é enstatita, que ocorre subordinada à olivina, e pode apresentar tamanho aproximadamente equivalente ao da olivina. Talco é ligado predominantemente à substituição do ortopiroxênio, inicialmente nas bordas e fraturas dos seus cristais. Olivina encontra-se serpentinizada com intensidade variável, principalmente através das suas típicas fraturas irregulares, nas quais ocorre uma concentração de minerais opacos (fig. 17b), provavelmente magnetita gerada pelo processo de serpentinização. A intensidade da serpentinização é bastante variável dentro de uma mesma amostra, com zonas onde a olivina ocorre total ou fortemente serpentinizada e outras onde serpentina é restrita às fraturas. Olivina pode conter inclusões de anfibólio e principalmente de clorita (fig. 17c), que sugerem uma paragênese metamórfica ainda mais antiga, composta predominantemente por esses dois minerais (fig. 18).

Figura 16. (a) Lâmina DCF-43. Porfiroclastos de plagioclásio com geminação da Albita nos gnaisses miloníticos. Pol. X. Objetiva 5X. (b) Lâmina DCF-39/01. Leito de epidoto com biotita fina em gnaisses milonitizados. Pol. //. Objetiva 10 X. (c) Lâmina DCF-29/02. Cristal composto metade por hornblenda com lamelas de exsolução de cummingtonita e metade por cummingtonita com lamelas de hornblenda. O contato entre os dois minerais é reto e bem definido. Pol. //. Objetiva 10X. (d) Lâmina DCF-01A/05. Cristais de anfibólio com núcleos compostos por hornblenda e bordas por cummingtonita. Contato entre hornblenda e cummingtonita irregular a arredondado. Pol. //. Objetiva 10X. (e) Lâmina DCF-01A/05. Rocha metaultramáfica da Faixa Mumbuca com bandas compostas por finos cristais de cummingtonita + clorita e outras com granulometria maior e cor verde, compostas por hornblenda fina. Pol. //. Objetiva 5X. (f) Lâmina DCF-03. Bandas de cummingtonita mais fina com porções de hornblenda magnesiânica em cristais com um tamanho maior em volta. Pol. X. Objetiva 5X.

Figura 17. (a) Lâmina DCF-08A/01. Cristal de hornblenda grande com augita xenomórfica inclusa. Pol. X. Objetiva 5X. (b) Lâmina DCF08B/02. Cristal de olivina com magnetita e espinélio nas fraturas e antofilita acicular sem orientação preferencial sobreposta. Pol. //. Objetiva 5X. (c) Lâmina DCF-37/01. Inclusões de hornblenda magnesiânica e minerais opacos em porfiroblasto de olivina. Pol. X. Objetiva 5X. (d) Lâmina DCF-37/01. Clorita, anfibólio e minerais opacos incluídos em porfiroblasto de ortopiroxênio. Pol. X. Objetiva 10X (e) Lâmina DCF-37/02. Pseudomorfo de ortopiroxênio substituído por talco. Pol. X. Objetiva 5X.

A relação textural entre olivina e clorita sugere a geração de olivina e ortopiroxênio pela quebra da clorita durante o metamorfismo progressivo (JENKINS e CHERNOSKY, 1986; KORIKOVSKY *et al.*, 1998), provavelmente no pico metamórfico que essas rochas atingiram, segundo a reação:

(Eq. VI.1)

Não foi possível encontrar espinélio verde (de Mg-Al) nas seções petrográficas das amostras coletadas neste trabalho, contudo em amostras metaultramáficas coletadas anteriormente para o trabalho de Szabó (1996) na área da Faixa Mumbuca, foi reconhecido espinélio verde junto com olivina e enstatita, assim como localmente coexistindo com clorita que não foi integralmente consumida. O espinélio verde pode ter sido substituído por magnetita durante o reequilíbrio dessas rochas em condições metamórficas de grau menor, representadas pelas paragêneses mostradas na figura 18 abaixo.

O caráter polimetamórfico e a intensa e sucessiva reorganização destas rochas não permite determinar com exatidão a composição da rocha ultramáfica correspondente ao seu protólito, porém as assembleias minerais sugerem que o protólito ígneo devia ter alto conteúdo de olivina. Anfibólios parecem ser tardios, pois ocorrem cortando os cristais de olivina e as inclusões de clorita dentro deles, sem nenhuma orientação preferencial (fig 17b). Antofilita apresenta bordas compostas por cummingtonita e serpentinização incipiente pelos planos de clivagem e fraturas, feição que não ocorre nos cristais de hornblenda magnesiânica. Alguns cristais de hornblenda magnesiânica estão cercados por antofilita ou, às vezes, apresentam borda composta por este ortoanfíblio, feição que sugere a substituição da hornblenda magnesiânica por antofilita.

A segunda variedade de enstatita -clorita-olivina-hornblenda fels/xistos apresenta um teor relativamente mais baixo de olivina, cujos cristais anedrais a subeudrais, parcialmente serpentinizados, ocorrem com tamanho menor, comparativamente aos da primeira variedade, e são subordinados à hornblenda magnesiânica. O conteúdo de hornblenda magnesiânica é mais alto em relação à primeira variedade. Ortopiroxênio corresponde a enstatita e ocorre em grandes cristais prismáticos com delgadas lamelas de deformação, que dão a falsa aparência de lamelas de exsolução (SZABÓ 1996). Alguns cristais prismáticos de antofilita ocorrem cortando principalmente hornblenda, mas também olivina e ortopiroxênio. Clorita, ausente na amostra DCF-37/02, geralmente ocorre inclusa na

enstatita, como também ocorre com o anfibólio, que pode ser encontrado em cristais idiomórficos dentro do ortopiroxênio. Localmente o processo de talcificação é bastante forte, com pseudomorfos de ortopiroxênio inteiramente constituídos por talco (fig. 17e), às vezes por uma mistura de serpentina e talco, já que a composição deste ortopiroxênio é mais favorável para o desenvolvimento da talcificação (HEMLEY *et al.*, 1977). A substituição dos anfibólios por talco é incipiente. Das duas gerações de clorita mencionadas acima, a primeira e mais antiga corresponde à clorita inclusa em ortopiroxênio e olivina enquanto a segunda, em cristais maiores na matriz, apresenta feições texturais que sugerem substituição de outros minerais. Também ocorrem duas gerações de anfibólio: uma corresponde ao anfibólio incluído na olivina e ortopiroxênio e a outra é representada pelos anfibólios com textura fibro-radiada. De acordo com o diagrama da figura 18, a paragênese mais antiga para este litotipo, composta por clorita e anfibólio cálcico, é registrada na rocha como inclusões desses dois minerais em olivina e ortopiroxênio. Através da quebra da clorita (Eq. VI.1), tal paragênese foi substituída pela associação mineral ortopiroxênio-olivina-hornblenda ($\pm$ espinélio), que representaria o pico metamórfico que estas rochas atingiram, a partir da qual se originou a paragênese antofilita-clorita-hornblenda, que representa condições em fácies anfibolito com influência de metassomatismo, posteriormente substituída seletivamente ou com intensidade variável por serpentina e/ou talco em condições de fácies xisto, acompanhando o metassomatismo tardio. As paragêneses de grau mais baixo, associadas a metassomatismo, em alguns casos instalaram-se diretamente sobre a paragênese que representa o pico metamórfico (fig.18).

Figura 18. Sequência de paragêneses metamórficas para os enstatita-anfibolito-clorita-olivina fels/xistos. Chl=clorita; Ca-anf= anfibólio cálcico; opx=ortopiroxênio; ol=olivina; hbl=hornblenda; spl=espinélio; ath=antofilita; srp=serpentina; tlc=talco, c/metass.= com metassomatismo.

Interpretado desta maneira, as rochas metaultramáficas atingiram condições de fácies anfibolito superior no pico do metamorfismo. Szabó (1996) determinou que a paragênese que indica as condições de mais alto grau para a Suite Metaultramáfica na área estudada é

ortopiroxênio - hornblenda magnesiana - olivina - Mg-espinélio, que junto com as paragêneses das rochas anfíbolíticas e metassedimentares associadas apontam condições de fácies anfíbolito superior transicional para fácies granulito (fig. 18).

6.1.1.3. *Rochas metamáficas*

Consistem predominantemente de anfíbolitos, que apresentam diferentes graus de deformação. Também ocorre metamelagabro, que pode representar composição intermediária entre as rochas ultramáficas e as máficas representadas pelos anfíbolitos, dentro de um corpo máfico-ultramáfico. Os anfíbolitos possuem hornblenda com pleocroísmo evidente de verde amarelado a verde oliva e birrefringência moderada, feições que a diferenciam da hornblenda das rochas ultramáficas. Plagioclásio encontra-se saussuritizado em grau variável, porém na maioria dos casos o processo é bastante forte e encontra-se associado ao metamorfismo e à passagem de fluidos. Plagioclásio apresenta núcleos mais antigos cercados por bordas recristalizadas que tem uma composição mais albitica, enquanto o núcleo, mais saussuritizado, sugere composição mais cálcica. Biotita ocorre localmente em proporção baixa, na forma de pequenos cristais com pleocroísmo forte e birrefringência bastante forte. Clorita é mais frequente nesse conjunto de amostras, onde geralmente ocorre nas bordas dos cristais de hornblenda, exibindo cores de interferência cinza-azulado ou “azul Berlim” que sugerem que é uma pennina. Em algumas zonas é possível observar que pennina está passando para clinocloro ou clinocloro para pennina, fato bastante comum nestes anfíbolitos. Clinozoisita ocorre amplamente nestas rochas, apresentando duas gerações: a primeira associada ao processo de saussuritização do plagioclásio e a segunda em veios, bastante comum nas amostras observadas (fig. 19a). Clinozoisita é produto característico na deformação de rochas com alto teor de anfíbólio (KERR, 1977), e ocorre em cristais prismáticos com birrefringência de cores cinza azulado anômalo a amarelo esverdeado da primeira ordem. Titanita ocorre associada comumente com os minerais opacos (fig. 19b), envolvendo-os, o que sugere uma composição de ilmenita para o opaco e sua substituição por titanita especialmente nas áreas onde se encontrava em contato com cristais de hornblenda e/ou plagioclásio. Carbonato é um mineral secundário subordinado e ocorre principalmente em contato com a hornblenda, intersticial entre os cristais deste anfíbólio, fato que pode sugerir que é derivado a partir dele.

Algumas amostras encontram-se fortemente afetadas pela deformação, apresentando intensa foliação S-C, com micro-planos de falha onde ocorrem minerais finos e quebrados, principalmente do grupo do epidoto e quartzo. De maneira geral, os cristais nesta amostra ocorrem fortemente alongados, orientados, e frequentemente sofrem cominuição em

resposta ao cisalhamento concomitantemente com o metamorfismo. Essas rochas podem ser definidas como anfibolitos milonitizados.

O metamelagabro é composto por hornblenda, clinopiroxênio e plagioclásio e clinozoisita secundária em menor proporção. Hornblenda exibe pleocroísmo de verde claro a verde oliva, relevo moderado e birrefringência média. Clinopiroxênio é augita poiquilítica (fig. 19c) que apresenta “inclusões” de anfibólio, plagioclásio e, em menor proporção, titanita, além de bordas compostas por anfibólio, que sugere sua substituição pela hornblenda. A substituição da augita pelo anfibólio não é restrita às bordas dos cristais, ocorrendo em várias direções, preferencialmente através das fraturas e clivagem; assim, o anfibólio ocorre como se estivesse incluso. O que sobrou do plagioclásio original ocorre principalmente intercrescido com epidoto em agregados poiquiloblásticos (fig. 19d). Alguns cristais de plagioclásio apresentam saussuritização, talvez ligado com passagem de fluidos. O pico metamórfico para esta rocha corresponde à fácies anfibolito superior, representado pela ocorrência de clinopiroxênio, com reequilíbrio posterior em fácies anfibolito de temperatura mais baixa, passando progressivamente para fácies xisto verde, indicando uma história metamórfica complexa para esses metamelagabros.

As rochas metamáficas da Faixa Mumbuca exibem características que sugerem que elas inicialmente atingiram condições de fácies anfibolito, com reequilíbrio posterior em condições de fácies epidoto anfibolito e/ou fácies xisto verde concomitantemente com o cisalhamento inicialmente dúctil e progressivamente de caráter mais rúptil.

6.1.1.4. Granada quartzito, granada muscovita-quartzo xistos e muscovita-cianita-granada-clorita quartzo xistos.

Os granada quartzitos ocorrem perto do corpo de cromitito de Mumbuca e são interpretados como fragmentos de BIF's que foram metamorfizados e posteriormente deformados e segmentados. Compostos principalmente por quartzo, possuem também quantidades importantes de granada, ocasionalmente muscovita, anfibólio, turmalina, rutilo e clorita. O quartzo tem extinção fortemente ondulante, ocorre em cristais menores em relação à granada, e possui contatos suturados. Granada é poiquiloblástica, apresentando quartzo e mica inclusos, geralmente idiomórfica a subidiomórfica e se encontra bastante alterada para hidróxidos de ferro preferencialmente pelas fraturas e bordas. Muscovita ocorre localmente orientada e dobrada, conferindo foliação à rocha. Apresenta extinção fortemente ondulante. Localmente pode ocorrer hornblenda pleocróica com birrefringência moderada. Turmalina é mineral acessório que pode ocorrer localmente com um teor um pouco maior. A ocorrência

do rutilo é restrita, exibindo formas idiomórficas a subidiomórficas, assim como birrefringência extrema que geralmente é mascarada pela sua cor castanho-avermelhada. Além do rutilo, localmente pode ocorrer clorita que comumente encontra-se muito alterada.

Figura 19. (a) Lâmina DCF-08C/01. Anfibolitos da Faixa Mumbuca intensamente tectonizados com veios de clinozoisita. Pol. X. Objetiva 5X. (b) Lâmina DCF-01D/01. Ilmenita envolta por titanita em rocha metabásica da Faixa Mumbuca. Pol. //. Objetiva 20X. (c) Lâmina DCF-08B/03. Cristais poiquilíticos de augita com inclusões de hornblenda. Cristais de hornblenda (verde a verde acastanhados) ao redor dos poiquiloblastos de clinopiroxênio em metamelagabro da Faixa Mumbuca. Pol. //. Objetiva 5X. (d) Lâmina DCF-08B/03. Plagioclásio com epidoto em anfibolitos da Faixa Mumbuca. Pol. X. Objetiva 10 X. (e) Lâmina DCF-08B/03. Cristal idiomórfico de hornblenda incluído em clinopiroxênio. Pol. X. Objetiva 20X. (f) Lâmina DCF-06. Cristais alongados e deformados de cianita substituídos por mica branca. Pol. X. Objetiva 5X.

Ocorrem também outras rochas metassedimentares perto do corpo de cromitito da Faixa Mumbuca. Os muscovita-cianita-granada-clorita xistos exibem características de deformação tanto dúcteis como um componente mais rúptil. A deformação de caráter dúctil é responsável pela configuração dos minerais na rocha, que ocorrem alongados, dobrados (micas), bastante orientados e com extinção ondulante. Granada ocorre em cristais geralmente idiomórficos, porém alongados, muscovita e clorita foram reorientadas durante o cisalhamento em condições mais dúcteis, dobradas e apresentam extinção fortemente ondulante, enquanto cianita ocorre deformada e com extinção fortemente ondulante. A deformação rúptil é caracterizada pela ocorrência de fraturas que podem afetar áreas importantes da rocha. Comumente as fraturas são preenchidas por hidróxidos de ferro, fato que pode ser relacionado com a forte alteração da granada. Fraturas maiores com deslocamento afetam vários minerais e configuram microfalhas.

Granada é substituída pela clorita, mineral que ocorre em lentes em sua volta, enquanto mica branca substitui cianita (Fig. 19f). Cianita, muscovita e clorita foram reorientadas, deformadas e possivelmente recristalizadas durante a deformação dúctil que afetou a rocha. Anteriormente à deformação a rocha era composta de muscovita, clorita, granada, cianita e quartzo.

6.1.2. *Complexo Petúnia*

6.1.2.1. *Gnaisses*

Como mencionado no capítulo 5 - Geologia Local, os gnaisses do Complexo Petúnia são representados por biotita gnaisses, anfibólio gnaisses, biotita-anfibólio gnaisses e biotita gnaisses migmatíticos bandados, intensamente cisalhados, foliados, lineados, localmente configurando tectonitos L ou SL. São compostos por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e biotita, e por proporções menores de muscovita, epidoto, titanita, carbonato, clorita, localmente mirmequita (fig. 20a) e, como acessórios, apatita e zircão. Apresentam textura lepidó-granoblástica inequigranular, onde os cristais de plagioclásio, feldspato potássico (predominantemente microclínio) e quartzo constituem a maior parte da rocha, enquanto as áreas subordinadas onde predominam as micas exibem textura lepidoblástica. A forte foliação destas rochas é marcada principalmente pela orientação preferencial da biotita, assim como dos agregados quartzo-feldspáticos lenticularizados.

O plagioclásio, em porfiroclastos, ocorre com formas subidiomórficas a lentiformes, ligeiramente alongado e com graus variáveis de saussuritização. Quartzo ocorre com extinção ondulante e contatos sinuosos. Biotita é mineral essencial nestes biotita gnaisses,

ocorrendo em cristais lamelares que podem atingir tamanhos de até 500 μm , possui pleocroísmo de pardo a marrom escuro e é parcialmente substituída por clorita. Muscovita ocorre subordinada à biotita, sempre com teor relativamente mais alto que clorita. Titanita apresenta-se em cristais idiomórficos, comumente associada à biotita e ao epidoto. Clorita, mineral secundário, ocorre lamelar nas bordas dos cristais de biotita; é pleocróica de pardo amarelado a verde claro e apresenta birrefringência anômala arroxeadada. Carbonato é secundário, relacionado ao plagioclásio, ocorrendo principalmente nos interstícios entre os cristais deste mineral.

6.1.2.2. *Rochas metaultramáficas*

Como apresentado no capítulo 5 - Geologia Local, as rochas metaultramáficas do Complexo Petúnia correspondem a anfibólio-clorita xisto e/ou clorita-anfibólio xisto, antofilita-clorita xisto e/ou clorita-antofilita xisto, antofilita-clorita-talco xisto, antofilita xisto, frequentemente fibro-radiado, clorita-talco xisto, talco-anfibólio xisto, talco-antofilita xisto e talco xisto. Os xistos com predomínio de antofilita apresentam-se bandados. Nessas rochas podem ocorrer veios perpendiculares à foliação, compostos por antofilita, cuja presença está ligada ao processo de enriquecimento em sílica das rochas metaultramáficas derivadas de protólitos com olivina, ortopiroxênio e espinélio, conforme atestado pela ocorrência de antofilita e/ou talco em proporções variáveis, que dependem da atividade de SiO_2 e das condições de metamorfismo, sendo a talcificação pervasiva a etapa mais avançada deste processo.

Os tremolita-antofilita-clorita xistos e os xistos ultramáficos bandados podem conter quantidades menores de talco, tremolita e opacos. Antofilita ocorre em poiquiloblastos com inclusões de minerais opacos e clorita (fig. 20b). Clorita representa a maioria das inclusões nos porfiroblastos de antofilita, apresentando geminação polissintética, birrefringência cinza e ausência de pleocroísmo, indicando teor alto de Mg. Contudo, clorita não está exclusivamente associada à ocorrência da antofilita, já que ocorrem domínios quase totalmente compostos por clorita. Estes domínios, mesoscópicamente transparentes, contrastam com os domínios compostos por porfiroblastos de antofilita. Nos domínios de clorita, este mineral apresenta as mesmas características das inclusões nos poiquiloblastos de antofilita, mencionadas acima, sempre com tamanho menor em relação aos cristais desse ortoanfibólio. Além disso, esses domínios compostos predominantemente por clorita podem conter cristais menores e incolores de tremolita com birrefringência moderada (fig. 20c), que representam resquícios da substituição deste clinoanfibólio por clorita e antofilita. Para Roig (1993), o aparecimento de clorita e antofilita às custas de tremolita, no caso das rochas metaultramáficas do Complexo Petúnia, estaria associado à percolação de fluidos durante a deformação, alterando a composição da rocha ao longo de zonas de

cisalhamento, propiciando o crescimento da clorita e em especial da antofilita (equação esquemática VI.2). A presença de antofilita em paragênese com clorita, junto com alguns resquícios de tremolita em faixas deformadas do Complexo Petúnia, indica que as condições metamórficas permaneceram em fácies anfibolito, campo de estabilidade da antofilita.

(Eq. VI.2)

O talco é associado à antofilita, ocorrendo comumente nas suas bordas (fig. 20b), sugerindo talcificação. A relação espacial do talco com os outros minerais indica que a talcificação consiste no último processo que ocorreu na rocha.

Esses tipos de rochas corresponderiam aos metapiroxenitos de Roig (1993), que sugere a associação tremolita fels/ tremolita xisto / tremolita-clorita xisto para eles. A paragênese metamórfica fundamental dos metapiroxenitos é encontrada nos antofilita-cummingtomnita-tremolita fels, constituídos por uma fase cálcico-magnesianas (tremolita) e duas fases magnesianas, representadas por antofilita e cummingtonita.

Tremolita ocorre com lamelas de exsolução de cummingtonita, produto da imiscibilidade da fase magnesianas dentro do anfibólio cálcico-magnesiano, que resulta da queda da temperatura, ainda dentro da fácies anfibolito, abaixo de aproximadamente 700°C. A coexistência homotaxial de tremolita e antofilita indicaria crescimento simultâneo dos dois anfibólios durante o pico metamórfico (ROIG, 1993).

As relações minerais encontradas nos tremolita-antofilita-clorita xistos são o resultado da substituição parcial ou total da tremolita por clorita e antofilita. Em casos pontuais esta transformação de tremolita em antofilita pode ter sido muito acentuada, como foi exposto em mais detalhe acima, levando à formação dos xistos ultramáficos bandados.

Durante os trabalhos de campo não foram encontrados os metadunitos reportados por Roig (1993), segundo quem olivina + ortopiroxênio + espinélio corresponderia à paragênese metamórfica mais antiga da associação antofilita xistos / talco-antofilita xistos.

6.1.2.3. *Metagabros e anfibolitos*

Como descrito no capítulo 5 - Geologia Local, as rochas metamáficas ocorrem em corpos lenticulares, onde a amostragem sistemática de núcleo para borda permite reconhecer variações mineralógicas e texturais graduais entre metagabros e anfibolitos. Os metagabros, no núcleo, preservam características do protólito ígneo, enquanto os

anfibolitos, na borda, representam o litotipo mais modificado na composição mineralógica e texturas em relação ao protólito ígneo. Os metagabros apresentam piroxênio poiquilítico com bordas de hornblenda, produto da reação entre plagioclásio e piroxênio, que ocorre em presença de H₂O e condições de fácies anfibolito (BUCHER E FREY, 2002). Outra feição ígnea preservada nos metagabros, em alguns casos parcialmente, consiste na forma tabular do plagioclásio, cujos núcleos são mais anortíticos em relação às bordas, que reagiram com cristais circunvizinhos de piroxênio.

Os anfibolitos são compostos por hornblenda, plagioclásio e granada e, em menor proporção, quartzo, titanita e minerais opacos. Apatita, carbonato e clinozoisita são minerais que podem ocorrer em algumas das amostras, subordinados aos minerais principais, enquanto biotita e clorita encontram-se associadas à hornblenda, ocorrendo principalmente nas suas bordas, feição que sugere substituição parcial da paragênese de fácies anfibolito por paragênese de grau menor. Nos anfibolitos os minerais ocorrem orientados, alongados e deformados por conta do cisalhamento que afetou os corpos metaultramáficos, principalmente nas suas bordas.

Hornblenda geralmente ocorre em cristais orientados, alongados, nas amostras de anfibolito, onde a foliação milonítica é mais evidente (fig. 20e) e restrita às bordas dos piroxênios nos metagabros; é fortemente pleocróica e pode apresentar inclusões de titanita, quartzo e opacos (predominantemente nos anfibolitos). Plagioclásio apresenta geminação polissintética segundo a lei da Albita e ocasionalmente se encontra alterado para sericita, e apresenta forma tabular nos metagabros (fig. 20d), além de outras feições preservadas do protólito ígneo, conforme descrito acima. Granada é pré-cinemática, pois ocorre também nos metagabros, desenvolvendo-se preferencialmente ao redor dos minerais opacos (magnetita?); apresenta-se fraturada, geralmente com formas irregulares e contornos às vezes côncavos, contudo localmente possui um tamanho maior, exibindo formas idiomórficas (fig. 20f). Quartzo, restrito aos anfibolitos, ocorre com extinção fortemente ondulante e contatos suturados. Titanita ocorre ora em cristais pequenos, geralmente idiomórficos, ora maiores, subidiomórficos, que exibem leve pleocroísmo.

Figura 20. (a) Lâmina DCF-17/04. Mirmequita em gnaiss do Complexo Petúnia, cercada por quartzo, feldspato e algumas micas (Biotita). Pol. X. Objetiva 10X. (b) Lâmina DCF-22/02. Porfiroblasto poiquilítico de antofilita com inclusões de clorita, com talco nas bordas. Do lado direito: área composta predominantemente por clorita. Pol. X. Objetiva 5X. (c) Lâmina DCF-22/02. Seção longitudinal de tremolita em domínio composto por clorita. Pol. X. Objetiva 5X. (d) Lâmina DCF-17/02. Plagioclásio ripiforme (preservação de uma feição ígnea do protólito) em metagabros do Complexo Petúnia. Pol. X. Objetiva 5X. (e) Lâmina DCF-17/03. Fraturas com epidoto e clinozoisita e fragmentos de hornblenda e plagioclásio em rochas metamáficas do Complexo Petúnia. Os cristais de hornblenda exibem clara orientação preferencial (aproximadamente E-W). Pol. //. Objetiva 10X. (f) Lâmina DCF-17/01. Granada poiquiloblástica euédrica com inclusões de clinozoisita e quartzo + plagioclásio. Pol. //. Objetiva 10X.

Clinozoisita ocorre em proporções baixas nos anfibolitos, concentrada preferencialmente em fraturas e perto delas (fig. 20e), o que sugere uma relação da clinozoisita com a deformação mais dútil. Apatita também pode estar presente em cristais pequenos idiomórficos.

Carbonato é um mineral secundário que se apresenta principalmente nos interstícios entre hornblenda.

Localmente ocorrem feições que sugerem que estas rochas metamáficas foram afetadas parcialmente por um processo de recristalização pós-cinemática. Assim, foram encontrados alguns cristais de hornblenda interpretados como antigos porfiroclastos, mas cujas feições de deformação são mascaradas pela recristalização.

6.1.2.4. *Quartzo-mica xistos*

Conforme descrito no capítulo 5 - Geologia Local, nos quartzo-mica xistos do Complexo Petúnia as variações composicionais ocorrem em função do predomínio de quartzo ou de muscovita, configurando xistos mais competentes, consolidados e mais resistentes ao intemperismo quando o primeiro mineral ocorre em proporção maior. Esses xistos ocorrem lenticularizados, cisalhados, milonitizados, com clivagem de crenulação, bandados e dobrados. Localmente podem conter biotita e, em alguns casos, podem corresponder a metaconglomerados com seixos de quartzo.

Muscovita é o mineral predominante e ocorre orientada, conferindo foliação à rocha. Quartzo exibe intensa extinção ondulante e contatos suturados entre seus grãos. Alguns cristais de minerais opacos ocorrem espalhados na rocha, mas em baixa proporção. Os quartzo-muscovita xistos fazem parte, junto com os (estaurolita)-cianita-granada mica xistos, da unidade metassedimentar-metaultramáfica, definida para o Complexo Petúnia por Roig (1993).

6.1.2.5. *Estaurolita-cianita-granada micaxistos*

Como descrito no capítulo 5 – Geologia Local, nos afloramentos estes xistos se caracterizam pela ocorrência de grandes cristais de granada e cianita espalhados pelo chão. Macroscopicamente, são grano-lepido-nematoblásticos e exibem quantidades variáveis de granada, cianita, assim como muscovita e biotita, que geralmente ocorrem juntas em proporções variáveis, enquanto estaurolita pode estar ausente ou ocorrer em cristais de tamanho reduzido, o que dificulta sua identificação macroscópica. Estas variações composicionais configuram litotipos como granada-cianita micaxistos, estaurolita-cianita-granada micaxistos, estaurolita-granada xistos, que localmente podem ser mais grafitosos e/ou feldspáticos.

