

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

**TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICAS E QUÍMICA
MINERAL DE CROMITAS DOS CORPOS DE ALVORADA DE
MINAS - MG**

Luah Walsh

Orientador: Prof.Dr. Nelson Angeli

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao
Curso de Pós-Graduação em Geociências.
- Área de Concentração em Geologia Regional.

Rio Claro (SP)

2012

Comissão Examinadora

Antenor Zanardo

Silvio Roberto Farias Vlach

Nelson Angeli

Luah Walsh

- aluno(a) -

Rio Claro, 15 de Março de 2012

Resultado: Aprovado

552
L225t

Walsh, Luah

Transformações metamórficas e química mineral de
cromitas dos corpos de Alvorada de Minas - MG / Luah
Walsh. - Rio Claro : [s.n.], 2012

80 f. : il., figs., tabs., fots.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Orientador: Nelson Angeli

1. Petrologia. 2. Química de cromititos. 3. Cromititos. 4.
Complexos Estratiformes. 5. Grupo Serro. 6. Suíte Alvorada
de Minas. 7. Ferritcromita. I. Título.

“A vida inventa!

A gente principia as coisas, no não saber por que,
e desde aí perde o poder de continuação
-porque a vida é mutirão de todos
-por todos remexida e temperada.”

(*Grande sertão veredas*
Guimarães Rosa)

DEDICATÓRIA

Dedico a meus pais Leslie Walsh e Eliane Walsh,
grandes incentivadores do estudo, que estiveram sempre ao meu lado dando
suporte e apoio em minhas escolhas.

AGRADECIMENTOS

Para realização do presente trabalho, contei com ajuda inestimável de amigos e parceiro.

Ao Prof. Dr. Nelson Angeli, pela orientação, meu sincero agradecimento e, de antemão, minhas desculpas caso a tarefa que me foi designada fique a dever ao projeto que sonhamos no princípio das coisas.

Muito obrigada aos Prof. Dr. Antenor Zanardo e Prof. Dr. Sebastião Gomes de Carvalho pelas preciosas sugestões, e aos técnicos Adilson e Vladimir pelo auxílio prestado sempre que precisei.

Ao Prof Dr Silvio Roberto Farias Vlach do Departamento de Mineralogia e Tectônica da USP pelas análises de microsonda eletrônica.

A aluna de graduação de geologia Isabela Tomazela Franzini pela ajuda nos trabalhos de campo.

A Rio Verde Minerals, especialmente a Dr. Joaquim Daniel de Liz pelo apoio e incentivo.

Obrigada aos amigos queridos a quem sempre recorro nos momentos de alegria e tristeza, Dão, Sasa, Fê, Caco e Mi, vocês estão sempre no meu coração.

Agradeço aos meus pais, Tinho e Baldo e a meu irmão querido por serem tão especiais e pelo amor incondicional.

Finalmente, a Daniel Valli Sanchez que esteve ao meu lado durante toda essa longa jornada, pela imensa paciência, pela força, pelos puxões de orelha em momentos de fraqueza sem dúvida seria muito difícil sem você ao meu lado, te amo.

RESUMO

Na porção ocidental da Faixa de Dobramentos Araçuaí, junto à borda meridional do cráton do São Francisco, ocorre a Suíte Intrusiva de Alvorada de Minas. Esta suíte está inserida na sequência vulcano-sedimentar do Grupo Serro e apresenta uma dezena de corpos metamáficos-ultramáficos com cromititos associados. A caracterização das lentes de cromititos, assim como das transformações metamórficas, às quais estas passaram, deu-se através do estudo do quimismo das cromitas.

Os cristais de cromita apresentam forte zoneamento composicional, mostrando que a variação química acompanha o processo de alteração metamórfico. O quimismo das cromitas, quando se toma em conta o núcleo dos cristais, apresenta altos teores em Fe, Cr e Ti, e baixos valores em Al, além da baixa razão Cr/Fe (média encontrada 1,5). Já, na borda, os cristais apresentam alterações principalmente no enriquecimento em Fe e perda em Al e Mg. Em fácies xisto verde baixo, dá-se início ao processo de alteração, provocando a formação de *ferricromita*. A perda em Al, Mg e pequena perda em Cr se dá formando cloritas e kammereritas, tanto nas bordas dos cristais como na matriz. Fluídos metamórficos/hidrotermais podem também estar enriquecidos em metais nobres gerando a formação de minerais do grupo da platina e ouro. As características químicas e texturais indicam que estes corpos são de origem estratiformes, apesar de sua aloctonia, metamorfismo e deformação.

Palavras Chave: Cromititos, Complexos Estratiformes, Grupo Serro, Suíte Alvorada de Minas, Ferricromita.

ABSTRACT

In the western portion of the Araçuaí Fold Belt, near the southern edge of the São Francisco craton, occurs the Alvorada de Minas intrusive Suite. This is inserted in the Grupo Serro volcano-sedimentary sequence and presents a dozen metamafic-ultramafic bodies associated with chromitites. The characterization of chromitite lenses, as well as the metamorphic transformations, through which they passed, was obtained through the study of chromite chemism. The chromite crystals present strong compositional zoning, showing that chemism variation accompanies the process of metamorphic alteration. The chemism of chromite, when taking into account the crystals nucleus, presents high content in Fe, Cr and Ti, low content in Al and low Cr / Fe ratio (average found 1.5). Beside that, on the rim, the crystals show alterations mainly in the enrichment in Fe and Al and Mg loss. In low greenschist facies, the alteration process begins, causing the formation of ferritchromite. The crystals loss of Al, Mg and the low loss of Cr form kammererite and chlorite both on the edges of the crystals as in the matrix. Metamorphic / hydrothermal fluid may also be enriched with noble metals generating the formation of platinum group minerals and gold. The chemical and textural characteristics indicate that these bodies are stratiform, despite their aloctonia, metamorphism and deformation.

Key Words: Chromitites, Stratiform Complex, Serro Group, Alvorada de Minas Suite, Ferritchromite.

SUMÁRIO

ÍNDICE	I
ÍNDICE DE FIGURAS	II
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS.....	III
ÍNDICE DE TABELAS	V
ÍNDICE DE FOTOS.....	VI
1. INTRODUÇÃO	07
2. OBJETIVOS	11
3. MATERIAIS E MÉTODOS	11
3. TIPOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE CROMITA.....	13
5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
6. METAMORFISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS.....	33
7. RESULTADOS E DISCUSSÕES	35
10. CONCLUSÕES	70
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	7
1.1. Localização	8
1.2. Fisiografia	9
1.2.1. Clima.....	9
1.2.2. Vegetação	9
1.2.3. Hidrografia.....	9
1.2.4. Geomorfologia.....	10
2. OBJETIVOS	11
3. MATERIAIS E MÉTODOS	11
4. TIPOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE CROMITA	13
3.1. Complexos Máfico-Ultramáficos	13
3.2. Classificação dos Depósitos Máfico-Ultramáficos de Cromita	15
3.2.1. Depósitos Alaskianos	15
3.2.2. Depósitos Associados a Komatiítos Relacionados a <i>Greenstone Belts</i> ..	16
3.2.3. Depósitos Estratiformes Relacionados a Complexos Acamadados.....	16
3.2.4. Depósitos Alpinos Relacionados a Complexos Ofiolíticos	17
5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
5.1. Geologia Estrutural	26
5.2. A Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional	28
5.3. Grupo Serro	30
5.4. Intrusões Metaultramáficas.....	31
5.5. Cromititos	32
6. METAMORFISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS.....	33
7. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	35
7.1. Geologia Local.....	35
7.1.1. Petrologia.....	41
7.1.2. Aspectos Estruturais	48
7.2. Geoquímica dos Cromititos	52
7.2.1. Geoquímica de Rocha Total.....	52
7.2.2. Química Mineral	57
7.3. Transformações Metamórficas	64
8. CONCLUSÕES	70

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01. Mapa de localização (Fonte: DER – MG, 2009).	08
Figura 02. Perfil morfológico do Planalto Meridional, Saadi (1995).	04
Figura 03. Diagrama de classificação IUGS para rochas ultramáficas baseado na porcentagem modal e minerais máficos.	10
Figura 04. O Orógeno Araçuaí na região do Paleocontinente Gondwana (modificado de Alkmim et al. 2006).	22
Figura 05. Mapa Geológico Regional da Serra do Espinhaço Meridional. (modificado DOSSIN,1985).	25
Figura 06. Mapa geológico da região de Alvorada de Minas – MG (modificado de CODEMIG,1995).	36
Figura 07. Perfil esquemático do furo de sondagem FS-07 realizado pela Bayer do Brasil na região da Mina Paca.	40
Figura 08. Figura esquemática representando nove metros de extensão de frente de lavra da 6ª bancada da Mina Carijó, mostrando canal realizado para coleta de amostras.	53
Figura 09. Diagrama FeO total vs Cr ₂ O ₃ de Thayer (1972).	60
Figura 10. Diagrama de variação Al ₂ O ₃ vs. Cr ₂ O ₃ em cromitas de complexos ultramáficos podiformes e estratiformes de Bonavia et al (1993).	61
Figura 11. Campos composicionais de cromititos de três intrusões estratiformes e de complexos ofiolíticos.	62
Figura 12. Diagrama Mg/Mg+Fe versus Cr/Cr+Al (IRVINE, 1967) exibindo campos de variação composicional de cromititos estratiformes e podiformes.	63
Figura 13. Curvas de equilíbrio isobarico das reações de 1 a 20 no sistema MgO-SiO ₂ -H ₂ O-CO ₂ , de Winkler (1977).	65
Figura 14. Diagrama ternário Fe ⁺³ – Cr – Al, modificado de Handy & Lebeda (2011). Campos das fácies metamórficas para Cr-espinélio, de Evans e Frost (1975).	67
Figura 15. Ilustração esquemática das mudanças químicas em cromitas durante metamorfismo progressivo.	68

INDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

- Fotomicrografia 01.** Clorita-carbonato-talco xisto, exibindo textura lepidoblástica, filmes talcíferos e cloríticos balizando duas direções de foliação. 43
- Fotomicrografia 02.** Clorita-carbonato-talco xisto mostrando duas gerações de clorita. 43
- Fotomicrografia 03.** Cristais de carbonato gerados em eventos tardios. 43
- Fotomicrografia 04.** Cristal de cromita envolto a franja de pressão composta por talco e clorita em clorita-carbonato-talco xisto. 43
- Fotomicrografia 05.** Cristal de cromita contendo inclusões de clorita, exibindo zoneamento metamórfico em clorita-carbonato-talco xisto. 43
- Fotomicrografia 06.** Cristais de pirita xenomórficos formando agregados em meio a matriz de clorita-carbonato-talco xisto. 43
- Fotomicrografia 07.** Talco-clorita xisto exibindo textura lepidoblástica marcada por filmes cloríticos e talcíferos. 44
- Fotomicrografia 08.** Palhetas de talco marcando a foliação principal junto a cloritas, e cristais de formação tardia crescendo sobre e intersticialmente a cloritas. 44
- Fotomicrografia 09.** Cristal de magnetita martitzado em meio a matriz de talco-clorita xisto. 44
- Fotomicrografia 10.** Cristal de pirita incluso na matriz do talco-clorita xisto. 44
- Fotomicrografia 11.** Visão geral do tremolita-actinolita-clorita xisto, onde nota-se matriz rica em clorita com cristais eudrais de tremolita dispersos. 44
- Fotomicrografia 12.** Cristal (seção basal) de tremolita-actinolita em tremolita-actinolita-clorita xisto. 44
- Fotomicrografia 13.** Cristal de sulfeto (pirita) disseminado na matriz do cromitito. 46
- Fotomicrografia 14.** Cristais de cromita intensamente corroídos. 46
- Fotomicrografia 15.** Visão geral de cromitito, cristais hipidiomórficos. 46
- Fotomicrografia 16.** Cristal de cromita com bordas corroídas, inclusões da matriz (kammererita) são comuns. 46
- Fotomicrografia 17.** Cristal de cromita exibindo zoneamento, ferricromita nas bordas e em fraturamentos sub-radiais. 46
- Fotomicrografia 18.** Fraturas em três direções nos cristais de cromita definindo textura cataclástica. 46

Fotomicrografia 19. Cristal de cromita rotacionado, apresentando franja de pressão assimétrica talcífica.	47
Fotomicrografia 20. Matriz de cromitito, composta por kammererita, talco e clorita, goethita entra no sistema deixando a matriz oxidada.	47
Fotomicrografia 21. Matriz de cromitito exibindo cristais de carbonato, clorita e palhetas de talco com distribuição fibroradial.	47
Fotomicrografia 22. Visão geral de cromitito com pseudomorfos de minerais primários.	47
Fotomicrografia 23. Pseudomorfo de mineral ferro-magnésiano (provavelmente olivina) em matriz de cromitito.	47
Fotomicrografia 24. Pseudomorfo alterado para clorita.	47
Fotomicrografia 25. Cromitito exibindo textura cumulática.	51
Fotomicrografia 26. Textura cataclástica em cromitito.	51
Fotomicrografia 27. Clorita-carbonato-talco xisto com foliação S_n bem marcada, possível notar S_{n+1} dobrando levemente a foliação principal.	51
Fotomicrografia 28. Talco-clorita xisto exibindo foliação S_n marcada por palhetas de clorita e talco.	51
Fotomicrografia 29. Grão de cromita em clorita-carbonato-talco xisto apresenta-se rotacionado e com sombra de pressão.	51
Fotomicrografia 30. Grão de cromita rotacionado, formando franja de pressão assimétrica.	51
Imagem MEV 1. Cristais de cromita euhedrais a subeuhedrais, mostrando zonamento.	57
Imagem MEV 2. Cristais de cromita exibindo zonamento e sutil fraturamento.	57
Imagem MEV 3. Cristal de merenskyita, disperso na matriz, próximo à borda de cristal de cromita.	68
Imagem MEV 4. Ouro livre preenchendo vazio no cristal de cromita. Acima pequeno cristal de ilmenita.	68

INDICE DE TABELAS

Tabela 01. Composição representativa de cromititos de origem estratiforme e podiforme, segundo Duke (1983).	19
Tabela 02: Diferenças entre depósitos estratiformes e podiformes, segundo Thayer (1960).	20
Tabela 03. Análises geoquímicas para o clorita-carbonato-talco xisto, rocha encaixante dos cromititos da Mina Carijó	54
Tabela 04. Análises geoquímicas para os cromititos da Mina Carijó	56
Tabela 05. Valores de química mineral para cromitas da Mina Paca.	58
Tabela 06. Valores de química mineral das cromitas, por microsonda eletrônica.	59

INDICE DE FOTOS

Foto 1. Visão geral da 6ª bancada da Mina Carijó.	37
Foto 2. Afloramento na Mina Paca.	37
Foto 3. Testemunho de sondagem do furo FS-07	38
Foto 4. Bloco clorita-carbonato-talco xisto exibindo foliação S_n bem marcada e S_{n+1} praticamente ortogonal à primeira.	49
Foto 5. Detalhe de bloco de clorita-carbonato-talco xisto destacando S_n e S_{n+1} .	49
Foto 6. Bloco de clorita-carbonato-talco xisto exibindo lentes ricas em talco boudinadas, foliação S_n bem marcada.	50

1. INTRODUÇÃO

A região de Alvorada de Minas, localizada no estado de Minas Gerais, é conhecida por alojar ocorrências de cromititos em rochas ultramáficas intrusivas pertencente ao Grupo Serro, sequência metavulcano-sedimentar, localizados tectonicamente na porção ocidental da Faixa de Dobramentos Araçuaí, junto à borda meridional do cráton do São Francisco, mais especificamente na borda oriental da Serra do Espinhaço.

Os cromititos são compostos principalmente por cromita, um óxido duplo de ferro e cromo, pertencente ao grupo do espinélio que apresenta como fórmula química ideal $\text{FeO}(\text{Cr}_2\text{O}_3)$. No entanto, podem ocorrer variações em sua composição com a substituição do Fe por Mg e do Cr por Al e Fe. Sendo assim, sua fórmula representativa passa a ser $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$. (NALDRET, 1989), além de fases silicáticas.

A cromita primária inalterada pode ser usada como indicador petrogenético, pois sua composição reflete o grau da fusão parcial a que o manto foi submetido durante a formação de sua rocha encaixante. Entretanto, a composição primária da cromita pode mudar sob condições superimpostas por alteração (metamorfismo e hidrotermalismo) e as evidências petrológicas e geoquímicas desse espinélio serem removidas total ou parcialmente (ULMER, 1974).

Pesquisas já realizada nos cromititos da região de Serro e Alvorada de Minas mostram que os cristais de cromita possuem um forte zoneamento composicional (núcleo mais cromo-aluminoso e bordas mais ferríferas), mostrando que a variação química acompanha o processo de alteração metamórfico/hidrotermal (ANGELI & CARVALHO, 1996).

Este trabalho procura mostrar, através do estudo dos depósitos de cromita das antigas minas Paca e Carijó, localizadas próximas a cidade de Alvorada de Minas, como as condições de alteração contribuem para a mudança de composição química das cromitas e sua interação com as fases silicáticas. A caracterização dos depósitos, baseando-se em dados petrográficos, petrológicos e químicos em amostras coletadas em campo e em antigos testemunhos de sondagem possibilitam tais evidências.

1.1. Localização

O município de Alvorada de Minas localiza-se na região central de Minas Gerais, na porção Meridional da Serra do Espinhaço, a aproximadamente 342 km da capital do estado, Belo Horizonte, tendo como principal via de acesso a MG-010 (Figura 1). Tem como municípios limítrofes Serro, Conceição do Mato Dentro, Dom Joaquim e Sabinópolis.