A foliação destas rochas é caracterizada pela alternância de domínios com textura nemato-lepidoblástica, compostos principalmente por micas e cianita e/ou estaurolita, e domínios com textura grano-nematoblástica, com predomínio de plagioclásio, quartzo, cianita e

estauroлита. Os minerais essenciais são: quartzo, plagioclásio, micas (predominando a biotita), granada, cianita e estauroлита, que pode ou não estar presente. Localmente, os xistos podem ocorrer sem cianita nem estauroлита, representando granada micaxistos. Quartzo ocorre com extinção fortemente ondulante e contactos comumente suturados. Plagioclásio pode ocorrer em grandes cristais zonados que exibem geminação polissintética segundo a lei da albita e/ou da periclina, e também como inclusão nos poiquiloblastos de granada. Das micas, biotita é predominante, porém tanto biotita como muscovita apresentam feições de *mica fish* e consequente extinção ondulante. Granada ocorre como grandes poiquiloblastos que apresentam inclusões de plagioclásio, mica e quartzo. Cianita ocorre em cristais tabulares que apresentam orientação concordante com a foliação dos xistos. Quando ocorre estauroлита, geralmente apresenta-se em cristais idiomórficos com tamanho menor em relação a granada e cianita. Localmente os cristais de estauroлита podem ocorrer sem concordância com a foliação ou paralelizadas em volta da cianita. A associação mineral estauroлита ± cianita ± granada sugere condições de metamorfismo em fácies anfibolito para estes xistos, coerentemente com as considerações para as rochas metaultramáficas do Complexo Petúnia.

6.1.3. Cromititos

Como visto no capítulo 5 - Geologia Local, tanto os cromititos de Mumbuca quanto os de Petúnia variam de maciços a bandados, laminados e foliados, com proporções variáveis de matriz silicática, que destaca as estruturas, quando alterada. As estruturas existentes nos cromititos, em função da relação entre domínios do tipo disseminado e do tipo maciço (descritos no capítulo 5 - Geologia Local), são: *schlieren*, lenticular, antinodular e brechóide. A estrutura ***schlieren*** (GAUTHIER *et al.* 1990; ROIG 1993) caracteriza-se pelo desenvolvimento de filmes de cromita extremamente fina que recorta os cromititos do tipo maciço e disseminado em uma única direção. As amostras que apresentam esta estrutura exibem bandas de cromita fina intercaladas com bandas mais silicáticas, ambas bastante irregulares, às vezes sinuosas e de espessura variável. A estrutura **lenticular** é caracterizada por lentes, geralmente assimétricas (em cortes paralelos à lineação de estiramento), do tipo disseminado, sendo marcadas por texturas cumuláticas sobrepostas por feições do tipo *pull apart*. Tais lentes são envolvidas por faixas de cromita muito fina, com espessura e tamanho variáveis (0,5 a 15 cm) (ROIG, 1993). Thayer (1964) define a estrutura *pull apart* como o desenvolvimento de fraturas transversais preenchidas por silicatos por causa do alongamento ou extensão de cromita sólida, mais comum nas camadas mais maciças em minérios bandados. A estrutura **antinodular** é caracterizada por

forte orientação de nódulos de silicatos, envolvidos por uma matriz rica em cromita (variando de 50 a 70%) (THAYER, 1964; ROIG, 1993). A estrutura **brechóide** é caracterizada por fragmentação e diminuição do tamanho dos grãos de cromita com o desenvolvimento de fraturas em várias direções e formação de fragmentos angulosos (Roig, 1993).

Além das diferenças entre estruturas predominantes para cada cromitito, a principal diferença entre os cromititos do corpo da Faixa Mumbuca do Cinturão Campos Gerais e os que compõem o corpo localizado dentro do Complexo Petúnia consiste na matriz destes cromititos, que exibe características bastante diferentes. A matriz entre os cristais de cromita nos cromititos de Mumbuca é composta principalmente por clorita, porém serpentina pode ocorrer em algumas amostras, a maioria das vezes subordinada à clorita. Além desses dois minerais, nos interstícios dos cristais de cromita pode ocorrer rutilo em cristais amarelos, possivelmente leucoxênio e goethita derivada da alteração da cromita. Os cromititos de Petúnia possuem matriz composta predominantemente por talco e, em menor proporção, serpentina, que pode estar ou não presente. Antofilita pode ocorrer nos cromititos de Petúnia, sempre subordinada ao talco. Outra diferença importante está relacionada ao rutilo intersticial, mais abundante nos cromititos de Petúnia do que nos de Mumbuca.

6.1.3.1. Cromititos de Mumbuca

Macroscopicamente, as amostras dos cromititos de Mumbuca apresentam predomínio da estrutura *schlieren* (fig. 21a) e de um termo intermediário entre *schlieren* e lenticular, representando 75% do total das amostras coletadas na área dos cromititos de Mumbuca. Em algumas amostras de cromititos de Mumbuca (e.g. amostra DCF-01E/01, fig. 21b) é possível observar um termo intermediário entre as estruturas *schlieren* e lenticular, já que a cromita pode ocorrer localmente em faixas ou bandas parcialmente lenticularizadas, de espessura variável, junto com domínios com características da estrutura *schlieren*. A amostra DCF-01A/01 (fig. 21c) é do tipo maciço, porém apresenta alguns filetes finos, aproximadamente paralelos, onde a concentração da cromita é maior, feição que pode representar estratificação magmática. Contudo, não é possível estabelecer se amostras como a DCF-01A/01 representam partes de uma camada original de cromitito maciço ou uma grande lente de tipo maciço dos cromititos com deformação pós-magmática, por conta das condições de afloramento. A amostra DCF-01A/08 é do tipo disseminado e exibe estratificação (fig. 21d), possivelmente magmática, que pode estar preservada em algumas zonas dentro do cromitito de Mumbuca.

Ao microscópio foi possível observar que a variação do tamanho dos cristais de cromita, principalmente nos domínios maciços, é inequigranular seriada na maioria das amostras dos cromititos de Mumbuca. Em relação à estrutura, algumas amostras exibem bandas compostas exclusivamente por cromita, alternadas com outras onde o teor desse mineral é mais baixo e predomina a matriz (fig, 22f). Esta feição é a expressão microscópica da estrutura *schlieren*, observada macro e mesoscópicamente, que é predominante para amostras dos cromititos de Mumbuca. Algumas lâminas correspondem a amostras de cromititos maciços onde o teor de cromita é bastante alto e a matriz intersticial é quase nula, embora estas amostras possam corresponder a partes mais maciças dentro do cromitito, como já foi sugerido acima.

Figura 21. Cromititos de Mumbuca: **(a)** estrutura *Schlieren* (amostra DCF-01E/02). **(b)** Termo intermediário entre as estruturas *schlieren* e lenticular (amostra DCF-01E/01). **(c)** Tipo maciço com estratificação sutil (amostra DCF-01A/01) **(d)** Tipo disseminado com estratificação (amostra DCF-01A/08).

A cromita geralmente é idiomórfica a subidiomórfica e apresenta aparência homogênea (fig. 22e); localmente pode conter inclusões de tamanho reduzido, porém os cristais maiores apresentam concentração maior de inclusões, que podem atingir tamanhos de até 30µm (figs. 22d e 24). Em alguns cristais de cromita foram observados núcleos mais acastanhados e/ou avermelhados comparativamente com as bordas (com luz transmitida),

feição que sugere que a composição da cromita é mais preservada nos núcleos dos cristais do cromoespinélio. Contudo, com luz refletida e imagens de elétrons retroespalhados, não foi possível reconhecer nenhum tipo de zoneamento, nem grandes diferenças entre a borda e o núcleo desses cristais.

Figura 22. (a) Lâmina DCF-01A/07. Cristais idiomórficos de cromita distribuídos em matriz de serpentina e clorita. Pol. X. Objetiva 10X. (b) Lâmina DCF-01E/05. Cristais lamelares de clorita com geminação polissintética na matriz dos cromititos. Pol. X. Objetiva 20X. (c) Lâmina DCF-01E/05. Cristal de rutilo com forma euédrica entre cristais idiomórficos de cromita. Pol. X. Objetiva 20X. (d) Lâmina DCF-01A/01. Cristais de cromita idiomórfica. Os cristais maiores contêm mais inclusões. Luz refletida. Objetiva 5X. (e) Lâmina DCF-01E-01. Pequenos cristais idiomórficos de cromita em zona mais maciça da amostra. Luz refletida. Objetiva 20X. (f) Lâmina DCF-01E/02. Banda com mais matriz silicática, entre duas zonas maciças com conteúdo maior de cromita. Alguns cristais de rutilo (brancos). Luz refletida. Objetiva 5X.

Figura 23. Imagem de elétrons retroespalhados de cristais de rutilo, cercados de cromita. Espectro representativo das análises semi-quantitativas (EDS) realizadas nos pontos A, B e C, em diferentes cristais de rutilo.

Figura 24. Imagens de elétrons retroespalhados de cristal idiomórfico poiquilítico de cromita com inclusão de mineral do grupo da platina (em destaque). Espectros das análises qualitativas (EDS) realizadas nos pontos A, B e C do mineral do grupo da platina, incluso na cromita poiquilítica idiomórfica.

A matriz do cromitito de Mumbuca é composta principalmente por clorita, provavelmente clinocloro, que é incolor a levemente pleocróica e localmente apresenta geminação polissintética. Serpentina, possivelmente antigorita, pode ocorrer associada e, às vezes, alguns espaços intersticiais são preenchidos exclusivamente por ela. Apenas em algumas amostras serpentina constitui a matriz dos cromititos, ocorrendo em agregados fibrosos. Quando serpentina e clorita ocorrem juntas na matriz dos cromititos é difícil determinar qual mineral substituiu o outro, porém em alguns casos, onde clorita é subordinada à serpentina, características texturais sutis sugerem a substituição de serpentina por clorita (fig. 22a). No caso mais comum, a matriz dos cromititos é composta predominantemente por clorita (fig. 22b) e apresenta serpentina subordinada, que provavelmente corresponde a remanescentes da serpentina original. Um mineral amarelo, em cristais geralmente idiomórficos a hipidiomórficos que exibem relevo moderadamente alto e birrefringência alta parcialmente mascarada pela cor amarelo forte do mineral (Fig. 22c), pode ocorrer na matriz dos cromititos de Mumbuca, porém com um teor menor que nas amostras do cromitito de Petúnia. Análises semi-quantitativas (EDS) feitas com microscópio eletrônico de varredura (MEV) em cristais desse mineral amarelo mostraram que é constituído de TiO_2 (fig. 23), fato que, junto com suas características óticas como forma e clivagem prismáticas, extinção reta e relevo alto, sugerem que é rutilo. Com luz refletida o mineral amarelo é branco a cinza claro, exibe melhor as formas idiomórficas a subidiomórficas e reflexões internas laranja, às vezes levemente acastanhadas. Goethita e hematita ocorrem como produto de oxidação da cromita, junto aos outros minerais da matriz dos cromititos.

Análises semi-quantitativas (EDS) feitas com MEV nas inclusões em cromita da lâmina DCF-01E/05 permitiram identificar minerais do grupo da platina (MGP), em cristais que consistem numa fase predominantemente composta por As e Pt e/ou Ru, assim como porcentagens variáveis, porém sempre baixas, de S (fig. 24). Ocorrem variações composicionais dentro dessa fase inclusa na cromita, onde a ocorrência de um dos dois platinóides exclui o outro. Esta fase provavelmente corresponda a anduoita (Ru, Os As_2), cuja localidade-tipo no Tibet, China, corresponde a um depósito de cromo associado a augita peridotito e dunito (YU & CHOU, 1979; FLEISCHER *et al.* 1980; CABRI, 1981). A ocorrência de anduoita é pouco reportada em trabalhos mais recentes (e.g. GORNOSTAYER *et al.* 2001), sempre associada a depósitos de cromo.

6.1.3.2. Cromititos de Petúnia

Como foi determinado por Roig (1993), os cromititos de Petúnia apresentam predomínio da estrutura lenticular, com 80% das amostras coletadas na área do cromitito de Petúnia apresentando essa estrutura ou intermediária entre as estruturas lenticular e *schlieren*. As

lentes assimétricas do tipo disseminado nos cromititos com estrutura lenticular de Petúnia têm um conteúdo maior de silicatos, e exibem alteração mais intensa que as faixas de cromita em volta. Tal alteração destaca os limites entre as lentes e as faixas compostas por cromita fina, que exibem formatos, tamanhos e espessuras variáveis (figs. 25a e 25b). Em algumas amostras as lentes encontram-se bastante afetadas pelos processos de intemperismo e ressaltam a diferença de competência entre as faixas de cromita e as lentes de tipo disseminado (fig. 25c). Dentro do conjunto de amostras coletadas na área do cromitito de Petúnia ocorrem termos intermediários entre as estruturas antinodular e *schlieren*, assim como entre as estruturas brechóide e lenticular. Na amostra DCF-24/04 ocorre uma zona maciça de cromita, que possui formato irregular, assim como uma zona difusa onde ocorrem lentes incipientes do tipo disseminado, que podem representar uma transição para a estrutura lenticular (fig. 25d). Esta amostra apresenta ainda feições típicas da estrutura brechóide, tais como fragmentação, desenvolvimento de fraturas em várias direções e formação de fragmentos angulosos, que sugerem que a amostra DCF-24/04 é um termo intermediário entre as estruturas brechóide e lenticular.

Figura 25. Cromititos de Petúnia: **(a)** Estrutura lenticular (amostra DCF-24/03). **(b)** Estrutura lenticular com faixas de cromita mais espessas (amostra DCF-24/07). **(c)** Faixas de cromita mais competentes nos cromititos com estrutura lenticular (amostra DCF-24/01). **(d)** Transição entre estruturas brechóide e lenticular (amostra DCF-24/04).

As amostras DCF-24/08 e DCF-24/09 correspondem a cromititos bandados, com alternância de bandas maciças predominantes e bandas subordinadas com alta proporção de matriz silicática, com cromita disseminada em filetes paralelos. Este bandamento caracterizaria corpos lenticulares de cromitito maiores, nos quais se alternariam leitos cromitíticos maciços com leitos com cromita disseminada em matriz silicática, feição esta herdada do protólito ígneo. No entanto, devido às condições de afloramento desfavoráveis e à escala apresentada por esta estrutura, não foi possível observá-la adequadamente em campo.

Figura 26. (a) Lâmina DCF-24/05. Matriz de talco nos cromititos de Petúnia. Pol. X. Objetiva 5X. **(b)** Lâmina DCF-24/14. Banda maciça de cromita em contato com banda com predomínio de matriz silicática. Luz refletida. Objetiva 5X.

A maioria dos cromititos de Petúnia apresenta zonas lenticulares do tipo maciço de maior tamanho (fig. 26b) comparativamente com as amostras de Mumbuca, feição que é ligada ao predomínio da estrutura lenticular para os cromititos de Petúnia, onde as bandas ou faixas de cromita tem uma espessura maior e podem estar menos espaçadas. Assim, nessas bandas ou faixas é bastante difícil determinar os contatos entre os cristais de cromita e, conseqüentemente, os contornos deles, graças ao empacotamento denso dos cristais de cromita (fig. 27a). Esses domínios do tipo maciço apresentam variação bimodal de tamanho da cromita, caracterizada pela ocorrência de cristais maiores, que geralmente exibem uma aparência heterogênea por conta da grande quantidade de inclusões (fig. 27d), podendo até desenvolver cristais poiquilíticos, cercados por cristais menores, de cor cinza mais clara e aparência mais homogênea, sem inclusões (fig. 27b). Esses cristais menores provavelmente correspondam à cromita recristalizada concomitantemente à deformação (cominuição por recristalização dinâmica). Nas zonas de cisalhamento caracterizadas por filmes de cromita dos cromititos com estruturas *schlieren* e lenticular, a cromita original é intensamente deformada, gerando agregados de cristais novos xenomórficos a idiomórficos

que, como mencionado acima, são límpidos e sem inclusões. É comum encontrar cristais de cromita fraturados, principalmente os maiores, onde as fraturas podem estar preenchidas por serpentina. O desenvolvimento dessas fraturas reflete processos cataclásticos e estaria associado às texturas do tipo *pull apart* e às bordas das zonas de cisalhamento.

A maioria dos grãos de cromita apresenta alta concentração de inclusões, podendo até configurar cristais poiquilíticos idiomórficos a subidiomórficos, quando não deformados, quando então exibem contornos arredondados e localmente podem se apresentar xenomórficos. A maioria das inclusões corresponde a cavidades deixadas pelos minerais que estavam inclusos, e apresentam tamanhos e formas variadas, desde idiomórficas até arredondadas. Segundo Roig (1993), as inclusões seriam compostas por antofilita, talco e MGP (encontrados também no cromitito de Mumbuca).

Figura 27. (a) Lâmina DCF-24/15. Cristais de cromita em área maciça do cromitito. Os cristais maiores são cercados por cristais menores com aparência mais homogênea. Luz refletida. Objetiva 5X. (b) Lâmina DCF24/09. Cristais menores de cromita com aparência mais homogênea, dentro de bandas mais maciças. Luz refletida. Objetiva 20X. (c) Lâmina DCF-24/04. Cristais intersticiais de rutilo, cercados por cromita com inclusões. Luz refletida. Objetiva 10X. (d) Lâmina DCF-24/09. Cristal subidiomórfico de cromita com inclusões, cercado por cristais menores de cromita com aparência homogênea, sem inclusões. Luz refletida. Objetiva 10X.

Talco é o mineral predominante na matriz dos cromititos de Petúnia e ocorre geralmente em agregados aleatórios, com cristais incolores, localmente maiores, quando então o espaço entre cristais de cromita pode ser preenchido por um único cristal de talco (fig. 26a). Além do talco pode ocorrer antofilita, que pode ou não estar parcialmente substituída por talco, além de serpentina e rutilo, que geralmente ocorrem em proporção maior nos domínios maciços do cromitito (fig. 27c). Quartzo pode ocorrer na matriz, porém em proporção baixa; sua presença foi conferida na Microsonda Eletrônica. Goethita e hematita ocorrem juntas em agregados finos distribuídos nos contornos e contatos entre os cristais de cromita. Antofilita também foi encontrada por Roig (1993), que determinou teores de 0 a 50% para o ortoanfibólio mais talco nos cromititos de Petúnia.

7. QUÍMICA MINERAL DOS CROMITITOS.

7.1. *Variações Composicionais em Cromita e Cr-espinélios.*

A fórmula química ideal dos minerais do grupo do espinélio é $R^{2+}R_2^{3+}O_4$. Na estrutura dos espinélios os cátions ocupam dois tipos de sítios, um de coordenação 4 (posições A), e o outro de coordenação 6 (posições B). Nos membros finais, em temperaturas baixas, a distribuição dos cátions na cela unitária configura os seguintes tipos estruturais:

Normal: 8 R^{2+} na posição A, 16 R^{3+} na posição B;

Inverso: 8 R^{3+} na posição A, 8 R^{2+} e 8 R^{3+} na posição B.

As estruturas normal e inversa são consideradas como ideais (“*idealities*”). Contudo, os espinélios podem apresentar desvios da estrutura ideal (“*nonideality*”), relacionados à mistura dos dois tipos estruturais (normal e inverso) dentro de uma mesma estrutura.

Como no grupo do espinélio os membros finais puros não se apresentam como minerais naturais, o espinélio exibe uma ampla variação composicional tanto em elementos divalentes como trivalentes e, conseqüentemente, os minerais deste grupo podem ser subdivididos com base nos íons R^{2+} e R^{3+} dominantes. Os espinélios podem ser agrupados em três séries, com base no cátion R^{3+} dominante: série do espinélio (Al^{3+}), série da magnetita (Fe^{3+}) e série da cromita (Cr^{3+}). A série do espinélio é composta pelo espinélio *sensu stricto* ($R^{2+} = Mg$), hercinita ($R^{2+} = Fe^{2+}$), gahnita ($R^{2+} = Zn$) e galaxita ($R^{2+} = Mn$), enquanto a série da magnetita é composta pela magnesioferrita ($R^{2+} = Mg$), magnetita ($R^{2+} = Fe^{2+}$), franklinita ($R^{2+} = Zn$), jacobsita ($R^{2+} = Mn$) e trevorita ($R^{2+} = Ni$). Na estrutura da magnetita pode ocorrer uma quantidade considerável de Ti, configurando uma relação continua entre magnetita e a molécula de ulvoespinélio (Fe_2TiO_4), que frequentemente produz lamelas de exsolução de ilmenita dentro de magnetita, enquanto titanomagnetita é o termo restrito a espécies onde a presença de uma fase de ulvoespinélio pode ser demonstrada por raios X ou outras técnicas similares. A série da cromita é composta pela magnesiocromita ou picrocromita ($R^{2+} = Mg$) e a cromita ($R^{2+} = Fe^{2+}$). Como o núcleo deste trabalho é a cromita dos cromititos, a discussão será concentrada na série da cromita.

A série da cromita inclui magnesiocromita e cromita. Segundo Deer, Howie e Zussman (1992), magnesiocromita ($MgCr_2O_4$) apresenta uma quantidade considerável de Fe^{2+} substituindo Mg, portanto há uma variação contínua através da própria cromita, que tem mais Fe^{2+} do que Mg. Também ocorre substituição de Cr por Al e Fe^{3+} . Na série do espinélio, o Al do espinélio ($MgAl_2O_4$) pode ser substituído por Cr, resultando em

magnesiocromita na série da cromita. Cromita (FeCr_2O_4) frequentemente mostra uma quantidade considerável de Mg substituindo Fe^{2+} e geralmente tem Al em proporções significativas e ferro férrico subordinado. Na hercinita ($\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$), da série do espinélio, a substituição $\text{Al} \leftrightarrow \text{Cr}$ é contínua, sendo completa a solução sólida entre esse espinélio e cromita. Assim picotita representa uma variedade da hercinita com Cr apreciável substituindo Al. Também são conhecidas cromitas que contém teores variáveis de Zn.

7.1.1. *Paragênese*

Geralmente magnesiocromita e cromita tem a mesma paragênese. São minerais típicos em peridotitos de tipo alpino, corpos de serpentinitos e em rochas ultramáficas estratiformes, e se distinguem do Cr-espinélio presente em grandes intrusões toleíticas, em magmas basálticos ricos em alumina e nas fácies picríticas de rochas vulcânicas basálticas (IRVINE, 1965). A cromita em rochas ígneas pode formar bandas devido à acumulação de cristais e outras segregações magmáticas, que podem formar depósitos economicamente importantes de cromo (cromititos). Espinélios com teores significativos de cromo ocorrem em xenólitos ricos em olivina em rochas basálticas, mas geralmente são membros da série do espinélio ao invés da série da cromita. A cromita titanífera e ulvoespinélio cromífero ocorrem em rochas da Lua. A cromita também é conhecida de meteoritos. Apesar do seu caráter acessório (comumente 1 ou 2% em rochas ultramáficas e máficas), o cromo-espinélio é um indicador extremamente importante das condições físico-químicas nas quais sua rocha hospedeira foi formada, tal como será destacado mais adiante.

7.2. ***Cromita em Cromititos de Rochas Ultramáficas.***

Vários autores tem destacado a importância do Cr-espinélio como um indicador petrogenético (BARNES e ROEDER, 2001; EVANS e FROST 1975; SACK; GHIORSO 1991a e 1991b; IRVINE 1965 e 1967; MACGREGOR e SMITH 1963 *apud* IRVINE, 1967; THAYER (1946 e 1956 *apud* IRVINE. 1967, entre outros). Desde que o termo *indicador petrogenético* foi aplicado pela primeira vez aos espinélios por Irvine (1965), baseado na avaliação termodinâmica desses minerais, vários estudos mineralógicos e petrológicos têm apontado que o Cr-espinélio é sensível às condições de cristalização em ambientes magmáticos, assim sua composição reflete características do magma a partir do qual foram formadas as rochas que o contém.

A importância da cromita na petrogênese de rochas máficas e especialmente de rochas ultramáficas está relacionada a algumas características especiais deste mineral. Ela é uma

das primeiras fases a cristalizar em uma ampla gama de composições de magmas máficos e ultramáficos, ocorrendo em uma grande variedade de rochas máficas e ultramáficas, porém geralmente representando um constituinte acessório (<20 vol.%). A cromita em particular os espinélios em geral são notavelmente refratários e resistentes ao metamorfismo e à alteração, quando comparados com outros minerais ígneos de alta temperatura (e.g. olivina).

Figura 28. Tendências generalizadas e lacuna do espinélio. Os contornos encerram os percentis de 50% (linha grossa, área sombreada mais escura) e 90% (linha fina e área sombreada clara) dos dados usados por Barnes e Roeder (2001).

Neste capítulo, a discussão sobre o Cr-espinélio será concentrada em função dos dois principais tipos de cromititos e seus ambientes tectono-magmáticos: 1) Cromititos ofiolíticos e, 2) Cromititos estratiformes. Irvine (1967), baseado em resultados dos seus estudos sobre a termodinâmica dos Cr-espinélios (IRVINE 1965), descreve uma série de diferenças composicionais destes minerais para vários ambientes tectono-magmáticos onde ocorrem. Em um trabalho mais recente, Barnes e Roeder (2001) utilizam uma base de dados global de aproximadamente 26.000 análises de química mineral de espinélios de diferentes ambientes tectono-magmáticos, para estabelecer contornos em vários diagramas discriminantes para esses ambientes. Estabelecem também 4 tendências (fig. 28), definidas pelo comportamento dos cátions nos espinélios: A tendência Cr-Al, a tendência Fe-Ti, a tendência kimberlítica e a tendência tipo *Rum*.

- A *tendência Cr-Al* mostra $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ amplamente variável com $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ geralmente baixo, além de baixas concentrações de Fe^{3+} e TiO_2 , com tendência para aumento de $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ com acréscimo de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$. Esta tendência representa a relação $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ vs. $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ inclinada (fig. 28b), originalmente descrita por IRVINE (1967), e corresponde a espinélios em equilíbrio com olivina de composição constante e em temperatura constante. Ocorre em amostras do manto e da crosta inferior, assim como em alguns tipos de basaltos.

- A *tendência Fe-Ti* mostra acréscimo de Fe^{3+} e $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ que inflete para cima em direção à magnetita e é acompanhada por acréscimo de TiO_2 . Esta tendência pode ser atribuída à evolução da composição do espinélio durante a cristalização fracionada de olivina ou ortopiroxênio (com ou sem plagioclásio), que aumenta a razão Fe/Mg e o conteúdo de Ti do líquido. A evolução das composições do líquido durante a cristalização e a troca de Fe^{2+} e Mg entre espinélio e as fases silicáticas coexistentes (usualmente olivina) são fatores que favorecem o acréscimo de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ com a queda da temperatura.

- A *tendência kimberlítica* é similar à tendência Fe-Ti, pois o ocorre um acréscimo de Fe^{3+} e TiO_2 com $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ aproximadamente constante e variação ampla em Fe^{3+} (fig. 28a e c). O enriquecimento em Ti é uma consequência da tendência de incorporação do Ti no espinélio para conteúdos maiores de magnetita.

- A *tendência tipo Rum* implica acréscimo em Al, principalmente às custas de Cr, com algum decréscimo em Fe^{3+} , acompanhado por decréscimo de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ e é atribuído à reação entre a cromita cumulática, o líquido *intercumulus* preso, plagioclásio e olivina. O decréscimo de Fe concomitante com a queda da temperatura é a tendência oposta da normal.