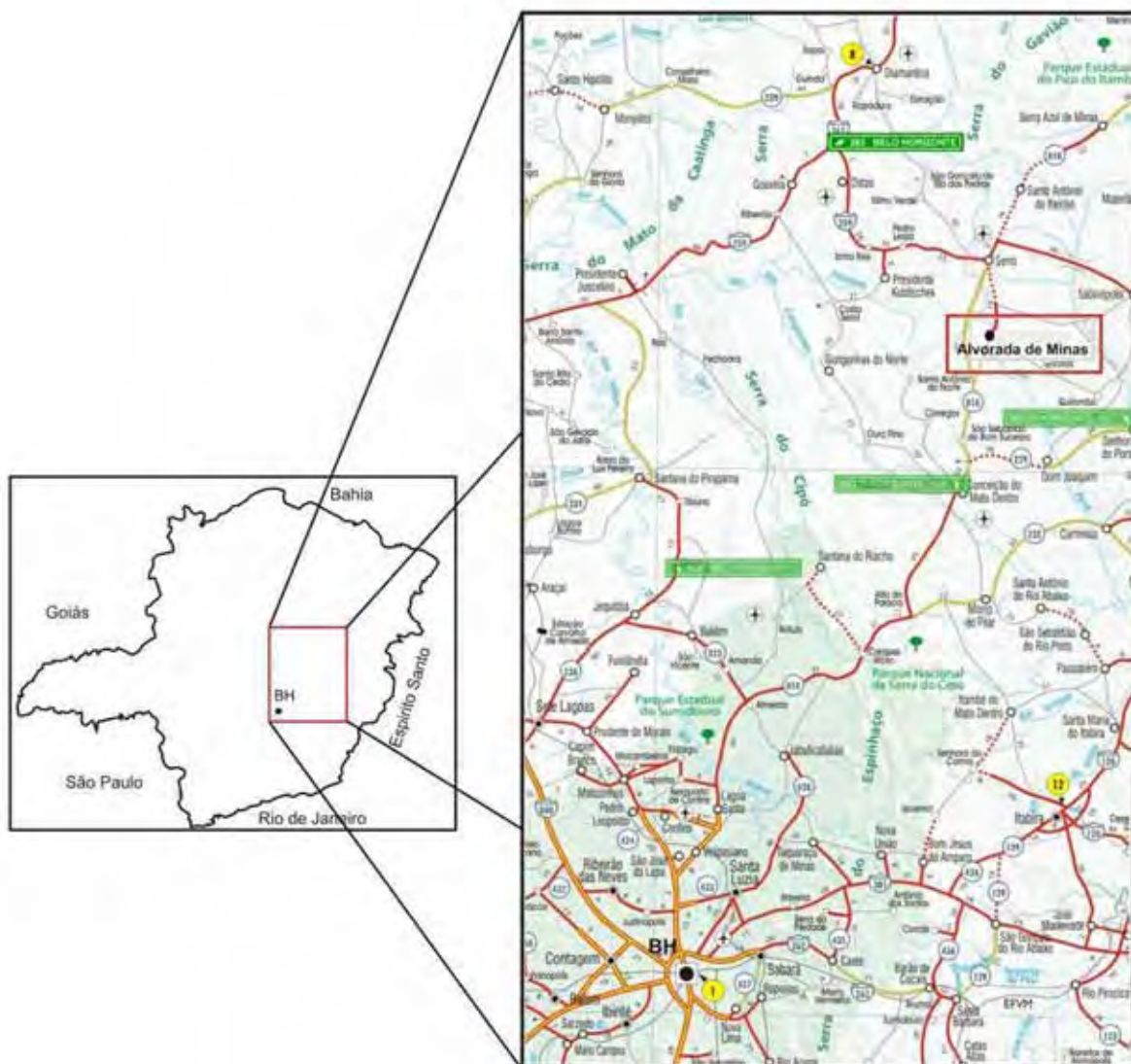


Figura 1. Mapa de localização da região de Alvorada de Minas (Fonte: DER – MG, 2009)

1.2. Fisiografia

1.2.1. Clima

A região da Serra do Espinhaço possui um clima mesotérmico, semiúmido, caracterizado por um verão ameno e úmido entre outubro e abril e inverno fresco e seco entre julho e agosto. A temperatura média anual é de 20°C, com variação média de até 15°C nos meses mais frios e 28°C nos meses mais quentes. A precipitação média anual é de 1521 mm, sendo dezembro o mês mais chuvoso. A umidade média relativa do ar é de 75,6%.

1.2.2. Vegetação

A vegetação da região é condicionada pelo clima, morfologia e litologias. No domínio das serras quartzíticas do Supergrupo Espinhaço, os solos são arenosos e pouco desenvolvidos exibindo vegetação tipicamente de caatinga, predominando cactos, gramíneas e arbustos de “sempre viva”. Nos solos mais xistosos, que circundam os locais mais elevados, se desenvolve uma vegetação de pequeno a médio porte rica em arbustos e árvores de troncos e galhos retorcidos e folhas espessas e coriáceas, típica de cerrado. Nas unidades do Grupo Serro, onde ocorrem rochas ultramáficas, na área de Alvorada de Minas, o solo pode ter um maior desenvolvimento e ser mais rico, o que favorece uma vegetação mais exuberante característica de Mata Atlântica.

1.2.3. Hidrografia

A serra do Espinhaço Meridional assenta duas bacias hidrográficas em seu flanco leste: a do rio Jequitinhonha mais a norte e a do rio Doce, a sul.

A rede de drenagem da área em estudo compõe a micro bacia do rio do Peixe, tributário do Rio Santo Antônio, ambos pertencentes à bacia do Rio Doce. O curso do rio do Peixe é em sua maior parte, de direção NNW-SSE e de traçado sinuoso.

1.2.4. Geomorfologia

Em escala regional a serra do Espinhaço é subdividida, por Saadi (1995) em dois compartimentos de planalto bem diferenciados, são eles Planalto Meridional e Planalto Setentrional. Estes são separados por uma zona deprimida de direção NW-SE, sendo resultado de dissecação fluvial causada por diminuição de resistência litológica e falhamentos. A área pesquisada encontra-se inserida na borda leste do Planalto Meridional estando em região mais aplainada como é sugerido pelo perfil (Figura 2).

O Planalto Meridional inicia-se na extremidade sul da serra do Espinhaço (nascente do rio Cipó), onde sua largura não passa de 30km, aumentando rapidamente em direção ao norte atingindo 90km entre Santo Antônio do Itambé e Conselheiro Mata.

Geologicamente há predominância de quartzitos que, em toda extensão do compartimento, compõem uma cobertura rígida, porém densamente fraturada e cisalhada, gerando assim um relevo que, dissecado por ação fluvial, é representado por cristas, escarpas e vales profundos. Em meio a este cenário, alojam-se uma série de áreas deprimidas compostas por rochas granitoides, metassedimentares e metavulcânicas que ostentam morfologias colinares, policonvexas mais suavizadas. As bordas deste compartimento, ambas escarpadas, apresentam algumas diferenças morfológicas. A borda leste exibe um escarpamento menos contínuo que a borda oeste e a configuração de seu relevo resultam da combinação entre a variabilidade de resistência de rochas e de estruturas tectônicas. Estas combinações ocasionam um avanço diferenciado na dissecação fluvial (SAADI, 1995).

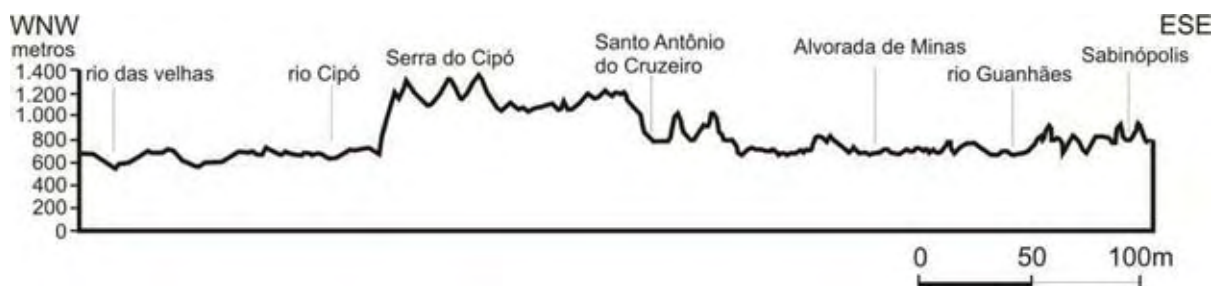


Figura 2. Perfil morfológico do Planalto Meridional, Saadi (1995).

2. OBJETIVOS

Esta pesquisa tem como objetivo principal a caracterização dos depósitos de cromita da antiga mina Paca e mais recente mina Carijó, localizadas próximas a cidade de Alvorada de Minas (7 e 9 km respectivamente). Visando estudar como as alterações metamórficas/ hidrotermais contribuem para mudança de composição química das cromitas e sua interação com as fases silicáticas, baseando-se em dados petrográficos, petrológicos e principalmente químicos de amostras coletadas em campo e em antigos testemunhos de sondagem.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para se alcançar os objetivos propostos foram utilizados os seguintes materiais e métodos:

Na fase inicial foi efetuado um levantamento de trabalhos realizados sobre o contexto geológico da região. Foram enfocados os temas relacionados com a fundamentação teórica das ferramentas e da área de estudo, com o objetivo de inteirar-se sobre informações e interpretações prévias.

Posteriormente foi realizada uma etapa de campo com propósito de reconhecer e caracterizar as unidades geológicas aflorantes na área de Alvorada de Minas, visualizar principais estruturas e contatos entre as litologias envolvidas com intuito de subsidiar a caracterização dos depósitos. Mas, localmente, na Mina Carijó foi confeccionado, com auxílio de um martelo e uma talhadeira, um canal horizontal (20cm de largura por 9,0m de comprimento) cortando, em altura mediana, toda a extensão da 6ª e mais profunda bancada da lavra, com objetivo de se fazer uma coleta de amostras mais representativa. Na Mina Paca, de difícil acesso devido ao abandono, o estudo foi focado na descrição de testemunhos de sondagem realizados pela Empresa Bayer do Brasil.

Os testemunhos de sondagem estão acondicionados em um galpão, próximo à principal entrada da cidade. As caixas estão em péssimo estado de conservação, devido a isso muitas caixas e amostras foram perdidas. Foi feita uma descrição criteriosa do furo de sondagem FS-07 e descrições sucintas dos furos FS-02, FS-06

e FS-15, além da coleta de amostras que foram destinadas a confecção de lâminas delgadas.

Um total de 38 lâminas delgadas foi descrita, das quais 6 pertencentes à mina Carijó e 32 à mina Paca. A análise das lâminas foi feita por luz transmitida, a fim de identificar os minerais transparentes contidos na matriz dos cromititos e nas rochas encaixantes, e por luz refletida para identificação dos minerais opacos. As descrições incluem a definição da composição mineralógica, das texturas, paragêneses e das microestruturas.

Foi realizada a análise litoquímica de rocha total das amostras da mina Carijó, um total de 22 amostras coletadas ao longo de canal horizontal, que após trituradas por meio de moinho de carbetto de tungstênio. Estas foram analisadas por meio de fluorescência de raio X (modelo Philips PW2400) e perda ao fogo através de forno Mufla 1000°C e umidade em estufa 110°C. Para elementos maiores foram utilizadas pastilhas fundidas com tetraborato de lítio e para elementos traço, pastilhas prensadas com cera no Laboratório de Geoquímica da UNESP – Campus de Rio Claro.

Para a química das cromitas foi utilizadas lâminas polidas da região da mina Paca, onde as amostras não apresentavam grau de intemperismo. Foram feitas para essa pesquisa 38 análises de grãos de cromita utilizando-se de microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA-8600 *Superprobe* operando com aceleração de voltagem de 15KV e corrente de 20nA, no Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc da USP.

4. TIPOLOGIA DOS DEPOSITOS DE CROMITA

3.1. Complexos Máfico-Ultramáficos

Os complexos máfico-ultramáficos são compostos basicamente por minerais máficos, representados por olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio, em que as proporções destes componentes, segundo a IUGS, definem os campos do diagrama abaixo (Figura 3):

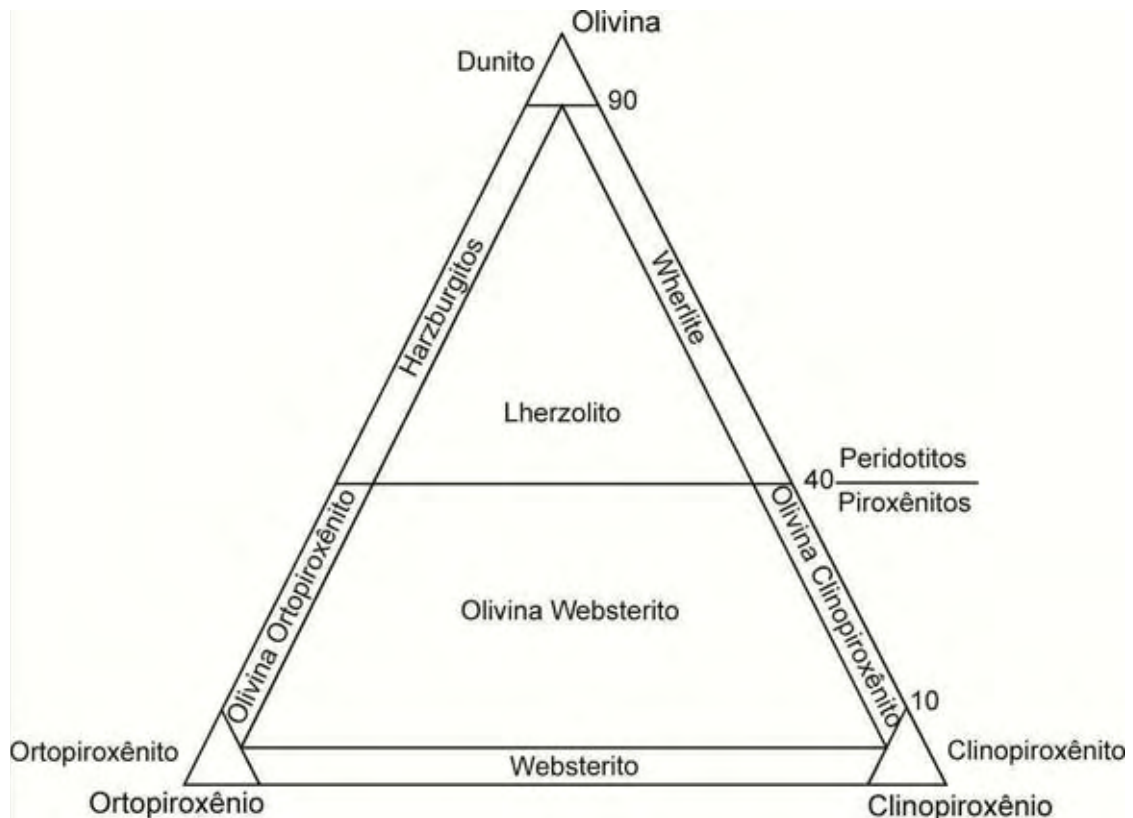


Figura 3. Diagrama de classificação IUGS para rochas ultramáficas baseado na porcentagem modal dos minerais máficos (STRECKEISEN, 1976).

Baseados nos ambientes tectônicos em que as rochas ultramáficas foram colocadas, Naldrett (1989) classifica-as em três grupos principais: corpos sin-vulcânicos relacionados à vulcanismo intracratônico; intrusões em áreas cratônicas; e corpos colocados durante a orogênese.

Os corpos sin-vulcânicos são subdivididos em duas suítes magmáticas distintas:

- Komatiítica, altamente magnesiânica (porcentagens iguais ou maiores que 40% de MgO), intrusiva ou extrusiva (apresentando textura *spinifex* típica), com baixas taxas de $FeO/(FeO+MgO)$ e TiO_2 , tendo a

diferenciação magmática dos termos envolvidos como característica típica (rochas não cumuláticas variando de peridotitos a basaltos e rochas cumuláticas variando de peridotitos a gabros).

- Toleítica, pouco magnésiana, com altas taxas de $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ e TiO_2 , sendo esta subdividida em duas subclasses: uma picrítica, que representa acumulações basais de *sills* e derrames diferenciados; e outra anortosítica, caracterizada por camadas ricas em magnetita titanífera, onde porções ultrabásicas são pouco comuns e se restringem aos *cumulus* piroxeníticos.

Os corpos sin-vulcânicos normalmente aparecem relacionados a *greenstone belts* arqueanos e proterozóicos, apresentando uma diferenciação magmática entre porções ultrabásicas e básicas e, no topo, sedimentos marinhos típicos (químico-pelíticos)

A diferença entre os corpos sin-vulcânicos e intrusões cratônicas nos terrenos arqueanos são sutis, dificultando essa separação. No geral, nas intrusões relacionadas às áreas cratônicas há predominância das porções básicas sobre as ultrabásicas, onde o magma sofreu cristalização fracionada, além de poderem abranger muitos quilômetros de área (de 100 km^2 a 50.000 km^2) Dentro desse grupo estão ainda às pequenas e médias intrusões de basaltos toleíticos ricos em K_2O e as rochas ultrabásicas alcalinas, complexos kimberlíticos e carbonatíticos (NALDRETT, 1989).

Os corpos máfico-ultrabásicos classificados como corpos colocados durante a orogênese seriam complexos ofiolíticos e complexos tipo Alaska, que serão descritos a seguir.

Complexo ofiolítico é a denominação dada a uma assembleia de rochas que passam de ultrabásicas a máficas, tidas como lascas da crosta oceânica e manto superior que foram transportados e colocados no estado sólido durante tectonismo (processo de subducção de placa). Esta assembleia da base do topo é composta por:

- Complexo ultrabásico: porções variáveis harzburgito, lherzolito e dunito, normalmente com *fabric* metamorfo-tectônico mostrando serpentinização.
- Complexo gabróico ou sequência *cumulus*: apresenta textura cumulática, comumente contendo peridotitos e piroxênitos cumuláticos, sendo menos deformados que o complexo ultrabásico.

- Complexo de enxames de diques básicos.
- Complexo de máficas vulcânicas: geralmente apresentando *pillow* lavas.

Associado a essa assembléia de rochas aparecem no topo do pacote: sedimentos marinhos profundos como cherts, folhelhos, e até calcários; corpos de cromititos podiformes; e rochas felsico-sódicas intrusivas e extrusivas (COLEMAN, 1977).

3.2. Classificação dos Depósitos Máfico-Ultramáficos de Cromita

Os principais tipos de depósitos de cromita são:

- Depósitos Alaskianos
- Depósitos Associados à Komatiitos
- Depósitos Alpino
- Depósitos Estratiformes

3.2.1. Depósitos Alaskianos

Também chamados de concêntricos ou uralianos, os depósitos alaskianos apresentam idades precambrianas e mesozóicas (THAYER, 1960). Ocorrem em áreas tectonicamente instáveis, sendo corpos magmáticos pós-orogênicos, de forma elíptica ou arredondada, zonados concêntricamente. Estes corpos mostram uma diferenciação magmática do centro para as bordas, normalmente dunitos no núcleo seguido por peridotitos, olivina clinopiroxenitos e hornblenda clinopiroxenitos nas bordas, exibindo texturas cumulática e poiquilítica. Há escassez em ortopiroxênio e plagioclásio e relativa abundância em magnetita nos piroxenitos.

Os cromititos aparecem associados aos dunitos como camadas discretas, massas nodulares e *schlieren*. É comum ocorrer, associado aos cromititos, cristais microscópicos de Minerais do Grupo da Platina e sulfetos. Exemplos desse tipo de depósito são o Complexo Tulameen, Canadá (COOK & FLETCHER, 1994) e Duke Island no Alaska (BUTLER *et al.*, 2001)

3.2.2. Depósitos de Cromita Associados à Komatiitos

Os magmas komatiíticos são ricos em magnésio e ferro e apresentam baixo teor em alumínio, ocorrendo em terrenos do tipo *greenstone belt*, em crátons pouco deformados de idades arqueanas e mais raramente paleoproterozóicas. Apresentam composição dunito-peridotítica, passando a basaltos komatiíticos (aumento da porcentagem de plagioclásio). Texturas *spinfex*, porfirítica, afanítica e cumulática são comuns em suas porções ultrabásicas, além de *pillow* lavas em seus termos básicos. Tais depósitos são espessas sequências de derrames, por vezes intrudidas por corpos ultramáficos menores, encaixadas em ortognaisses e gnaisses migmatíticos.

A cromita normalmente ocorre como acessório nesses complexos, aparecendo como cristais euédricos, esqueletiformes ou lobados, e suas formas ocorrem intrinsecamente relacionadas ao hábito da olivina (BARNES, 1998).

A composição da cromita está relacionada à composição do líquido residual em sua cristalização, assim como às condições de resfriamento e à composição da olivina (BARNES, 1998).

Um exemplo desse tipo de depósito é Selukwe, no Zimbábwe e no Brasil, o depósito de Luanga (PA).

3.2.3. Depósitos de Cromita Estratiformes

As intrusões acamadadas de natureza picrítica a toleítica ocorrem em terrenos granito-gnáissicos e sequências vulcano-sedimentares em crátons muito antigos (estáveis), ou seja, em ambientes intraplacas/intracratônicos, sendo de idade precambriana a terciária (THAYER, 1972).

Os complexos estratiformes são caracterizados por notável estrutura bandada onde há consistência dos leitos e camadas por vários quilômetros. As unidades inferiores são mais básicas e as do topo menos básicas, sendo as rochas mais comuns harzburgitos, ortopiroxênitos, websteritos, noritos, gabros, anortositos, podendo gradar, nas porções superiores, para dioritos e granitos. Dunitos e lherzolitos são raros ou apresentam-se em volumes menores que as demais. Os corpos assumem forma lopolítica, afunilada ou tabular, apresentando textura *cumulus* e estratificação interna. Bandamentos rítmico, críptico, de fases minerais e

laminação ígnea são comuns nesses corpos.

Os cromititos ocorrem como camadas maciças a disseminadas exibindo estruturas cumuláticas e texturas que se assemelham a de rochas sedimentares (COLEMAN, 1977). Estão relacionados comumente às porções mais basais do corpo intrusivo, associados à peridotitos e piroxenitos a exemplo do depósito de Bushveld (SCHÜRMAN & VILJOEN, 1998).

A composição das cromitas pode estar diretamente ligada à sua posição nas sequências de diferenciação. O Fe aumenta com o grau de diferenciação ao passo que o conteúdo de Cr_2O_3 diminui. As texturas adcumuláticas e mesocumuláticas são ricas em Cr, Al e Mg, e as porções ortocumuláticas são ricas em Fe e Ti (ROACH, et al., 1998).

A composição química de cromititos de origem estratiforme esta representada na Tabela 1. Exemplos desse tipo de depósitos são: Bushveld, África do Sul (SCHÜRMAN & VILJOEN, 1998; CAWTHORN, 1999); Muskox, Canadá (ROACH et al., 1998); Stillwater, USA (NALDRET et al., 1999); e no Brasil Barro Alto (GO); Campo Formoso (BA), entre outros.

3.2.4. Depósitos de Cromita Alpinos

Os depósitos do tipo alpino estão relacionados aos complexos ofiolíticos ocorrendo em áreas orogênicas, como cumulados magmáticos, na forma de lentes e bolsões alongados, posicionados nos limites de placas ativas. Estes corpos são formados em ambientes onde a crosta oceânica está sendo gerada, e, subsequentemente, é exposta em terrenos acrescionários, relacionados a subducção em zonas de obducção. Aparecem como corpos irregulares, descontínuos, sem auréola de contato, mostrando contatos tectônicos com outras sequências (TWISS & MOORES, 1992).

A sequência ofiolítica representa perfil estratigráfico da crosta oceânica, determinado através de estudos geológico-geofísicos, em que a sequência inferior (complexo ultramáfico) representa porções mantélicas, com idades precambrianas a fanerozóicas. Esta sequência apresenta recristalização em temperatura e pressão alcançadas apenas na região do manto.

A sequência cumulática acima do complexo ultramáfico inicia-se desde rochas peridotíticas, passando por gabros, até plagiogranitos. A fonte do magma

gerador desse acamamento ainda é obscura, partindo, provavelmente da fusão parcial dos peridotitos metamorfizados subjacentes.

A geoquímica dos enxames de diques e *pillow* lavas sugerem formação em zona de rifteamento contínuo onde há formação de nova crosta em ambiente submarino. A geoquímica dos enxames de diques indica derivação de magma máfico diferenciado. Relações intrusivas indicam que os *cumulus* máficos subjacentes se solidificaram antes da formação dos diques, relações tectônicas também indicam deformação nos *cumulus* máficos subjacentes antes da colocação dos diques. As *pillow* lavas se formam acima dos enxames de diques sendo contemporâneas à evolução destes, sendo uma relação evidente de que houve um processo de distensão durante sua formação (COLEMAN, 1977).

Depósitos de cromita podiforme ocorrem geralmente associados ao complexo ultramáfico de sequências ofiolíticas, com formação intrinsecamente relacionada à expansão do fundo oceânico, aparecendo como corpos podiformes, lentes descontínuas e bolsões. Segundo Thayer (1960) os depósitos de cromita podiforme estão quase sempre relacionados a algum tipo de metamorfismo e devem ser considerados como um tipo de rocha metamórfica.

As maiorias das ocorrências de depósitos de cromita podiforme estão associadas à dunitos ao invés de harzburgito ou piroxenitos. Segundo Coleman (1977) pode ocorrer de duas maneiras, comumente com distribuição não cinemática dentro de peridotitos metamorfizados, sem mostrar relação entre o tamanho do depósito e seu dunito encaixante. Esses depósitos mostram forte textura metamórfica e sua forma pode ser intensamente contorcida por dobras ou compactada tabularmente. O outro modo de ocorrência de depósitos de cromita podiforme é mostrando uma relação espacial entre os peridotitos compactos e os gabros acamadados da sequência ofiolítica. A posição das lentes de cromita dentro da porção ultramáfica da sequência cumulática indica que estas cromitas provavelmente se desenvolveram com a segregação magmática ocorrente no início da cristalização.

Os cromititos mostram texturas nodulares, orbiculares, gnáissicas, cumuláticas e *pull-apart*. Podem também ocorrer, nas partes inferiores dos complexos ofiolíticos, depósitos estratiformes de cromita.

A composição química de cromititos podiformes é representada na Tabela 01, e na Tabela 2 têm-se as principais diferenças entre os depósitos

podiformes e estratiformes, segundo Thayer (1960).

Exemplos desse tipo de depósitos são: Ofiólito Semail, Oman (COLEMAN, 1977); Ofiólito Josephine, USA (KIMBALL, 1990); Corpo ultramáfico de East Dover, USA (HOFFMAN & WALKER, 1978), e no Brasil o Maciço de Cromínia, GO (ANGELI *et al.*, 2010).

	Depósitos Estratiformes					Depósitos Podiformes				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	1,37	-	0,12	0,22	-	0,55	0,30	0,09	0,24	1,18
TiO ₂	0,72	0,67	0,44	0,43	0,35	-	0,11	0,19	0,15	-
Al ₂ O ₃	15,70	12,50	15,70	16,90	11,80	14,40	14,70	14,20	8,12	32,30
Cr ₂ O ₃	42,50	47,00	47,10	47,80	55,00	50,70	53,40	54,50	59,00	35,40
FeO(t)	31,20	27,40	25,10	21,30	17,80	19,90	14,90	15,70	13,60	13,40
MnO	0,65	0,20	-	0,16	0,20	-	-	0,13	0,14	-
MgO	6,65	8,70	11,10	12,10	12,60	13,10	16,70	14,20	18,20	17,40
CaO	0,66	-	0,53	0,04	-	0,50	0,44	0,01	0,10	0,14
Total	99,45	96,47	100,09	98,95	97,75	99,15	100,55	99,02	99,55	99,82
1. Bird River Sill 2. Kemi 3. Bushveld 4. Stillwater Complex 5. Great Dyke					6. Sterret Mine, Quebec 7. Caribou Mine, Quebec 8. Chrome Mine, Cyprus 9. Molodehnoe deposit, Kempirsai 10. Masinloc Mine, Philippines					

Tabela 1. Composição representativa de cromititos de origem estratiforme e podiforme, segundo Duke (1983).

Depósitos Estratiformes	Depósitos Podiformes
Pequenos cristais euédricos, coalescentes ou não	Cristais maiores que 1mm, podendo ser centimétricos
Diâmetro dos grãos é de aproximadamente 1mm	Diâmetro dos grãos maiores ou iguais a 3mm
<i>Mesh</i> e <i>net textures</i> indeformadas, com cromita envolvendo olivina e piroxênio. Comumente mostram textura poiquilítica	Textura nodular e orbicular deformada, alotriomórfica a cataclástica. Textura poiquilítica ausente. Texturas <i>cataclástica</i> e “pele de onça” são comuns
Forma lopolítica	Forma irregular
Camadas regulares, contínuas por vários quilômetros, com todas as unidades mostrando acamamento, exceto as bordas	Leitos e bolsões deformados, na forma de corpos descontínuos, por dezenas a centenas de metros, sem acamamento
Margens de resfriamento noríticas e rochas encaixantes mostrando metamorfismo de altas temperaturas	Exceto pela serpentinização, não mostram diferenças de composição em suas margens; metamorfismo de contato moderado a baixo, comumente ausente
Foliação paralela ao acamamento	Foliação paralela ao acamamento ou truncando essa estrutura
Lineação muito rara e associada a feições convectivas	Lineação comum, contida ou não no plano de acamamento, por vezes cortando essa estrutura. Ocorre marcada pela textura <i>cataclástica</i> , estiramento de nódulos ou distribuição de cromita na matriz
Acamamento críptico característico	Acamamento críptico não presente
Predomínio da quantidade de piroxênio versus a quantidade de olivina; plagioclásio está presente, exceto nos dunitos	Predomínio de olivina versus a quantidade de piroxênio; plagioclásio está ausente
Diques são raros. Quando ocorrem estão relacionados composicionalmente às encaixantes	Diques são comuns e numerosos, podendo ou não mostrar relações composicionais com as encaixantes. Estão representados por gabro ou mais raramente peridotitos
Encaixante: harzburgito a bronzitito	Encaixante: dunito a norito
Corpos concordantes de cromitito, mostrando posições estratigráficas regulares	Corpos discordantes e concordantes por deformação
Alto conteúdo em Fe	Alto conteúdo de Al ₂ O ₃ e alto Cr
Baixa razão Cr/Fe (aproximadamente 1,5)	Alta razão Cr/Fe (aproximadamente 2,4) e porcentagem de ferro em torno de 16%, muito raramente acima
Teores de Cr ₂ O ₃ de 38 a 50%	Teores de Cr ₂ O ₃ entre 15 e 65%
Depósitos crustais	Depósitos gerados no limite astenosfera/litosfera

Tabela 2: Diferenças entre depósitos estratiformes e podiformes, segundo Thayer (1960).

5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Orógeno Araçuaí consiste em uma faixa de dobramentos edificada paralelamente à margem sudeste do Craton São Francisco, durante a Orogênese Brasileira (± 600 Ma, segundo PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES, et al., 2001). Estende-se desde a borda do Cráton São Francisco, no sul da Bahia, à Província Costeira e à Margem Continental e na porção sul, é marcado pela deflexão da estruturação brasileira que muda da direção NNE para NE, e dá passagem para o Orógeno Ribeira (Figura 4).

A Faixa de Dobramentos Araçuaí foi dividida em três compartimentos tectônicos principais (HEILBRON et al., 2004): domínio externo; domínio interno e a inflexão setentrional.

O domínio externo, que bordeja a margem sudeste do Cráton São Francisco, se caracteriza como uma faixa de dobramentos e empurrões. Nele estão esculpidos segmentos da Serra do Espinhaço e chapadas do norte-nordeste de Minas Gerais.

No domínio interno, que é o núcleo metamórfico-anatético do orógeno, ocorre grande quantidade de rochas graníticas originadas em estágios diversos da Orogênese Brasileira, além de incluir a zona de sutura com remanescentes oceânicos e o arco magmático cálcio-alcálico.

A inflexão setentrional é caracterizada pela curvatura do Orógeno Araçuaí, onde há um desvio estrutural para leste. Apresenta, a norte, características do domínio externo e a sul, do domínio interno. Sua maior saliência desemboca no Aulacógeno Santo Onofre descrevendo empurrões com transporte para norte.

A área foco de estudo está inserida no domínio externo da Faixa Araçuaí, mais especificamente na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional.

A Serra do Espinhaço edifica-se em parte dos estados de Minas Gerais e Bahia tendo aproximadamente 1200 km de extensão com orientação N-S. Compreende uma faixa orogênica com história evolutiva desenvolvida durante o Arqueano e Proterozóico, estruturando-se, segundo Almeida & Hasui (1984) e Uhlein et al (1986), no final do Neoproterozóico (Ciclo Brasileiro), ou ainda no Mesoproterozóico, com reativação tectônica no final do Neoproterozóico como consequência da inversão tectônica da faixa Oeste Congolesa (Figura 4).

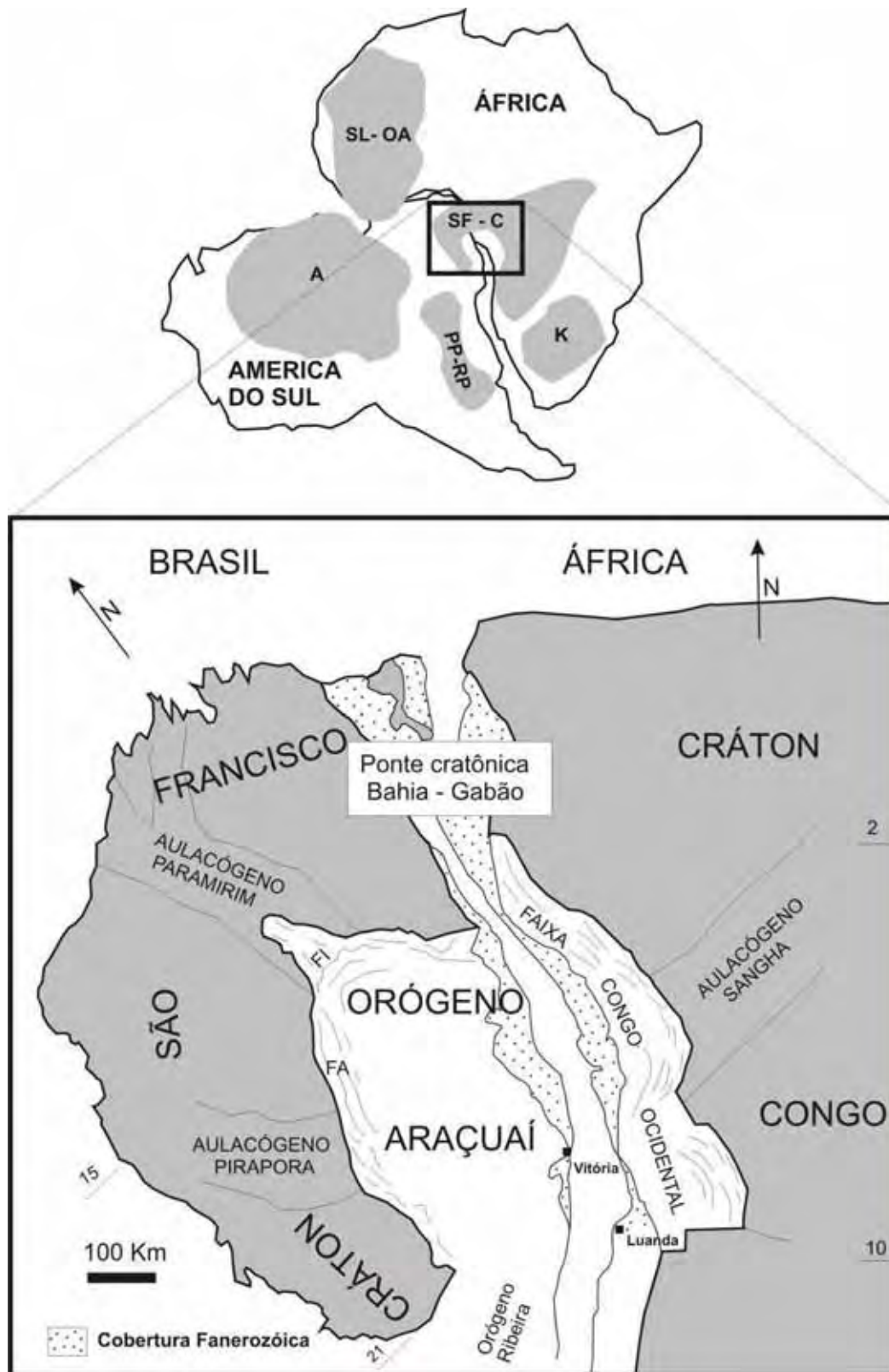


Figura 4. O Orógeno Araçuaí na região do Paleocóntinente Gondwana (modificado de Alkmim et al. 2006). FA, Faixa de Dobramentos Araçuaí; FI, zona de interferência do Orógeno Araçuaí com o Aulacógeno do Paramirim. Crátõs: A, Amazônico; K, Kalahari; PP-PR, Paraná - Paranapanema - Rio de la Plata; SF - C, São Francisco - Congo; SL - OA, São Luíz - Oeste Africano (In: PEDROSA-SOARES et al., 2007).

O segmento sul (Figura 5) conhecido como Serra do Espinhaço Meridional conforma um orógeno com cerca de 300 km que limita o sudeste do Cráton São Francisco, unindo-se para nordeste com a Faixa Araçuaí, mostrando-se segmentada e deslocada em relação à parte setentrional dessa serra.

Ocorrem, na região da Serra do Espinhaço Meridional, unidades com idades entre o Arqueano e o Proterozóico Superior, cortadas por diques básicos Mesozóicos e cobertas localmente por sedimentos de idade terciária e/ou quaternária. As relações estratigráficas aparecem mascaradas pelo forte tectonismo atuante na área. A referida serra é composta por três conjuntos tectono-estratigráficos principais, o Complexo Basal e os supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço, além de unidades que aparecem bordejando a serra e mesmo sobrepondo localmente suas faixas limítrofes como os grupos Macaúbas e Bambuí. Ressalta-se que neste trabalho adotou-se a coluna litoestratigráfica proposta por Almeida Abreu & Pflug (1994).

O embasamento para a maior parte das unidades aflorantes (ALMEIDA ABREU et al., 1989) é composto por rochas graníticas e granodioríticas que definem uma sequência tipo trondhjemito-tonalito-granito, representados pelo Granito Gouveia (HOFFMAN, 1983), além dos termos mais raros gnáissicos-migmatíticos do Grupo Congonhas, que afloram localmente circundados pelos granitos. O metamorfismo é de fácies anfíbolito alto com retrometamorfismo para fácies xisto verde. Segundo Brito Neves et al. (1979), estas rochas de idade arqueana (entre 2839 ± 14 Ma, método U/Pb) foram remobilizadas no Ciclo Transamazônico.

O Supergrupo Rio Paraúna aflora apenas na porção mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional e, localmente, na borda sudeste desta serra (Figura 05). Esta unidade mantém contato com o Supergrupo Espinhaço através de uma discordância angular e erosiva (SCHÖLL & FOGAÇA, 1979). É representada pelos Grupos Pedro Pereira na base e Costa Sena no topo. O Grupo Pedro Pereira é formado por uma unidade máfico-ultramáfica komatiítica e uma unidade vulcano-sedimentar (CARVALHO, 1981) ambas do Arqueano. O Grupo Costa Sena é composto por quartzo-sericita-xistos geralmente milonitizados e com esporádicas intercalações de vulcânicas félsicas (FOGAÇA 1982; FOGAÇA et al., 1984); clorita xistos; formações ferríferas bandadas (FOGAÇA, 1982); quartzitos (KNAUER, 1990); e, metaconglomerados polimíticos.