7.2.1. Cromita em Complexos Estratiformes.

Segundo Barnes e Roeder (2001), em complexos estratiformes a cromita exibe uma lacuna do espinélio claramente definida, e combinação de uma forte tendência Fe-Ti e uma tendência tipo Rum (fig. 28) menos acentuada. Tais características são relacionadas à mudança na composição do magma como resultado do fracionamento na crosta, associado a um forte *overprint* devido à reação entre grãos de espinélio do cumulado e o líquido *intercumulus* evoluído preso. Irvine (1967) destaca que no Complexo Bushveld a cromita concentrada em camadas comumente apresenta razão Fe^{2+}/Mg mais baixa do que quando disseminada em camadas de ortopiroxenito e de gabro (cromita como constituinte menor é

mais rica em ferro ferroso), feição relacionada à tendência Fe-Ti e às mudanças químicas do magma, explicadas acima (tendências definidas por Barnes e Roeder, 2001). Além disso, a razão Fe^{2+}/Mg do ortopiroxênio decresce das camadas de ortopiroxenito para as camadas ricas em cromita (silicato mais magnesiano subordinado). Assim, tendo em conta essas duas relações e baseando-se na teoria desenvolvida por Irvine (1965) pode ser assumido que: 1) a cromita cumulática e o silicato máfico foram inicialmente uniformes em composição independentemente de suas concentrações relativas; 2) o silicato tende ao equilíbrio mútuo numa escala local como os cumulos resfriados desde sua temperatura de formação; e 3) o coeficiente de distribuição $(\text{Mg}/\text{Fe}^{2+})_{\text{silicato}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{espinélio}}$ aumenta com a queda da temperatura. Para Barnes e Roeder (2001), o baixo conteúdo de Fe^{3+} , assim como o desenvolvimento menos extenso da tendência Fe-Ti nos cromititos estratiformes, são feições ligadas ao fato de que cromita é menos susceptível a efeitos de reação do líquido confinado quando a proporção cromita/líquido é muito alta. Portanto, o campo composicional de cromititos se aproxima das composições de cromitas *liquidus* primárias.

7.2.2. Cromita em Ofiolitos, Peridotitos Alpinos e Peridotitos Oceânicos.

Para Barnes e Roeder (2001) esta categoria exhibe uma forte tendência Cr-Al (identificada também por Irvine, 1967), desde espinélio rico em Al (*sensu stricto*) em corpos de espinélio lherzolito de alta pressão a cromititos pobres em Fe^{3+} em corpos refratários estratiformes e podiformes. Os cromititos apresentam variação mais baixa e restrita de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ comparados com rochas com cromita subordinada, devido ao efeito menos pervasivo do reequilíbrio com olivina. Em peridotitos de assoalho oceânico pode ocorrer uma tendência similar, mas não se estendendo até cromita rica em Cr, contudo se estendendo a valores mais baixos de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ comparativamente com os cromititos, em função da temperatura alta de equilíbrio com olivina. Conteúdos de Ti são baixos, com os valores mais altos em rochas da câmara do magma ofiolítico. O efeito da pressão na partição do Cr entre espinélio e fases silicáticas (piroxênio e granada), assim como a variação na composição da rocha total de lherzolito relativamente 'fértil' rico em Al a harzburgitos refratários pobres em Al são fatores intimamente ligados às tendências acima mencionadas.

Para Irvine (1967), o espinélio rico em Cr apresenta uma composição similar à da cromita (*cumulus*) magmática primitiva em intrusões estratiformes e sua razão Mg/Fe^{2+} geralmente é levemente mais alta, fato que também foi observado por Barnes e Roeder (2001) para os cromititos ofiolíticos, que apresentam cromita com conteúdos mais altos de Cr.

Os depósitos de cromita de corpos de peridotitos tipo alpino, gabros e rochas associadas foram remobilizados e recolocados após diferenciação primária, ao menos em parte pela acumulação de cristais por sedimentação na câmara magmática (*crystal settling*), na crosta inferior ou manto superior. Muitas das características texturais e estruturais dos depósitos de cromita podem ser atribuídas à recristalização ou metamorfismo associado à possível reintrusão (THAYER 1964, *apud*. IRVINE, 1967).

Para Irvine (1967) o fator mais importante na formação do espinélio aluminoso em peridotitos de tipo alpino é a pressão moderadamente alta, que pode favorecer reações a partir das quais minerais mais densos podem ser gerados. Assim, em pressões apropriadamente altas, uma pequena quantidade de líquido basáltico intersticial em cumulos de olivina cristalizaria espinélio aluminoso e piroxênio em vez de plagioclásio. Em pressões ainda maiores espinélio e piroxênio reagiriam para formar granada (piropo).

O contraste no conteúdo de Fe_2O_3 entre espinélio de peridotitos de tipo alpino e cromita de intrusões estratiformes representa um contraste entre um estado de oxidação baixo, relativamente uniforme na crosta inferior ou no manto superior, e fugacidades de oxigênio mais variáveis e geralmente mais altas em rochas e fluidos dos ambientes próximos à superfície, onde as intrusões estratiformes se consolidam.

7.3. Cr-espinélio em Rochas Metamórficas

Crisotila/lizardita+brucita+diosídeo	Fácies prehnita-pumpellyta
Antigorita+brucita+diosídeo	Fácies xisto verde
Antigorita+olivina+diopsídeo	
Antigorita+olivina+tremolita	Fácies anfibolito
Talco+olivina+tremolita	
Anfibólio pobre em Ca+olivina+tremolita	
Estatita+olivina+tremolita	
Estatita+olivina+tremolita+espinélio verde	
Estatita+olivina+diopsídeo+espinélio verde	Fácies granulito

Tabela 1. Assembléias minerais ultramáficas em metamorfismo progressivo (EVANS e FROST, 1975)

As mudanças composicionais dos espinélios no metamorfismo progressivo (tabela 1) são caracterizadas por enriquecimento contínuo em Al e Mg, empobrecimento em Fe^{3+} e Fe^{2+} , e enriquecimento leve seguido por empobrecimento em Cr. Enquanto espinélio em serpentinitos com brucita e diopsídeo-olivina-antigorita serpentinitos é magnetita ou magnetita cromífera empobrecida em Al (fig. 29A), espinélio em tremolita-olivina-antigorita

serpentinitos (fig. 29B) parece ter teores maiores de Cr (desde magnetita passando pela ferricromita chegando até a cromita com pelo menos 75% de FeCr_2O_4), assim como teores ainda baixos de alumina. Além disso, o espinélio em rochas com paragênese talco - olivina e anfibólio subcálcico - olivina pode conter Cr e Fe^{3+} em qualquer proporção, mas espinélios mais cromíferos acomodam até 5 a 25% do membro final Al-espinélio (figs. 29C, D). A ferricromita pode ser mais comum nesses graus metamórficos (tabela 1). Na parte superior da fácies anfibolito, com a entrada da enstatita, se desenvolve uma solução sólida contínua entre magnetita cromífera e ferricromita, passando pela cromita translúcida vermelha com teor baixo em Al e pobre em Fe^{3+} , até chegar à cromita rica em Al e finalmente espinélio verde $(\text{Mg, Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$ (fig. 30). Espinélios verdes maiores são continuamente zonados desde núcleos com alto teor de Cr até bordas com teores altos de Al e baixos de Cr, refletindo um processo de empobrecimento neste último elemento.

Figura 29. Cr, Al e Fe^{3+} em espinélio de rochas metaultramáficas. A: diopsídio-olivina-antigorita serpentinitos, B: tremolita-olivina-antigorita serpentinitos, C: rochas com talco-olivina e D: rochas com anfibólio pobre em Ca-olivina (EVANS e FROST, 1975)

A razão Cr/Fe^{3+} no espinélio em serpentinitos é controlada principalmente pela f_{O_2} . Por outro lado, o aumento das quantidades modais de fases que não podem acomodar Cr, relacionado ao aumento do grau metamórfico, incrementa a razão Cr/Fe^{3+} no espinélio. Em graus metamórficos mais baixos, serpentina e clorita podem acomodar quantidades modestas de Cr e de Fe^{3+} , enquanto olivina, talco, etc., são praticamente livres destes elementos. Em qualquer grau, a razão Cr/Fe^{3+} de espinélio parece ter uma relação inversa com sua porcentagem modal que, por sua vez, é relacionada principalmente ao grau de oxidação.

A coexistência de clorita, espinélio, e dois silicatos de magnésio é suficiente para controlar, em determinadas condições de P, T e $f_{\text{H}_2\text{O}}$, o conteúdo de Al_2O_3 do cromo-espinélio. A figura 31 mostra que, em condições específicas de P e $f_{\text{H}_2\text{O}}$, a razão $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+})$ do espinélio vai diminuir com a queda da temperatura. Portanto, ocorrem teores baixos de Al_2O_3 em

espinélio de serpentinitos, acréscimo de Al_2O_3 com o grau metamórfico e um enriquecimento final relativamente rápido em direção Al_2O_3 (fig. 31).

Figura 30. Cr, Al e Fe^{3+} em cromo-espinélio de clorita-enstatita-olivina rochas (EVANS e FROST, 1975)

Figura 31. Diagrama de fase esquemático mostrando a razão $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Cr})$ em espinélio e clorita coexistindo com dois silicatos de Mg e fluido como uma função de temperatura (EVANS e FROST, 1975)

7.3.1 Implicações petrogenéticas da ferricromita

A ferricromita não constitui uma espécie mineral, pois ela representa um estágio fossilizado do reequilíbrio da cromita para magnetita, sendo então um agregado submicroscópico de fases óxido, de composição química variável entre os termos cromita e magnetita. Shen *et al.* (1988, *apud* CANDIA; GASPAR; SZABÓ, 1997) identificaram duas fases minerais que compõem a ferricromita: R_3O_4 e RO , onde $\text{R} = \text{Fe}, \text{Cr}, \text{Mg}$ e Al . Localmente também foi identificada uma fase R_2O_3 . A discussão sobre ferricromita neste trabalho é importante por

causa das eventuais interações da cromita com a serpentina, durante o metamorfismo, nos domínios mais silicáticos dos cromititos (e.g. nos cromititos de Mumbuca, onde esse mineral pode ocorrer na matriz).

A ferricromita ocorre em grãos que geralmente apresentam uma associação cromita-ferricromita-magnetita, cuja feição textural mais comum mostra um arranjo concêntrico com um núcleo de cromita circundado por ferricromita, com uma borda externa de magnetita. A forma dos grãos compostos pelas três fases pode variar em função de fatores como hábito da cromita antes do reequilíbrio, dissolução da magnetita da borda externa e sobrecrecimento de magnetita.

Figura 32. Perfis químicos de grãos compostos de cromita (C), magnetita (M) e ferricromita (F). A– Michailidis (1995, *apud* CANDIA; GASPAR; SZABÓ, 1997, p.351). B- Hoffman e Walker (1978, *apud* CANDIA; GASPAR; SZABÓ, 1997, p.351)

A composição química indica que a borda de ferricromita, relativamente ao núcleo, mostra diminuição de Al_2O_3 , MgO e, em menor proporção, Cr_2O_3 , assim como um concomitante acréscimo de FeO e Fe_2O_3 . A borda de magnetita é constituída essencialmente por FeO e Fe_2O_3 (figs. 32 e 33). Portanto, do contato com a cromita em direção à borda de magnetita, há um decréscimo contínuo no componente MgAl_2O_4 e enriquecimento em Fe_3O_4 . Além disso, destaca-se um enriquecimento em Ni na borda de magnetita e Mn na ferricromita (fig 32).

Figura 33. Variação composicional desde cromita (pontos próximos ao vértice do Cr), passando pela ferricromita e chegando até magnetita (vértice Fe^{3+}) Michailidis (1995, *apud* CANDIA; GASPAR; SZABÓ, 1997, p. 352).

A gênese da ferricromita é controversa, e admite as seguintes hipóteses: 1) processos magmáticos a tardi-magmáticos, 2) serpentinização, ou 3) metamorfismo regional de baixo grau de serpentinitos. A primeira dessas hipóteses é refutada, pois o *trend* de variação composicional da ferricromita difere daquele das cromitas ígneas, os limites cromita-ferricromita são arredondados e não euédricos (como deveriam ser se a ferricromita fosse magmática), e há ausência de inclusões entre cromita e ferricromita.

A hipótese de metamorfismo regional posterior à serpentinização não é sustentada por argumentos convincentes, já que a presença de clorita no serpentinito está claramente associada à disponibilidade de Al e não a condições específicas de P e T (controle preponderantemente químico - a_{Al}). Além disso, a substituição parcial de lizardita e crisotila por antigorita está ligada ao fato de que a lizardita é metaestável, sem um campo definido, bem como o limite superior da quebra da lizardita é diretamente proporcional à quantidade de Al que ela contém (CHERNOSKY *et al.* 1988). Entretanto, a formação da ferricromita não resultaria do reequilíbrio entre cromita e magnetita, uma vez que a saída do componente MgAl_2O_4 e a entrada Fe_3O_4 no grão composto ocorre em relação ao exterior, ou seja, o componente MgAl_2O_4 irá participar da serpentina ou da clorita presentes no serpentinito (como evidencia a presença de clorita e/ou Al-lizardita nas bordas dos grãos compostos).

Parece então evidente que a serpentinização seria responsável pela formação de ferricromita, dependendo das condições em que este processo ocorre e da composição original da cromita.

7.4. Características Químicas da Cromita nos Cromititos de Mumbuca e Petúnia.

7.4.1. Variações composicionais nos cromititos

Em primeiro lugar, serão avaliadas as variações intra-grãos dos cristais de cromita dos cromititos de Mumbuca e Petúnia, procurando retratar eventuais modificações composicionais sistemáticas decorrentes de processos pós-magmáticos, tais como metamorfismo (mais especificamente serpentinização, com formação de ferricromita), e/ou alteração deutérica. Em seguida, será discutida a variação composicional da cromita para as duas ocorrências, tanto do ponto de vista da variação composicional interna em cada caso como de maneira comparativa. Os cátions e suas razões nos diagramas a seguir se referem sempre a valores calculados para a fórmula estrutural dos espinélios (a.p.f.u.), com base em 4 oxigênios.

As variações intragrão para os cromititos de Mumbuca e Petúnia são representadas nas figuras 34 e 35, respectivamente. Para os cromititos de Mumbuca, os diagramas das razões $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ e $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ não mostram variação correspondente com a ocorrência de ferricromita (figs. 34 a, e, f, g, k, l), já que o Fe^{3+} e Fe^{2+} não mostram acréscimo significativo entre núcleos e bordas. Adicionalmente, a ausência da ferricromita pode ser conferida pelas variações intra-grão em relação a Al, Mg e Cr: os diagramas da razão $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ (figs. 34 c e i) não mostram diminuição coerente de Al em direção à borda e, no caso da amostra DCF-01E/05, tal razão não apresenta fortes variações, mantendo-se relativamente constante. Mg em geral apresenta uma diminuição pouco nítida, já que no caso da amostra DCF-01E/05 a razão $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ não apresenta grandes variações (figs. 34 b e h), assim Mg exibe um comportamento relativamente estável em direção à borda. A razão $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ sugere que Cr não apresenta diminuição, pelo contrario: a tendência, embora tênue, corresponde a um acréscimo neste elemento (figs. 34 d e j), que é mais visível na amostra DCF-01E/05 (fig. 34j). A petrografia e as imagens de elétrons retroespalhados concordam com as considerações em relação às variações nas razões catiônicas apresentadas acima, já que na caracterização ao microscópio com luz refletida e nas imagens de elétrons retroespalhados não foram identificados zoneamentos nos grãos nem a ocorrência de ferricromita nas suas bordas. A razão de oxidação $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, que indica condições de alteração da cromita (BAUMGARTNER *et al.*, 2013), não apresenta variações evidentes entre núcleo e borda, sendo relativamente horizontal. Isto indica que, pelo menos nas amostras DCF-01A/01 e DCF-01E/05, a alteração da cromita baixo condições oxidantes foi incipiente ou inexistente.

Figura 34. Perfis núcleo-borda para cristais maiores dos cromitos de Mumbuca. Amostra DCF-01A/01: **a)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ **b)** $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, **c)** $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, **d)** $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, **e)** variação da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, **f)** $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$; amostra DCF-01E/05: **g)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, **h)** $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ **i)** $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, **j)** $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, **k)** $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, **l)** $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$.

As variações intragrão para os cromitos de Petúnia, assim como nos cromitos de Mumbuca, mostram a ausência de ferricromita. As razões $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ e $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ não exibem tendência congruente com acréscimo significativo, mantendo-se relativamente estáveis (figs 35a, e, f, g, k, l). Adicionalmente, Mg não apresenta uma nítida

diminuição (fig 35b e h), por exemplo na amostra DCF-24/14 (fig. 35b), onde a diminuição da razão $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ é bastante sutil.

Figura 35. Perfis núcleo-borda para cristais maiores dos cromitos de Petúnia. Amostra DCF-24/03: **a)** $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ **b)** $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$, **c)** $Al/(Fe^{3+}+Cr+Al)$, **d)** $Cr/(Fe^{3+}+Cr+Al)$, **e)** Fe^{3+}/Fe^{2+} , **f)** $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$; amostra DCF-24/14: **g)** $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, **h)** $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ **i)** $Al/(Fe^{3+}+Cr+Al)$, **j)** $Cr/(Fe^{3+}+Cr+Al)$, **k)** Fe^{3+}/Fe^{2+} , **l)** $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$.

A razão $Al/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ para cromitos de Mumbuca (figs, 35c e i) exibe comportamento sem fortes mudanças no perfil núcleo-borda dos grãos, como na amostra DCF-24/03 (Fig.

35c), descartando a diminuição de Al em direção à borda, embora alguns perfis composicionais na amostra DCF-24/14 concordem com tal tendência intragrão, ainda que pouco nítida. A razão $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ sugere acréscimo sutil de Cr em direção à borda, que é mais nítido na amostra DCF-24/03 (fig. 35d), tendência contrária à que ocorreria em grãos com ferricromita.

Em todos os diagramas de relações catiônicas da cromita, as análises formam dois grupos diferentes: as análises do cromitito de Mumbuca (pontos laranja) e as análises de Petúnia (pontos verdes), que definem duas tendências diferentes com características específicas para cada diagrama. Portanto, pode-se afirmar que os cromititos de Mumbuca e Petúnia, pelo menos do ponto de vista composicional, são diferentes e que possivelmente não existe uma relação petrogenética entre eles, pelo menos em uma avaliação preliminar.

Os diagramas para Cr (figs. 36c e 36e) mostram que os cromititos de Petúnia são mais ricos neste elemento que os de Mumbuca. O maior teor de Cr nos cromititos de Petúnia pode ser conferido no diagrama ternário dos cátions trivalentes (fig 36a), onde os pontos correspondentes às análises dos cromititos de Petúnia se agrupam perto do vértice do Cr na base do diagrama ternário (conteúdos baixos de Fe^{3+}), porém a distribuição desses pontos configura uma tendência em direção a Al_2O_3 , que remete ao diagrama de Evans e Frost (1975) para espinélios afetados por metamorfismo progressivo (fig. 30). O maior conteúdo em Cr e a tendência do Al no diagrama ternário de elementos trivalentes, junto às feições petrográficas e à concordância das análises da cromita de Petúnia com os campos composicionais para espinélios metamórficos, são características que serão destacadas mais adiante na discussão sobre o ambiente tectono-magmático.

Os diagramas $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (XFe) vs. $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ e $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (XFe) vs. $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ (figs 36f e c, respectivamente) mostram um conteúdo maior de Al para cromititos de Mumbuca comparativamente com os de Petúnia, assim como uma variação mais ampla da relação $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ para os cromititos de Mumbuca (fig. 36f). Estas duas características para os cromititos de Mumbuca estariam relacionadas à tendência de *Rum*, que implica acréscimo de Al que, como mencionado acima, está ligado à reação entre cromita cumulática, o líquido *intercumulus*, plagioclásio e olivina. A combinação da tendência Fe-Ti (predominante) com a tendência de *Rum* identifica os cromititos de complexos estratiformes (BARNES e ROEDER, 2001).

Figura 36. Análises da cromita dos cromititos de Mumbuca e de Petúnia. **a)** Cátions trivalentes, **b)** Ti vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, **c)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$, **d)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, **e)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, **f)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$.

Os cromititos de Mumbuca possuem conteúdos maiores de Fe^{3+} e valores da razão XFe que sugerem conteúdo maior de Mg em relação aos de Petúnia (fig. 36d). A razão $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ é sempre baixa para cromititos de Petúnia, chegando a zero em algumas análises. A diferença no conteúdo de Fe^{3+} entre cromita de Mumbuca e a de Petúnia pode ser explicada em função da f_{O_2} que, como destacado acima, está relacionada ao ambiente

de formação e consiste numa das principais diferenças entre cromititos ofiolíticos e estratiformes, muito útil na determinação do ambiente tectono-magmático para os cromititos de Mumbuca, tal como será descrito mais adiante. O conteúdo maior de Mg nos cromititos de Mumbuca (figs. 36c, d, e, f) está relacionado com a razão Fe^{2+}/Mg mais baixa para cromita concentrada em camadas, comparativamente com a mesma razão em cromita disseminada, já que esta última interage com o fundido e com as fases silicáticas durante a cristalização fracionada, processo que aumenta a razão Fe^{2+}/Mg e o conteúdo de Ti (tendência Fe-Ti) do fundido. As composições da cromita concentrada em camadas não refletem a interação com o fundido e fases silicáticas durante a cristalização fracionada, já que ela se encontra parcialmente isolada.

A ampla variação da razão $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ é relacionada com a tendência de *Rum* (BARNES e ROEDER, 2001), descrita em detalhe acima, que também pode ser observada no digrama ternário de elementos trivalentes (fig. 36a). Para estes autores, a tendência de *Rum*, menos acentuada, combinada com a tendência Fe-Ti, predominante, ocorre em cromititos de complexos estratiformes. Como será destacado mais adiante, a tendência Fe-Ti ocorre junto com a tendência de *Rum* nos cromititos de Mumbuca, definindo o seu ambiente tectono-magmático. A distribuição das análises dos cromititos de Petúnia no diagrama ternário de elementos trivalentes é coerente com o diagrama apresentado por Evans e Frost (1975)

O diagrama ternário de elementos trivalentes (fig. 36a) mostra que a distribuição das análises para os cromititos de Mumbuca é coerente com a tendência Fe-Ti (figura 28a), estendendo-se em direção ao vértice do Fe^{3+} . Tal distribuição é relacionada a uma maior f_{O_2} no ambiente de formação dos cromititos, congruente com um conteúdo maior de Fe^{3+} na estrutura da cromita. A distribuição das análises de Mumbuca no diagrama $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ é coerente com a tendência Fe-Ti (fig. 36d).

Excluindo análises representadas no eixo das ordenadas no diagrama de $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ vs. Ti (fig. 36b), que representam cromita sem Fe^{3+} , os cromititos de Mumbuca apresentam conteúdo maior de Ti em relação aos de Petúnia. O conteúdo mais alto de Ti na cromita de Mumbuca está relacionada à tendência Fe-Ti, que é forte nestes cromititos e relacionada à evolução da composição da cromita durante a cristalização fracionada de olivina ou ortopiroxênio (com ou sem plagioclásio).

Os diagramas $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ e $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ (figs. 36c e 36e) mostram que a distribuição das análises de Mumbuca deveria ser coerente com a pendente levemente negativa da tendência Fe-Ti, contudo tal distribuição é afetada pela

tendência de *Rum*, menos acentuada, razão pela qual é difícil distinguir claramente a tendência Fe-Ti predominante nos diagramas que envolvem Cr. Nestes diagramas (figs. 36c e 36e), as análises de Petúnia exibem uma distribuição com uma pendente quase vertical, com valores da de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ num intervalo restrito, próximos a 1, que representam conteúdos maiores de Fe^{2+} em relação ao Mg, e à ampla variação de $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ que é consequente com a distribuição das análises destes cromititos na base do diagrama ternário dos elementos trivalentes (fig. 36c e 36e).

Figura 37. Elementos menores (em a.p.f.u.) nos cromititos de Mumbuca e de Petúnia. **a)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn, **b)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Ti, **c)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Zn, **d)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Si.

Figura 38. Elementos menores (em a.p.f.u.) nos cromititos de Mumbuca e de Petúnia. **Cromititos de Mumbuca:** a) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn (amostra DCF-01A/01), b) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn (amostra DCF-01E/05), c) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Ti (amostra DCF-01E/05), d) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Al (amostra DCF-01E/05); **Cromititos de Petúnia:** e) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn (amostra DCF-24/03), f) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Ti (amostra DCF-24/03), g) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Si (amostra 51C-47A).

Em relação aos elementos menores, o Mn dos cromititos de Mumbuca apresenta relação negativa com $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ (fig. 37a), coerente com a associação deste elemento com Mg. Tal relação é conferida nos diagramas para Mn feitos especificamente para duas amostras de Mumbuca (figs. 38a e b), que também exibem a relação negativa entre este elemento e $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$. Nas análises de Petúnia a relação entre Mn e $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ não é clara (fig. 37a), embora o diagrama $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn das análises do cromitito DCF-24/03 (fig. 38a), registre uma leve relação positiva, porém insuficiente para concluir que Mn se correlaciona diretamente com $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, até porque os diagramas $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Mn, realizados para outras amostras de Petúnia, não exibem tal relação positiva. Si ocorre com teores baixos tanto na cromita de Mumbuca, quanto na de Petúnia (fig. 37d). Na cromita de Petúnia, Si apresenta relação positiva com $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$. As análises dos cromititos de Petúnia não mostram relação clara do Si com a razão $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, no entanto o diagrama $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Si (fig. 38g) para a amostra 51C-47A exibe uma distribuição das análises que poderia sugerir uma relação positiva, como a que foi observada para as análises de Mumbuca. O padrão de distribuição das análises dos cromitos de Mumbuca no diagrama $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Zn (fig. 37c) é difuso e exibe dois grupos, sem mostrar uma tendência clara do Zn com relação a $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$. No entanto, considerando todas as análises de Mumbuca, pode-se falar de uma relação positiva entre Zn e $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$. No caso das análises de Petúnia, é difícil definir uma relação direta entre Zn e $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, pois as análises formam dois grupos (fig. 37c), um com teores mais altos de Zn, que contém a maioria das análises e apresenta uma tendência aproximadamente horizontal, que sugere conteúdo mais ou menos constante no intervalo $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ destes cromititos. O diagrama $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Zn mostra o teor mais alto deste elemento nos cromititos de Petúnia em relação aos de Mumbuca. A relação entre $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ e Ti para os cromititos de Mumbuca é positiva, e menos acentuada e negativa para os de Petúnia (fig. 37b). A relação positiva entre $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ e Ti é conferida na amostra DCF-01E/05 (fig. 38c), cujas análises apresentam uma distribuição coerente com a tendência observada para as análises de Mumbuca (fig. 37b). O diagrama $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. Ti para as análises da amostra DCF-24/03 (fig. 38f) é congruente com a relação negativa entre $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ e Ti para o conjunto de análises de Petúnia. A relação positiva entre $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ e Ti dos cromititos de Mumbuca está de acordo com a tendência Fe-Ti (aumento de Fe^{3+} e $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ concomitante com o acréscimo de Ti), predominante para esses cromititos. Para os cromititos de Petúnia, a relação negativa entre $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ e Ti provavelmente está relacionada à ocorrência de rutilo, que ocorre em proporções mais altas nestes cromititos, associada aos domínios mais maciços.

Figura 39. Amostras DCF-24/03 e DCF-24/14 dos cromititos de Petúnia. **a)** cátions trivalentes, **b)** $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ vs. TiO_2 , **c)** $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ vs. $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, **d)** $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$.

Os diagramas da figura 39 mostram as relações catiônicas para os cromititos de Petúnia, em função da variação de tamanho bimodal nos domínios maciços. As análises da cromita fina nos domínios maciços (losangos azul) distribuem-se concordantemente com as análises da cromita mais grossa nestes domínios. Contudo, o diagrama $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ mostra que as análises da cromita fina se concentram em valores mais baixos de $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ em comparação às análises da cromita grossa, o que pode representar condições de f_{O_2} mais baixa durante a cominuição por recristalização dinâmica, processo que teria gerado a cromita fina nos domínios maciços.