As rochas de maior representatividade da Serra do Espinhaço Meridional são

do Supergrupo Espinhaço, que são atribuídas ao Mesoproterozóico (ALMEIDA & HASUI, 1984). Este supergrupo é representado pelo Grupo Guinda, Grupo Conselheiro da Mata e sequências tectono-estratigráficas.

O Grupo Guinda, composto por espessa sequência de sedimentos de origem continental metamorfizados com rochas metavulcânicas intercaladas, é subdividido em: Formação Bandeirinha, incluída na base do Supergrupo Espinhaço marcada por vários tipos de quartzitos intercalados a metaconglomerados; Formação São João da Chapada, composto basicamente por quartzitos, filitos e subordinadamente metaconglomerados; Formação Sopa Brumadinho, quartzitos com intercalações metaconglomeráticas e filíticas; e Formação Galho Miguel, caracterizado por quartzitos puros e finos.

O grupo Conselheiro da Mata, exclusivo da borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional, é marcado pela alternância de conjuntos finos, metapelíticos (Formações Santa Rita, Córrego da Bandeira e Rio Pardo Grande) com conjuntos grossos, predominantemente quartzíticos (Formações Córrego dos Borges e Córrego Pereira).

As sequências tectono-estratigráficas, denominadas de sequências Itapanhoacanga, Jacém, Serra do Sapo e Serro (ALMEIDA ABREU et al., 1989), serão detalhadas em subitem a seguir, juntamente com a sequência vulcanossedimentar Rio Mata Cavalo, unidade que ocorre localmente na região de Morro do Pilar.

Com desenvolvimento relacionado ao Neoproterozóico Knauer & Grossi Sad (1994) reconheceram duas grandes unidades: Grupo Macaúbas e Grupo Bambuí.

O Grupo Macaúbas é representado por metatilitos (diamictitos), metapelitos, metaconglomerados, siltitos, filitos e metagrauvas com seixos de quartzo, quartzitos e calcários interpretados como de origem glacial (ALMEIDA ABREU, 1993).

O Grupo Bambuí é composto essencialmente por carbonatos e pelitos (ALMEIDA ABREU, 1993), ocupando vasta área do Cráton São Francisco, inserindo-se às bordas ocidental e setentrional da Serra do Espinhaço Meridional, onde cobre litologias do Grupo Macaúbas ou do Supergrupo Espinhaço.

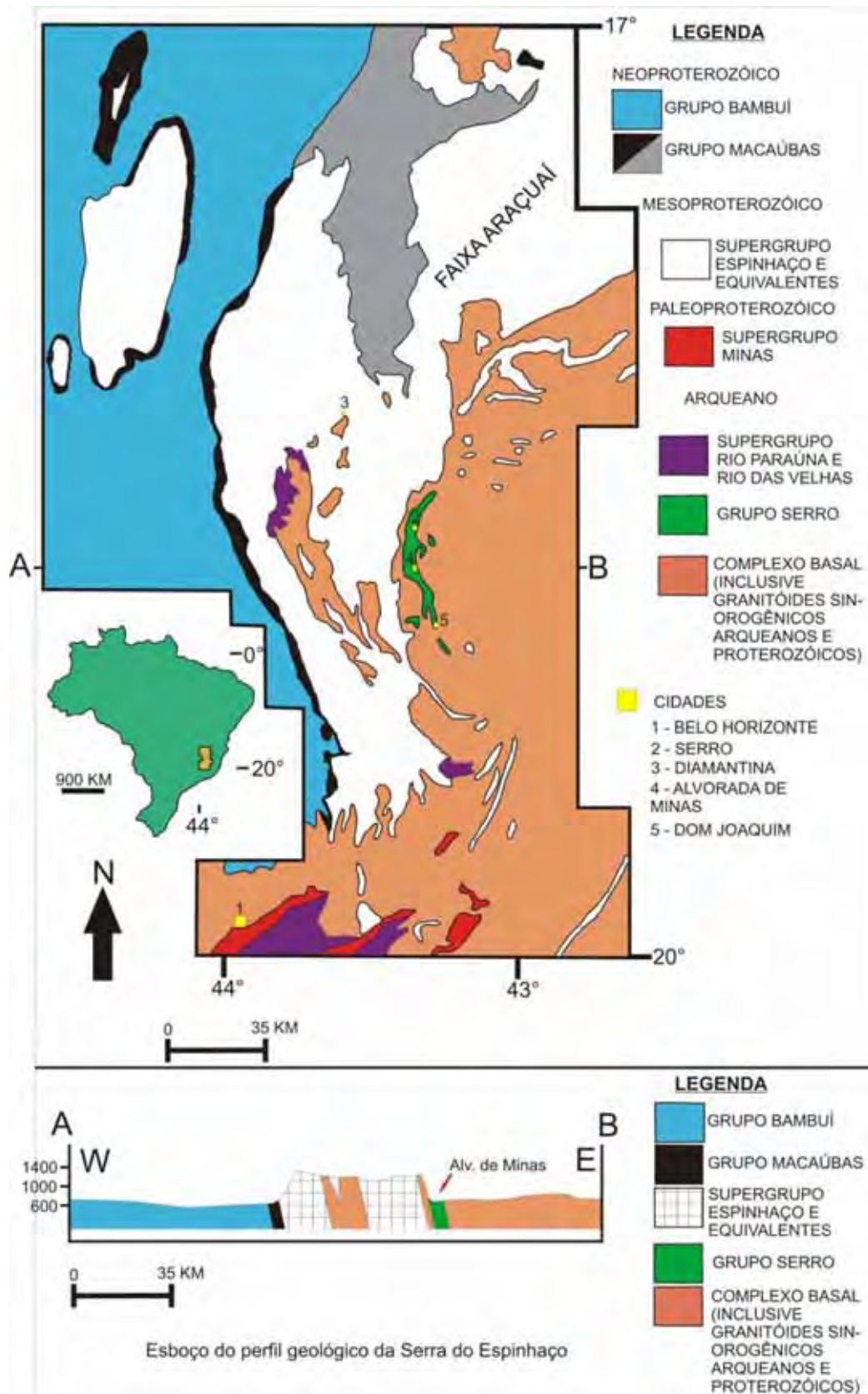


Figura 5. Mapa Geológico Regional da Serra do Espinhaço Meridional (modificado de Dossin, 1985). A localização da área pesquisada encontra-se nos arredores de Alvorada de Minas (5).

5.1. Geologia Estrutural

A feição tectônica regional mais marcante é representada pelas falhas de empurrão, orientadas N-S, que podem inverter a estratigrafia regional, colocando unidades mais antigas sobre as mais novas, configurando uma estrutura em escamas tectônicas. Estes falhamentos tem idade provavelmente brasileira (DOSSIN et al., 1984). Almeida Abreu (1993) e Almeida Abreu & Pflug (1994), admitem que a edificação ocorreu ainda no Mesoproterozóico, com reativação tectônica no final do Neoproterozóico como consequência da inversão tectônica da faixa Oeste-Congolesa.

O embasamento cristalino apresenta ocorrências de zonas de cisalhamento, identificadas pela presença de xistos miloníticos, granitóides, protomilonitos, milonitos e ultramilonitos, mostrando contatos gradacionais que indicam diferentes intensidades na milonitização (ULHEIN, 1982).

No Supergrupo Paraúna, a deformação se mostra generalizada e homogênea, marcada pela geração de blastomilonitos e milonitos (SCHÖLL & FOGAÇA, 1981). A foliação tem orientação geral aproximadamente N-S a NNW-SSE (ALMEIDA ABREU *et al.*, 1989), eventualmente apresenta dobras isoclinais e pronunciada lineação de estiramento sobre os planos de foliação.

O Supergrupo Espinhaço mostra uma intensidade de deformação e metamorfismo crescente da zona externa para zona interna da Serra do Espinhaço Meridional (ALMEIDA ABREU, 1993). O mecanismo de deformação foi por cisalhamento simples, não coaxial, desenvolvendo zonas de cisalhamento pouco espessas de grande movimentação (ALMEIDA ABREU et al., 1989).

A borda leste da Serra do Espinhaço Meridional é marcada por cinturão de cavalgamentos, definido pela imbricação tectônica de sequências quartzíticas e itabiríticas, com faixas de rochas do Complexo Basal e de rochas máfico-ultramáficas da Sequência Serro. O *strain* é elevado e as estruturas primárias são dificilmente preservadas.

Segundo Ulhein (1982), é possível o reconhecimento de 4 fases de deformação: D₁ que desenvolveu dobramento isoclinal com eixos NW-SE e mergulho para ESE, formando dobras deitadas com mergulho baixo. Esta deformação gerou uma xistosidade através de transposição a partir da superfície S₀

pretérita; D_2 é caracterizada por dobramentos isoclinais orientados NE-SW, aproximadamente ortogonais ao evento D_1 , constituem dobras deitadas com baixo mergulho, estes dobramentos são responsáveis pela acentuada foliação metamórfica que aparece em concordância com o S_0 , com orientação aproximadamente N20-30E e transpõe quase totalmente a xistosidade gerada no evento D_1 ; D_3 ocorre praticamente coaxial à fase D_2 , este redobramento dá origem a um padrão complexo de dobras, abertas, suaves, simétricas e também assimétricas, podendo ocorrer dobras do tipo *chevron*. São ainda geradas crenulações e uma clivagem irregular, que apresenta superfícies de cisalhamento espaçadas; e por fim uma fase D_4 , atribuído a um tectônismo compressivo no sentido N-S, que foi responsável por dobras suaves orientadas segundo leste-oeste.

Ulhein (1982) ainda descreve 3 fases de tectônica rígida, relacionada à falhamentos:

Fase D_1 : Relacionada à faixa de rochas cataclásticas que apresentam fase de deformação plástica posterior ao estabelecimento do metamorfismo cataclástico, indicando que a zona de falha foi ativa durante Pré-Espinhaço.

Fase D_2 : Relacionada aos falhamentos inversos com atitudes aproximadamente N-S a fase D_2 inverte a estratigrafia, colocando unidades mais antigas sobre as mais jovens, configurando uma típica estruturação imbricada para borda leste da Serra do Espinhaço Meridional.

Fase D_3 : À esta fase foi atribuído falhamentos de gravidade com rejeito aparentemente direcional. Falhas transversais às estruturas regionais.

5.2. A Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional

As faixas litológicas aflorantes na borda leste da serra do Espinhaço Meridional foram denominadas como sequências distais. São metassedimentos e metaígneas que foram imbricados tectonicamente e definem uma faixa, com direção geral NS/NNW-SSE. Nesta faixa, as sequências distais apresentam-se contínuas e/ou segmentadas por lineamentos estruturais, às vezes exibindo inflexões abruptas e mostrando nítido caráter alóctone (ALMEIDA ABREU et al. , 1989). As rochas gnáissicas e graníticas do Complexo Basal (Complexo Guanhões) encontram-se bastante deformadas, especialmente na faixa de contato com as outras unidades constituindo milonitos.

Na região de Morro do Pilar há ocorrência de rochas metabásicas, metaultrabásica e metassedimentares, as quais foram denominadas de Sequência Vulcano Sedimentar Rio Mata Cavallo. Essa sequência mantém contato tectônico com o Complexo Basal, sendo constituída essencialmente por serpentinitos, talco xistos, clorita xistos e esteatitos, intercalados ou não a xistos com quartzo, sericita ou clorita, xistos básicos, quartzitos e formações ferríferas bandadas (CHAPADEIRO et al., 1987).

As rochas do Supergrupo Espinhaço na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional pertencem ao Grupo Guinda e compreendem as formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho, além das sequências tectono-estratigráficas Itapanhoacanga, Serra do Sapo, Jacém e Serro.

A Formação São João da Chapada é representada por quartzitos finos a médios, localmente grossos (ALMEIDA ABREU et al., 1989). Na área de estudo, esta formação constitui a base do Supergrupo Espinhaço, tendo contato inferior com as rochas do Complexo Basal (Granito Gouveia) marcado por zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, enquanto que o superior, quando não tectonizado, é gradacional com as rochas da Formação Sopa Brumadinho (KNAUER & GROSSI SAD, 1994).

A Formação Sopa Brumadinho trata-se de uma unidade predominantemente quartzítica, com intercalações variadas desde quartzo filito até metaconglomerados, passando por filito hematíticos, formação ferrífera bandada e xistos verdes (KNAUER & GROSSI SAD, 1994). As rochas, geralmente apresentam-se fortemente deformadas constituindo faixas de milonitos e ultramilonitos, porém

conservando faixas de deformação incipiente intercaladas. Mantém contato tectônico com as outras unidades.

A Sequência Itapanhoacanga constitui uma faixa transicional entre a Formação Sopa Brumadinho e a Sequência Serra do Sapo, segundo Almeida Abreu et al. (1989). É composta por quartzitos finos a grossos, puros a micáceos com intercalações esporádicas de metaconglomerados e formações ferríferas bandadas, e ocasionalmente filitos, filitos hematíticos, clorita xistos e metariolitos (ALMEIDA ABREU et al., 1989; KNAUER, 1990; ALMEIDA ABREU, 1993).

A Sequência Serra do Sapo é representada por um espesso pacote de formações ferríferas bandadas intercaladas a quartzitos finos a grossos, puros a micáceos e filitos, grafitosos ou não. O contato com outras unidades é tectônico, marcado por zonas de cisalhamentos que definem cavalgamentos de vergência para W (ALMEIDA ABREU et al., 1989).

A Sequência Jacém é a mais espessa da região, tida como monótona por ser composta por quartzitos finos e laminados que aparecem com persistência lateral, tendo eventuais intercalações de formação ferrífera bandada, metaconglomerados, filitos e metavulcanitos de composição máfica-ultramáfica (ALMEIDA ABREU et al., 1989). Esta unidade assenta-se tectonicamente sobre o Complexo Basal ou sobre rochas da Sequência Serro (Grupo Serro) e é sobreposta tectonicamente por rochas dessa mesma unidade.

5.3. Grupo Serro

Para Almeida Abreu et al. (1989) a Sequência Serro compreende majoritariamente rochas de filiação magmática e, em menor porcentagem, rochas metassedimentares. Apresenta-se bastante deformada e segmentada, embutida tectonicamente nas rochas do Complexo Basal. Seus tipos litológicos são representados, principalmente, por produtos metamórficos de rochas máfico-ultramáficas, por vezes com corpos de cromititos associados (RENGER, 1972; UHLEIN, 1982; KNAUER, 1990; GROSSI SAD, 1968; GROSSI SAD & VAZ DE MELO, 1969).

Uhlein (1982) denominou a Sequência Serro como Sequência Vulcano-Sedimentar do Serro, subdividindo-a em duas unidades denominadas ultramáfica e sedimentar. As unidades são representadas respectivamente por xistos magnesianos provenientes de rochas ultrabásicas, e xistos verdes derivados de basaltos interdigitados pela unidade sedimentar composta por rochas metassedimentares químicas e detríticas. Considerando um metaforfismo regional de grau baixo, fácies xisto verde, sobre rochas ultramáficas extrusivas, na forma de corrida de lavas, Uhlein (1982) enquadrou a sequência vulcano-sedimentar como tipo *greenstone belt*.

A Sequência Serro se distribui como faixa contínua na escala de dezenas de quilômetros ou corpos isolados de dimensões variáveis. É denominada de Grupo Serro por Angeli et al. (2009) e Angeli et al., (2010) que o conceituam como sequência vulcano-sedimentar intrudida por corpos máfico-ultramáficos diferenciados portadores de vários níveis de cromititos.

O Grupo Serro consiste de uma sequência de xistos magnesianos com eventuais intercalações, centimétricas a métricas, de formações ferríferas bandadas (BIF) e metassedimentos em menor porcentagem, predominando quartzitos hematíticos ou sericíticos intercalando quartzo filito e, localmente, formações ferríferas. A unidade metassedimentar interdigita-se lateral e verticalmente com as rochas ultramáficas e apresenta metamorfismo de baixo grau (fácies xisto verde).

Os contatos são marcadamente tectônicos com as outras unidades aflorantes na borda leste da Serra, sendo, que de leste para oeste é marcado por falhas de empurrão colocando o embasamento (Complexo Guanhões) sobre a unidade de xistos magnesianos.

5.4. Intrusões Ultramáficas

As intrusões máfico-ultramáficas encontram-se encaixadas no Grupo Serro e são compostas por metaharzburgitos e metapiroxenitos. Esses metaultramafitos apresentam-se metamorfizados em fácies xisto verde alto, assim como as demais rochas da região. Exibem como associação mineralógica típica: clorita + talco + tremolita-actinolita + carbonato + antigorita \pm epidoto e nessas rochas estão encaixadas lentes de cromitito (ZAPPAROLI et al.,1995).

Renger (1972) propôs basendo-se em fases minerais presentes, um estágio evolutivo para essas rochas:

- Primeira fase – representada pela intrusão do corpo ultramáfico;
- Segunda fase – concomitante ou logo após a colocação do corpo, representada por serpentinização;
- Terceira fase – caracterizada pela imposição de metamorfismo regional, gerando cloritização e anfibolitização;
- Quarta fase – caracterizada por talcificação e carbonatação.

5.5. Cromititos

De acordo com Renger (1972), os cromititos aparecem como corpos lenticulares e irregulares, pouco espessos, encaixados em rochas talco-carbonatadas. Apresentam uma discreta foliação e, por vezes, um bandamento composicional balizado pela intercalação entre cromita e clorita cromífera. São constituídos por pequenos cristais de cromita, com diâmetro médio de 1mm, imersos em matriz composta por clorita, clorita cromífera e talco.

Segundo Renger (1972) os cristais de cromitas são orientados segundo a xistosidade das rochas, são subidiomórficas, localmente apresentam feições de corrosão metamórfica e, frequentemente, fraturamento por efeitos tectono-metamórficos. Um marcante zoneamento nos cristais de cromita mostra bordas ricas em ferro devido ao processo metamórfico regional (RENGER, 1972 e UHLEIN,1982). Ainda segundo Uhlein (1982), estruturas do tipo *schelieren*, textura *pull-apart*, e dois tipos de grãos de cromita (poiquilítica e sem inclusões) foram observados.

Os resultados da composição química das cromitas, também estudadas por Angeli & Carvalho (1996), quando plotados no diagrama Cr/Fe⁺³/Al, mostram *trends* relacionados à alteração metamórfica/hidrotermal. Sua composição situa-se dentro dos campos das ferro-cromitas e das cromo-magnetitas, evidenciando um decréscimo na relação Cr/Fe do núcleo para a borda dos cristais, com formação de ferro-cromita nessas bordas.

Em Alvorada de Minas, estudos mais recentes (ANGELI et al., 2009; ANGELI et al., 2010) apresentam vários resultados sobre a mineralogia de platinóides nos níveis de cromititos. Os principais minerais encontrados foram: sperrilita (PtAs₂), laurita (RuS₂), irarsita (IrAsS), hollingworthita (RhAsS), dentre outros. Angeli et al. (2010) faz uma referência importante que é o reconhecimento de merenskyita (PdTe₂), mineral típico de depósitos acamadados, a exemplo de Bushveld (África do Sul).

6. METAMORFISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS

O metamorfismo de rochas ultramáficas requer o acesso de H₂O e/ou CO₂. A introdução de H₂O transforma rochas ultramáficas em serpentinitos, constituídos por lizardita ou antigorita, quantidades menores de talco ou brucita e magnetita (WINKLER, 1977)

A serpentinição de rochas ultramáficas ocorre principalmente em três tipos de ambientes: no próprio manto; em complexos ofiolíticos oceânicos; e na crosta durante a formação de cinturões colisionais (BUCHER & FREY, 1994), além de ocorrer durante processos hidrotermais e retrometamórficos.

Quando ocorre a colocação de um corpo ultramáfico, ou ainda, quando são submetidos a processos deformacionais, há entrada de H₂O em um sistema aberto. A presença de altas concentrações de sais, assim como a presença de fluidos (CO₂, H₂O, CH₄, etc..) abaixam os limites de temperatura das reações no sistema CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Resultando na geração de serpentinas, talco, magnesita, brucita, magnetita em menores porcentagens (alteração das fases ferro-magnesianas). Exceto nas fácies metamórficas de alta temperatura clorita representa o componente Al₂O₃ contido nas rochas ultramáficas (EVANS, 1977).

A serpentina é estável apenas em valores muito baixos de CO₂, sendo um bom indicador de que a fase fluida durante a alteração da rocha, continha pouco ou nenhum CO₂. O diagrama de fases, para o sistema MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ em P=2kb mostra esta instabilidade. Estando a serpentina em presença de fluidos ricos em CO₂, altera-se para magnesita + quartzo ou magnesita + talco. Com o aumento de temperatura e pressão e aumento da fração molar do CO₂ no fluido metamórfico ocorre aparecimento de outras paragêneses (WINKLER, 1977).

A presença de clorita e seu desaparecimento, na serpentinição, é controlado pela reação: forsterita + enstatita + espinélio + H₂O = clinocloro, em que seu limite de aparecimento se restringe a pressões de H₂O tanto acima quanto abaixo de 3,5 kbar, e temperatura baixas (em torno de 70°C) até o limite do fácies anfíbolito (cerca de 600°C). Os deslocamentos para pressões inferiores são devidos a componentes adicionais como Fe²⁺, Fe³⁺ e Cr, fracionados predominantemente em espinélios (FROST, 1985). Em serpentinitos, particularmente, a cristalização da clorita é favorecida em regiões ricas no conteúdo Al e Cr. Outros autores propuseram que a saída de Al e Mg dos espinélios, durante o metamorfismo resulta

na formação de clorita (KIMBALL,1990). Segundo Strieder & Nilson (1992) a entrada de Al nas posições octaédricas da antigorita causa uma modificação na sua estrutura cristalina de modo a cristalizar clorita

Cromitas, em condições metamórficas de fácies xisto verde alto a anfíbolito, desenvolvem zoneamento típico do núcleo para as bordas, onde se tem diminuição de alumínio e magnésio e aumento de ferro do núcleo para as bordas, produzindo ferricromita e magnetita, evidenciando processos de exsolução e solução sólida de espinélios, devido a grande missibilidade do grupo (KIMBALL,1990; BURKHARD, 1993; BARNES, 2000) De acordo com Hamdy (2011), os valores em $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ contidos nas cromitas alteradas em fácies xisto verde variam de 0,4 a 0,7 e naquelas alteradas em fácies anfíbolito não passa de 0,35. Sob temperaturas ($>400^{\circ}C$) o Mg e Al componentes de cromitas primárias reagem com fluidos ricos em SiO_2 produzindo clorita. (KIMBALL,1990 ; HAMDY, 2011).

A origem da geração de zoneamento em cromitas pode se dar de duas maneiras, segundo Ulmer (1974), uma interpretada como produto de alteração de uma cromita original, a qual ocorre a difusão de Mg^{2+} e Al^{3+} para o exterior e ferro para o interior; a outra maneira seria o sobrecrescimento nucleado em cima da cromita original, por precipitação secundária, para isso é preciso que tenha cromo em solução nos fluidos de serpentinização. Bliss & McLean (1975) sugerem que a alteração é formada durante metamorfismo regional, inicialmente com a formação de bordas de magnetita durante a serpentinização e então passando a ferricromita com o metamorfismo em fácies epidoto-anfíbolito.

7. RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1. Geologia Local

Para a execução da pesquisa dos depósitos de cromititos foi utilizada: Mina Paca (testemunhos de sondagem FS-05, FS-06, FS-07 e FS-15) e a Mina Carijó (frente de lavra), ambas localizadas no município de Alvorada de Minas (Figura 06).

Os corpos ultramáficos estão encaixados em quartzo xistos, clorita xistos e xistos magnesianos do Grupo Serro. As rochas que fazem o contato com o Grupo Serro compostas por anfibólitos e/ou anfibólio-clorita xistos de modo brusco e angular, que foram observados apenas em testemunhos de sondagens, sendo que em afloramento não foi possível comprovar a continuidade destes devido o alto índice de intemperismo.

Os contatos entre as rochas do corpo ultramáfico são visivelmente sub-verticalizados (Fotos 1 e 2), são bruscos entre os xistos ricos em anfibólio e o talco-clorita xisto, este último mantendo contato variando entre brusco a gradacional com o clorita-carbonato-talco xisto. Os níveis cromitíferos apresentam contato brusco, raramente gradacional com o clorita-carbonato-talco xisto, enriquecendo este com cristais de cromitas disseminados (Foto 3).

Em afloramentos preservados é possível a observação de processos deformacionais, como verticalização das camadas, milonitização e boudinagem (Foto 1 e 2).

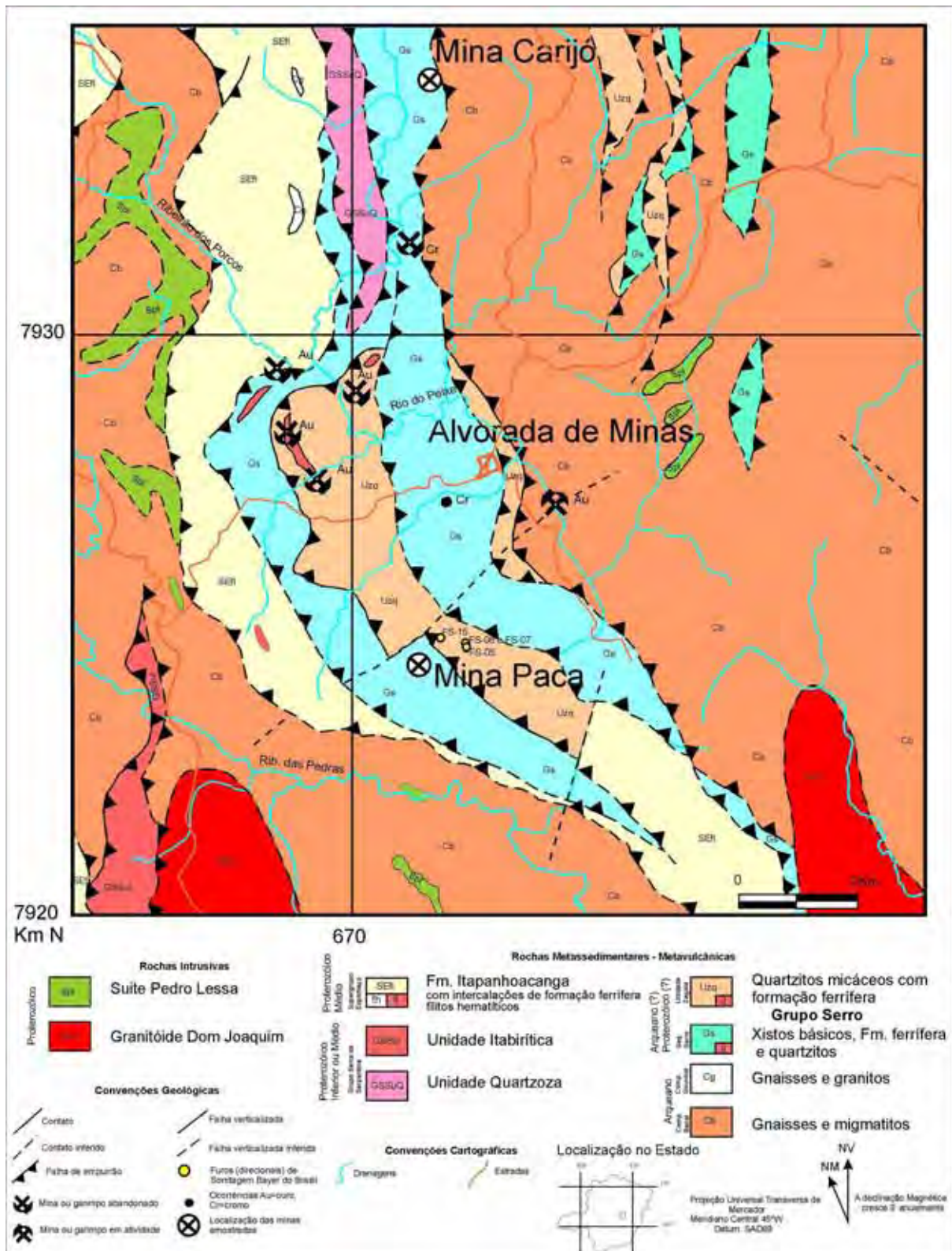


Figura 6. Mapa geológico da região de Alvorada de Minas – MG com a localização das minas estudadas (Modificado de KNAUER & GROSSI-SAD, 1997)



Foto 1. Visão geral da 6ª bancada da Mina Carijó. Nota-se a verticalização das camadas, e grande lente de cromitito maciço no centro da mina. (Cr - Cromitito, Tx - Clorita-carbonato-talco xisto, Clx - Talco-clorita xisto).



Foto 2. Afloramento na Mina Paca. Observam-se camadas de talco-clorita xisto verticalizadas além de matacões e blocos de cromititos.



Foto 3. Testemunho de sondagem do furo FS-07, realizado na região da Mina Paca. Contato brusco entre o clorita-carbonato-talco xisto e nível de cromitito.

- **Mina Carijó**

Esta mina está localizada a aproximadamente 9,0 km a norte da cidade de Alvorada de Minas (Figura 6). Foi explorada pelo método de lavra em bancadas, pelo proprietário do terreno desde 2008 e paralizada em 2010.

As litologias encontradas na área da mina foram em ordem de frequência: clorita-carbonato-talco xisto, cromitito e talco-clorita xisto. As camadas apresentam-se verticalizadas com contatos bruscos. Pequenos fragmentos de cromitito podem ser encontrados envolvidos em meio ao clorita-carbonato-talco xisto, sendo essa feição uma evidência do processo de *boudinage* sofrido pelas rochas. As lentes de cromitito variam de tamanho, de centimétricos a métricos, tendo composição variável devido o aumento e diminuição da quantidade de matriz entre os cristais de cromita. O contato entre o clorita-carbonato-talco xisto e talco-clorita xisto apresenta-se também bruscamente. Na frente de lavra observam-se frequentes leitões milimétricos a centimétricos compostos por talco ou carbonato que aparecem acompanhando a foliação principal N-S/NE.

A matriz dos cromititos apresenta-se sob forte ação intempérica, sendo de difícil visualização em função do processo de goethitização que envolve os minerais. Porém é possível observar talco e kammererita (clorita cromífera).

Foram confeccionadas lâminas petrográficas de amostras de cromititos

coletadas na mina. Observou-se que os cristais de cromita apresentam-se bastante corroídos e fraturados. Os cristais não mostram zoneamento evidente apesar de apresentarem bordas de Cr-magnetita..

- **Mina Paca**

A Mina Paca localiza-se 7km a sul da cidade de Alvorada de Minas, sendo esta composta por bancadas e cavas subterrâneas, de difícil acesso devido ao abandono, portanto o estudo das lavras não foi possível restringindo a pesquisa a análise de testemunhos de sondagem realizadas ao entorno da área, pela empresa Bayer do Brasil.

Para a presente pesquisa foram utilizados quatro furos de sondagem, FS-05, FS-06, FS-07 e FS-15 (Figura 6), dentre os quais amostras foram coletadas para confecção de lâminas petrográficas.

Um perfil esquemático (Figura 07) do furo FS-07 foi feito para melhor visualização da sequência estratigráfica. Este furo de sondagem corta rochas do Grupo Serro e da intrusiva ultramáfica inserida neste contexto. Em grande parte do furo encontram-se xistos compostos basicamente por quartzo (50%-70%), biotita (5%-20%), mica branca (5%-10) e turmalina (2%-5%). Estas rochas podem apresentar variações na porcentagem de micas, por vezes mais ricas em mica branca, biotita ou clorita. Também podem aparecer níveis e lentes ricos em sulfetos e apresentar alta silicificação em alguns intervalos. Quartzo-clorita xistos são frequentes, exibindo foliação marcante e muitas vezes estão intercalados a quartzo xistos, sendo essas intercalações descontínuas.

A aproximadamente 154 metros de profundidade encontra-se um nível de anfíbolito que marca o contato das rochas do Grupo Serro com a intrusiva ultramáfica, sendo seguido de talco-clorita xisto e clorita-carbonato-talco xisto, os contatos são bruscos entre estas rochas. Com a profundidade de 166 metros, um nível de cromitito é encontrado, e mantém contato brusco com clorita-carbonato-talco xisto, porém observam-se pedaços de cromitito engolfados nesta rocha.

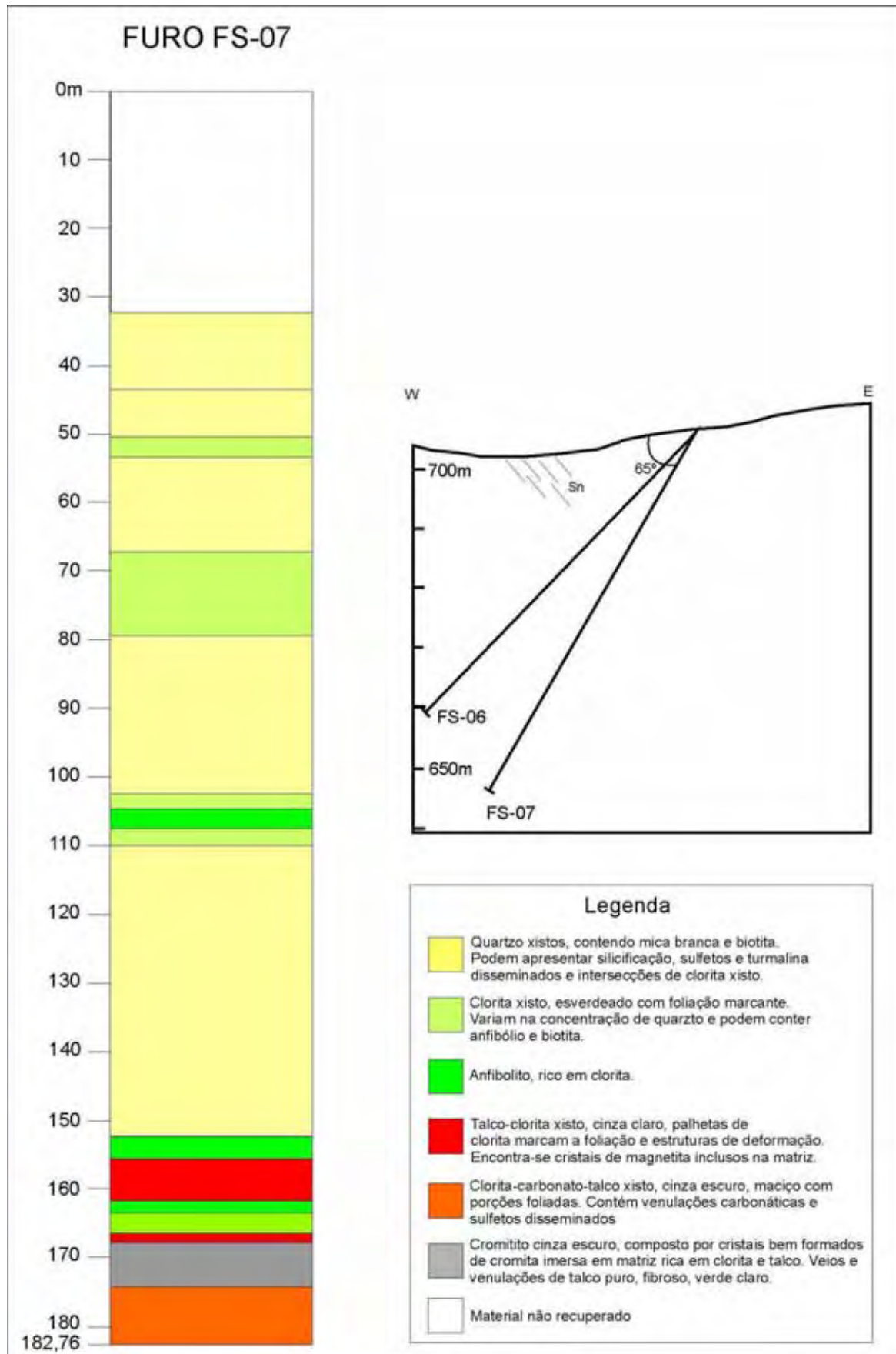


Figura 07. Perfil esquemático do furo de sondagem FS-07 realizado pela Bayer do Brasil na região da Mina Paca. Os contatos são horizontalizados pois o mergulho é aproximadamente perpendicular à foliação principal.

7.1.1. Petrologia

Em antigas minas de cromitito, foi possível a coleta de material preservado e a observação da relação de contato entre as encaixantes e os níveis de cromititos. O restante do estudo foi executado através da descrição de antigos testemunhos de sondagens diamantadas, (diâmetro Bx) os quais chegam a atingir mais de 180 metros de profundidade.

As principais litologias reconhecidas, nos depósitos das Minas Paca e Carijó são clorita-carbonato-talco xisto, talco-clorita xisto e níveis de cromititos.

O clorita-carbonato-talco xisto apresenta coloração cinza e granulação fina, ocorrendo pouco a muito alterado, desenvolve solo castanho-avermelhado. É composto basicamente por talco (30-50%), carbonato (10-30%) e clorita (10-25%), além de cromita (1-3%) e em menor proporção rutilo, pirita, calcopirita e magnetita.

Apresenta textura lepidoblástica definida por lentes compostas por finas palhetas de talco, marcando duas direções preferenciais, uma aproximadamente N-S e outra, praticamente ortogonal, aproximadamente E-W (Fotomicrografia 1). Em alguns pontos as palhetas de talco ocorrem desorientadas configurando distribuição fibroradial.

Níveis lepidoblásticos cloríticos são reconhecidos, sendo estes compostos por dois tipos de clorita, uma exibindo coloração esverdeada (exibe cor azul em lâmina polida com nicóis cruzados), mais rica em Fe^{2+} , ocorrendo como finas palhetas que juntamente ao talco marcam as principais estruturas da rocha. Outros cristais apresentam coloração castanha (marrom esverdeada em lâminas polida com nicóis cruzados), devido a presença de cromo. Estes ocorrem acompanhando ou sobrecrecendo a foliação mais marcante, estando pouco a não deformada (Fotomicrografia 2). Sua cristalização prova ter sido mais tardia, sendo fruto de processo metamórfico ou hidrotermal.

Cristais intersticiais e agregados hipidiomórficos de carbonato ocorrem na sua maioria concordantes com a foliação principal, porém alguns deles são discordantes. Apresentam, por vezes, inclusões de cromita e comumente aparecem sobrecrecendo os planos de foliação de demais minerais sem sinais de deformação (Fotomicrografia 3).

Os cristais de cromita são idiomórficos a hipidiomórficos ocorrendo dispersos na matriz do clorita-carbonato-talco xisto. É possível notar a rotação desses cristais que frequentemente apresentam franjas de pressão assimétricas compostas

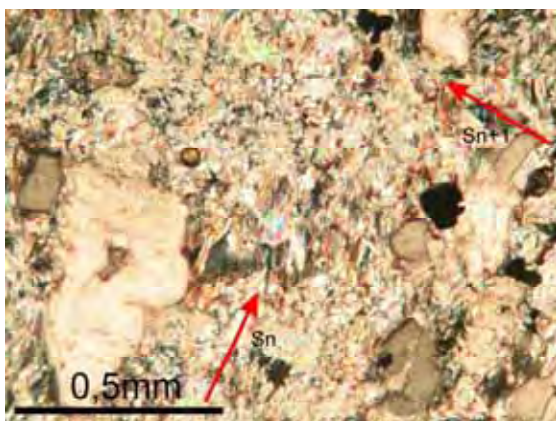
basicamente por talco (Fotomicrografia 4). Os grãos de cromita mostram zoneamento, onde o núcleo é mais escuro e representa a composição primária do cristal com bordas mais claras, alteradas pelo metamorfismo. Inclusões de clorita são frequentes principalmente nas bordas, que localmente encontram-se corroídas (Fotomicrografia 5). Finos cristais hipidiomórficos a idiomórficos de rutilo ocorrem disseminados, além de pequena porcentagem de magnetita.

Na matriz da rocha podem ser encontrados alguns sulfetos (pirita e calcopirita), sendo pirita a mais frequente, a qual se apresenta, por vezes formando agregados xenomórficos em meio a cristais de kammererita (Fotomicrografia 6).

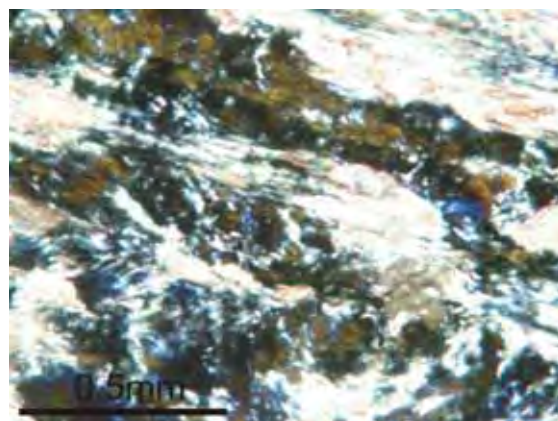
O talco-clorita xisto apresenta coloração verde, granulação fina, foliação marcante e contato brusco com clorita-carbonato-talco xisto. Em afloramento é nítido esse contato pela maior resistência dessa rocha ante ao intemperismo. Aparece com menor frequência que o carbonato-talco xisto, em forma de lentes métricas a centimétricas. São compostos basicamente por clorita (50-70%) e talco (20-40%) e como minerais acessórios: magnetita, carbonato, apatita, rutilo, ilmenita, pirita e calcopirita. Exibe trama lepidoblástica definida por filmes de palhetas de clorita orientadas, definindo uma foliação principal e uma oblíqua a esta, como na litologia anterior. A alta porcentagem de clorita confere à rocha uma coloração esverdeada (Fotomicrografia 7). Os filmes cloríticos exibem extinção ondulante, o que indica posterior evento de deformação.

Em meio a massa clorítica, concordantemente, aparecem níveis lepidoblásticos de talco. Esse mineral ocorre como palhetas cristalizadas intersticialmente e, sobre a clorita, por vezes, de maneira desordenada (Fotomicrografia 8). Cristais milimétricos de magnetita são comuns dispersos na matriz, idiomórficos a hipidiomórficos podendo alcançar 5 cm. Alguns cristais mostram martitização e bordas corroídas (Fotomicrografia 9).

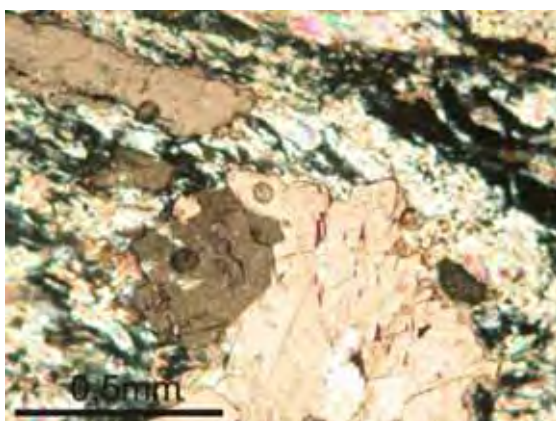
Disseminados na rocha encontram-se finos cristais idiomórficos de rutilo exibindo hábito prismático e sombras de pressão. Também ocorrem ocasionalmente cristais finos de apatita. Cristais de carbonato foram reconhecidos raramente em meio à massa clorítica, podendo constituir veios e venulações que atravessam a rocha. Sulfetos de granulação fina, hipidiomórficos representados por pirita e calcopirita, aparecem dispersos na matriz (Fotomicrografia 10).



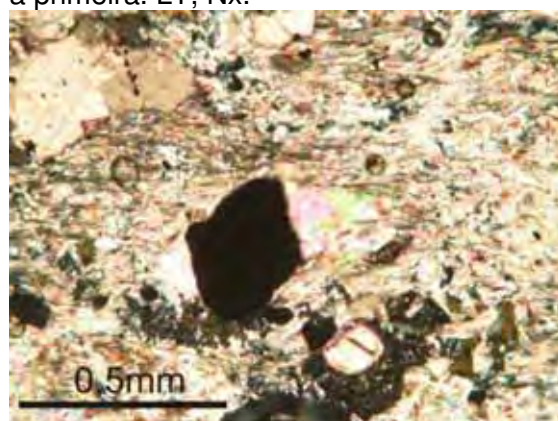
Fotomicrografia 1. Clorita-carbonato-talco xisto, exibindo textura lepidoblástica, filmes talcíferos e cloríticos balizando duas direções de foliação. LT, Nx.



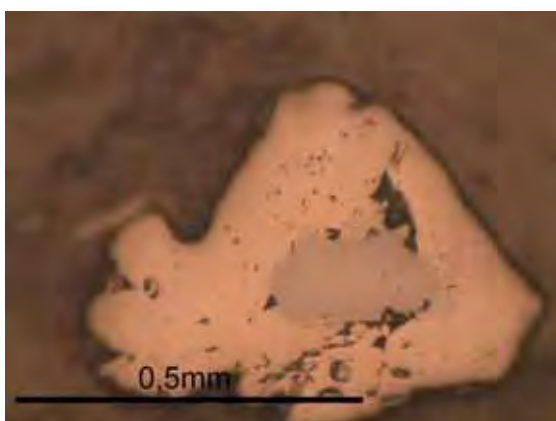
Fotomicrografia 2. Clorita-carbonato-talco xisto mostrando duas gerações de clorita, uma mais rica em Fe (coloração azulada na foto) e outra rica em Cr, (coloração marrom esverdeada) de formação tardia, aparece sobrecrescendo a primeira. LT, Nx.



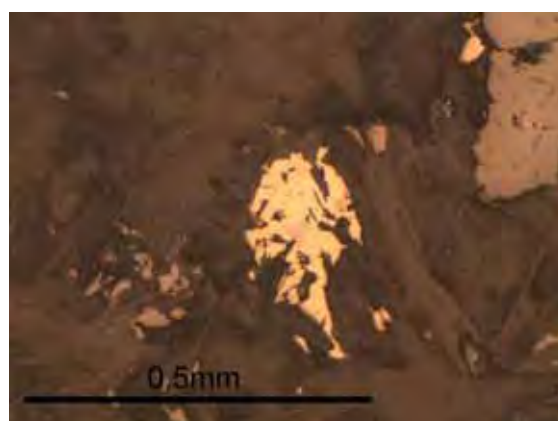
Fotomicrografia 3. Cristais de carbonato gerados em eventos tardios aparecem sobrecrescendo a foliação, não mostrando sinais de deformação em clorita-carbonato-talco xisto. LT, Nx.



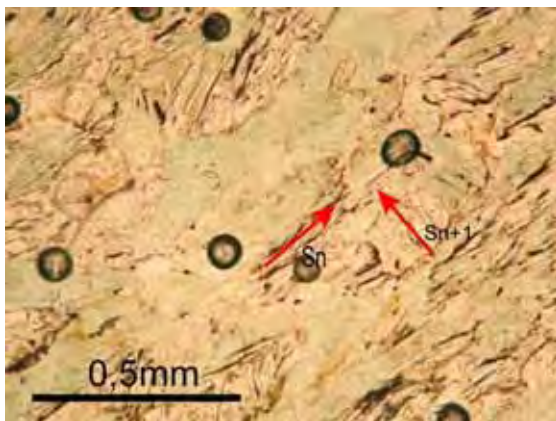
Fotomicrografia 4. Cristal de cromita apresentando franja de pressão composta por talco e clorita em clorita-carbonato-talco xisto. LT, Nx.



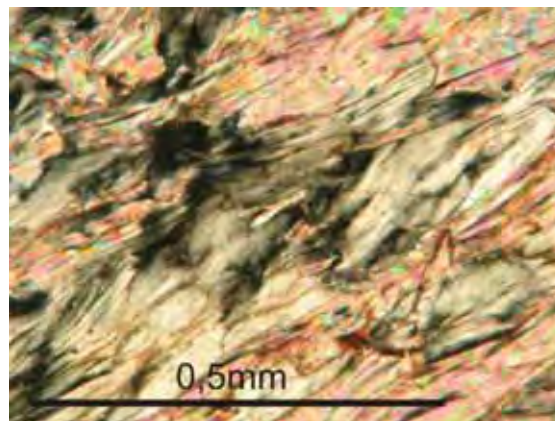
Fotomicrografia 5. Cristal de cromita contendo inclusões de clorita, exibindo zoneamento metamórfico em clorita-carbonato-talco xisto. LR, N descruzados.



Fotomicrografia 6. Cristais de calcopirita xenomórficos formando agregados em meio a matriz de clorita-carbonato-talco xisto. LR, N descruzados.



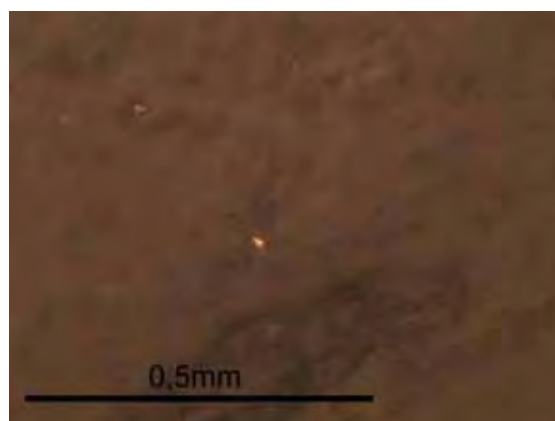
Fotomicrografia 7. Talco-clorita xisto exibindo textura lepidoblástica marcada por filmes cloríticos e talcíferos. Nota-se uma foliação principal (Sn) e outra oblíqua a esta, gerada em evento de dobramento da primeira (Sn+1). LT, N descruzados



Fotomicrografia 8. Palhetas de talco marcando a foliação principal junto a cloritas, e cristais de formação tardia crescendo sobre e intersticialmente a cloritas, talco-clorita xisto. LT, N descruzados.



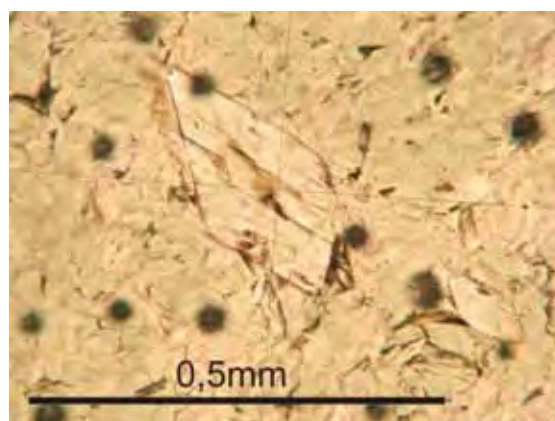
Fotomicrografia 9. Cristal de magnetita martitizado em meio a matriz de talco-clorita xisto. LR, N descruzados.



Fotomicrografia 10. Cristal de pirita incluído na matriz do talco-clorita xisto. LR, N descruzados.



Fotomicrografia 11. Visão geral do tremolita-actinolita-clorita xisto, onde nota-se matriz rica em clorita com cristais eudrais de tremolita-actinolita dispersos na rocha. LT, Nx.



Fotomicrografia 12. Cristal (seção basal) de tremolita-actinolita em tremolita-actinolita-clorita xisto. LT, N descruzados.

Outras litologias foram analisadas, estas encontradas com menor frequência e volume: tremolita-actinolita-clorita xisto, veios de talco e veios de carbonato.

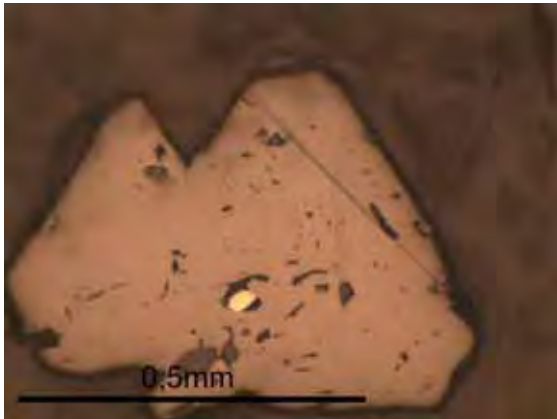
O tremolita-actinolita-clorita xisto aparece ocasionalmente sob forma de lentes centimétricas, geralmente nas bordas dos corpos ultramáficos, exibindo contato brusco com quartzitos impuros do Grupo Serro. São compostos basicamente por clorita fina (90%) e cristais de anfibólio (tremolita-actinolita 10-5%), exibindo textura lepidoblástica/nematoblástica (Fotomicrografias 11 e 12). Alguns opacos como magnetita e rutilo aparecem distribuídos aleatoriamente.

Os cromititos possuem coloração cinza escura e granulação fina. Ocorrem em níveis com espessura centimétrica a métrica. Apresentam contato brusco com as encaixantes. Compostos essencialmente por cromita (30-60%) imersa em matriz rica em kammererita (10-40%) talco (10-25%), clorita (5-15%), carbonato(2-5%) e tremolita-actinolita (2-5%). Apresentam como traço, rutilo, ilmenita, magnetita e sulfetos (Fotomicrografia 13).

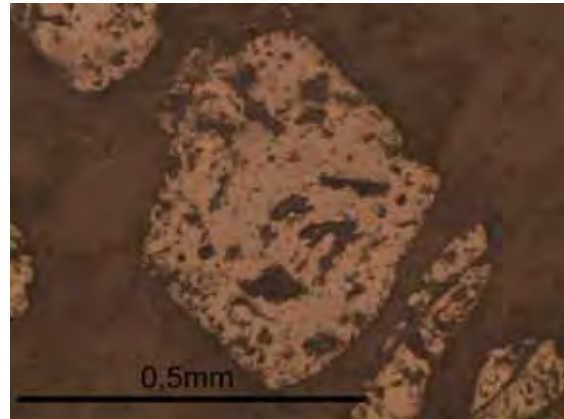
Os cristais de cromita são em sua maioria hipidiomórficos a xenomórficos, geralmente apresentando inclusões da matriz, de rutilo, ilmenita e até sulfetos. Podem aparecer totalmente corroídos ou com bordas corroídas. É comum a identificação de cristais zonados exibindo bordas e sistema de fraturamento sub-radiais compostas por ferro-cromita e magnetita (Fotomicrografias 14, 15, 16 e 17).

Uma textura encontrada, além da cumulática é a cataclástica que marca processo de deformação que a rocha sofreu localmente os cristais de cromita estão envoltos por sombras de pressão e franjas de pressão assimétricas talcíferas (Fotomicrografias 18 e 19).

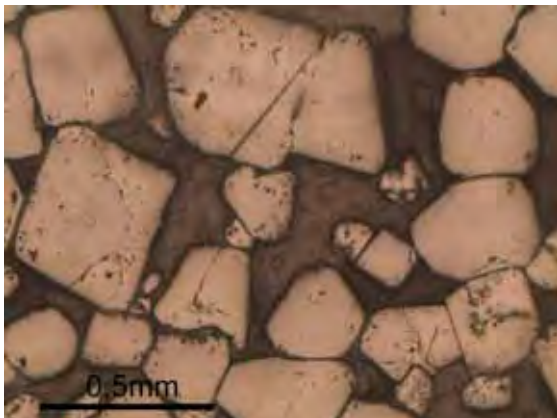
A matriz dos cromititos é lepidoblástica composta por filmes de kammererita, clorita e talco, além de argilominerais e goethita (Fotomicrografia 20). Embora esteja orientada segundo foliação preferencial, muitas vezes, a matriz aparece desordenada. Palhetas de talco configurando distribuição fibroradial são comuns (Fotomicrografia 21). Localmente, na matriz, ocorre presença de “fantasmas” hipidiomórficos de uma fase ferromagnésiana, provavelmente piroxênio, pseudomorfoseada por cristais de clorita (Fotomicrografias 22, 23 e 24). O arranjo dos pseudomorfos na rocha confere uma textura inequigranular hipidiomórfica preservada.



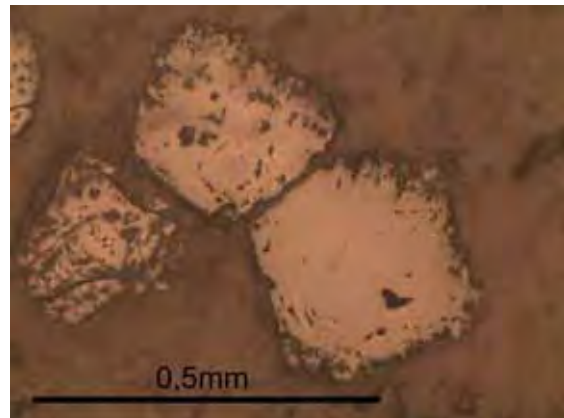
Fotomicrografia 13. Cristal de sulfeto (pirita) incluído em cristal de cromita em cromitito. LR, N descruzados.