7.4.2. Determinação do ambiente tectono-magmático dos cromititos de Mumbuca e Petúnia

Foram utilizados os diagramas propostos por Baumgartner et al (2013), Mg# [$\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$] vs. Cr# [$\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$] (fig. 40b), Cr_2O_3 vs. TiO_2 (fig. 40a) e Al_2O_3 vs. TiO_2 (fig. 40c), para realizar uma classificação preliminar em função do tipo de cromitito onde a cromita ocorre e do seu ambiente tectono-magmático generalizado. Assim os cromititos de Mumbuca tem uma correspondência razoável com o campo dos cromititos estratiformes, sobretudo no diagrama Mg# vs. Cr# (figura 40b). Por outro lado, as análises dos cromititos de Petúnia ficam fora de qualquer campo neste diagrama, entretanto no diagrama Cr_2O_3 vs. TiO_2 tais análises se agrupam ao longo do limite do campo dos cromititos podiformes e alguns deles se projetam neste campo (fig. 40a). Isto não é conclusivo, pois como será destacado mais

adiante por meio dos diagramas de Irvine (1967) e dos diagramas de Barnes e Roeder (2001), as análises de Petúnia não se ajustam às tendências nem aos contornos estabelecidos nos diferentes diagramas para cromititos ofiolíticos (fig.42).

Figura 40. a) Composição da cromita em termos de Cr_2O_3 vs. TiO_2 (% em peso; discriminação de campos segundo Ferrario e Garuti 1988 e Arai et al. (2004 apud BAUMGARTNER et al. 2013, p.484), b) Diagrama de classificação para cromitas $Mg\#$ $[(Mg/(Fe^{2++}Mg))]$ vs. $Cr\#$ $[(Cr/(Cr+Al))]$ (discriminação de campos segundo IRVINE 1967 e Leblanc e Nicolas 1992 (apud BAUMGARTNER et al. 2013, p. 484), c) Composição da cromita no diagrama Al_2O_3 vs. TiO_2 . A discriminação de campos para basaltos de dorsal meso-oceânica (MORB), basaltos de ilhas oceânicas (BIO), grandes províncias ígneas (GPI), basaltos de arco de ilha (ARC), segundo Kamenetsky et al. (2001 apud BAUMGARTNER et al. 2013, p. 484).

A respeito dos ambientes tectono-magmáticos, a figura 40c mostra que a maioria das análises para os dois cromititos (Mumbuca e Petúnia) se concentra principalmente dentro e na vizinhança do campo de basaltos de arcos de ilhas (ARC). Algumas análises dos cromititos de Mumbuca ocorrem dentro da intersecção entre os campos correspondentes a basaltos de arcos de ilhas e os de basaltos de dorsal meso-oceânica (MORB).

Figura 41. a) Cátions trivalentes, b) $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ vs. TiO_2 (% em peso) c) XFe vs. $Cr/(Cr+Al)$ d) XFe vs. $Fe^{2+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ para as os cromititos de Mumbuca e Petúnia, mostrando os contornos de densidade para os cromititos de complexos estratiformes segundo Barnes e Roeder (2001). A linha mais fina representa o contorno do 90° percentil e a linha mais grossa representa o contorno do 50° percentil. $XFe=[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$.

As análises dos cromititos de Mumbuca apresentam boa concordância com os contornos para cromititos de intrusões estratiformes (fig. 41). Assim, a maioria destas análises ocorre dentro do contorno que representa o 90° percentil (90% de análises da subcategoria), determinado por Barnes e Roeder (2001) para os diagramas que definem a composição do Cr-espinélio em cromititos associados a intrusões estratiformes. Na maioria dos diagramas discriminantes de relações catiônicas, uma parte do conjunto das análises de Mumbuca se concentra no campo do 50° percentil. Tal concordância é congruente com o ajuste razoável dos cromititos de Mumbuca com o campo dos cromititos do tipo estratiforme nas figuras 40a e b, razão pela qual é possível sugerir que os cromititos de Mumbuca foram formados em complexos máficos-ultramáficos estratiformes. As análises para os cromititos de Mumbuca não tem coincidência com os campos para cromititos ofiolíticos, apenas no diagrama ternário para os cátions trivalentes e no diagrama de $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ vs. TiO_2 (fig. 42b) alguns pontos se projetam nos campos que identificam cromitas desta categoria.

Figura 42. a) Cátions trivalentes, b) $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ vs. TiO_2 (% em peso); c) X_{Fe} vs. $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$; d) X_{Fe} vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ para as os cromitos de Mumbuca e Petúnia, com os contornos de densidade para os cromitos ofiolíticos segundo Barnes e Roeder (2001). A linha mais fina representa o contorno do 90° percentil e a linha mais grossa o de 50° percentil. $X_{\text{Fe}}=[\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})]$.

Por outro lado, as análises dos cromitos de Petúnia estão fora dos contornos definidos para cromitos de intrusões estratiformes em todos os diagramas discriminantes de relações catiônicas (fig. 41), porém geralmente tais análises encontram-se na vizinhança do contorno que representa o 90° percentil de Barnes e Roeder (2001). A exceção pode ser observada no diagrama $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ (fig. 41d), onde o contorno apresenta uma razão $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ (X_{Fe}) menor em relação aos dados de Petúnia, que geralmente apresentam razão $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ caracteristicamente baixa comparativamente com os cromitos de Mumbuca, já que estes últimos foram provavelmente gerados em intrusões estratiformes que representam ambientes mais próximos à superfície, onde f_{O_2} é mais variável e geralmente maior.

Figura 43. a) Cátions trivalentes, b) $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ vs. TiO_2 , c) XFe vs. $Cr/(Cr+Al)$ d) XFe vs. $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ para as os cromititos de Mumbuca e Petúnia, mostrando os contornos de densidade para os espinélios metamórficos segundo Barnes e Roeder (2001). A linha mais fina representa o contorno do 90° percentil e a linha mais grossa representa o contorno do 50° percentil. $XFe=[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$.

Só no diagrama ternário para os cátions trivalentes (fig. 42a) e no diagrama $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ vs. TiO_2 (fig. 42b) para cromititos ofiolíticos, as análises de Petúnia se projetam dentro do contorno correspondente ao 90° percentil, portanto sem uma coincidência suficiente para afirmar que os cromititos de Petúnia são do tipo ofiolítico, já que nos diagramas $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs. $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ (fig. 42d) e $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs. $Cr/(Cr + Al)$ (fig.42c) as análises se encontram bastante afastadas do contorno do 90° percentil. Contudo, as análises dos cromititos de Petúnia têm uma concordância bastante razoável com os campos composicionais para espinélios de rochas metamórficas de alto grau (fig. 43), fato que condiz com características observadas nas amostras, principalmente durante a caracterização petrográfica. Assim, a variação de tamanho bimodal dos cristais de cromita nos domínios maciços (capítulo 6), relacionada à recristalização da cromita em cristais menores concomitantemente à deformação nos cromititos de Petúnia; a diferença nas formas cristalinas entre os cromititos de Petúnia e Mumbuca, com predomínio de cristais idiomórficos no último; e, do ponto de vista composicional, a razão $Cr/(Cr + Al)$ mais alta na cromita de Petúnia em relação à de Mumbuca (Fig 43b), além da distribuição das análises dos cromititos de Petúnia em relação ao Al no diagrama ternário de elementos trivalentes (explicada na seção 7.4.1), que para Evans e Frost (1975) seria relacionada ao

metamorfismo progressivo do espinélio são fatores que apoiam a hipótese de que os cromititos de Petúnia sofreram os efeitos de metamorfismo de alto grau. Provavelmente, esta seria a razão pela qual as análises dos cromititos de Petúnia não apresentem uma concordância razoável com os dois principais tipos de cromititos, como descrito acima.

8. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O terreno estudado localiza-se numa zona de transição entre o Cráton de São Francisco (Complexo Campos Gerais - CCG, Faixa Mumbuca, Domínio Autóctone) e um conjunto de terrenos e escamas de empurrão de escala crustal (representados pelo Complexo Petúnia), que convergiram para leste contra o Cráton, configurando uma paleo-sutura de colisão continental E-W. Esta região caracteriza-se por uma estruturação complexa, na qual as unidades litológicas exibem um alto grau de deformação dúctil e dúctil/rúptil, que é evidenciado por elementos estruturais típicos de uma zona de cisalhamento. A estruturação complexa e o alto grau de deformação da zona estudada também influenciaram os cromititos, cujas estruturas e texturas originais foram modificadas em grau variável em resposta à intensa deformação.

8.1. *Diferenças entre as Associações Litológicas da Faixa Mumbuca (Domínio Autóctone do CCG) e do Complexo Petúnia.*

Como discutido no Capítulo 5 – Geologia Local e também no Capítulo 4 – Geologia Regional, a Faixa Mumbuca, do Domínio Autóctone do Complexo Campos Gerais, e o Complexo Petúnia apresentam associações litológicas diferentes. A Faixa Mumbuca corresponde à porção sul do Domínio Autóctone do Complexo Campos Gerais (SZABÓ 1996), também chamado Cinturão Campos Gerais (ROIG, 1993), e exibe predomínio de gnaisses granodioríticos a monzograníticos com feições migmatíticas localmente preservadas, pois geralmente estes gnaisses são afetados por cisalhamento. Ocorrendo subordinadamente aos gnaisses, as rochas metaultramáficas configuram corpos alongados com orientação noroeste-sudeste, que consiste numa tendência generalizada para a área estudada (Anexo 2 – Esboço Geológico). O extremo leste do corpo ultramáfico de maior extensão, do vale do Córrego da Mumbuca (~ 8 Km de comprimento) contém os cromititos, associados principalmente por hornblenditos e metapiroxenitos (Capítulo 5 – Geologia Local e Capítulo 6 – Petrografia) e, subordinadamente, a rochas metamáficas, representadas por anfibolitos, e rochas metassedimentares, representadas por formações ferríferas metamorfizadas e metapelitos.

O Complexo Petúnia apresenta uma associação litológica mais variada em relação à Faixa Mumbuca, contudo apresenta também predomínio de biotita gnaisses, anfibólio gnaisses e/ou biotita-anfibólio gnaisses, ainda que de maneira menos destacada. Além dos gnaisses, ocorrem anfibolitos e metagabros, rochas metaultramáficas, assim como (estauroлита)-cianita-granada-mica xistos e quartzo-mica xistos, que representam as rochas

metassedimentares. Estas rochas ocorrem em corpos comumente alongados, cuja orientação é concordante com a tendência noroeste-sudeste generalizada para a área estudada (Anexo 2 – Esboço Geológico). Os gnaisses são representados por biotita gnaisses, anfibólio gnaisses, biotita-anfibólio gnaisses e biotita gnaisses migmatíticos bandados, intensamente cisalhados, foliados, lineados, localmente configurando tectonitos L ou SL. A presença de minerais como granada, estauroлита e cianita nos xistos e a ocorrência de intercalações de outros metassedimentos sugerem uma origem paraderivada para esses gnaisses (ROIG, 1993). As rochas metaultramáficas são representadas, predominantemente, por xistos à base de tremolita, clorita e antofilita, que apresentam graus variáveis de antofilitização e talcificação, resultantes de enriquecimento em sílica concomitante ao cisalhamento. As rochas metaultramáficas ocorrem associadas particularmente aos estauroлита-cianita-granada micaxistos e quartzo micaxistos, configurando a unidade metassedimentar-metaultramáfica, definida por Roig (1993). Os cromititos ocorrem dentro de um corpo menor de rochas metaultramáficas, localizado no extremo leste, na porção sul da área estudada (Anexo 2 – Esboço Geológico). Os anfibolitos e metagabros são intimamente associados e correspondem a corpos gabróicos, parcialmente anfibolitizados nas bordas em decorrência do cisalhamento em fácies anfibolito, que são comuns ao longo da unidade metassedimentar-metaultramáfica. Os (estauroлита)-cianita-granada-mica xistos estão intimamente relacionados com as rochas metaultramáficas e apresentam variações composicionais em função dos conteúdos variáveis de cianita, granada, estauroлита e micas.

8.2. *Diferenças entre as Rochas Metaultramáficas da Faixa Mumbuca (Domínio Autóctone do CCG) e do Complexo Petúnia.*

Os litotipos e, conseqüentemente, a composição e as características petrográficas são diferentes para as rochas metaultramáficas da Faixa Mumbuca e do Complexo Petúnia. Assim, as rochas metaultramáficas da Faixa Mumbuca correspondem principalmente a hornblenditos e enstatita-clorita-olivina-hornblenda fels/xistos com ou sem espinélio verde (SZABÓ 1996). Os hornblenditos podem exibir bandamento (descrito em detalhe no Capítulo 6 – Petrografia), herança do protólito ígneo, em função do conteúdo de hornblenda *versus* cummingtonita, ou podem ocorrer foliados, apresentando porções finas e irregulares que correspondem a “bandas” compostas predominantemente por cummingtonita fina, além de clorita intersticial, ligadas à passagem de fluidos concomitante ao cisalhamento. Nestes hornblenditos, ocorrem grãos onde hornblenda e cummingtonita encontram-se juntas, configurando texturas de equilíbrio ou desequilíbrio, que sugerem condições de formação

diferentes. A hornblenda nestas rochas tem características óticas (pleocroísmo fraco ou inexistente, birrefringência mais forte) que sugerem alto conteúdo de Mg na sua composição, cummingtonita comumente apresenta tamanhos menores em relação à hornblenda, enquanto clorita é restrita às “bandas” compostas predominantemente por cummingtonita fina.

Os enstatita-clorita-olivina-hornblenda fels/xistos são composto por olivina, ortopiroxênio e clorita, além de anfibólios (principalmente hornblenda magnesianas), talco substituindo preferencialmente ortopiroxênio e incipientemente hornblenda, e serpentina, produto da substituição da olivina e em menor grau da antofilita. Foram definidas duas variedades para este litotipo em função de variações composicionais. A primeira variedade é composta principalmente por olivina, clorita e ortopiroxênio, com anfibólios subordinados e sobrepostos, de forma desorganizada, aos demais minerais da assembléia. A segunda variedade apresenta predomínio de hornblenda magnesiana com porfiroclastos de ortopiroxênio e olivina. Nestes litotipos, especialmente na primeira variedade, olivina apresenta inclusões de anfibólio e de clorita, que sugerem a geração de olivina e ortopiroxênio a partir da quebra da clorita, segundo a $Mg\text{-}Chl = En + Fo + Spl + H_2O$, configurando assim a associação mineral ortopiroxênio-olivina-hornblenda ($\pm$ espinélio), que indica condições do pico metamórfico em fácies anfibolito superior transicional para fácies granulito (fig. 18), coerentes com as paragêneses de rochas anfibolíticas e metassedimentares associadas (SZABÓ, 1996).

Metamelagabros associados às rochas metaultramáficas constituem uma transição entre as rochas metaultramáficas, representadas principalmente pelos hornblenditos e enstatita-clorita-olivina-hornblenda fels/xistos, e as rochas metamáficas, representadas pelos anfibolitos que ocorrem intercalados subordinadamente nos corpos metaultramáficos da Faixa Mumbuca.

As rochas metaultramáficas do Complexo Petúnia correspondem a tremolita fels/xistos, tremolita-clorita xistos, tremolita-antofilita-clorita xistos, antofilita-clorita xistos e/ou clorita-antofilita xistos, antofilita-clorita-talco xistos, antofilita xistos, frequentemente fibro-radiados, clorita-talco xistos, talco-antofilita xistos e talco xistos. Estas rochas exibem graus variáveis de enriquecimento em sílica, conforme atestado pela ocorrência de antofilita e talco em proporções variáveis. A talcificação pervasiva representa o estágio mais avançado de enriquecimento em sílica nestas rochas.

Em relação às condições de metamorfismo para as rochas metaultramáficas de Petúnia, algumas feições, tais como a ocorrência de tremolita com lamelas de exsolução de

cummingtonita e coexistência homotaxial de tremolita e antofilita, sugerem condições de fácies anfibolito, sustentadas pela paragênese estauroлита-cianita-granada presente nos estauroлита-cianita-granada-mica xistos intimamente relacionadas com as rochas metaultramáficas, além das paragêneses progressivas observadas nos metagabros e anfibolitos com granada associados.

8.3. Diferenças entre os Cromititos de Mumbuca e Petúnia: Estruturas, Mineralogia e Composição Química Relacionada ao Ambiente Tectono-Magmático.

Os cromititos de Mumbuca e Petúnia apresentam diferenças relacionadas às suas estruturas predominantes, assim como à sua composição em termos mineralógicos (especialmente dos minerais da matriz) e à composição química. As diferenças da composição química da cromita entre os dois cromititos refletem condições particulares de formação da cromita e, conseqüentemente, ambientes tectono-magmáticos e/ou histórias pós-magmáticas diferentes para esses cromititos.

Os cromititos de Mumbuca exibem um predomínio da estrutura *schlieren* que, microscopicamente, é definida pela alternância de bandas compostas exclusivamente por cromita com bandas onde o teor desse mineral é mais baixo e predomina a matriz. Nos domínios maciços a variação do tamanho dos cristais de cromita é inequigranular seriada. Cromita geralmente é idiomórfica a subidiomórfica e apresenta aparência homogênea; localmente pode conter inclusões de tamanho reduzido.

Em relação à matriz, os cromititos de Mumbuca apresentam predomínio de clorita, provavelmente clinocloro, incolor a levemente pleocróica. Serpentina geralmente é subordinada à clorita na matriz. O rutilo, em cristais idiomórficos amarelos, pode ocorrer nestes cromititos, porém numa proporção menor que nos cromititos de Petúnia. Análises semi-quantitativas (EDS) realizadas em inclusões da cromita permitiram identificar a possível existência de minerais PGE (minerais do grupo da platina), possivelmente anduoita, um arseneto de Ru reportado na literatura como fase inclusa em cromitas de depósitos de cromo.

A composição química da cromita dos cromititos de Mumbuca mostra que esse mineral apresenta conteúdos maiores de Al em relação aos cromititos de Petúnia, relacionados à reação entre cromita cumulática e o líquido *intercumulus*; maiores conteúdos de Fe³⁺, que refletem ambientes de formação mais próximos à superfície, onde f_{O_2} é mais variável e geralmente maior; maiores teores de Ti, como consequência do aumento deste elemento junto com a razão Fe/Mg no fundido, durante o processo de cristalização fracionada; e

baixas razões Fe^{2+}/Mg , já que a cromita concentrada em camadas tem interação limitada ou nula com o fundido durante o processo de cristalização fracionada, preservando composições próximas à da cromita *liquidus* primária. A distribuição das análises dos cromititos de Mumbuca no diagrama ternário dos cátions trivalentes, desde a base em direção ao vértice de Fe^{3+} , a relação positiva entre Ti e $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$, e a relação levemente negativa entre $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ e $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ (e também $\text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$) configuram a tendência Fe-Ti de Barnes e Roeder (2001), predominante para estes cromititos. A distribuição das análises da cromita dos cromititos de Mumbuca também configura a tendência tipo *Rum*, já que no diagrama ternário de cátions trivalentes tal distribuição amplia progressivamente o intervalo das análises entre os vértices Cr e Al, partindo desde a base do diagrama em direção ao vértice de Fe^{3+} (fig. 34). Adicionalmente, a ampla variação da razão $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ e a relação positiva entre esta e a razão $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ definem também a tendência tipo *Rum*.

A concordância da distribuição das análises da cromita de Mumbuca com as tendências Ti-Fe, predominante, e de tipo *Rum*, menos acentuada, é coerente com a ocorrência destas análises dentro dos campos composicionais definidos para cromititos de complexos estratiformes (Figura 41). A correspondência bastante razoável das análises da cromita dos cromititos de Mumbuca com os contornos definidos para cromititos de complexos estratiformes é ratificada nos diagramas de ambientação tectono-magmática generalizada de Baumgartner et al (2013 - Figuras 40a e b), onde as análises se posicionam no campo composicional dos cromititos estratiformes. Perfis composicionais feitos em grãos maiores, com contornos idiomórficos, dos cromititos de Mumbuca mostram a ausência de ferricromita, sugerindo que a composição da cromita é preservada, hipótese que encontra sustentação no aspecto homogêneo dos grãos, tanto ao microscópio óptico de luz refletida, como nas imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV.

Os cromititos de Petúnia apresentam predomínio de estrutura lenticular, que microscopicamente é definida por domínios maciços com formas lenticulares que configuram bandas ou faixas de cromita com espessura maior, e que podem estar mais ou menos espaçadas. Nos domínios maciços os cristais de cromita apresentam-se com um empacotamento denso e uma variação de tamanho bimodal, onde os cristais menores são interpretados como produto da cominuição por recristalização dinâmica. Os cristais maiores de cromita geralmente são poiquilíticos idiomórficos a subidiomórficos, localmente xenomórficos com contornos arredondados, enquanto os cristais menores são xenomórficos a idiomórficos. A maioria das inclusões nos grãos de cromita maiores corresponde a

cavidades deixadas pelos minerais que estavam inclusos, raramente preservados nestas amostras.

A matriz dos cromititos de Petúnia apresenta predomínio de talco, que ocorre comumente em agregados aleatórios; subordinadamente ocorrem ainda antofilita e serpentina. O rutilo está associado aos domínios maciços dos cromititos, ocorrendo com proporções maiores em relação aos cromititos de Mumbuca. Pode ocorrer quartzo na matriz, mas comumente em proporção baixa.

As análises de química mineral mostram que a cromita dos cromititos de Petúnia apresenta conteúdos maiores de Cr, em relação aos cromititos de Mumbuca. O maior conteúdo de Cr dos cromititos de Petúnia e a tendência em direção a Al_2O_3 das análises na base do diagrama ternário de cátions trivalentes concordam com as considerações de Evans e Frost (1975) para espinélios afetados por metamorfismo progressivo. A tendência em direção a Al_2O_3 no diagrama ternário de cátions trivalentes, descrita acima, é evidenciada na ampla variação da razão $Cr/(Cr+Al)$ para os cromititos de Petúnia (fig. 34c). Os valores da razão $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ para estes cromititos ocorrem num intervalo restrito, próximo a 1, representando conteúdos maiores de Fe^{2+} em relação a Mg. As análises com $Fe^{3+}=0$ e alto conteúdo de Ti representam a eventual substituição de Ti por Fe no retículo cristalino da cromita.

As características petrográficas dos cromititos de Petúnia são coerentes com as características composicionais destes cromititos que, para Evans e Frost (1975) seriam relacionadas ao metamorfismo progressivo do Cr-espinélio, fato que encontra sustentação na concordância razoável das análises de Petúnia com os campos composicionais de espinélios de rochas metamórficas de alto grau apresentados por Barnes e Roeder (2001). É provável que os efeitos do metamorfismo de alto grau nos cromititos de Petúnia sejam responsáveis pela não concordância das análises destes cromititos com os campos definidos para os dois principais tipos de cromititos - estratiformes e podiformes. Os perfis composicionais realizados em grãos maiores dos cromititos de Petúnia constataam a ausência de ferricromita, como ocorre com os cromititos de Mumbuca.

8.4. Conclusões

As associações litológicas diferentes para a Faixa Mumbuca do Domínio autóctone do CCG e para o Complexo Petúnia; a diferença dos litotipos metaultramáficos associados aos cromititos destas duas unidades; as características petrográficas e estruturais diferentes nos

dois corpos (Mumbuca e Petúnia); o predomínio de clorita na matriz dos cromititos de Mumbuca *versus* a matriz predominantemente composta por talco dos cromititos de Petúnia; e as composições químicas que configuram diferentes tendências para cada corpo de cromitito, por meio das quais identificam-se diferentes ambientes tectono-magmáticos de geração para os cromititos de Mumbuca e de Petúnia, representam fortes argumentos para concluir que os cromititos de Mumbuca são diferentes dos cromititos de Petúnia e que, pelo menos preliminarmente, não têm relação genética.

Os cromititos de Mumbuca apresentam características estruturais, mineralógicas e composicionais que permitem sua classificação como de tipo estratiforme, gerados em complexos estratiformes, fato congruente com a presença de bandamento herdado do protólito em alguns hornblenditos (interpretados como metapiroxenitos) associados, e também com a variedade petrográfica dos corpos máfico-ultramáficos circunvizinhos, compostos principalmente por rochas metaultramáficas, mas com intercalações de rochas metamáficas, como metamelagabros, que possivelmente representam termo intermediário entre estes litotipos.

Os cromititos de Petúnia não apresentam concordância razoável com os campos composicionais definidos para os dois principais tipos de cromititos, podiformes e estratiformes, portanto não foi possível determinar seu ambiente tectono-magmático. Contudo, é possível postular uma hipótese preliminar, segundo a qual os cromititos de Petúnia sofreram os efeitos de metamorfismo de alto grau, que provavelmente modificaram as tendências composicionais originais destes cromititos. As estruturas, a variação de tamanho bimodal dos cristais de cromita nos domínios maciços, as formas cristalinas dos grãos de cromita e outras características petrológicas, além das variações composicionais da cromita que, para Evans e Frost (1975) seriam relacionadas ao metamorfismo progressivo do espinélio, apoiam esta hipótese.

Em resumo, a hipótese de que os cromititos estariam (ou poderiam estar) vinculados a um antigo e desmembrado ofiolito (e.g. ROIG 1993) não encontra sustentação na composição da cromita de nenhum dos corpos de cromitito estudados, sendo que para o de Mumbuca a hipótese mais provável é de que se trate de cromitito associado a um complexo estratiforme desmembrado na zona de cisalhamento entre o embasamento arqueano (Complexo Campos Gerais, Domínio Autóctone, faixa de Mumbuca) e as unidades alóctones do Complexo Petúnia, enquanto para o corpo de Petúnia a filiação tectono-magmática é incerta, tendo sofrido reorganização mais intensa e pervasiva nesta zona de intenso tectonismo.

Estudos que contemplem geoquímica de rocha total dos cromititos e estudos sistemáticos com microsonda eletrônica nas inclusões compostas por minerais do grupo da platina (PGM) e, eventualmente, análises isotópicas Re/Os seriam de grande ajuda na determinação e caracterização do ambiente tectono-magmático para os cromititos de Petúnia, já que a química mineral, por si só, não foi suficiente para atingir tal objetivo.

Os perfis composicionais realizados em grãos maiores permitiram identificar que as variações das razões catiônicas desde o núcleo em direção à borda não correspondem com as tendências que evidenciam a ocorrência de ferricromita, reportadas na literatura. Isto indicaria que não ocorreu serpentinização pós-magmática ou, se ocorreu, não consistiu num processo preponderante nos cromititos de Mumbuca e de Petúnia, sendo que a serpentina atual deve ser de substituição de minerais metamórficos de grau mais alto, compatíveis com as condições observadas nas rochas máficas, ultramáficas e metassedimentares associadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F.. O que faz um Cratón um Cratón? O Cratón do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In*: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Orgs.). **Geologia do continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, ed. Beca Produções Culturais, cap. 1, p. 17-35, 2004.

BARBOSA O. Guia das Excursões. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 9, 1955, São Paulo, Not. 3.

BARNES, S.J.; ROEDER, P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks, **Journal of Petrology**, v. 42, n.12, p. 2279-2302. 2001.

BAUMGARTNER, R.J.; ZACCARINI, F.; GARUTI, G.; THALHAMMER, O.A.R. Mineralogical and geochemical investigation of layered chromitites from the Bracco-Gabbro complex, Ligurian ophiolite, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 165, p. 477-493, 2013.

BUCHER, K; FREY, M. Metamorphism of mafic rocks *In*:_____, Petrogenesis of metamorphic rocks, 7. ed. Springer 2002, cap. 9, p. 339-393,

CABRI L.J. The platinum-group minerals. *In*: Platinum-group elements: Mineralogy Geology, Recovery (L.J Cabri, ed). Candian . Institute Mining Metall., Spec. v. 23, p. 95-96. 1981..

CAMPOS NETO, M.C.. Orogenic systems from South western Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in South western Brazil. *In*: 31

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS - Tectonic Evolution of South America,, 2000, Rio de Janeiro:, p. 335-365.

CAMPOS NETO M.C., BASEI M.A.S., JANASI V.A., MORAES R.. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 393-406. 2011.

CAMPOS NETO M.C., BASEI M.A.S., VLACH S.R.F., CABY R., SZABÓ G.A.J., VASCONCELOS P. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, v. 4, n. 1, p. 13-40, 2004.

CAMPOS NETO M.C., CABY R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, v. 19, p. 669-687, 2000.