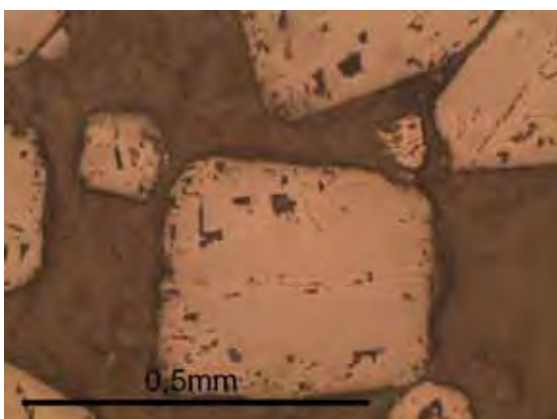
Fotomicrografia 14. Cristais de cromita intensamente corroídos e contendo inclusões de clorita cromífera. LR, N descruzados.



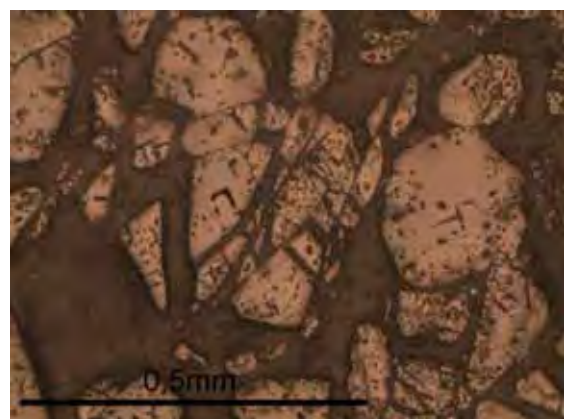
Fotomicrografia 15. Visão geral de cromitito, cristais hipidiomórficos. Nota-se corrosão nas bordas de alguns cristais, fraturamento e zoneamento. LR, N descruzados.



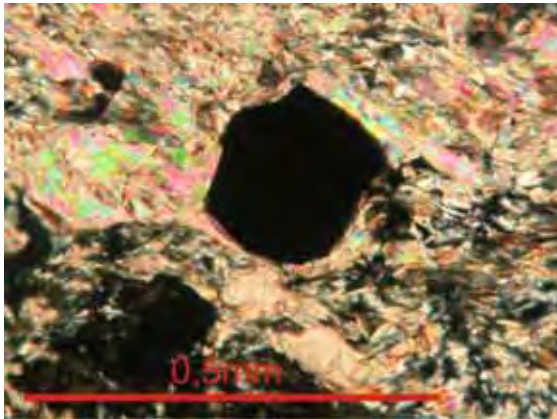
Fotomicrografia 16. Cristal de cromita com bordas corroídas, inclusões da matriz (kammererita) são comuns. LR, N descruzados.



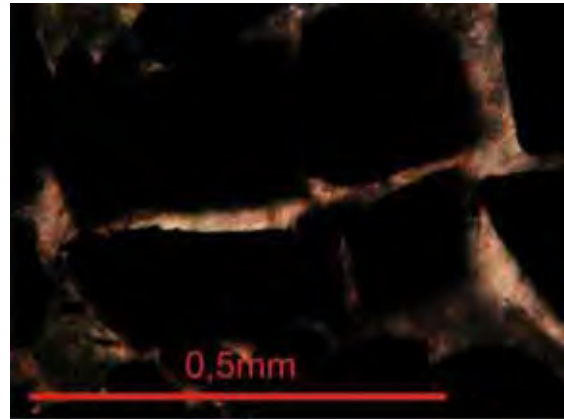
Fotomicrografia 17. Cristal de cromita exibindo leve zoneamento, ferricromita nas bordas e em fraturamentos sub-radiais e inclusões de clorita. LR, N descruzados.



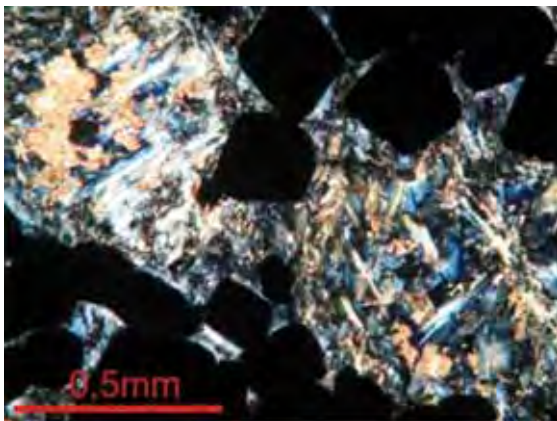
Fotomicrografia 18. Fraturamento em três direções nos cristais de cromita definindo textura cataclástica. LR, N descruzados.



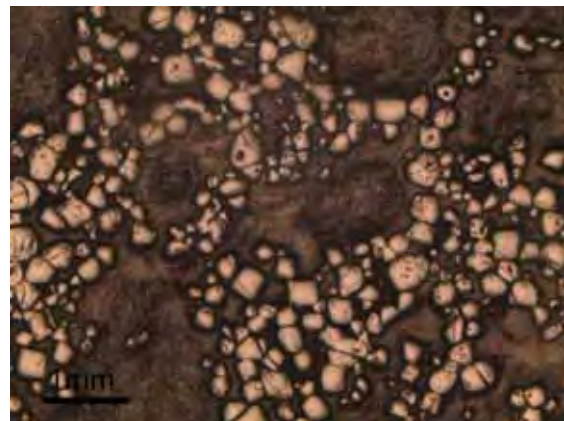
Fotomicrografia 19. Cristal de cromita rotacionado, apresentando franja de pressão assimétrica calcífera. LR, Nx.



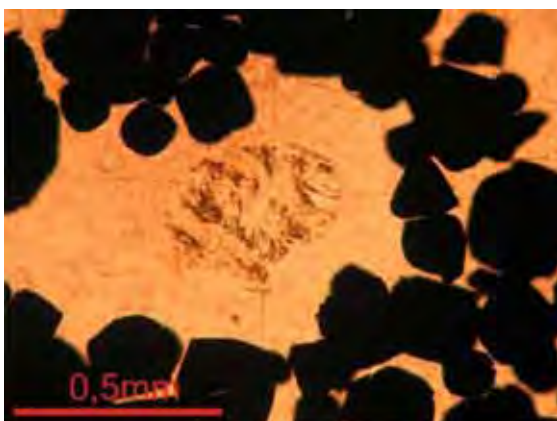
Fotomicrografia 20. Matriz de cromitito, composta por kammererita, talco e clorita, goethita entra no sistema deixando a matriz oxidada. LT, Nx.



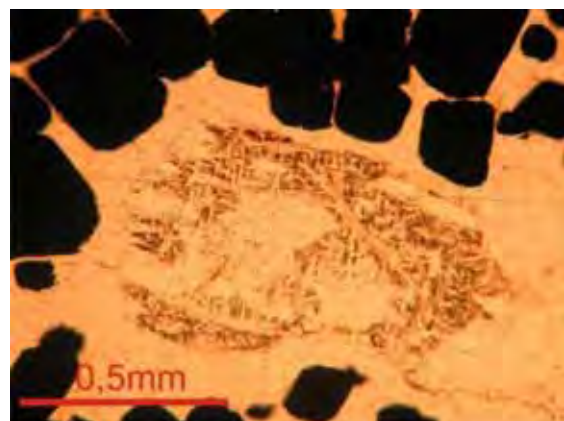
Fotomicrografia 21. Matriz de cromitito exibindo cristais de carbonato, clorita e palhetas de talco com distribuição fibrorradial. LT, Nx.



Fotomicrografia 22. Visão geral de cromitito com pseudomorfos de minerais primários. LR, N descruzados.



Fotomicrografia 23. Pseudomorfo de mineral ferro-magnesiano em matriz de cromitito. LT, N descruzados.



Fotomicrografia 24. Pseudomorfo inteiramente alterado para clorita. Nota-se fraturamento e sinais de deformação alongando o cristal. LT, N descruzados.

7.1.2. Aspectos Estruturais

Para esta pesquisa não foi feito um trabalho estrutural detalhado, análises de campo e de lâminas petrográficas geraram dados que foram comparados a dados da literatura (UHLEIN, 1982 e ZAPPAROLI, 2001).

A textura predominante é a cumulática, porém é comum localmente encontrar uma textura cataclástica que é uma das evidências mais marcantes do processo de milonitização (Fotomicrografia 26).

Uma primeira foliação S_{n-1} (S_1 de UHLEIN, 1982) foi identificada sofre forte interferência da foliação S_n . Marcada pelo alongamento dos cristais pseudomorfos da fase ferromagnésiana e uma das direções de fraturamento destes (Fotomicrografias 23 e 24), além de um sutiu acamamento entre cristais de cromita e matriz nos cromititos. Não foram vistos indícios de processo metamórfico anterior a formação desta foliação.

O elemento estrutural mais significativo na área é uma foliação penetrativa e contínua S_n (Fotomicrografias 27 e 28). De direção N-S/NE, caimento tanto para E/SE quanto para W/NW, apresentando altos ângulos de mergulho (S_2 de Uhlein, 1982 e S_n de ZAPPAROLI, 2001). Cromititos, talco-clorita xistos e clorita-carbonato-talco xisto mostram-se *boudinados* em relação a esta foliação (Fotos 4 e 5). No clorita-carbonato-talco xisto e no talco-clorita xisto esta estrutura se mostra bem definida, desenvolvendo caráter milonítico às rochas. Já no cromitito, essa foliação marca um bandamento deformacional característico entre níveis cromíticos e kammereríticos, além do caráter protomilonítico dessa rocha

Através de lâminas polidas, observaram-se indicadores cinemáticos que marcam zonas de cisalhamento com movimento dextral (Fotomicrografias 29 e 30).

Um último evento deformacional gerou uma foliação espaçada S_{n+1} (S_3 de Uhlein, 1982 e S_{n+1} de ZAPPAROLI, 2001), balizada por minerais micáceos com direção aproximada EW/NW, desenvolvendo uma clivagem de crenulação (Fotomicrografia 30) que dobra a foliação S_n (Fotos 4 e 5), provavelmente associada a falhamento direcional referido por Zapparoli (2001).

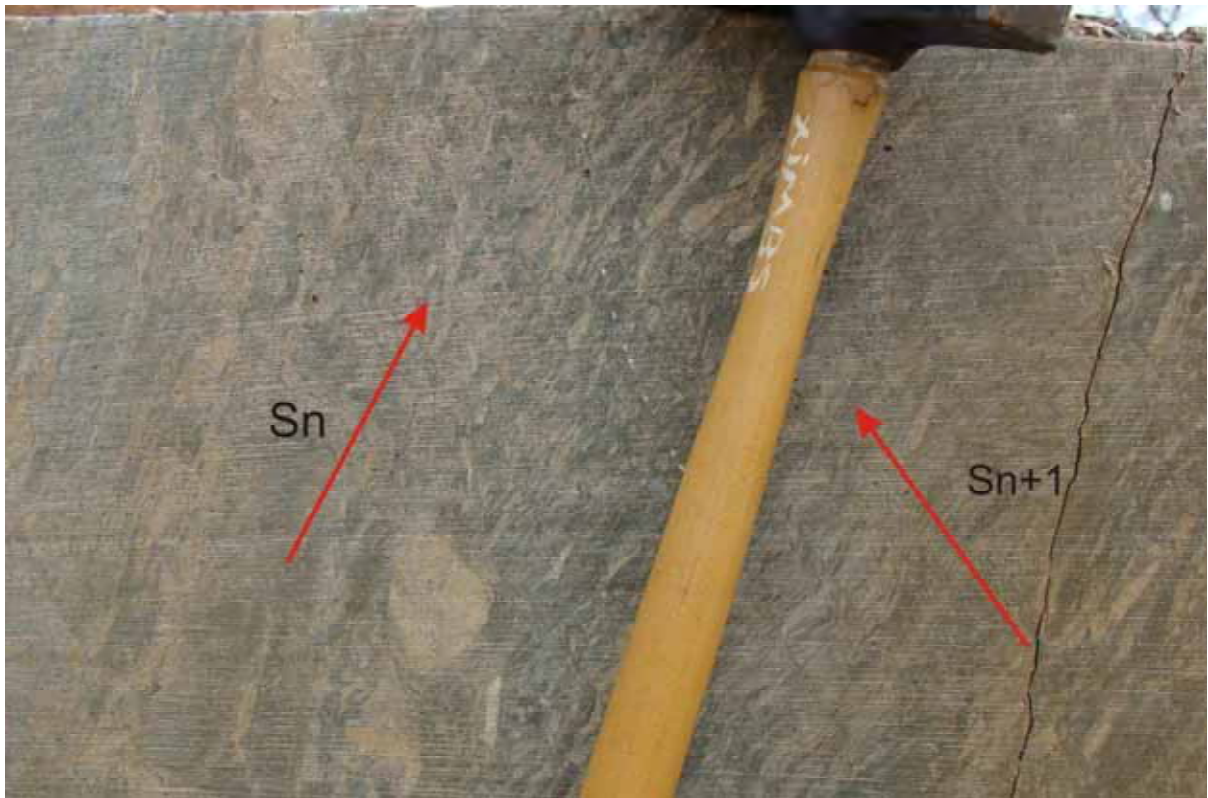


Foto 4. Bloco de clorita-carbonato-talco xisto exibindo foliação S_n bem marcada e S_{n+1} praticamente ortogonal à primeira.

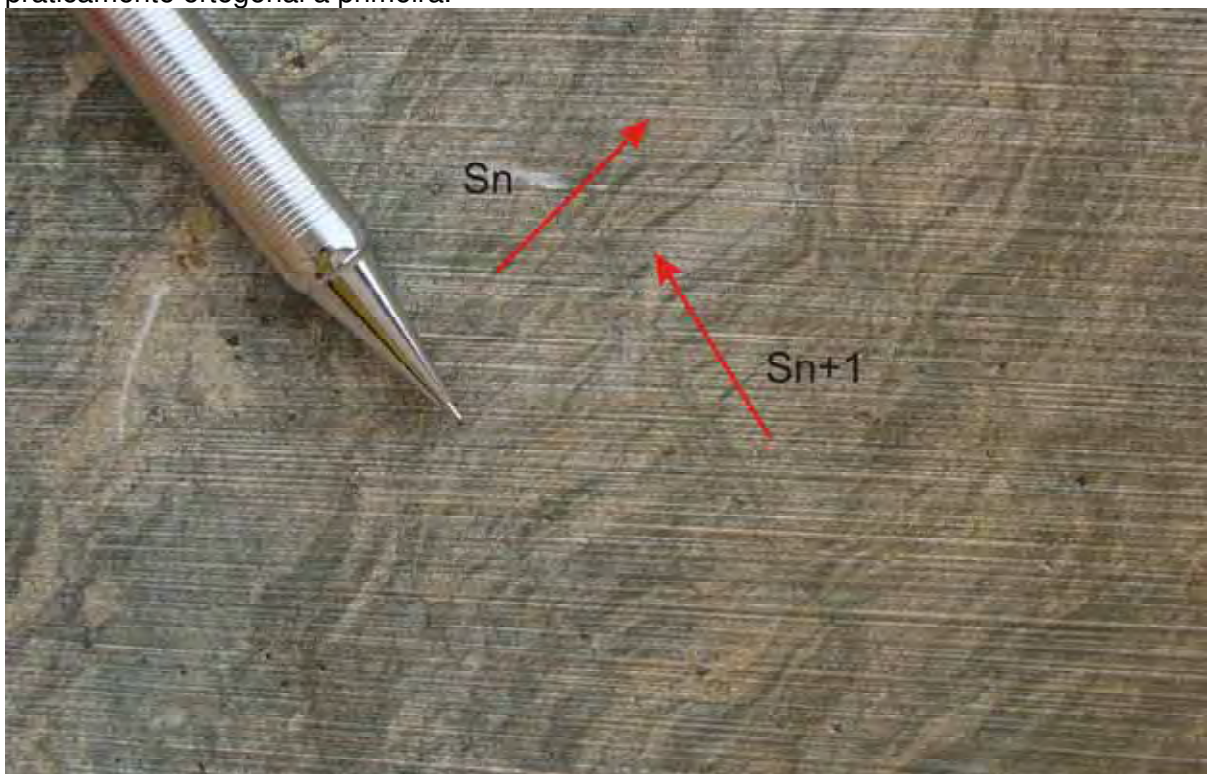
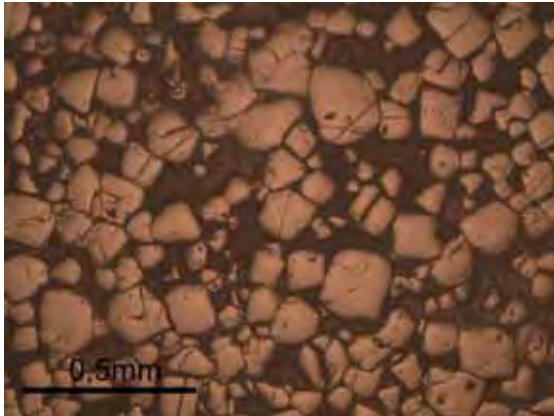


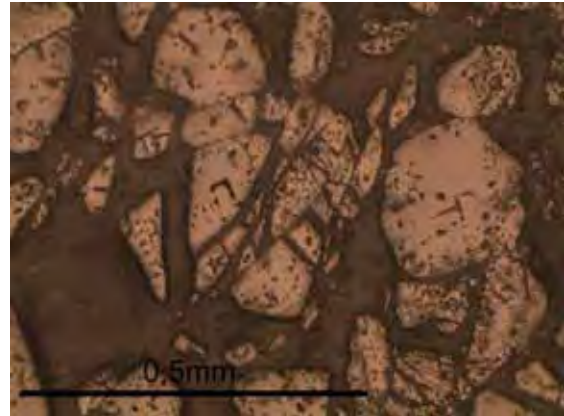
Foto 5. Detalhe de bloco de clorita-carbonato-talco xisto destacando S_n e S_{n+1} .



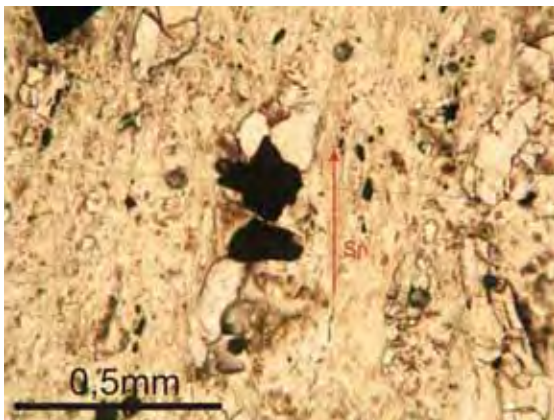
Foto 6. Bloco de clorita-carbonato-talco xisto exibindo lentes ricas em talco boudinadas.



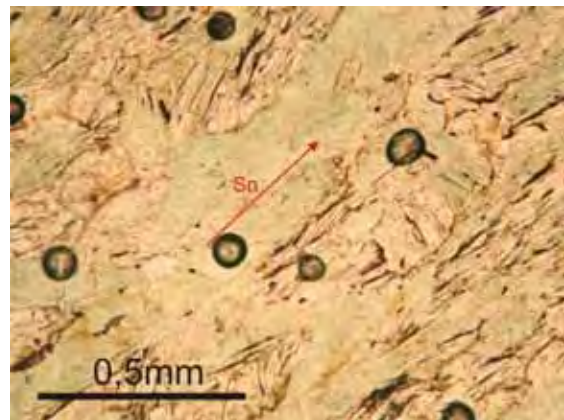
Fotomicrografia 25. Cromitito exibindo textura cumulática. LR, N descruzados.