CAMPOS NETO, M.C.; CABY, R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Res.*, v. 97, p. 3-26, 1999

CANDIA, M.A.F.; GASPAR, J.C.; SZABÓ, G.A.J. Ferricromita: Revisão e implicações petrogenéticas, *Revista Brasileira de Geolciências*, v. 27, n. 4, p. 349-354, 1997.

CARMICHAEL, I.S.E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr.Mineral. and Petrol.*, v.14, p. 36-64, 1967.

COSTA L.A.M. & ANGEIRAS A.G. Geosynclinal evolution of the Epi-Baykalian platform of Central Brazil. *Geol. Raunschau*, v. 60, n. 3, p. 1024-1050. 1971.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000, 2003.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. *An Introduction to the Rock-Forming-Minerals*. 2nd ed. London:Longmann Scientific & Technical, 1992.

EVANS, B.W.; FROST, B.R. Chrome-spinel in Progressive Metamorphism – a Preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica*, v. 35, p. 959-972, 1975.

FILGUEIRAS A.M.C. Estudos litoestruturais do greenstone belt Morro do Ferro na Faixa Mumbuca, Minas Gerais, e a sua implicação para mineralizações sulfetadas. 2000. 64 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2000.

FLEISCHER, M.; CABRI, L.J.; CHAO, G.Y.; PABST, A. New mineral names. *American Mineralogy*, v. 65, p. 808-814, 1980.

GAUTHIER M, CORRIVAUX L.J, CABRI J, GILLES LAFLAMME J.H, BERGERON M. Chromites platinifères des complexes ophiolitiques de l'Estrie-Beauce, Appalaches du Sud Québec. *Mineralium Deposita*, v. 25, n. 3, 169-178. 1990.

GORNOSTAYEV, S.S.; OHNENSTETTER, M.; NEZIRAJ, A.; OHNENSTETTER, D.; LAAJOKI, K.V.O.; POPOVCHENKO, S.E.; KORNIENKO, P.K. New occurrences of anduoite, (Ru,Os)As₂ from chromite deposits of Ukraine an Albania. *The Canadian Mineralogy*, v. 39, 591-606, 2001.

HARALYI, N.L.E.; HASUY, Y. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern of Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 12, n. 1-2-3, 160-166, 1982.

HAWTHORNE, F.C.; OBERTI, R. Classification of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 67, p. 55-88, 2007.

HEMLEY, J.J.; MONTOYA, J.W.; SHAW, D.R.; LUCE, R.W.. Mineral equilibria in the MgO – SiO₂ – H₂O system II: talc – antigorite – forsterite – anthophyllite – enstatite stability relations and some geological implications in the system. *American Journal of Sciences*. v. 277, p. 353-383, 1977.

HOCK B.E., FRIEDRICH G. Structural features of ophiolitic chromites in the Zambales Range, Luzon, Phillipines. *Mineralium Deposita*, v. 20, n. 4, p. 290-301, 1985.

IRVINE, T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part I. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 2, p. 648-672, 1965.

IRVINE, T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part II. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 4, p. 71-103, 1967.

JENKINS, D.M.; CHERNOSKY Jr. J.V. Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. *American Mineralogy*. V. 71, p. 924-936, 1986.

KAEFER, L.K. (ed.) Projeto Sapucaí, Convênio: DNPM/CPRM, 1979. 299 p. Rel. Final de Geologia.

KORIKOVSKY, S.P.; JANÁK, M.; LUPTÁK, B. Phase relations in olivine-orthopyroxene-chlorite-spinel-hornblende metaultramafics from the Malá Fatra Mts., western Carpathians. *Geologica Carpathica*, v. 49, n. 5, p. 369-376, 1998.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **“Brasil em Relevo”**.Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 20 nov. 2012.

MORALES N. Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção Oriental. 1993. 256 f. Dissertação de Doutorado, IGCE, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1993.

MORALES N., ZANARDO A., SIMÕES L.S.A., GODOY A.M. A zona de cisalhamento Campo do Meio na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, sul de Minas Gerais. In: Simp. Nacional de Est. Tect., 3, 1991. Rio Claro, p. 34-36.

ROIG, H.L. Caracterização da zona de sutura Jacuí –Conceição da Aparecida, MG – Limite norte do Cinturão Alto Rio Grande: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. 1993. 136 f. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1993.

SACK, R.O.; GHIORSO M.S. Chromite as Petrogenetic Indicator. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 25, n. 1, p. 323-354, 1991a.

SACK, R.O.; GHIORSO M.S. Chromian Spinels as Petrogenetic Indicators: Thermodynamics and Petrological Applications. *American Mineralogist*, v. 76, n. 5-6, p. 827-847. 1991b.

SCHUMACHER, J.C. Metamorphic amphiboles: Composition and coexistence, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 67, p. 359-416, 2007,

SZABÓ, G.A.J. Petrologia da suíte metaultramáfica da Seqüência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na região de sul a oeste de Alpinópolis, MG. 1996. p 18-89. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

THAYER T.P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman Soridag District, Turkey. *Economic Geology.*, v. 59, p. 1497-1524, 1964.

TROUW R.A.J., RIBEIRO A., PAUCIULLO F.V.P., HEILBRON M.L. Os Grupos São João del'Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, 1984, Rio de Janeiro, Anais... Rio de Janeiro, 7, 1984, p. 3227-3240.

VALERIANO C.M., DARDENNE M.A., FONSECA M.A., SIMÕES L.S.A., SEER H.J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Orgs.). *Geologia do continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca Produções Culturais (eds.), cap. 32, p.: 575-592. . 2004.

VALERIANO C.M., PEREIRA R.M., ALMEIDA J.C.H., DUARTE B.P., TURBAY C., ROSSI A., GONTIJO A., RIBEIRO A., NOGUEIRA J.R., HEILBRON M., CASTRO C., FALCÃO T.C., ROCHA SILVA V.G.M. 2007. *Geologia da folha Alpinópolis SF.23-V-B-V*. Brasília. CPRM/UERJ. 93 P.

VALERIANO C.M., SIMÕES L.S.A. Geochemistry of proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil), tectonic implications to the evolution of southern Brasília Belt, *Rev. Bras. Geoc*, v. 27, n. 1, p. 99-110. 1997.

WERNICK, E., ARTUR, A.C., FIORI, A. Preavaliação de dados geocronológicos da região Nordeste do estado de São Paulo e unidades equivalentes dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SBG, SIMP. REG. GEOL., 3, . 1981. São Paulo, Anais..., São Paulo, 1, 1981p. 328-342.

YU, T.; CHAO, H. Anduoite, a new ruthenium arsenide. *Kexue Tongbao*, v. 15, p.704-708 (em Chinês), 1979.

ZANARDO A., OLIVEIRA M.A.F., DEL LAMA E.A., CARVALHO S.G. Rochas máficas e ultramáficas da Faixa Jacuí – Bom Jesus da Penha – Conceição da Aparecida (MG). *Geociências*, São Paulo, v. 15, n. 1, p. 279-297. 1996a.

ZANARDO A., OLIVEIRA M.A.F., DEL LAMA E.A., MORALES N., OLIVEIRA M.A.F. Geologia da porção limítrofe entre os blocos São Paulo e Brasília. *Geociências*, São Paulo, v. 15, n.esp., p. 143-168. 1996b.

ZANARDO A., MORALES N., CARVALHO S.G., DEL LAMA E.A. Contexto geológico do Complexo Barbacena em seu extremo oeste. Geociências, UNESP, v.19, n. 2, p. 253-264. 2000.

ZANARDO A., MORALES N., FARIAS DE OLIVEIRA M.A., DEL LAMA E.A. Tectono-lithologic associations of the Alterosa Paleo Suture Zone – southeastern Brazil. Revista UnG - Geociências, v. 5, n. 1, p. 103-117. 2006.

ANEXO 1.

(Mapa de localização de afloramentos)

ANEXO 2.

(Esboço geológico da área estudada)

ANEXO 3

**(Resultados análises Microscopio Eletrônico de
Varredura - MEV)**

3a. Dados análises de MEV

Análises MEV na seção delgada DCF-01E/05

1E-05002-1

Elemento	Weight %	Sigma em peso	% Atomic %
O	35,60	1,60	62,88
Ti	61,30	0,34	36,16
Cr	1,77	0,11	0,96
	98,67		

1E-05002-2

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% Atomic %
O	36,70	1,57	63,62
Ti	61,12	0,34	35,39
Cr	1,85	0,11	0,98
	99,67		

1E-05002-3

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% % atômico
O	35,62	1,56	62,94
Ti	61,12	0,34	36,08
Cr	1,80	0,11	0,98
	98,54		

1E-05004-1

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% % atômico
O	38,07	1,57	64,53
Ti	61,20	0,34	34,65
Cr	1,58	0,11	0,82

100,85

1E-05004-2

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	55,40	1,78	72,41
Al	0,53	0,07	0,41
Si	0,43	0,07	0,32
Ti	59,51	0,34	25,98
Cr	1,41	0,11	0,57
Fe	0,84	0,11	0,31
	118,12		

1E-05004-3

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	37,84	1,79	66,45
Al	1,37	0,08	1,43
Si	0,73	0,07	0,73
Ti	47,94	0,30	28,12
Cr	0,55	0,09	0,30
Mn	0,44	0,10	0,22
Fe	5,48	0,17	2,76
	94,35		

1E-05004-4

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	38,54	1,75	66,30
Al	1,40	0,08	1,43
Si	0,94	0,07	0,93
Ti	47,94	0,30	27,54
Cr	0,72	0,09	0,38
Mn	0,48	0,10	0,24

Fe	6,47	0,18	3,19
	96,49		

1E-05004-5

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% % atômico
O	34,41	1,73	64,25
Al	1,21	0,08	1,34
Si	0,72	0,07	0,76
Ti	48,41	0,31	30,20
Cr	0,44	0,09	0,25
Mn	0,44	0,10	0,24
Fe	5,53	0,18	2,96
	91,16		

1E-05004-6

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% % atômico
O	37,55	1,79	67,57
Al	1,36	0,08	1,45
Si	0,82	0,07	0,84
Cl	0,23	0,06	0,19
Ti	44,49	0,29	26,74
Cr	0,63	0,09	0,35
Mn	0,49	0,10	0,26
Fe	5,06	0,17	2,61
	90,63		

1E-05004-7

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% % atômico
O	35,44	1,71	65,74
Al	1,36	0,08	1,49
Si	1,04	0,07	1,10

Cl	0,20	0,06	0,17
Ti	46,13	0,30	28,58
Cr	0,37	0,08	0,21
Mn	0,36	0,10	0,19
Fe	4,73	0,16	2,51
	89,63		

1E-05004-8

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	39,51	1,71	68,53
Al	1,57	0,08	1,61
Si	1,13	0,07	1,12
Cl	0,33	0,06	0,26
Ti	44,60	0,30	25,84
Cr	0,33	0,08	0,18
Mn	0,32	0,10	0,16
Fe	4,64	0,16	2,30
	92,43		

1E-05006-1

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,90	0,55	53,03
Mg	3,44	0,14	4,30
Al	9,50	0,16	10,71
Ti	0,49	0,07	0,31
Cr	33,44	0,29	19,56
Fe	22,18	0,30	12,08
	96,95		

1E-05006-2

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,51	0,50	51,63
Mg	3,60	0,14	4,62
Al	9,24	0,15	10,67
Cr	33,34	0,29	19,98
Fe	23,47	0,30	13,10
	96,16		

1E-05006-3

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,75	0,57	52,34
Mg	3,26	0,14	4,36
Al	2,95	0,11	3,56
Ti	0,41	0,07	0,28
Cr	41,97	0,32	26,24
Mn	0,72	0,19	0,42
Fe	21,97	0,30	12,79
	97,03		

1E-05006-4

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,49	0,47	54,77
Mg	1,89	0,12	2,48
Al	2,56	0,11	3,02
Cr	46,34	0,33	28,42
Fe	19,82	0,29	11,32
	98,10		

1E-05006-5

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	31,59	0,62	60,62
Al	2,33	0,11	2,65
Si	1,77	0,09	1,94
Ti	1,78	0,09	1,14
Cr	1,84	0,10	1,09
Fe	59,23	0,44	32,56
	98,54		

1E-05006-6

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	29,15	0,62	58,73
Al	2,01	0,10	2,40
Si	1,85	0,09	2,12
Ti	2,09	0,09	1,41
Cr	1,47	0,09	0,91
Fe	59,66	0,44	34,43
	96,23		

1E-05008-1

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	28,65	0,61	52,97
Mg	4,02	0,14	4,89
Al	9,00	0,15	9,87
Ti	0,25	0,07	0,15
Cr	33,08	0,29	18,82
Mn	0,51	0,17	0,27
Fe	24,60	0,31	13,03
	100,11		

1E-05008-2

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	30,17	0,73	54,33
Mg	3,92	0,14	4,65
Al	8,54	0,15	9,12
Ti	0,21	0,07	0,13
V	0,24	0,08	0,14
Cr	33,17	0,29	18,38
Mn	0,61	0,17	0,32
Fe	25,07	0,31	12,94
	101,93		

1E-05008-3

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	28,33	0,60	53,36
Mg	3,61	0,14	4,47
Al	8,66	0,15	9,68
Ti	0,34	0,07	0,21
Cr	33,47	0,29	19,40
Mn	0,64	0,17	0,35
Fe	23,22	0,30	12,53
	98,27		

1E-05008-4

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	24,36	0,50	52,08
Mg	2,32	0,12	3,26
Al	3,94	0,12	4,99
Cr	36,88	0,31	24,26
Mn	0,55	0,18	0,35

Fe	24,57	0,31	15,05
	92,62		

1E-05008-5

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,28	0,53	53,67
Mg	2,28	0,13	2,95
Al	2,70	0,11	3,15
Cr	43,00	0,33	26,03
Mn	1,00	0,19	0,58
Fe	24,17	0,31	13,62
	100,43		

1E-05008-6

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,42	0,52	53,94
Mg	2,76	0,13	3,57
Al	2,19	0,10	2,55
Cr	45,11	0,34	27,31
Mn	0,91	0,19	0,52
Fe	21,48	0,30	12,11
	99,87		

1E-05008-7

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	1,86	0,47	6,27
S	17,14	0,21	28,78
Cr	2,75	0,13	2,84
Fe	2,54	0,15	2,45
Co	1,46	0,16	1,34
Ni	21,78	0,34	19,97

As	48,98	0,43	35,19
Rh	4,17	0,44	2,18
Pt	3,51	0,33	0,97
	104,19		

1E-05008-8

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	33,48	2,65	61,19
Ti	61,46	0,36	37,52
V	0,58	0,18	0,33
Cr	1,38	0,11	0,78
Fe	0,36	0,11	0,19
	97,26		

1E-05008-9

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	40,52	1,63	65,19
Al	0,15	0,06	0,14
Si	0,09	0,06	0,08
Ti	61,57	0,34	33,08
Cr	2,05	0,12	1,01
Fe	1,06	0,12	0,49
	105,44		

1E-05008-10

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	38,86	1,11	68,84
Mg	12,68	0,16	14,79
Ca	21,39	0,19	15,13
Cr	0,74	0,09	0,40
Mn	0,25	0,08	0,13

Fe	1,40	0,11	0,71
	75,32		

1E-05008-11

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	35,34	0,67	58,11
Mg	16,03	0,17	17,34
Al	10,10	0,17	9,85
Si	13,13	0,17	12,30
Ca	0,71	0,06	0,47
Cr	1,67	0,10	0,84
Fe	2,29	0,12	1,08
	79,27		

1E-05008-12

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	41,70	0,69	59,95
Mg	19,14	0,19	18,11
Al	8,83	0,16	7,53
Si	15,03	0,18	12,31
Cr	2,39	0,11	1,06
Fe	2,55	0,13	1,05
	89,64		

1E-05008-13

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	44,27	0,71	60,75
Mg	19,50	0,19	17,61
Al	9,55	0,17	7,77
Si	15,34	0,18	11,99
Cr	2,13	0,11	0,90

Fe	2,46	0,13	0,97
	93,25		

1E-05010-1

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	1,33	0,43	4,48
S	17,12	0,22	28,78
Cr	2,05	0,12	2,13
Fe	2,17	0,14	2,09
Co	1,62	0,17	1,48
Ni	23,31	0,35	21,41
As	49,96	0,44	35,95
Rh	5,12	0,44	2,68
Pt	3,60	0,33	1,00
	106,28		

1E-05010-2

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
S	0,82	0,15	2,44
Cr	2,25	0,14	4,15
Fe	1,58	0,15	2,7
Ni	1,29	0,18	2,1
As	46,6	0,37	59,59
Rh	2,81	0,39	2,61
Pd	1,52	0,38	1,37
Pt	50,98	0,62	25,04
	107,85		

1E-05010-3

Elemento	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	11,38	0,77	32,94
Cr	3,74	0,14	3,33
Fe	2,73	0,16	2,27
Ni	3,81	0,2	3
Cu	0	0	0
As	60,98	0,45	37,7
Mo	6,02	0,34	2,91
Ru	35,85	0,63	16,43
Rh	3,17	0,61	1,43
	127,68		

1E-05010-4

Elementoo	% em Peso	Sigma em peso	% atômico
O	29,33	0,55	53,64
Mg	4	0,15	4,82
Al	9,17	0,15	9,94
Ti	0,22	0,07	0,14
Cr	33,29	0,29	18,73
Fe	24,3	0,31	12,73
	100,31		

Análises MEV na seção delgada DCF-01A/01

01A-1005-1

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	46,67	1,50077	30,96	0,54	54,52
Mg K	1,55	0,4866	3,19	0,12	3,7
Al K	4,87	0,5939	8,20	0,13	8,56
Ti K	0,28	0,9971	0,28	0,06	0,17

Cr K	32,31	0,9622	33,58	0,26	18,19
Mn K	0,76	0,9037	0,84	0,15	0,43
Fe K	24,32	0,8671	28,05	0,29	14,15
Zn K	0,55	0,8412	0,65	0,17	0,28
Total			105,75		

01A-1005-1

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	46,67	1,5077	29,28	0,39	54,52
Mg K	1,55	0,4866	3,02	0,11	3,7
Al K	4,87	0,5939	7,75	0,13	8,56
Ti K	0,28	0,9971	0,27	0,06	0,17
Cr K	32,31	0,9622	31,75	0,26	18,19
Mn K	0,76	0,9037	0,8	0,14	0,43
Fe K	24,32	0,8671	26,52	0,26	14,15
Zn K	0,55	0,8412	0,62	0,16	0,28
Totals			100		

01A-1005-2

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	23,23	0,73	31,84	0,72	61,34
Mg K	6,02	0,5819	10,34	0,15	13,11
Al K	0,8	0,5994	1,33	0,07	1,52
Si K	0,16	0,7113	0,22	0,05	0,24
Ca K	14,48	1,0585	13,68	0,14	10,52
Cr K	11,98	0,8644	13,86	0,19	8,22
Mn K	0,31	0,8399	0,37	0,12	0,21
Fe K	7,33	0,8326	8,8	0,18	4,86
Totals			80,44		

01A-1005-2

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	23,23	0,73	39,59	0,57	61,34
Mg K	6,02	0,5819	12,85	0,2	13,11
Al K	0,8	0,5994	1,65	0,09	1,52
Si K	0,16	0,7113	0,28	0,06	0,24
Ca K	14,48	1,0585	17	0,22	10,52
Cr K	11,98	0,8644	17,23	0,25	8,22
Mn K	0,31	0,8399	0,46	0,14	0,21
Fe K	7,33	0,8326	10,94	0,23	4,86
Totals			100		

01A-1005-3

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
Al K	0,2	0,7028	0,28	0,05	0,25
Ti K	58,25	0,9204	63,29	0,31	31,92
Cr K	1,85	0,797	2,32	0,11	1,08
Fe K	0,72	0,8325	0,86	0,1	0,37
O			43,97	0,27	66,38
Totals			110,71		

01A-1005-3

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
Al K	0,2	0,7028	0,25	0,05	0,25
Ti K	58,25	0,9204	57,16	0,2	31,92
Cr K	1,85	0,797	2,1	0,09	1,08
Fe K	0,72	0,8325	0,78	0,09	0,37
O			39,71	0,19	66,38

Totals 100

01A-1012-1

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
Mg K	1,51	0,4905	3,08	0,12	3,46
Al K	5,42	0,5985	9,05	0,14	9,15
Cr K	32,68	0,9581	34,11	0,26	17,9
Fe K	23,45	0,8644	27,13	0,28	13,25
Co K	0,17	0,8572	0,2	0,15	0,09
Zn K	0,79	0,8395	0,94	0,17	0,39
Totals			107,19		

01A-1012-1

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
Mg K	1,51	0,4905	2,87	0,11	3,46
Al K	5,42	0,5985	8,44	0,13	9,15
Cr K	32,68	0,9581	31,82	0,25	17,9
Fe K	23,45	0,8644	25,31	0,25	13,25
Co K	0,17	0,8572	0,19	0,14	0,09
Zn K	0,79	0,8395	0,87	0,16	0,39
Totals			100		

01A-1012-2

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	51,05	1,6392	31,15	0,48	55,59
Na K	0,12	0,4543	0,26	0,17	0,32

Mg K	0,98	0,4679	2,09	0,11	2,46
Al K	2,03	0,5839	3,47	0,1	3,68
Cr K	42,68	0,9634	44,3	0,29	24,32
Mn K	0,73	0,9129	0,8	0,17	0,41
Fe K	21,85	0,8602	25,41	0,28	12,99
Zn K	0,47	0,8451	0,55	0,18	0,24
Totals			108,02		

01A-1012-2

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	51,05	1,6392	28,84	0,35	55,59
Na K	0,12	0,4543	0,24	0,15	0,32
Mg K	0,98	0,4679	1,94	0,1	2,46
Al K	2,03	0,5839	3,22	0,09	3,68
Cr K	42,68	0,9634	41,01	0,29	24,32
Mn K	0,73	0,9129	0,74	0,15	0,41
Fe K	21,85	0,8602	23,52	0,24	12,99
Zn K	0,47	0,8451	0,51	0,16	0,24
Totals			100		

01A-1012-3

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
Mg K	1,11	0,4669	2,37	0,12	2,74
Al K	1,58	0,5814	2,71	0,1	2,82
Cr K	43,46	0,9635	45,1	0,3	24,35
Mn K	0,61	0,913	0,67	0,17	0,34
Fe K	22,11	0,8596	25,72	0,28	12,93
Co K	0,2	0,8541	0,24	0,15	0,11
Zn K	0,42	0,8445	0,5	0,17	0,21
Totals			109,5		

01A-1012-3

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
Mg K	1,11	0,4669	2,17	0,1	2,74
Al K	1,58	0,5814	2,48	0,09	2,82
Cr K	43,46	0,9635	41,19	0,29	24,35
Mn K	0,61	0,913	0,62	0,15	0,34
Fe K	22,11	0,8596	23,49	0,24	12,93
Co K	0,2	0,8541	0,22	0,14	0,11
Zn K	0,42	0,8445	0,45	0,15	0,21
Totals			100		

01A-1012-4

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
Mg K	1,04	0,4802	2,16	0,11	2,41
Al K	3,57	0,5955	6	0,12	6,04
Ti K	0,2	1,0096	0,2	0,06	0,11
Cr K	36,99	0,9592	38,56	0,28	20,13
Mn K	0,73	0,9042	0,81	0,16	0,4
Fe K	23,3	0,8611	27,06	0,29	13,16
Totals			108,82		

01A-1012-4

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	54,18	1,5925	31,27	0,37	57,75
Mg K	1,04	0,4802	1,98	0,1	2,41
Al K	3,57	0,5955	5,51	0,11	6,04
Ti K	0,2	1,0096	0,18	0,05	0,11
Cr K	36,99	0,9592	35,43	0,27	20,13

Mn K	0,73	0,9042	0,75	0,15	0,4
Fe K	23,3	0,8611	24,87	0,25	13,16
Totals			100		

01A-1012-5

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	43,45	1,5663	27,75	0,47	53,67
Mg K	0,87	0,474	1,83	0,1	2,32
Al K	3,62	0,5904	6,14	0,12	7,04
Cr K	35,4	0,9674	36,59	0,27	21,77
Mn K	0,55	0,9113	0,61	0,16	0,34
Fe K	22,74	0,8661	26,26	0,28	14,55
Zn K	0,56	0,8451	0,66	0,17	0,31
Totals			99,83		

01A-1012-5

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	43,45	1,5663	27,8	0,37	53,67
Mg K	0,87	0,474	1,83	0,1	2,32
Al K	3,62	0,5904	6,15	0,12	7,04
Cr K	35,4	0,9674	36,65	0,28	21,77
Mn K	0,55	0,9113	0,61	0,16	0,34
Fe K	22,74	0,8661	26,3	0,26	14,55
Zn K	0,56	0,8451	0,66	0,17	0,31
Totals			100		

01A-1012-6

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	46,32	1,5836	29,26	0,48	54,81
Mg K	0,91	0,4762	1,92	0,1	2,36
Al K	3,29	0,5924	5,55	0,11	6,17
Si K	0,23	0,6818	0,34	0,06	0,36
Cr K	36,29	0,9657	37,57	0,27	21,65
Mn K	0,45	0,9093	0,49	0,16	0,27
Fe K	23,16	0,8638	26,81	0,28	14,39
Totals			101,94		

01A-1012-6

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	46,32	1,5836	28,7	0,36	54,81
Mg K	0,91	0,4762	1,88	0,1	2,36
Al K	3,29	0,5924	5,45	0,11	6,17
Si K	0,23	0,6818	0,33	0,06	0,36
Cr K	36,29	0,9657	36,86	0,28	21,65
Mn K	0,45	0,9093	0,48	0,15	0,27
Fe K	23,16	0,8638	26,3	0,26	14,39
Totals			100		

01A-1012-7

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	38,26	1,5523	24,65	0,43	51,28
Mg K	0,67	0,4691	1,42	0,09	1,94
Al K	3,25	0,5881	5,53	0,11	6,82
Si K	0,22	0,6764	0,33	0,06	0,39

Cr K	35,38	0,9726	36,38	0,27	23,28
Mn K	0,61	0,9159	0,67	0,16	0,4
Fe K	22,63	0,8684	26,06	0,28	15,53
Zn K	0,58	0,8481	0,68	0,17	0,35
Totals			95,72		

01A-1012-7

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
Mg K	0,67	0,4691	1,48	0,1	1,94
Al K	3,25	0,5881	5,78	0,12	6,82
Si K	0,22	0,6764	0,35	0,06	0,39
Cr K	35,38	0,9726	38	0,29	23,28
Mn K	0,61	0,9159	0,7	0,16	0,4
Fe K	22,63	0,8684	27,23	0,27	15,53
Zn K	0,58	0,8481	0,71	0,17	0,35
Totals			100		

01A-1012-8

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	53,09	1,5972	33,25	0,51	57,2
Mg K	0,95	0,4764	1,99	0,11	2,25
Al K	3,59	0,5926	6,06	0,12	6,18
Cr K	36,87	0,9618	38,34	0,28	20,29
Mn K	0,56	0,9066	0,61	0,16	0,31
Fe K	23,47	0,8631	27,19	0,29	13,4
Co K	0,24	0,8559	0,28	0,15	0,13
Zn K	0,49	0,8412	0,59	0,17	0,25
Totals			108,3		

01A-1012-8

Elemento	App	Intensidade	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	53,09	1,5972	30,7	0,36	57,2
Mg K	0,95	0,4764	1,84	0,1	2,25
Al K	3,59	0,5926	5,59	0,11	6,18
Cr K	36,87	0,9618	35,4	0,27	20,29
Mn K	0,56	0,9066	0,57	0,14	0,31
Fe K	23,47	0,8631	25,11	0,25	13,4
Co K	0,24	0,8559	0,25	0,14	0,13
Zn K	0,49	0,8412	0,54	0,16	0,25
Totals			100		

Análises MEV na seção delgada DCF-24/14

2414002-1

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,82	0,57	52,96
Mg	0,87	0,12	1,18
Al	5,98	0,14	7,28
Cr	37,50	0,33	23,67
Mn	0,64	0,19	0,38
Fe	23,88	0,33	14,04
Zn	0,96	0,22	0,48
	95,65		

2414002-2

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,07	0,57	51,59
Mg	1,00	0,12	1,36
Al	6,16	0,14	7,51

Cr	37,81	0,34	23,94
Mn	0,77	0,19	0,46
Fe	24,28	0,33	14,31
Zn	1,64	0,22	0,83
	96,73		

2414002-3

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,22	0,53	54,1
Mg	1,11	0,12	1,45
Al	6,56	0,15	7,74
Cr	38,11	0,33	23,31
Fe	22,25	0,32	12,67
Zn	1,52	0,22	0,74
	96,77		

2414002-4

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,97	0,57	54,28
Mg	0,79	0,11	1,04
Al	6,13	0,14	7,32
Cr	39,22	0,34	24,29
Mn	1,01	0,2	0,59
Fe	20,66	0,31	11,91
Zn	1,15	0,22	0,57
	95,93		

2414002-5

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,9	0,57	52,73
Mg	0,92	0,12	1,24
Al	6,05	0,14	7,31
Cr	38,57	0,34	24,16
Mn	0,64	0,19	0,38
Fe	23,28	0,33	13,58
Zn	1,23	0,23	0,61
	96,59		

2414002-6

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	37,33	1,54	64,40
Al	0,93	0,08	0,95
Ti	46,66	0,32	26,89
Cr	9,75	0,20	5,17
Fe	4,76	0,18	2,35
Nb	0,79	0,19	0,23
	100,22		

2414002-7

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,38	0,53	52,98
Mg	0,96	0,12	1,27
Al	6,33	0,15	7,54
Cr	37,91	0,33	23,42
Fe	24,61	0,34	14,16
Zn	1,30	0,23	0,64
	97,49		

2414002-9

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,95	0,53	52,82
Mg	0,94	0,12	1,25
Al	6,10	0,14	7,36
Cr	37,67	0,33	23,59
Fe	24,66	0,34	14,38
Zn	1,22	0,23	0,61
	96,54		

2414002-10

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,79	0,56	52,87
Mg	0,91	0,12	1,22
Al	6,10	0,14	7,42
Cr	38,64	0,34	24,37
Mn	0,69	0,19	0,41
Fe	22,28	0,33	13,08
Zn	1,25	0,22	0,63
	95,66		

2414002-11

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,37	0,57	53,29
Mg	0,74	0,12	0,98
Al	6,04	0,14	7,23
Cr	38,80	0,34	24,13
Mn	0,58	0,19	0,34
Fe	22,99	0,33	13,31
Zn	1,45	0,23	0,72
	96,97		

2414002-12

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% % atômico
O	25,99	0,57	52,80
Mg	0,86	0,12	1,15
Al	6,44	0,15	7,76
Cr	38,35	0,34	23,98
Mn	0,65	0,19	0,38
Fe	22,62	0,33	13,17
Zn	1,52	0,22	0,75
	96,43		

2414002-13

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% % atômico
O	26,68	0,54	53,76
Mg	0,94	0,12	1,24
Al	6,21	0,14	7,42
Cr	38,07	0,33	23,61
Fe	23,09	0,33	13,33
Zn	1,28	0,22	0,63
	96,27		

2414002-14

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% % atômico
O	26,01	0,57	53,05
Mg	0,80	0,12	1,07
Al	6,10	0,14	7,38
Cr	38,42	0,34	24,11
Mn	0,69	0,19	0,41
Fe	22,72	0,33	13,28
Zn	1,41	0,22	0,70

96,15

2114002-15

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,07	0,57	53,85
Mg	0,88	0,12	1,15
Al	6,02	0,14	7,10
Cr	39,83	0,34	24,38
Mn	0,76	0,19	0,44
Fe	21,88	0,32	12,47
Zn	1,27	0,22	0,62
	97,71		

2414002-16

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,93	0,57	54,04
Mg	0,86	0,12	1,13
Al	6,13	0,14	7,29
Cr	39,92	0,34	24,65
Mn	0,68	0,20	0,40
Fe	20,51	0,31	11,79
Zn	1,44	0,22	0,70
	96,47		

2414002-17

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,84	0,57	52,78
Mg	0,87	0,12	1,17
Al	6,13	0,14	7,43
Cr	38,20	0,34	24,00
Mn	0,68	0,19	0,40

Fe	23,23	0,33	13,59
Zn	1,26	0,22	0,63
	96,21		

2414002-18

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,98	0,54	52,86
Mg	0,88	0,12	1,18
Al	6,33	0,15	7,63
Cr	37,40	0,33	23,41
Fe	24,39	0,33	14,22
Zn	1,41	0,22	0,70
	96,39		

2414002-19

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,63	0,57	53,47
Mg	0,89	0,12	1,18
Al	6,17	0,14	7,35
Cr	38,20	0,34	23,60
Mn	0,64	0,19	0,37
Fe	23,47	0,33	13,50
Zn	1,08	0,22	0,53
	97,08		

2414002-20

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,71	0,53	53,50
Mg	0,92	0,12	1,22
Al	6,27	0,15	7,45
Cr	38,16	0,33	23,52

Fe	23,63	0,33	13,56
Zn	1,55	0,22	0,76
	97,24		

2414004-1

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,25	0,57	52,91
Mg	0,96	0,12	1,28
Al	6,22	0,15	7,43
Cr	38,93	0,34	24,14
Mn	0,62	0,19	0,36
Fe	22,62	0,33	13,06
Zn	1,64	0,22	0,81
	97,24		

2414004-2

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,78	0,57	52,44
Na	0,26	0,21	0,37
Mg	1,00	0,12	1,34
Al	6,09	0,14	7,34
Cr	37,87	0,34	23,70
Mn	0,63	0,19	0,37
Fe	23,68	0,33	13,80
Zn	1,27	0,22	0,63
	96,58		

2414004-3

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,49	0,63	52,28
Mg	0,95	0,12	1,28
Al	6,02	0,14	7,32
Ti	0,18	0,07	0,13
Cr	38,67	0,34	24,41
Mn	0,79	0,19	0,47
Fe	22,87	0,33	13,44
Zn	1,34	0,22	0,67
	96,31		

2414004-4

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,87	0,57	53,75
Mg	0,91	0,12	1,20
Al	6,30	0,15	7,47
Cr	38,30	0,34	23,57
Mn	0,66	0,19	0,38
Fe	22,78	0,33	13,06
Zn	1,16	0,22	0,57
	96,98		

2414004-5

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,60	0,54	53,28
Mg	0,95	0,12	1,26
Al	6,34	0,15	7,53
Cr	38,76	0,33	23,89
Fe	23,24	0,33	13,34

Zn	1,42	0,22	0,70
	97,31		

2414004-6

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,71	0,57	53,36
Mg	0,90	0,12	1,18
Al	6,38	0,15	7,56
Cr	39,15	0,34	24,07
Mn	0,74	0,19	0,43
Fe	22,62	0,32	12,95
Zn	0,91	0,21	0,45
	97,41		

2414004-7

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,72	0,54	53,14
Na	0,71	0,21	0,98
Mg	0,92	0,12	1,20
Al	6,30	0,14	7,43
Cr	39,15	0,33	23,96
Fe	22,13	0,32	12,61
Zn	1,40	0,22	0,68
	97,33		

2414004-8

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,13	0,53	54,45
Mg	0,84	0,11	1,11
Al	6,33	0,14	7,53
Cr	39,72	0,34	24,53

Fe	20,44	0,31	11,75
Zn	1,29	0,23	0,63
	95,75		

2414004-9

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,16	0,57	54,15
Mg	0,88	0,12	1,16
Al	6,29	0,14	7,44
Cr	39,87	0,35	24,46
Mn	0,92	0,19	0,53
Fe	20,08	0,31	11,47
Zn	1,62	0,22	0,79
	96,82		

2414004-10

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,21	0,59	54,01
Mg	1,05	0,12	1,37
Al	6,20	0,15	7,30
Cr	36,44	0,33	22,26
Mn	0,59	0,19	0,34
Fe	24,39	0,34	13,87
Co	0,30	0,18	0,16
Zn	1,40	0,22	0,68
	97,58		

2414004-11

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,54	0,57	53,85
Mg	0,75	0,11	1,00

Al	6,30	0,14	7,58
Cr	40,07	0,35	25,02
Mn	0,78	0,19	0,46
Fe	19,64	0,31	11,41
Zn	1,38	0,22	0,68
	95,46		

2414004-12

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,54	0,63	54,60
Mg	0,83	0,12	1,08
Al	6,29	0,14	7,39
Ti	0,24	0,07	0,16
Cr	39,94	0,35	24,36
Mn	0,66	0,19	0,38
Fe	20,15	0,31	11,44
Zn	1,18	0,22	0,57
	96,83		

2414004-13

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,74	0,57	53,81
Mg	0,94	0,11	1,24
Al	6,43	0,14	7,67
Cr	39,63	0,34	24,54
Mn	0,60	0,19	0,35
Fe	19,95	0,31	11,50
Zn	1,79	0,22	0,88
	96,08		

2414004-14

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,88	0,57	54,29
Mg	0,82	0,12	1,09
Al	6,42	0,15	7,68
Cr	39,69	0,34	24,66
Mn	0,79	0,19	0,47
Fe	19,15	0,30	11,08
Co	0,19	0,17	0,11
Zn	1,27	0,21	0,63
	95,21		

2414004-15

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	27,36	0,57	54,77
Mg	0,71	0,11	0,93
Al	6,45	0,15	7,65
Cr	38,01	0,34	23,41
Mn	0,74	0,19	0,43
Fe	21,30	0,32	12,22
Zn	1,20	0,21	0,59
	95,77		

2414004-16

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,20	0,57	53,23
Mg	0,91	0,11	1,22
Al	6,31	0,14	7,61
Cr	39,16	0,34	24,49
Mn	0,75	0,19	0,44

Fe	21,33	0,32	12,42
Zn	1,21	0,21	0,60
	95,87		

2414004-17

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	26,22	0,57	53,20
Mg	0,95	0,12	1,26
Al	6,26	0,14	7,53
Cr	38,91	0,34	24,29
Mn	0,68	0,19	0,40
Fe	21,90	0,32	12,73
Zn	1,18	0,22	0,59
	96,10		

2414004-18

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	14,52	0,39	42,62
Mg	0,31	0,09	0,59
Al	3,92	0,12	6,82
Si	0,26	0,07	0,43
Cr	34,79	0,31	31,42
Fe	20,55	0,31	17,28
Zn	1,16	0,21	0,83
	75,51		

2414004-19

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	21,63	0,55	51,54
Mg	0,57	0,11	0,89
Al	5,27	0,14	7,44

Si	0,32	0,07	0,43
Cr	30,40	0,30	22,29
Mn	1,01	0,18	0,70
Fe	23,75	0,33	16,21
Zn	0,87	0,21	0,51
	83,82		

2414004-20

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	19,50	0,54	48,35
Mg	0,39	0,11	0,64
Al	5,61	0,14	8,25
Si	0,53	0,08	0,74
Cr	28,21	0,29	21,53
Mn	1,30	0,18	0,94
Fe	26,50	0,34	18,83
Zn	1,17	0,21	0,71
	83,21		

2414004-21

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	34,22	0,64	59,16
Na	0,48	0,22	0,58
Mg	0,90	0,12	1,03
Al	7,41	0,16	7,59
Cr	39,32	0,34	20,91
Mn	1,23	0,20	0,62
Fe	19,33	0,31	9,57
Zn	1,27	0,22	0,54
	104,16		

2414004-22

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	31,73	0,67	57,43
Mg	0,62	0,12	0,74
Al	7,06	0,16	7,58
Si	0,38	0,09	0,39
Cr	34,79	0,32	19,37
Mn	1,12	0,19	0,59
Fe	25,31	0,34	13,12
Co	0,36	0,18	0,18
Zn	1,35	0,22	0,60
	102,72		

2414004-23

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	38,76	0,71	61,93
Mg	0,94	0,13	0,99
Al	8,07	0,16	7,65
Si	0,34	0,09	0,31
Cr	36,03	0,33	17,72
Mn	0,98	0,20	0,46
Fe	22,90	0,33	10,48
Zn	1,19	0,22	0,47
	109,21		

2414004-24

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O K	33,00	0,58	59,16
Mg K	1,12	0,12	1,32
Al K	7,20	0,15	7,65

Cr K	38,22	0,33	21,09
Fe K	19,63	0,31	10,09
Zn K	1,59	0,22	0,70
	100,76		

2414004-25

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	22,66	0,58	53,22
Mg	0,39	0,11	0,61
Al	6,28	0,15	8,74
Si	0,38	0,08	0,50
Cr	24,59	0,27	17,77
Mn	1,41	0,17	0,96
Fe	26,23	0,34	17,64
Zn	0,96	0,20	0,55
	82,90		

2414004-26

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	28,49	0,60	57,06
Mg	0,64	0,11	0,84
Al	6,94	0,15	8,24
Cr	35,53	0,33	21,90
Mn	0,97	0,19	0,57
Fe	18,97	0,31	10,89
Zn	1,02	0,21	0,50
	92,56		

2414004-27

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	22,88	0,55	52,45
Mg	0,59	0,11	0,89
Al	5,11	0,14	6,95
Si	0,38	0,08	0,49
Cr	30,24	0,30	21,33
Mn	1,09	0,18	0,73
Fe	24,98	0,33	16,40
Zn	1,34	0,21	0,75
	86,61		

2414004-28

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	31,72	0,70	58,80
Mg	0,75	0,12	0,92
Al	6,89	0,15	7,57
Si	0,24	0,08	0,26
Ti	0,23	0,07	0,14
Cr	34,66	0,32	19,77
Mn	1,35	0,19	0,73
Fe	21,10	0,31	11,21
Zn	1,33	0,21	0,60
	98,27		

2414006-1

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	33,12	0,61	65,50
Al	4,32	0,13	5,06
Si	1,61	0,10	1,81
P	0,25	0,08	0,25
Cr	2,11	0,10	1,28
Fe	46,05	0,42	26,09
	87,46		

2414006-2

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	33,88	0,62	65,07
Al	4,78	0,14	5,44
Si	1,57	0,10	1,72
P	0,28	0,08	0,28
Cr	1,97	0,10	1,17
Fe	47,51	0,43	26,14
Co	0,34	0,20	0,18
	90,33		

2414006-3

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	23,71	0,51	51,17
Mg	1,25	0,12	1,78
Al	6,17	0,14	7,90
Cr	35,84	0,31	23,80
Fe	23,61	0,32	14,60
Zn	1,42	0,21	0,75
	92,00		

2414006-4

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	24,55	0,52	51,77
Mg	1,08	0,12	1,50
Al	6,00	0,14	7,50
Cr	37,24	0,32	24,17
Fe	23,92	0,32	14,46
Zn	1,16	0,22	0,60
	93,95		

2414006-5

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	18,04	0,47	52,95
Al	3,41	0,12	5,93
Si	0,95	0,08	1,59
Cr	2,37	0,10	2,14
Fe	44,45	0,41	37,38
	69,22		

2414006-6

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	24,02	0,50	51,85
Mg	0,84	0,12	1,19
Al	6,17	0,14	7,90
Cr	37,12	0,32	24,66
Fe	22,03	0,32	13,62
Zn	1,47	0,22	0,78
	91,65		

2414006-7

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	23,62	0,53	51,37
Mg	0,92	0,11	1,32
Al	6,20	0,14	8,00
Ti	0,29	0,07	0,21
Cr	36,55	0,32	24,46
Fe	22,42	0,32	13,97
Zn	1,25	0,21	0,67
	91,25		

2414006-8

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	23,29	0,49	51,84
Mg	0,84	0,11	1,23
Al	6,26	0,14	8,25
Cr	37,21	0,32	25,48
Fe	19,44	0,30	12,39
Co	0,31	0,16	0,19
Zn	1,13	0,21	0,61
	88,48		

2414006-9

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	23,67	0,49	51,46
Mg	0,94	0,11	1,34
Al	6,07	0,14	7,83
Cr	37,04	0,32	24,77
Fe	22,36	0,30	13,92
Zn	1,26	0,16	0,67

91,34 0,21

2414006-10

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	25,81	0,52	52,77
Mg	1,25	0,12	1,68
Al	6,84	0,15	8,29
Cr	37,73	0,32	23,74
Fe	22,10	0,32	12,94
Zn	1,15	0,22	0,58
	94,88		

2414006-11

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	24,60	0,51	51,96
Mg	0,92	0,12	1,28
Al	6,10	0,14	7,64
Cr	38,20	0,33	24,83
Fe	22,23	0,32	13,45
Co	0,29	0,17	0,17
Zn	1,28	0,22	0,66
	93,62		

2414006-12

Elemento	% em peso	Sigma em peso	% atômico
O	20,73	0,49	55,54
Al	2,79	0,11	4,43
Si	1,10	0,09	1,67
Cr	5,89	0,14	4,86
Fe	43,65	0,41	33,51
	74,16		

3b. Imagens eletrons retro-espalhados (com os pontos donde foram feitas as análises)

Seção delgada DCF-01E/05

Seção delgada DCF-01A/01

Seção delgada DCF-24/14

ANEXO 4

(Resultados análises Microsonda Eletrônica -

Análises da Cromita

Amostra	Análises	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	Cr2O3	MnO	MgO	Total	ZnO	NiO	FeOI	Si	Al	Ti	Fe2	Fe3	Cr	Mn	Mg	Cations	Ni	Zn	R3	R2	Fe3_TRIV	Al_TRIV	Cr_TRIV	Cr-Al	XFe	XMg
01A/01-01	2	0,1	0,25	16,668	25,9	8,36	43,301	0,603	5,303	101,18	0,697	0	33,421	0,026	5,173	0,05	5,708	1,656	9,012	0,135	2,083	23,983	0	0,14	15,92	8,07	0,105	0,327	0,569	0,64	0,73	0,27
01A/01-01	4	0,064	0,286	16,156	26,03	7,61	44,413	0,733	5,056	101,1	0,751	0	32,878	0,017	5,038	0,057	5,764	1,515	9,286	0,164	1,996	23,987	0	0,15	15,91	8,07	0,096	0,318	0,586	0,65	0,74	0,26
01A/01-02	5	0,072	0,841	15,416	27,69	2,56	47,868	0,362	4,289	100,02	0,925	0	29,997	0,019	4,888	0,17	6,235	0,518	10,177	0,083	1,721	23,991	0	0,18	15,77	8,22	0,033	0,314	0,653	0,68	0,78	0,22
01A/01-02	6	0,051	0,508	17,053	26,97	5,86	44,501	0,465	4,74	100,85	0,702	0	32,244	0,013	5,314	0,101	5,968	1,166	9,299	0,104	1,87	23,975	0	0,14	15,89	8,08	0,074	0,337	0,589	0,64	0,76	0,24
01A/01-02	7	0,113	0,822	16,989	26,27	6,23	43,782	0,609	5,369	100,97	0,785	0	31,878	0,03	5,269	0,163	5,785	1,233	9,105	0,136	2,108	23,979	0	0,15	15,8	8,18	0,079	0,338	0,583	0,63	0,73	0,27
01A/01-02	8	0,08	0,349	16,784	25,62	7,61	43,536	0,55	5,383	100,68	0,767	0	32,465	0,021	5,225	0,069	5,664	1,512	9,088	0,123	2,121	23,973	0	0,15	15,92	8,06	0,096	0,33	0,574	0,63	0,73	0,27
01A/01-03	9	0,061	2,064	16,408	28,55	2,08	45,065	0,416	4,486	99,89	0,761	0	30,423	0,016	5,174	0,416	6,394	0,419	9,53	0,094	1,791	23,984	0	0,15	15,56	8,43	0,028	0,342	0,63	0,65	0,78	0,22
01A/01-03	10	0,065	0,994	17,254	28,02	3,89	45,396	0,408	4,508	101,21	0,67	0	31,524	0,017	5,358	0,197	6,179	0,771	9,454	0,091	1,772	23,969	0	0,13	15,8	8,17	0,049	0,344	0,607	0,64	0,78	0,22
01A/01-04	11	0,062	0,287	15,079	25,42	7,93	44,437	0,598	5,161	99,6	0,622	0	32,554	0,017	4,784	0,058	5,727	1,606	9,454	0,136	2,073	23,975	0	0,12	15,92	8,06	0,101	0,302	0,597	0,66	0,73	0,27
01A/01-04	12	0,06	0,299	14,313	26,03	7,56	46,602	0,472	5,047	100,93	0,55	0	32,833	0,016	4,504	0,06	5,816	1,518	9,833	0,107	2,01	23,974	0	0,11	15,93	8,04	0,096	0,284	0,62	0,69	0,74	0,26
01A/01-04	13	0,061	0,798	15,325	25,82	7,08	44,484	0,478	5,372	100,19	0,774	0	32,194	0,016	4,823	0,16	5,771	1,422	9,388	0,108	2,14	23,978	0	0,15	15,81	8,17	0,091	0,309	0,601	0,66	0,73	0,27
01A/01-04	14	0,063	0,193	16,153	25,64	7,51	44,514	0,47	5,232	100,36	0,588	0	32,397	0,017	5,06	0,039	5,703	1,502	9,35	0,106	2,075	23,972	0	0,12	15,97	8	0,094	0,318	0,588	0,65	0,73	0,27
01A/01-05	15	0,488	0,878	16,391	26,54	6,23	43,843	0,381	5,736	101,2	0,714	0	32,15	0,128	5,067	0,173	5,827	1,229	9,089	0,085	2,245	23,983	0	0,14	15,69	8,3	0,08	0,329	0,591	0,64	0,72	0,28
01A/01-05	16	0,11	0,515	16,99	26,52	6,02	44,301	0,531	5,068	100,65	0,598	0	31,937	0,029	5,292	0,102	5,866	1,197	9,253	0,119	1,998	23,976	0	0,12	15,87	8,1	0,076	0,336	0,588	0,64	0,75	0,25
01A/01-05	17	1,392	2,211	15,942	28,27	0,8	44,016	0,526	5,773	99,42	0,492	0	28,988	0,37	4,988	0,442	6,281	0,16	9,234	0,118	2,286	23,979	0	0,1	15,19	8,79	0,011	0,347	0,642	0,65	0,73	0,27
01A/01-05	18	0,069	0,533	16,907	27	5,8	44,892	0,526	4,863	101,44	0,852	0	32,215	0,018	5,243	0,106	5,946	1,148	9,336	0,117	1,909	23,993	0	0,17	15,85	8,14	0,073	0,333	0,594	0,64	0,76	0,24
01A/01-06	19	0,074	0,549	17,277	27,24	3,41	45,6	0,418	4,494	99,89	0,832	0	30,313	0,02	5,431	0,11	6,08	0,684	9,611	0,094	1,788	23,978	0	0,16	15,86	8,12	0,043	0,345	0,611	0,64	0,77	0,23
01A/01-06	20	0,069	0,669	17,116	26,9	3,83	45,299	0,53	4,733	100,05	0,907	0	30,351	0,018	5,37	0,134	5,993	0,767	9,53	0,12	1,88	23,992	0	0,18	15,82	8,17	0,049	0,343	0,608	0,64	0,76	0,24
01A/01-06	21	0,07	0,61	16,971	26,84	4,74	44,869	0,472	4,751	100,52	1,2	0	31,107	0,019	5,31	0,122	5,964	0,947	9,415	0,106	1,882	24,005	0	0,24	15,81	8,19	0,06	0,339	0,601	0,64	0,76	0,24
01A/01-06	22	0,098	0,732	16,288	26,95	3,73	46,047	0,586	4,623	99,85	0,798	0	30,311	0,026	5,14	0,148	6,039	0,751	9,744	0,133	1,847	23,988	0	0,16	15,81	8,18	0,048	0,329	0,623	0,65	0,77	0,23
01A/01-07	23	0,066	0,187	16,921	26,09	5,8	45,305	0,436	5,119	100,81	0,889	0	31,308	0,017	5,267	0,037	5,767	1,152	9,456	0,098	2,017	23,981	0	0,17	15,93	8,05	0,073	0,332	0,596	0,64	0,74	0,26
01A/01-07	24	0,049	0,2	16,662	26,4	5,54	46,078	0,506	5,008	101,02	0,573	0	31,389	0,013	5,183	0,04	5,832	1,1	9,612	0,113	1,972	23,975	0	0,11	15,95	8,03	0,069	0,326	0,605	0,65	0,75	0,25
01A/01-08	25	0,055	0,287	16,629	25,69	7,35	44,513	0,54	5,472	101,45	0,914	0	32,307	0,014	5,145	0,057	5,645	1,452	9,236	0,12	2,143	23,992	0	0,18	15,9	8,09	0,092	0,325	0,583	0,64	0,72	0,28
01A/01-08	26	0,21	0,372	16,658	25,59	7,77	43,206	0,659	5,498	100,61	0,643	0	32,587	0,056	5,185	0,074	5,657	1,544	9,018	0,148	2,166	23,978	0	0,13	15,88	8,1	0,098	0,329	0,573	0,63	0,72	0,28
01A/01-08	28	0,295	0,176	15,57	27,17	5,27	45,343	0,223	4,301	99,11	0,76	0	31,911	0,08	4,973	0,036	6,163	1,075	9,712	0,051	1,739	23,979	0	0,15	15,88	8,1	0,068	0,316	0,616	0,66	0,78	0,22

01A/01-09	29	0,081	0,198	16,399	26,71	3,89	46,406	0,529	4,339	99,35	0,798	0	30,21	0,022	5,206	0,04	6,021	0,788	9,878	0,121	1,744	23,98	0	0,16	15,93	8,05	0,05	0,328	0,622	0,65	0,78	0,22
01A/01-09	30	0,058	0,276	17,221	26,68	5,54	44,742	0,374	4,787	100,47	0,791	0	31,662	0,015	5,38	0,055	5,919	1,105	9,372	0,084	1,893	23,973	0	0,15	15,93	8,05	0,07	0,339	0,591	0,64	0,76	0,24
01A/01-09	31	0,08	0,31	16,719	25,56	7,29	43,516	0,685	5,258	100,27	0,854	0	32,122	0,021	5,231	0,062	5,679	1,456	9,13	0,154	2,083	23,986	0	0,17	15,9	8,09	0,092	0,331	0,577	0,64	0,73	0,27
01A/01-10	33	0,106	0,382	16,813	26,61	4,9	44,603	0,464	4,617	99,44	0,946	0	31,023	0,028	5,317	0,077	5,976	0,989	9,459	0,106	1,848	23,99	0	0,19	15,87	8,12	0,063	0,337	0,6	0,64	0,76	0,24
01A/01-10	34	0,048	0,372	17,246	25,73	5,32	44,974	0,537	5,384	100,24	0,633	0	30,515	0,013	5,373	0,074	5,693	1,058	9,397	0,12	2,124	23,972	0	0,12	15,92	8,06	0,067	0,339	0,594	0,64	0,73	0,27
01A/01-10	35	0,104	0,38	17,166	25,43	5,32	44,256	0,594	5,421	99,46	0,784	0	30,213	0,028	5,389	0,076	5,669	1,066	9,316	0,134	2,154	23,982	0	0,15	15,88	8,11	0,068	0,342	0,591	0,63	0,72	0,28
01A/01-10	36	0,083	0,276	17,547	25,65	6,92	43,485	0,51	5,448	100,69	0,772	0	31,881	0,022	5,44	0,055	5,647	1,369	9,04	0,114	2,138	23,975	0	0,15	15,93	8,05	0,086	0,343	0,57	0,62	0,73	0,27
01E/05-11	1	0,024	0,216	14,839	24,19	6,6	47,382	0,63	6,462	100,61	0,266	0	30,126	0,006	4,628	0,043	5,357	1,314	9,909	0,141	2,551	23,999	0	0,05	15,9	8,1	0,083	0,292	0,625	0,68	0,68	0,32
01E/05-11	2	0,017	0,196	14,542	23,88	6,07	48,299	0,637	6,514	100,34	0,183	0	29,339	0,005	4,547	0,039	5,303	1,212	10,127	0,143	2,578	23,994	0	0,04	15,93	8,06	0,076	0,286	0,637	0,69	0,67	0,33
01E/05-11	3	0	0,219	14,857	24,15	7,19	47,441	0,737	6,559	101,19	0,037	0	30,617	0	4,605	0,043	5,315	1,422	9,859	0,164	2,573	23,991	0	0,01	15,93	8,06	0,09	0,29	0,621	0,68	0,67	0,33
01E/05-11	4	0,028	0,244	15,342	25,09	3,73	48,465	0,64	5,67	99,44	0,227	0	28,444	0,008	4,843	0,049	5,625	0,752	10,26	0,145	2,266	23,988	0	0,04	15,91	8,08	0,047	0,305	0,647	0,68	0,71	0,29
01E/05-11	5	0,02	0,528	15,32	24,01	7,08	45,728	0,581	6,744	100,23	0,222	0	30,377	0,005	4,774	0,105	5,314	1,408	9,556	0,13	2,66	23,992	0	0,04	15,85	8,14	0,089	0,303	0,607	0,67	0,67	0,33
01E/05-12	6	0,034	0,566	17,594	24,97	0,64	48,778	0,295	6,538	99,44	0,023	0	25,548	0,009	5,458	0,112	5,5	0,127	10,146	0,066	2,567	23,985	0	0	15,85	8,13	0,008	0,347	0,645	0,65	0,68	0,32
01E/05-13	7	0,052	0,943	11,533	26,491	0	56,453	0,456	4,614	100,84	0,295	0	0	0,014	3,668	0,192	5,983	0	12,04	0,104	1,858	23,919	0	0,06	15,91	8	0	0,234	0,766	0,77	0,76	0,24
01E/05-13	8	0,051	0,82	12,69	26,212	0	53,966	0,415	4,757	99,18	0,272	0	0	0,014	4,076	0,168	5,979	0	11,623	0,096	1,934	23,94	0	0,05	15,88	8,06	0	0,26	0,74	0,74	0,76	0,24
01E/05-13	9	0,043	0,496	12,22	24,336	0	56,669	0,567	4,741	99,2	0,125	0	0	0,012	3,915	0,101	5,537	0	12,174	0,131	1,923	23,823	0	0,03	16,2	7,62	0	0,243	0,757	0,76	0,74	0,26
01E/05-13	10	0,078	0,72	11,836	25,686	0	55,644	0,51	4,524	99,3	0,304	0	0	0,021	3,811	0,148	5,874	0	12,015	0,118	1,844	23,891	0	0,06	16	7,9	0	0,241	0,759	0,76	0,76	0,24
01E/05-13	11	0,043	1,484	11,967	25,034	0	55,311	0,498	4,454	98,85	0,064	0	0	0,012	3,851	0,305	5,721	0	11,935	0,115	1,814	23,763	0	0,01	16,1	7,66	0	0,244	0,756	0,76	0,76	0,24
01E/05-14	12	0,052	0,37	17,1	26,62	3,03	47,685	0,485	5,48	101,12	0,297	0	29,348	0,014	5,285	0,073	5,843	0,598	9,884	0,108	2,144	24,009	0	0,06	15,85	8,16	0,038	0,335	0,627	0,65	0,73	0,27
01E/05-14	13	0,062	0,568	17,275	26,47	2,61	46,753	0,508	5,394	99,87	0,229	0	28,821	0,016	5,394	0,113	5,87	0,52	9,79	0,114	2,132	23,989	0	0,04	15,83	8,16	0,033	0,343	0,623	0,64	0,73	0,27
01E/05-14	14	0,026	0,742	16,98	26,6	2,02	47,101	0,494	5,289	99,49	0,243	0	28,414	0,007	5,33	0,149	5,93	0,405	9,915	0,112	2,102	24	0	0,05	15,81	8,19	0,026	0,341	0,634	0,65	0,74	0,26
01E/05-14	15	0,034	0,831	17,008	26,88	2,18	47,227	0,4	5,394	100,21	0,252	0	28,846	0,009	5,302	0,165	5,95	0,434	9,872	0,09	2,128	24	0	0,05	15,78	8,22	0,028	0,34	0,632	0,65	0,74	0,26
01E/05-14	16	0,055	0,83	16,964	27,28	2,18	47,533	0,441	5,218	100,87	0,368	0	29,246	0,014	5,265	0,165	6,013	0,432	9,893	0,098	2,05	24	0	0,07	15,77	8,23	0,028	0,338	0,635	0,65	0,75	0,25
01E/05-15	17	0,035	0,521	16,73	26,19	2,34	47,642	0,455	5,505	99,55	0,128	0	28,298	0,009	5,247	0,104	5,833	0,468	10,02	0,103	2,186	24	0	0,03	15,85	8,15	0,03	0,333	0,637	0,66	0,73	0,27

*R2= somatória dos cátions bivalentes; R3= somatória dos cátions trivalentes; Fe3_TRIV= $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; Al_TRIV= $\text{Al}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; Cr_TRIV= $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; XFe= $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$; XMg= $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$

Amostra	Análises	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	Cr2O3	MnO	MgO	Total	ZnO	NiO	FeOI	Si	Al	Ti	Fe2	Fe3	Cr	Mn	Mg	Cations	Ni	Zn	R3	R2	Fe3_TRIV	Al_TRIV	Cr_TRIV	Cr-Al	XFe	XMg
01E/05-15	18	0,028	0,758	17,221	26,69	2,5	47,514	0,475	5,526	100,96	0,247	0	28,942	0,007	5,322	0,15	5,857	0,493	9,846	0,106	2,162	23,993	0	0,05	15,82	8,18	0,031	0,34	0,629	0,65	0,73	0,27

01E/05-15	19	0,032	0,676	17,056	26,32	2,61	47,142	0,462	5,562	100	0,143	0	28,666	0,008	5,317	0,135	5,827	0,519	9,855	0,104	2,195	23,99	0	0,03	15,83	8,16	0,033	0,339	0,628	0,65	0,73	0,27
01E/05-15	20	0,05	0,723	17,148	26,34	2,08	47,317	0,466	5,568	99,95	0,26	0	28,212	0,013	5,346	0,144	5,831	0,414	9,892	0,104	2,197	23,991	0	0,05	15,81	8,18	0,026	0,342	0,632	0,65	0,73	0,27
01E/05-16	21	1,67	0,226	15,297	25,48	4,1	45,471	0,554	7,016	99,99	0,18	0	29,17	0,439	4,739	0,045	5,606	0,811	9,446	0,123	2,751	23,99	0	0,03	15,48	8,51	0,054	0,316	0,63	0,67	0,67	0,33
01E/05-16	22	0,027	0,269	16,541	25,36	3,99	48,008	0,644	5,924	101,08	0,318	0	28,952	0,007	5,111	0,053	5,565	0,787	9,948	0,143	2,317	23,991	0	0,06	15,91	8,09	0,05	0,323	0,628	0,66	0,71	0,29
01E/05-16	23	0,061	0,271	16,572	25,26	3,89	47,141	0,567	5,873	99,81	0,173	0	28,765	0,016	5,178	0,054	5,605	0,776	9,877	0,127	2,323	23,986	0	0,03	15,9	8,09	0,049	0,327	0,624	0,66	0,71	0,29
01E/05-16	24	0,037	0,189	16,032	25,77	4,47	47,48	0,404	5,554	100,14	0,201	0	29,794	0,01	5,019	0,038	5,729	0,893	9,968	0,091	2,201	23,989	0	0,04	15,93	8,06	0,056	0,316	0,628	0,67	0,72	0,28
01E/05-17	25	0,072	0,071	13,231	23,68	0,53	55,218	0,551	6,156	100,02	0,507	0	24,157	0,019	4,171	0,014	5,301	0,107	11,673	0,125	2,457	23,967	0	0,1	15,98	7,98	0,007	0,261	0,732	0,74	0,68	0,32
01E/05-17	26	0,045	0,12	12,292	24,632	0	55,715	0,492	5,684	99,25	0,266	0	0	0,012	3,934	0,025	5,598	0	11,956	0,113	2,303	23,991	0	0,05	15,93	8,06	0	0,248	0,752	0,75	0,71	0,29
01E/05-18	27	0,044	0,276	16,211	24,72	6,6	44,844	0,535	6,108	99,55	0,215	0	30,663	0,012	5,083	0,055	5,505	1,321	9,429	0,121	2,424	23,99	0	0,04	15,9	8,09	0,083	0,321	0,596	0,65	0,69	0,31
01E/05-18	28	0,018	0,355	16,334	25,04	6,12	46,322	0,653	6,208	101,34	0,289	0	30,543	0,005	5,035	0,07	5,482	1,204	9,575	0,145	2,423	23,999	0	0,06	15,89	8,11	0,076	0,318	0,605	0,66	0,69	0,31
01E/05-18	29	0,061	0,405	16,25	25,2	5,54	46,435	0,49	6,162	100,8	0,259	0	30,184	0,016	5,034	0,08	5,544	1,096	9,646	0,109	2,416	23,991	0	0,05	15,87	8,12	0,069	0,319	0,611	0,66	0,7	0,3
01E/05-18	30	0,049	0,253	17,479	25	5,7	45,37	0,58	6,314	101,03	0,28	0	30,127	0,013	5,371	0,05	5,456	1,118	9,349	0,128	2,456	23,991	0	0,05	15,9	8,09	0,071	0,339	0,59	0,64	0,69	0,31
01E/05-19	31	0,063	0,593	16,442	25,22	5,11	45,931	0,57	6,125	100,3	0,241	0	29,82	0,017	5,112	0,118	5,568	1,014	9,576	0,127	2,411	23,993	0	0,05	15,84	8,16	0,065	0,326	0,61	0,65	0,7	0,3
01E/05-19	32	0,053	0,53	16,856	25,45	4,47	46,509	0,545	6,151	100,78	0,216	0	29,472	0,014	5,208	0,105	5,584	0,882	9,635	0,121	2,406	23,995	0	0,04	15,84	8,15	0,056	0,331	0,613	0,65	0,7	0,3
01E/05-19	33	0,079	0,454	16,499	25,49	4,95	46,846	0,458	6,197	101,18	0,205	0	29,941	0,021	5,086	0,089	5,58	0,974	9,684	0,102	2,418	23,994	0	0,04	15,85	8,14	0,062	0,323	0,615	0,66	0,7	0,3
01E/05-19	34	0,071	0,178	15,223	24,47	5,64	47,477	0,55	6,198	99,99	0,183	0	29,547	0,019	4,769	0,036	5,444	1,128	9,974	0,124	2,458	23,992	0	0,04	15,93	8,07	0,071	0,3	0,628	0,68	0,69	0,31
01E/05-20	37	0,845	0,554	16,865	25,31	5,16	44,371	0,558	6,914	100,89	0,313	0	29,953	0,22	5,169	0,108	5,509	1,01	9,119	0,123	2,682	24	0	0,06	15,63	8,37	0,066	0,338	0,596	0,64	0,67	0,33
01E/05-20	38	0,137	0,244	16,403	25,02	5,7	46,514	0,526	6,319	101,23	0,363	0	30,153	0,036	5,055	0,048	5,475	1,121	9,612	0,117	2,465	23,999	0	0,07	15,87	8,13	0,071	0,32	0,609	0,66	0,69	0,31
01E/05-21	39	0,203	0,15	16,626	25,25	2,71	47,717	0,44	5,912	99,22	0,208	0	27,686	0,054	5,216	0,03	5,625	0,543	10,038	0,099	2,348	23,993	0	0,04	15,88	8,11	0,034	0,33	0,635	0,66	0,71	0,29
01E/05-21	40	0,069	0,073	12,55	26,06	1,7	53,57	0,526	4,824	99,54	0,17	0	27,591	0,019	4,027	0,015	5,939	0,348	11,528	0,121	1,96	23,987	0	0,03	15,94	8,05	0,022	0,253	0,725	0,74	0,75	0,25
24/03-22	1	0,05	0,68	13,131	27,199	0	55,573	0,36	2,172	100,82	1,652	0	0	0,014	4,203	0,139	6,182	0	11,927	0,083	0,88	23,758	0	0,33	16,28	7,48	0	0,261	0,739	0,74	0,88	0,12
24/03-22	2	0,051	0,284	12,427	28,386	0	55,967	0,35	2,035	101,23	1,726	0	0	0,014	3,996	0,058	6,481	0	12,067	0,081	0,828	23,875	0	0,35	16,14	7,74	0	0,249	0,751	0,75	0,89	0,11
24/03-22	3	0,103	0,246	11,793	28,607	0	55,313	0,304	2,076	99,94	1,495	0	0	0,029	3,851	0,051	6,634	0	12,113	0,071	0,858	23,917	0	0,31	16,04	7,87	0	0,241	0,759	0,76	0,89	0,11
24/03-22	4	0,081	0,23	11,197	28,203	0	55,907	0,466	1,465	98,98	1,43	0	0	0,023	3,707	0,049	6,631	0	12,413	0,111	0,614	23,848	0	0,3	16,19	7,66	0	0,23	0,77	0,77	0,92	0,08
24/03-23	5	0,033	0,193	12,448	30,04	1,12	52,207	0,282	1,47	99,3	1,507	0	31,052	0,009	4,108	0,041	7,039	0,236	11,552	0,067	0,614	23,976	0	0,31	15,95	8,03	0,015	0,258	0,727	0,74	0,92	0,08
24/03-23	6	0,08	0,191	11,991	29,33	1,12	52,858	0,42	1,825	99,23	1,413	0	30,337	0,022	3,956	0,04	6,871	0,236	11,693	0,1	0,762	23,97	0	0,29	15,95	8,02	0,015	0,249	0,736	0,75	0,9	0,1
24/03-23	7	0,043	0,207	12,306	29,71	1,54	52,129	0,337	1,727	99,37	1,37	0	31,092	0,012	4,053	0,044	6,949	0,324	11,513	0,08	0,72	23,975	0	0,28	15,95	8,03	0,02	0,255	0,725	0,74	0,91	0,09

24/03-23	16	0,313	0,229	12,24	30,02	0,9	52,642	0,23	1,902	99,94	1,459	0	30,828	0,087	4,002	0,048	6,97	0,188	11,541	0,054	0,787	23,977	0	0,3	15,87	8,11	0,012	0,254	0,734	0,74	0,9	0,1
24/03-23	17	0,038	0,173	12,696	30,468	0	54,164	0,499	1,375	100,9	1,489	0	0	0,01	4,122	0,036	7,025	0	11,793	0,117	0,565	23,968	0	0,3	15,96	8,01	0	0,259	0,741	0,74	0,93	0,07
24/03-23	18	0,049	0,196	12,144	30,67	0,48	54,484	0,34	1,376	101,37	1,634	0	31,1	0,013	3,938	0,041	7,063	0,099	11,848	0,079	0,565	23,976	0	0,33	15,94	8,04	0,006	0,248	0,746	0,75	0,93	0,07
24/03-23	19	0,019	0,191	12,388	29,83	0	54,175	0,45	1,243	99,82	1,519	0	0	0,005	4,068	0,04	6,956	0	11,928	0,106	0,517	23,93	0	0,31	16,04	7,89	0	0,254	0,746	0,75	0,93	0,07
24/03-24	14	0,041	0,203	13,241	26,609	0	55,663	0,662	1,1	99,84	2,317	0	0	0,011	4,303	0,042	6,141	0	12,13	0,155	0,452	23,704	0	0,47	16,49	7,22	0	0,262	0,738	0,74	0,93	0,07
24/03-24	15	0,058	0,197	12,882	27,067	0	56,288	0,838	1,118	100,23	1,784	0	0	0,016	4,176	0,041	6,23	0	12,234	0,195	0,459	23,711	0	0,36	16,47	7,24	0	0,254	0,746	0,75	0,93	0,07
24/03-25	20	0,05	0,246	12,48	29,49	0	55,204	0,171	1,889	101,06	1,525	0	0	0,014	4,029	0,051	6,76	0	11,949	0,04	0,772	23,925	0	0,31	16,04	7,88	0	0,252	0,748	0,75	0,9	0,1
24/03-25	21	0,045	0,311	12,032	29,563	0	55,572	0,194	1,774	100,91	1,423	0	0	0,012	3,898	0,064	6,802	0	12,074	0,045	0,728	23,913	0	0,29	16,05	7,86	0	0,244	0,756	0,76	0,9	0,1
24/03-25	22	0,045	0,207	12,509	29,375	0	55,271	0,38	1,967	101,24	1,489	0	0	0,012	4,03	0,043	6,72	0	11,94	0,088	0,802	23,935	0	0,3	16,03	7,91	0	0,252	0,748	0,75	0,89	0,11
24/03-25	23	0,055	0,225	12,268	28,127	0	57,01	0,536	1,105	100,77	1,447	0	0	0,015	3,971	0,047	6,465	0	12,373	0,125	0,453	23,739	0	0,29	16,41	7,33	0	0,243	0,757	0,76	0,93	0,07
24/03-26	24	0,81	0,197	11,69	31,951	0	54,117	0,364	2,036	101,24	0,071	0	0	0,222	3,769	0,041	7,316	0	11,701	0,084	0,831	23,974	0	0,01	15,73	8,24	0	0,244	0,756	0,76	0,9	0,1
24/03-26	25	0,307	0,204	12,036	30,496	0	53,662	0,243	1,534	100,04	1,557	0	0	0,085	3,945	0,043	7,098	0	11,794	0,057	0,636	23,978	0	0,32	15,87	8,11	0	0,251	0,749	0,75	0,92	0,08
24/03-26	27	0,065	0,168	11,648	30,31	0,16	54,699	0,616	1,229	100,59	1,696	0	30,454	0,018	3,818	0,035	7,055	0,033	12,023	0,145	0,51	23,987	0	0,35	15,93	8,06	0,002	0,241	0,757	0,76	0,93	0,07
24/03-26	30	0,047	0,147	11,789	30,699	0	55,393	0,365	1,199	101,07	1,433	0	0	0,013	3,841	0,031	7,102	0	12,102	0,086	0,494	23,959	0	0,29	15,99	7,97	0	0,241	0,759	0,76	0,93	0,07
24/03-27	31	0,161	0,184	13,025	31,03	0,16	52,393	0,358	1,1	100,31	1,896	0	31,178	0,045	4,26	0,038	7,207	0,033	11,49	0,084	0,455	24,002	0	0,39	15,87	8,14	0,002	0,27	0,728	0,73	0,94	0,06
24/03-27	32	0,203	0,197	12,279	30,596	0	54,293	0,447	1,035	100,69	1,638	0	0	0,056	4,006	0,041	7,088	0	11,878	0,105	0,427	23,941	0	0,34	15,98	7,96	0	0,252	0,748	0,75	0,94	0,06
24/03-27	33	0,061	0,167	11,552	30,406	0	54,375	0,416	0,954	99,24	1,305	0	0	0,017	3,838	0,035	7,173	0	12,113	0,099	0,401	23,946	0	0,27	16	7,94	0	0,241	0,759	0,76	0,95	0,05
24/03-27	34	0,032	0,157	10,917	30,585	0	55,753	0,352	0,975	100,41	1,637	0	0	0,009	3,601	0,033	7,164	0	12,332	0,084	0,407	23,97	0	0,34	15,98	7,99	0	0,226	0,774	0,77	0,95	0,05
24/03-28	35	0,195	0,161	12,05	30,583	0	54,275	0,783	1,029	100,57	1,49	0	0	0,054	3,943	0,034	7,106	0	11,909	0,184	0,426	23,966	0	0,31	15,94	8,03	0	0,249	0,751	0,75	0,94	0,06
24/03-28	36	0,057	0,193	11,706	30,141	0	54,187	0,649	1,038	99,59	1,623	0	0	0,016	3,875	0,041	7,084	0	12,027	0,154	0,435	23,972	0	0,34	15,96	8,01	0	0,244	0,756	0,76	0,94	0,06
24/03-29	37	0,029	0,132	11,49	26,534	0	57,76	1,037	0,948	99,65	1,721	0	0	0,008	3,771	0,028	6,185	0	12,713	0,245	0,394	23,694	0	0,35	16,52	7,17	0	0,229	0,771	0,77	0,94	0,06
24/03-30	38	0,072	0,151	11,721	30,018	0	54,596	0,535	1,049	99,71	1,573	0	0	0,02	3,871	0,032	7,04	0	12,09	0,127	0,439	23,949	0	0,33	16,01	7,94	0	0,243	0,757	0,76	0,94	0,06
24/03-31	39	0,054	0,189	11,868	30,471	0	54,359	0,374	1,096	99,86	1,444	0	0	0,015	3,912	0,04	7,132	0	12,015	0,089	0,457	23,96	0	0,3	15,98	7,98	0	0,246	0,754	0,75	0,94	0,06

* R2= somatória dos cátions bivalentes; R3= somatória dos cátions trivalentes; Fe3_TRIV= $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; Al_TRIV= $\text{Al}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; Cr_TRIV= $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; XFe= $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$; *); XMg= $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$

Amostra	Análises	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	Cr2O3	MnO	MgO	Total	ZnO	NiO	FeOI	Si	Al	Ti	Fe2	Fe3	Cr	Mn	Mg	Cations	Ni	Zn	R3	R2	Fe3_TRIV	Al_TRIV	Cr_TRIV	Cr-Al	XFe	XMg
24/03-31	40	0,062	0,157	11,903	30,352	0	55,414	0,589	1,053	101,06	1,531	0	0	0,017	3,877	0,033	7,021	0	12,104	0,138	0,434	23,934	0	0,31	16,03	7,9	0	0,243	0,757	0,76	0,94	0,06
24/03-31	41	0,107	0,154	11,959	31,35	1,01	53,768	0,32	0,96	101,17	1,54	0	32,261	0,03	3,9	0,032	7,261	0,21	11,76	0,075	0,396	23,974	0	0,31	15,93	8,04	0,013	0,246	0,741	0,75	0,95	0,05

24/03-31	42	0,109	0,131	11,574	30,248	0	54,465	1,36	0,869	100,23	1,478	0	0	0,031	3,816	0,028	7,082	0	12,042	0,323	0,363	23,995	0	0,31	15,92	8,08	0	0,241	0,759	0,76	0,95	0,05
24/14-32	1	0,025	0,592	10,706	29,6	1,17	53,797	0,36	1,737	99,57	1,578	0	30,657	0,007	3,545	0,125	6,961	0,247	11,947	0,086	0,728	23,976	0	0,33	15,87	8,11	0,016	0,225	0,759	0,77	0,91	0,09
24/14-32	2	0,036	0,496	10,562	30,187	0	56,735	0,252	1,614	101,05	1,167	0	0	0,01	3,446	0,103	6,995	0	12,414	0,059	0,667	23,934	0	0,24	15,97	7,96	0	0,217	0,783	0,78	0,91	0,09
24/14-32	3	0,034	0,349	10,803	29,83	0,37	55,459	0,369	1,744	100,54	1,579	0	30,164	0,009	3,543	0,073	6,948	0,077	12,198	0,087	0,724	23,979	0	0,32	15,9	8,08	0,005	0,224	0,771	0,77	0,91	0,09
24/14-33	5	0,027	4,143	10,951	24,713	0	55,844	0,519	1,914	99,54	1,426	0	0	0,007	3,531	0,853	5,658	0	12,074	0,12	0,781	23,314	0	0,29	16,47	6,85	0	0,226	0,774	0,77	0,88	0,12
24/14-33	7	0,027	4,143	10,951	24,713	0	55,844	0,519	1,914	99,54	1,426	0	0	0,007	3,531	0,853	5,658	0	12,074	0,12	0,781	23,314	0	0,29	16,47	6,85	0	0,226	0,774	0,77	0,88	0,12
24/14-34	6	0,039	2,811	11,235	26,98	0	55,936	0,558	1,667	100,46	1,236	0	0	0,011	3,621	0,579	6,175	0	12,088	0,129	0,68	23,533	0	0,25	16,3	7,23	0	0,231	0,769	0,77	0,9	0,1
24/14-34	8	0,039	2,811	11,235	26,98	0	55,936	0,558	1,667	100,46	1,236	0	0	0,011	3,621	0,579	6,175	0	12,088	0,129	0,68	23,533	0	0,25	16,3	7,23	0	0,231	0,769	0,77	0,9	0,1
24/14-35	9	0,001	1,921	10,944	29,651	0	54,357	0,394	1,593	100,24	1,382	0	0	0	3,579	0,401	6,887	0	11,921	0,093	0,66	23,821	0	0,28	15,9	7,92	0	0,231	0,769	0,77	0,91	0,09
24/14-36	10	0,055	3,403	11,016	26,188	0	55,495	0,445	1,726	99,65	1,319	0	0	0,015	3,568	0,704	6,024	0	12,055	0,104	0,708	23,448	0	0,27	16,34	7,11	0	0,228	0,772	0,77	0,89	0,11
24/14-37	12	0,034	0,167	11,12	29,26	0,48	54,628	0,438	1,775	99,41	1,505	0	29,69	0,01	3,679	0,035	6,875	0,101	12,12	0,104	0,743	23,977	0	0,31	15,95	8,03	0,006	0,231	0,762	0,77	0,9	0,1
24/14-37	13	0,042	0,201	11,84	29,59	0	54,432	0,406	1,715	99,77	1,474	0,066	29,586	0,012	3,892	0,042	6,907	0	11,997	0,096	0,714	23,97	0,01	0,3	15,94	8,03	0	0,245	0,755	0,76	0,91	0,09
24/14-37	14	0,018	0,166	11,017	29,55	1,44	54,605	0,487	1,7	100,51	1,529	0	30,841	0,005	3,613	0,035	6,881	0,301	12,007	0,115	0,706	23,973	0	0,31	15,96	8,01	0,019	0,227	0,754	0,77	0,91	0,09
24/14-37	15	0,027	0,188	10,684	29,55	0,53	55,683	0,433	1,668	100,33	1,566	0	30,024	0,008	3,514	0,039	6,902	0,111	12,281	0,102	0,694	23,971	0	0,32	15,95	8,02	0,007	0,221	0,772	0,78	0,91	0,09
24/14-37	16	0,05	0,182	11,551	29,61	1,28	53,953	0,429	1,748	100,4	1,522	0,071	30,757	0,014	3,781	0,038	6,883	0,267	11,842	0,101	0,724	23,98	0,02	0,31	15,94	8,04	0,017	0,238	0,745	0,76	0,9	0,1
24/14-38	17	0,047	0,139	11,443	29,74	0,64	54,699	0,505	1,656	100,37	1,504	0	30,32	0,013	3,75	0,029	6,921	0,134	12,02	0,119	0,687	23,983	0	0,31	15,95	8,04	0,008	0,236	0,756	0,76	0,91	0,09
24/14-39	19	0,044	0,215	11,308	27,473	0	57,558	0,581	1,678	100,49	1,594	0,043	0	0,012	3,679	0,045	6,347	0	12,557	0,136	0,691	23,807	0,01	0,33	16,29	7,51	0	0,227	0,773	0,77	0,9	0,1
24/14-39	20	0,16	0,144	11,182	27,887	0	56,079	0,57	1,626	99,23	1,586	0	0	0,045	3,69	0,03	6,535	0	12,409	0,135	0,679	23,853	0	0,33	16,17	7,68	0	0,229	0,771	0,77	0,91	0,09
24/14-39	22	0,149	0,186	11,644	26,761	0	56,861	0,587	1,719	99,4	1,436	0,052	0	0,041	3,811	0,039	6,22	0	12,481	0,138	0,712	23,742	0,01	0,29	16,37	7,37	0	0,234	0,766	0,77	0,9	0,1
24/14-39	24	0,026	0,135	11,215	27,802	0	56,958	0,478	1,609	99,65	1,425	0	0	0,007	3,684	0,028	6,485	0	12,546	0,113	0,669	23,822	0	0,29	16,27	7,56	0	0,227	0,773	0,77	0,91	0,09
24/14-39	25	0,056	0,186	11,504	29,186	0	54,742	0,547	1,634	99,27	1,411	0	0	0,016	3,803	0,039	6,852	0	12,135	0,13	0,684	23,949	0	0,29	15,99	7,96	0	0,239	0,761	0,76	0,91	0,09
24/14-39	26	0,067	0,107	11,475	28,688	0	57,245	0,509	1,646	101,17	1,432	0	0	0,018	3,715	0,022	6,596	0	12,428	0,119	0,675	23,863	0	0,29	16,18	7,68	0	0,23	0,77	0,77	0,91	0,09
24/14-40	27	0,042	0,29	12,493	29,451	0	54,576	0,429	1,84	100,66	1,538	0	0	0,012	4,052	0,06	6,783	0	11,869	0,1	0,755	23,941	0	0,31	15,99	7,95	0	0,255	0,745	0,75	0,9	0,1
24/14-40	29	0,019	0,268	12,593	28,994	0	54,058	0,432	1,735	99,68	1,585	0	0	0,005	4,12	0,056	6,737	0	11,861	0,102	0,719	23,93	0	0,33	16,04	7,89	0	0,258	0,742	0,74	0,9	0,1
24/14-40	31	0,118	1,646	12,425	29,735	0	53,299	0,374	1,848	101,04	1,594	0	0	0,032	4,002	0,339	6,801	0	11,512	0,087	0,754	23,847	0	0,32	15,89	7,96	0	0,258	0,742	0,74	0,9	0,1
24/14-40	32	0,044	0,212	11,843	29,99	0,11	55,104	0,479	1,697	101,02	1,545	0	30,088	0,012	3,849	0,044	6,921	0,023	12,008	0,112	0,698	23,977	0	0,31	15,94	8,04	0,001	0,242	0,756	0,76	0,91	0,09
24/14-42	36	0,038	0,236	11,44	29,07	1,12	54,516	0,354	2,255	100,55	1,525	0	30,073	0,011	3,727	0,049	6,726	0,233	11,911	0,083	0,93	23,98	0	0,31	15,93	8,05	0,015	0,235	0,75	0,76	0,88	0,12

24/14-42	37	0,063	0,237	11,964	29,47	0,37	54,995	0,318	2,234	101,2	1,552	0	29,8	0,017	3,865	0,049	6,761	0,076	11,913	0,074	0,914	23,979	0	0,31	15,92	8,06	0,005	0,244	0,751	0,76	0,88	0,12
24/14-42	38	0,047	0,206	11,416	29,42	0,27	55,652	0,312	2,168	101,05	1,559	0	29,665	0,013	3,704	0,043	6,779	0,056	12,11	0,073	0,891	23,989	0	0,32	15,93	8,06	0,004	0,233	0,763	0,77	0,88	0,12
24/14-42	40	0,039	0,261	11,38	29,42	0,11	55,594	0,309	2,132	100,96	1,712	0	29,521	0,011	3,699	0,054	6,79	0,023	12,117	0,072	0,877	23,993	0	0,35	15,9	8,09	0,001	0,234	0,765	0,77	0,89	0,11
24/14-42	43	0,035	0,315	11,802	29,09	0	56,455	0,246	1,868	101,23	1,42	0	0	0,01	3,81	0,065	6,67	0	12,222	0,057	0,763	23,887	0	0,29	16,11	7,78	0	0,238	0,762	0,76	0,9	0,1
24/14-42	44	0,066	0,217	11,167	27,334	0	56,423	0,364	1,725	98,73	1,438	0	0	0,019	3,694	0,046	6,422	0	12,517	0,087	0,722	23,807	0	0,3	16,28	7,53	0	0,228	0,772	0,77	0,9	0,1
24/14-43	45	0,028	0,249	10,363	27,872	0	56,919	0,355	1,864	99,12	1,468	0	0	0,008	3,434	0,053	6,559	0	12,648	0,085	0,782	23,869	0	0,3	16,14	7,73	0	0,214	0,786	0,79	0,89	0,11
24/14-43	46	0,02	0,466	11,886	27,495	0	55,311	0,388	2,056	99,12	1,498	0	0	0,006	3,901	0,098	6,407	0	12,172	0,092	0,854	23,84	0	0,31	16,18	7,66	0	0,243	0,757	0,76	0,88	0,12
24/14-43	47	0,037	0,211	10,76	29,71	0	56,348	0,363	1,846	100,87	1,593	0	29,712	0,01	3,516	0,044	6,895	0	12,348	0,085	0,764	23,992	0	0,33	15,92	8,07	0	0,222	0,778	0,78	0,9	0,1
24/14-43	49	0,035	0,19	11,634	29,111	0	55,677	0,282	1,893	100,32	1,497	0	0	0,01	3,797	0,04	6,748	0	12,186	0,066	0,782	23,939	0	0,31	16,03	7,91	0	0,238	0,762	0,76	0,9	0,1
24/14-44	50	0,012	0,32	10,968	29,8	0	56,582	0,236	1,824	101,24	1,497	0	0	0,003	3,565	0,066	6,879	0	12,333	0,055	0,751	23,962	0	0,31	15,97	7,99	0	0,224	0,776	0,78	0,9	0,1
24/14-44	52	0,039	0,221	9,921	29,685	0	57,712	0,374	1,657	101,25	1,641	0	0	0,011	3,245	0,046	6,895	0	12,659	0,088	0,686	23,97	0	0,34	15,96	8,01	0	0,204	0,796	0,8	0,91	0,09
24/14-44	53	0,034	0,198	10,703	28,773	0	56,855	0,36	1,708	100,17	1,536	0	0	0,009	3,515	0,042	6,71	0	12,52	0,085	0,71	23,911	0	0,32	16,09	7,83	0	0,219	0,781	0,78	0,9	0,1
24/14-45	54	0,036	0,184	11,142	27,421	0	57,717	0,302	1,684	99,95	1,459	0	0	0,01	3,643	0,038	6,367	0	12,654	0,071	0,697	23,78	0	0,3	16,35	7,44	0	0,224	0,776	0,78	0,9	0,1
24/14-45	55	0,042	0,198	10,994	27,265	0	57,392	0,69	1,673	99,8	1,509	0,041	0	0,012	3,606	0,041	6,35	0	12,622	0,163	0,695	23,809	0,01	0,31	16,28	7,53	0	0,222	0,778	0,78	0,9	0,1
36B/36	2	0,01	0,27	14,83	24,09	7,61	45,55	0,56	6,19	99,41	0,24	0,06	30,94	0,003	4,684	0,054	5,403	1,534	9,647	0,127	2,475	23,99	0,013	0,05	15,92	8,07	0,097	0,295	0,608	0,67	0,69	0,31
36B/36	3	0,06	0,41	14,59	24,52	6,92	46,35	0,5	6,2	99,94	0,35	0,04	30,75	0,016	4,591	0,082	5,479	1,39	9,78	0,113	2,469	23,999	0,009	0,07	15,86	8,14	0,088	0,291	0,621	0,68	0,69	0,31
36B/36	4	0	0,44	14,43	24,37	6,44	46,19	0,53	6,09	98,9	0,33	0,08	30,17	0	4,592	0,089	5,507	1,308	9,856	0,121	2,453	24,013	0,017	0,07	15,85	8,17	0,083	0,291	0,626	0,68	0,69	0,31
36B/36	5	0	0,32	14,4	24,33	7,19	46,31	0,52	6,11	99,57	0,34	0,05	30,8	0	4,554	0,065	5,464	1,452	9,821	0,118	2,446	24,001	0,011	0,07	15,89	8,11	0,092	0,288	0,621	0,68	0,69	0,31
36B/36	6	0	0,3	14,84	24,22	6,81	46,61	0,61	6,34	100,16	0,38	0,05	30,35	0	4,653	0,06	5,393	1,363	9,8	0,138	2,516	24,004	0,011	0,07	15,88	8,13	0,086	0,294	0,62	0,68	0,68	0,32
36B/36	7	0	0,26	15	24,24	6,71	46,41	0,49	6,25	99,71	0,28	0,07	30,28	0	4,719	0,052	5,415	1,348	9,791	0,111	2,489	24	0,015	0,06	15,91	8,09	0,085	0,298	0,617	0,67	0,69	0,31
36B/36	8	0,02	0,46	15,11	24,73	6,02	46,45	0,46	6,16	99,73	0,32	0	30,15	0,005	4,753	0,092	5,524	1,209	9,797	0,104	2,453	23,997	0	0,06	15,86	8,14	0,077	0,302	0,622	0,67	0,69	0,31
36B/36	9	0	0,301	15,28	24,34	6,07	45,92	0,5	6,1	98,88	0,29	0,08	29,8	0	4,842	0,061	5,477	1,228	9,758	0,114	2,447	24,004	0,017	0,06	15,89	8,12	0,078	0,306	0,617	0,67	0,69	0,31
36B/36	13	0,03	0,34	14,62	24,99	4,21	47,7	0,44	5,54	98,19	0,29	0,03	28,78	0,008	4,689	0,07	5,691	0,862	10,258	0,101	2,249	23,995	0,007	0,06	15,89	8,11	0,055	0,297	0,649	0,69	0,72	0,28
36B/36	15	0	2,03	13,38	25,88	4,31	46,46	0,51	5,88	98,75	0,25	0,05	29,76	0	4,283	0,415	5,883	0,881	9,972	0,117	2,383	23,995	0,011	0,05	15,55	8,44	0,058	0,283	0,659	0,7	0,71	0,29

*R2= somatória dos cátions bivalentes; R3= somatória dos cátions trivalentes; Fe3_TRIV= $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; Al_TRIV= $\text{Al}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; Cr_TRIV= $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; XFe= $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$; XMg= $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$

Amostra	Análises	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	Cr2O3	MnO	MgO	Total	ZnO	NiO	FeOI	Si	Al	Ti	Fe2	Fe3	Cr	Mn	Mg	Cations	Ni	Zn	R3	R2	Fe3_TRIV	Al_TRIV	Cr_TRIV	Cr-Al	XFe	XMg
36B/36	16	0,01	1,02	14,28	24,9	5,7	46,41	0,56	6,12	99,24	0,21	0,03	30,03	0,003	4,527	0,207	5,606	1,154	9,866	0,128	2,456	23,994	0,007	0,04	15,76	8,24	0,074	0,291	0,635	0,69	0,7	0,3
36B/36	17	0	0,35	14,13	24,14	6,87	46,45	0,51	6,12	98,99	0,32	0,1	30,32	0	4,497	0,071	5,456	1,396	9,914	0,117	2,466	23,999	0,022	0,06	15,88	8,12	0,088	0,284	0,627	0,69	0,69	0,31

36B/36	19	0	0,63	13,43	24,84	6,39	47,43	0,6	5,83	99,56	0,35	0,06	30,59	0	4,274	0,128	5,613	1,298	10,121	0,137	2,348	24,002	0,013	0,07	15,82	8,18	0,083	0,272	0,645	0,7	0,71	0,29
36B/36	20	0	0,37	13,2	24,58	6,02	48,36	0,62	5,72	99,25	0,34	0,04	30	0	4,218	0,076	5,578	1,228	10,363	0,143	2,314	23,999	0,009	0,07	15,89	8,11	0,078	0,267	0,656	0,71	0,71	0,29
36B/36	22	0,02	0,35	13,02	24,39	6,49	47,76	0,52	5,78	98,71	0,33	0,05	30,23	0,005	4,184	0,072	5,565	1,331	10,291	0,12	2,351	24	0,011	0,07	15,88	8,12	0,084	0,265	0,651	0,71	0,7	0,3
36B/36	23	0,03	0,29	13,1	24,41	6,33	48,01	0,55	5,8	98,9	0,31	0,07	30,11	0,008	4,2	0,059	5,557	1,295	10,322	0,127	2,354	23,997	0,015	0,06	15,88	8,11	0,082	0,266	0,653	0,71	0,7	0,3
36B/36	25	0,05	0,17	12,9	24,65	5,8	48,83	0,54	5,62	98,83	0,27	0	29,87	0,014	4,146	0,035	5,626	1,19	10,523	0,125	2,286	23,995	0	0,05	15,91	8,09	0,075	0,261	0,664	0,72	0,71	0,29
36B/36	26	0	0,25	12,73	24,25	7,24	48,11	0,61	5,84	99,4	0,28	0,09	30,77	0	4,069	0,051	5,505	1,477	10,313	0,14	2,363	23,998	0,02	0,06	15,91	8,09	0,093	0,257	0,65	0,72	0,7	0,3
36B/36	27	0	0,27	13,66	24,3	7,61	47,1	0,52	6,1	99,89	0,26	0,07	31,15	0	4,322	0,055	5,46	1,537	9,993	0,118	2,443	23,993	0,015	0,05	15,91	8,09	0,097	0,273	0,63	0,7	0,69	0,31
36B/36	28	0	0,04	13,64	24,12	6,44	48,13	0,55	6,03	99,32	0,34	0,03	29,92	0	4,341	0,008	5,451	1,308	10,271	0,126	2,429	24,011	0,007	0,07	15,93	8,08	0,082	0,273	0,645	0,7	0,69	0,31
36B/36	31	0	0,37	14,71	24,43	7,13	45,73	0,54	6,09	99,33	0,28	0,05	30,85	0	4,656	0,075	5,492	1,441	9,707	0,123	2,44	24,005	0,011	0,06	15,88	8,13	0,091	0,295	0,614	0,68	0,69	0,31
36B/36	32	0,02	1,03	14	24,83	6,28	45,6	0,58	6,01	98,78	0,4	0,03	30,48	0,005	4,47	0,21	5,629	1,28	9,762	0,133	2,429	24,005	0,007	0,08	15,73	8,28	0,083	0,288	0,629	0,69	0,7	0,3
51C47A	1	0	0,14	13,35	31,84	2,18	51,39	0	1,38	100,98	0,7	0	33,8	0	4,322	0,029	7,319	0,45	11,155	0	0,565	23,98	0	0,14	15,96	8,02	0,028	0,271	0,7	0,72	0,93	0,07
51C47A	2	0,03	0,16	14,32	31,57	2,08	49,95	0	1,51	100,28	0,66	0	33,44	0,008	4,639	0,033	7,262	0,43	10,85	0	0,619	23,971	0	0,13	15,96	8,01	0,027	0,291	0,682	0,7	0,92	0,08
51C47A	3	0	0,06	13,91	31,3	2,18	50,67	0	1,56	100,32	0,64	0	33,26	0	4,511	0,012	7,208	0,451	11,019	0	0,64	23,971	0	0,13	15,99	7,98	0,028	0,282	0,69	0,71	0,92	0,08
51C47A	4	0,09	0	14,24	31,3	2,71	48,9	0	1,41	99,31	0,66	0	33,74	0,025	4,66	0	7,273	0,566	10,73	0	0,584	23,978	0	0,14	15,98	8	0,035	0,292	0,672	0,7	0,93	0,07
51C47A	5	0	0,1	13,49	31,47	2,02	51,41	0,07	1,46	100,68	0,66	0	33,29	0	4,372	0,021	7,242	0,418	11,172	0,016	0,599	23,97	0	0,13	15,98	7,99	0,026	0,274	0,7	0,72	0,92	0,08
51C47A	6	0,03	0,14	12,8	31,38	1,76	51,5	0	1,29	99,5	0,55	0,05	32,96	0,008	4,21	0,029	7,33	0,37	11,359	0	0,537	23,964	0,011	0,11	15,98	7,99	0,023	0,264	0,713	0,73	0,93	0,07
51C47A	7	0,02	0,11	13,72	31,71	1,54	51,82	0	1,44	101,01	0,65	0	33,1	0,005	4,427	0,023	7,266	0,317	11,212	0	0,588	23,968	0	0,13	15,98	7,98	0,02	0,277	0,703	0,72	0,93	0,07
51C47A	8	0,03	0,15	13,7	31,72	1,44	51,88	0	1,45	100,94	0,57	0	33,02	0,008	4,422	0,031	7,27	0,297	11,228	0	0,592	23,968	0	0,12	15,99	7,98	0,019	0,277	0,704	0,72	0,92	0,08
51C47A	08b	0	0,08	13,6	31,09	1,86	50,42	0,07	1,39	99,18	0,63	0,04	32,76	0	4,469	0,017	7,255	0,39	11,11	0,017	0,578	23,975	0,009	0,13	15,99	7,99	0,024	0,28	0,696	0,71	0,93	0,07
51C47A	9	0,02	0	13,22	31,2	1,97	51,23	0	1,43	99,65	0,58	0	32,97	0,006	4,331	0	7,258	0,412	11,254	0	0,593	23,974	0	0,12	16	7,97	0,026	0,271	0,704	0,72	0,92	0,08
51C47A	10	0,03	0	15,27	31,64	2,18	49,57	0	1,59	100,93	0,65	0	33,6	0,008	4,893	0	7,2	0,446	10,651	0	0,645	23,973	0	0,13	16	7,98	0,028	0,306	0,666	0,69	0,92	0,08
51C47A	11	0	0,14	14,44	31,63	1,97	49,97	0,14	1,41	100,37	0,67	0	33,4	0	4,676	0,029	7,273	0,407	10,85	0,033	0,578	23,986	0	0,14	15,96	8,02	0,026	0,293	0,681	0,7	0,93	0,07
51C47A	12	0	0,09	14,45	31,35	1,86	49,94	0	1,52	99,84	0,63	0	33,02	0	4,696	0,019	7,236	0,386	10,884	0	0,625	23,976	0	0,13	15,99	7,99	0,024	0,294	0,682	0,7	0,92	0,08
51C47A	13	0,04	0,12	13,73	31,61	1,54	51,39	0	1,56	100,61	0,62	0	33	0,011	4,444	0,025	7,266	0,318	11,154	0	0,639	23,987	0	0,13	15,95	8,04	0,02	0,279	0,701	0,72	0,92	0,08
51C47A	14	0	0,19	13,87	31,56	1,22	51,46	0,07	1,45	100,44	0,62	0	32,66	0	4,495	0,039	7,263	0,252	11,184	0,016	0,595	23,974	0	0,13	15,97	8	0,016	0,282	0,702	0,71	0,92	0,08
51C47A	15	0,13	0,14	14,93	31,57	1,44	49,41	0	1,58	99,84	0,64	0	32,87	0,036	4,837	0,029	7,264	0,298	10,735	0	0,648	23,977	0	0,13	15,94	8,04	0,019	0,305	0,676	0,69	0,92	0,08
51C47A	16	0	0,08	14,72	31,36	2,34	49,39	0	1,57	100,08	0,62	0	33,47	0	4,767	0,017	7,211	0,484	10,725	0	0,644	23,978	0	0,13	15,99	7,99	0,03	0,298	0,671	0,69	0,92	0,08

51C47A	17	0	0,12	15,18	31,85	1,65	49,92	0	1,53	100,97	0,72	0	33,33	0	4,868	0,025	7,252	0,338	10,734	0	0,621	23,978	0	0,14	15,97	8,01	0,021	0,305	0,673	0,69	0,92	0,08
51C47A	18	0,03	0,12	14,24	31,3	2,08	49,6	0	1,48	99,49	0,64	0	33,17	0,008	4,649	0,025	7,256	0,433	10,858	0	0,612	23,971	0	0,13	15,97	8	0,027	0,292	0,681	0,7	0,92	0,08
51C47A	19	0	0,06	14,27	31,42	1,86	50,1	0,08	1,41	99,78	0,58	0	33,09	0	4,648	0,012	7,267	0,387	10,942	0,019	0,581	23,976	0	0,12	15,99	7,99	0,024	0,291	0,685	0,7	0,93	0,07
51C47A	20	0,03	0,11	14,62	31,3	2,18	49,62	0,12	1,49	100,06	0,59	0	33,26	0,008	4,737	0,023	7,202	0,451	10,781	0,028	0,611	23,961	0	0,12	16	7,96	0,028	0,297	0,675	0,69	0,92	0,08
51C47A	21	0,03	0,13	13,41	31,51	1,86	51,06	0	1,43	100,06	0,63	0	33,18	0,008	4,373	0,027	7,297	0,387	11,166	0	0,59	23,978	0	0,13	15,96	8,02	0,024	0,275	0,701	0,72	0,93	0,07
51C47A	22	0,65	0,06	13,79	32,24	0,9	50,12	0	1,45	99,93	0,72	0	33,05	0,18	4,485	0,012	7,446	0,187	10,93	0	0,597	23,987	0	0,15	15,79	8,19	0,012	0,287	0,701	0,71	0,93	0,07
51C47A	23	0,04	0,09	13,88	31,38	2,08	50,45	0	1,54	100,06	0,6	0	33,25	0,011	4,513	0,019	7,245	0,432	10,999	0	0,634	23,973	0	0,12	15,97	8	0,027	0,283	0,69	0,71	0,92	0,08
51C47A	24	0,03	0,15	13,82	31,26	1,44	50,75	0	1,52	99,63	0,66	0	32,56	0,008	4,512	0,031	7,248	0,3	11,111	0	0,628	23,978	0	0,14	15,96	8,02	0,019	0,283	0,698	0,71	0,92	0,08
51C47A	25	0,03	0,08	14,13	31,64	1,22	51,43	0	1,46	100,63	0,64	0	32,74	0,008	4,565	0,017	7,26	0,252	11,143	0	0,597	23,972	0	0,13	15,99	7,99	0,016	0,286	0,698	0,71	0,92	0,08
51C47A	26	0	0,08	14,54	31,07	1,92	49,02	0	1,47	98,74	0,64	0	32,8	0	4,774	0,017	7,245	0,402	10,793	0	0,611	23,972	0	0,13	15,99	7,99	0,025	0,299	0,676	0,69	0,92	0,08
51C47A	27	0	0,09	15,07	31,78	2,02	49,77	0	1,48	100,84	0,63	0	33,6	0	4,84	0,018	7,249	0,414	10,72	0	0,602	23,973	0	0,13	15,99	7,98	0,026	0,303	0,671	0,69	0,92	0,08
51C47A	28	0,05	0,12	14,39	31,83	1,97	50,27	0,03	1,48	100,77	0,63	0	33,6	0,014	4,64	0,025	7,288	0,405	10,869	0,007	0,604	23,982	0	0,13	15,95	8,03	0,025	0,292	0,683	0,7	0,92	0,08
51C47A	30	0,03	0,09	13,67	31,26	1,76	51,13	0	1,48	100,14	0,67	0,05	32,84	0,008	4,446	0,019	7,22	0,365	11,152	0	0,609	23,97	0,011	0,14	15,99	7,98	0,023	0,279	0,699	0,71	0,92	0,08
51C47A	31	0,16	0,14	14,41	31,59	2,98	48,09	0,1	1,41	99,58	0,7	0	34,27	0,044	4,701	0,029	7,318	0,621	10,52	0,023	0,582	23,978	0	0,14	15,92	8,06	0,039	0,297	0,664	0,69	0,93	0,07
51C47A	32	0	0,1	13,11	31,02	1,7	51,02	0	1,44	99,02	0,63	0	32,55	0	4,322	0,021	7,263	0,358	11,28	0	0,601	23,975	0	0,13	15,98	7,99	0,022	0,271	0,707	0,72	0,92	0,08
51C47A	33	0	0,15	12,55	31,83	1,17	53,43	0	1,29	101,01	0,59	0	32,88	0	4,075	0,031	7,339	0,242	11,633	0	0,53	23,97	0	0,12	15,98	7,99	0,015	0,255	0,729	0,74	0,93	0,07
51C47A	34	0,04	0,13	13,48	31,1	1,65	50,16	0	1,46	98,76	0,74	0	32,58	0,011	4,449	0,027	7,289	0,348	11,101	0	0,61	23,985	0	0,15	15,94	8,05	0,022	0,28	0,698	0,71	0,92	0,08
51C47A	35	0	0,08	13,4	31,34	1,7	51,71	0	1,54	100,36	0,59	0	32,87	0	4,354	0,017	7,231	0,353	11,266	0	0,633	23,974	0	0,12	15,99	7,98	0,022	0,273	0,705	0,72	0,92	0,08
51C47A	36	0,063	1,764	13,389	32,518	0	49,54	0	1,58	99,43	0,576	0	0	0,018	4,381	0,369	7,556	0	10,87	0	0,654	23,968	0	0,12	15,64	8,33	0	0,287	0,713	0,71	0,92	0,08
51C47A	37	0,016	1,345	13,306	32,287	0	50,603	0	1,499	99,66	0,605	0	0	0,004	4,35	0,281	7,496	0	11,094	0	0,62	23,965	0	0,12	15,73	8,24	0	0,282	0,718	0,72	0,92	0,08
51C47A	38	0	0,14	13,45	31,65	1,01	51,94	0	1,36	100,17	0,62	0	32,56	0	4,382	0,029	7,322	0,21	11,347	0	0,561	23,981	0	0,13	15,97	8,01	0,013	0,275	0,712	0,72	0,93	0,07
51C47A	39	0	0,11	16,64	31,23	2,13	46,84	0	1,7	99,37	0,72	0	33,15	0	5,373	0,023	7,161	0,439	10,141	0	0,695	23,982	0	0,15	15,98	8,01	0,028	0,337	0,636	0,65	0,91	0,09
51C47A	40	0,03	0,14	13,76	31,66	1,7	51,24	0	1,46	100,61	0,62	0	33,19	0,008	4,455	0,029	7,28	0,351	11,125	0	0,598	23,976	0	0,13	15,97	8,01	0,022	0,28	0,698	0,71	0,92	0,08
51C47A	41	0	0,2	13,85	31,32	1,81	51,1	0	1,75	100,61	0,58	0	32,95	0	4,474	0,041	7,185	0,373	11,07	0	0,716	23,979	0	0,12	15,96	8,02	0,023	0,281	0,695	0,71	0,91	0,09

*R2= somatória dos cátions bivalentes; R3= somatória dos cátions trivalentes; Fe3_TRIV= $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; Al_TRIV= $\text{Al}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; Cr_TRIV= $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$; XFe= $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$; XMg= $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$

Análises de Anfibólios						
Amostra	DCF03	DCF03	DCF03	DCF03	DCF03	DCF03
Análises	3	6	7	8	11	12
SiO2	46,481	55,641	55,267	55,352	46,003	45,67
TiO2	0,647	0	0	0	0,662	0,755
Al2O3	11,13	0,188	0,253	0,238	11,659	11,817
FeO	7,61	16,041	16,375	16,653	7,911	7,928
Cr2O3	0	0	0	0	0	0
MnO	0,232	0,448	0,366	0,313	0,117	0,577
MgO	17,589	24,767	24,876	24,845	17,322	17,508
CaO	12,04	0,664	0,395	0,443	12,142	11,959
Na2O	1,575	0,045	0,036	0,054	1,564	1,728
K2O	0,118	0	0	0	0,121	0,149
Total	97,42	97,79	97,57	97,9	97,5	98,09
TSi	6,644	7,847	7,821	7,816	6,582	6,517
TAI	1,356	0,031	0,042	0,04	1,418	1,483
Sum_T	8	7,878	7,863	7,856	8	8
CAI	0,518	0	0	0	0,546	0,503
CTi	0,07	0	0	0	0,071	0,081
CMg	3,748	5	5	5	3,695	3,725
CFe2	0,664	0	0	0	0,688	0,691
Sum_C	5	5	5	5	5	5
BMg	0	0,207	0,248	0,23	0	0
BFe2	0,245	1,892	1,938	1,967	0,258	0,255
BMn	0,028	0,054	0,044	0,037	0,014	0,07
BCa	1,726	0	0	0	1,727	1,675
Sum_B	2	2,153	2,23	2,234	2	2
ACa	0,118	0,1	0,06	0,067	0,134	0,153
ANa	0,437	0,012	0,01	0,015	0,434	0,478
AK	0,022	0	0	0	0,022	0,027
Sum_A	0,576	0,113	0,07	0,082	0,59	0,658
Sum_cat	15,576	15,143	15,163	15,171	15,59	15,658
Sum_oxy	22,997	23	23	23	22,997	22,997

BIVAL	4,69	7,15	7,23	7,23	4,66	4,74
Ca_tot	1,84	0,1	0,06	0,07	1,86	1,83
Na_tot	0,44	0,01	0,01	0,02	0,43	0,48
Mg_tot	3,75	5,21	5,25	5,23	3,7	3,73
Fe2_tot	0,91	1,89	1,94	1,97	0,95	0,95
Mn_tot	0,03	0,05	0,04	0,04	0,01	0,07
XMg	0,8	0,73	0,73	0,73	0,8	0,8
XFe	0,2	0,27	0,27	0,27	0,2	0,2
Bival_B	0,27	2,15	2,23	2,23	0,27	0,33
Na_K_A	0,46	0,01	0,01	0,02	0,46	0,51