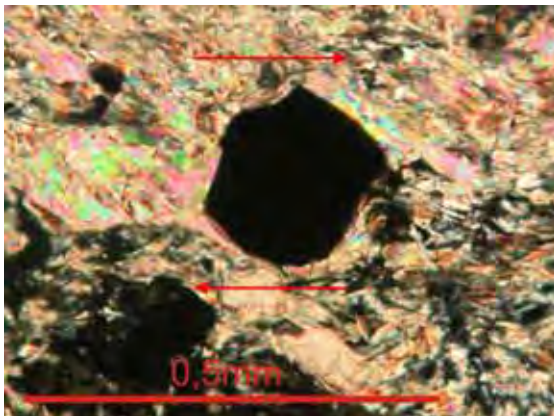
Fotomicrografia 26. Textura cataclástica em cromitito. LR, N descruzados.



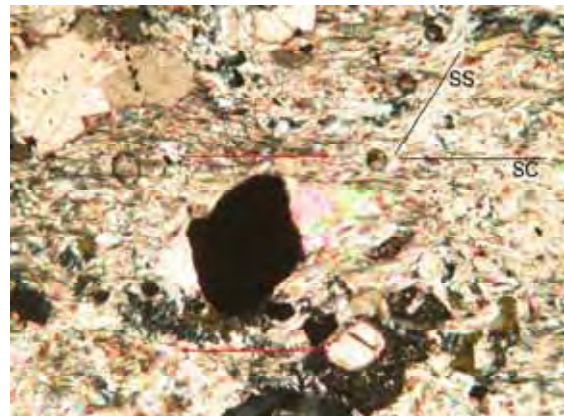
Fotomicrografia 27. Clorita-carbonato-talco xisto com foliação S_n bem marcada, é possível notar S_{n+1} dobrando levemente a foliação principal. LT, N descruzados.



Fotomicrografia 28. Talco-clorita xisto exibindo foliação S_n marcada por palhetas de clorita e talco. LT, N descruzados.



Fotomicrografia 29. Grão de cromita em clorita-carbonato-talco xisto apresenta-se rotacionado e com sombra de pressão composta por talco mostrando sentido dextral. LT, NX.



Fotomicrografia 30. Grão de cromita rotacionado, formando franja de pressão assimétrica, composta por talco e clorita, indicando movimento dextral. Nota-se foliação principal S_n e S_{n+1} crenulando essa. LT, Nx.

7.2. GEOQUÍMICA DOS CROMITITOS

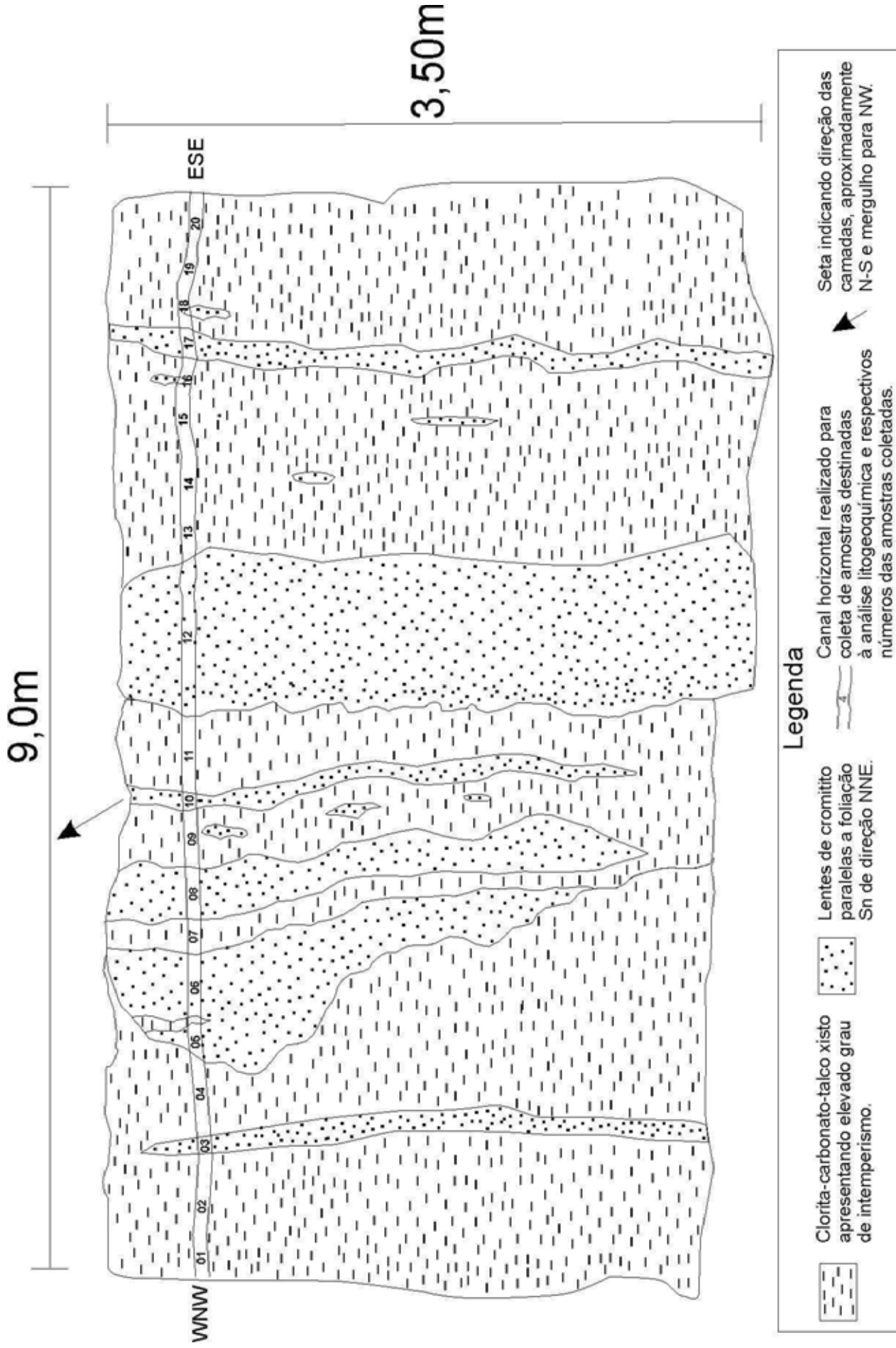
7.2.1. Geoquímica de Rocha Total

A análise litogeoquímica foi realizada nas rochas da Mina Carijó, a amostragem foi feita por meio de um canal horizontal que cortou a frente de lavra da 6ª bancada da mina (Figura 08). Foram coletadas 20 amostras para análise de rocha total utilizando Fluorescência de raios X, sendo sete amostras de cromitito, treze de clorita-carbonato-talco xisto. É importante ressaltar que a dificuldade de abertura das cromitas causam problemas analíticos.

As encaixantes na Mina do Carijó apresentam-se alteradas, não somente por eventos metamórficos/hidrotermais, como pela ação intempérica que modifica profundamente a composição das rochas.

Os resultados analíticos para 13 amostras de clorita-carbonato-talco xisto podem ser observados nas Tabelas 3. Observa-se que:

- O teor de SiO_2 no clorita-carbonato-talco xisto varia de 39,61% a 57,34%, entretanto valores mais baixos representariam eventos metamórficos sofridos pelas rochas que compõem esta unidade. Um aumento nos teores pode ser explicado por uma entrada de sílica proveniente da alteração metamórfica/hidrotermal.
- Devido à presença de cristais de cromita no clorita-carbonato-talco xisto tem-se, em algumas porções da encaixante, alto teor em Cr;
- A porcentagem de MgO é elevada $\geq 20\%$ estando diretamente relacionada à composição da rocha original, constituída por minerais ferromagnesianos (olivina, ortopiroxênio e baixa porcentagem de clinopiroxênio). Com o metamorfismo o magnésio, devido sua mobilidade, migrou para formação de talco e carbonato (magnesita);
- Os teores de MnO são baixos, mas variados. Este metal encontra-se no interior da estrutura dos minerais ferromagnesianos acompanhando o Fe, com a ação metamórfica;
- Os valores anômalos em Ba, observado em algumas amostras, pode estar relacionado a fluidos metamórficos ou hidrotermais;



Legenda





-  Clorita-carbonato-talco xisto apresentando elevado grau de intemperismo.
-  Lentes de cromitito paralelas a foliação Sn de direção NNE.
-  Canal horizontal realizado para coleta de amostras destinadas à análise litogeométrica e respectivos números das amostras coletadas.
-  Seta indicando direção das camadas, aproximadamente N-S e mergulho para NW.

Figura 8. Figura esquemática dos 9m de extensão da frente de lavra da 6ª bancada da Mina Carijó, mostrando canal realizado para coleta de amostras geoquímicas

Amostra	CCJ-01	CCJ-02	CCJ-04	CCJ-07	CCJ-09	CCJ-11	CCJ-13	CCJ-14	CCJ-15	CCJ-16	CCJ-18	CCJ-19	CCJ-20
SiO ₂	50,96	49,02	39,61	56,03	56,21	57,34	53,25	50,42	45,48	46,33	44,47	43,12	50,45
TiO ₂	0,06	0,09	0,15	0,12	0,24	0,08	0,10	0,14	0,16	0,16	0,44	0,45	0,32
Al ₂ O ₃	0,30	0,65	7,50	2,55	3,95	1,58	4,09	3,59	8,02	7,71	8,90	8,48	2,10
Fe ₂ O ₃	21,36	21,72	16,54	6,90	5,79	8,20	10,49	12,11	7,20	9,14	14,08	13,27	17,62
MnO	0,25	1,02	0,80	0,06	0,11	0,45	0,14	0,21	0,25	0,25	0,04	0,05	0,15
MgO	22,85	23,14	29,62	27,96	28,16	32,15	25,24	27,14	30,85	29,33	27,04	27,22	24,29
LOI	4,18	4,32	5,65	6,37	5,45	0,12	6,62	6,36	8,05	7,05	4,97	7,37	5,01
Soma	99,95	99,95	99,88	99,98	99,90	99,95	99,91	99,95	100,00	99,96	99,92	99,95	99,94
Ba(ppm)	158	291	40	4	26	16	23	101	43	69	80	67	47
Cu(ppm)	16	45	7	9	9	26	49	115	16	17	19	55	137
Ni (ppm)	3632	4419	2720	1573	1945	4263	4675	8301	7010	8624	4430	1288	3664
Zr (ppm)	132	200	73	66	64	62	74	68	66	68	76	82	91
Cr ppm)	8736	16633	89585	69578	48907	31766	27634	36317	96617	298560	304016	3133	6119
Cr ₂ O ₃ %)	1,28	2,43	13,09	10,17	7,15	4,64	4,04	5,31	14,12	43,63	44,43	0,46	0,89

Tabela 03. Análises geoquímicas, por Fluorescência de Raio X, para o clorita-carbonato-talco xisto, rocha encaixante dos cromititos da Mina Carijó.

As análises geoquímicas das sete amostras de cromititos podem ser observadas nas Tabelas 4. Os resultados mostram que:

- Os valores de SiO_2 são mais baixos e variam de acordo com a quantidade de matriz no minério. A silica está contida nas cloritas, talco e em menor proporção tremolita-actinolita;
- O TiO_2 à semelhança do Cr se concentra nos primeiros minerais a se cristalizarem, durante a intrusão. Devido a grande afinidade com o Cr os teores de Ti nos cromititos são mais elevados, posto que são siderófilos. Observam-se cristais de ilmenita e de rutilo inclusos tanto na matriz quanto nos cristais de cromita;
- Os teores de Al_2O_3 refletem a composição mineralógica da matriz, que é composta basicamente por clorita;
- O conteúdo de Fe_2O_3 reflete a alteração das cromitas para ferricromita e magnetita.
- O teor em Mn aumenta em relação à rocha encaixante, isso pode ser explicado pela presença de ferricromita, esta se enriquece nesse elemento durante sua formação;
- O Mg encontrado no talco e carbonato explicam sua alta concentração nos cromititos;
- Geoquimicamente o Cr tem comportamento similar ao dos elementos calcófilos ao passo que o Fe, predominante é siderófilo. O raio iônico e o potencial de ionização destes metais é praticamente similar, enfim ambos são metais de transição.
- O cromo é de origem primária e com a imposição de processos de alteração (metamorfismo/hidrotermalismo) começa a migrar dos cristais de cromita para formar kammererita (clorita cromífera).

Amostras	CCJ-03	CCJ-05	CCJ-06	CCJ-08	CCJ-10	CCJ-12	CCJ-17
SiO ₂	22.82	19.32	22.52	19.90	27.56	28.57	15.45
TiO ₂	0.43	0.23	0.37	0.23	0.21	0.173	0.27
Al ₂ O ₃	9.07	12.29	12.82	9.25	7.66	9.629	11.67
Fe ₂ O ₃	37.75	28.02	26.89	24.99	29.47	18.528	35.14
MnO	0.45	0.56	0.48	0.39	0.35	0.13	0.49
MgO	17.72	20.93	21.16	20.67	18.56	20.52	18.56
LOI	3.79	5.64	6.11	5.97	3.83	3.9	3.82
Soma	92.04	87.00	90.34	81.39	87.13	81.21	85.39
Ba(ppm)	45	5	50	30	60	53	52
Cu (ppm)	13	13	61	14	24	16	13
Ni (ppm)	3732	3873	4440	4176	5378	7154	6081
Zr (ppm)	88	124	24	68	67	61	64
Cr (ppm)	272937	231894	277593	205798	278112	372729	315835
Cr ₂ O ₃	39.89	33.89	40.57	30.08	40.65	54.48	46.16

Tabela 4. Análises geoquímicas, por Fluorescência de Raio X, para os cromititos da Mina Carijó.

7.2.2. Química Mineral

A análise por meio de microsonda eletrônica, possibilitou determinação do quimismo dos cristais de cromita com o intuito de observar a composição original desses espinélios, assim como os processos de alteração metamórfica e/ou hidrotermal aos quais foram submetidos.

Desta forma foram analisadas amostras onde o fraturamento, inclusões e corrosão de cristais ocorrem de forma incipiente, na tentativa de obter resultados mais próximos da composição inicial destes Cr-espinélios. Em cristais contendo zoneamento foram realizadas análises em suas bordas e nos núcleos na tentativa de mostrar a variação composicional entre essas zonas (Imagens 1 e 2).

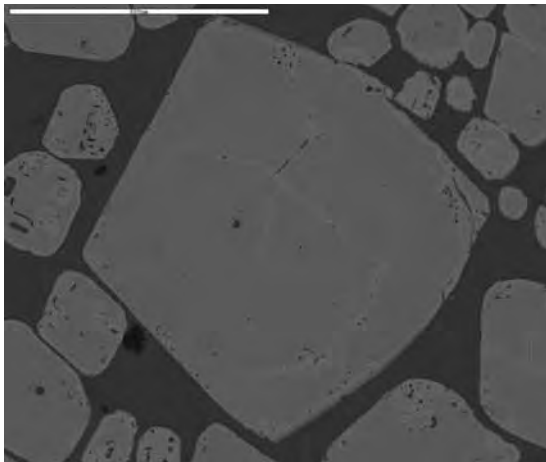


Imagem MEV 01. Cristais de cromita euédricos a subeuédricos, mostrando zoneamento. (Mina Paca, FS-06).

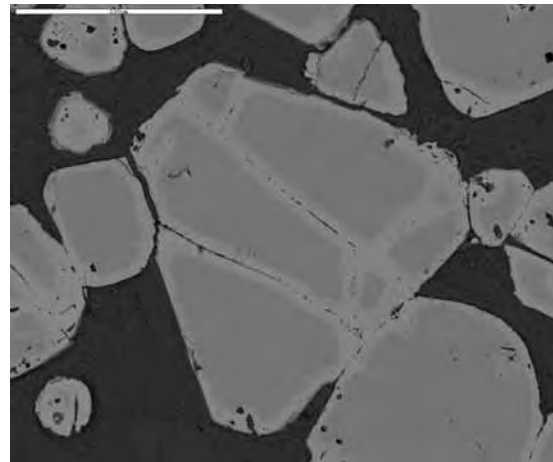


Imagem MEV 02. Cristais de cromita exibindo zoneamento e sutil fraturamento. (MinaPaca,FS-15).

Cristais de cromita de vários tipos de *podis* e níveis, com textura cumulática, textura poiquiloblástica, textura cataclástica ou até textura maciça, podem mostrar pequena variação química. Consequentemente, com a finalidade de plotar em gráficos essa variação, os valores são representados por dois grandes campos, podiforme ou estratiforme.

Para essa pesquisa foram utilizadas 36 análises, às quais apresentam resultados expostos nas Tabelas 5 e 6.

Amostras Wt%	F56-1	F56-1	F55-1	F55-1	F55-2	F55-2	F56-2	F56-2	F55-3	F55-3	F515-1	F515-1	F515-1	F515-2	F515-2	F56-3	F56-3	F56-4	F56-4
	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda
Grão	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02
SiO ₂	0,35	0,55	0,43	0,37	0,57	0,52	0,87	0,30	0,34	0,19	0,98	0,51	0,53	0,11	0,68	1,00	0,71	0,71	0,71
TiO ₂	14,85	14,84	16,21	15,79	15,17	14,31	8,69	4,72	16,06	7,82	14,82	0,81	15,45	10,70	14,08	13,53	13,54	13,77	13,77
Al ₂ O ₃	48,97	49,87	46,13	46,28	47,04	47,29	44,97	46,91	47,44	46,09	44,61	38,77	45,62	46,02	46,02	43,27	46,22	44,01	44,01
FeOt	28,84	29,08	29,22	30,26	29,41	30,35	39,76	40,90	30,86	33,55	34,70	55,15	34,40	36,53	35,23	38,57	34,99	38,14	38,14
FeO	25,46	26,19	25,71	26,38	25,67	25,54	30,98	31,76	29,67	28,94	30,52	37,74	31,02	32,45	30,33	32,23	30,15	31,79	31,79
Fe ₂ O ₃	3,76	3,7	3,89	4,32	4,15	5,35	9,8	10,82	1,32	3,79	4,63	19,34	3,76	4,53	5,45	7,05	5,37	7,28	7,28
MnO	0,82	0,83	0,56	0,53	0,51	0,61	0,59	0,63	0,83	1,23	0,63	0,83	1,31	1,48	0,50	0,62	0,55	0,52	0,52
MgO	6,76	6,45	6,52	6,39	7,87	6,02	3,9	3,16	4,7	3,72	4,59	2,38	3,29	2,69	5,03	4,42	5,16	4,63	4,63
ZnO	0,15	0,16	0,05	0,11	0,08	0,12	0,01	0,13	0,32	0,17	0,41	0,08	0,42	0,48	0,20	0,16	0,09	0,16	0,16
NiO	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,08	0,1	0,00	0,02	0,12	0,08	0,06	0,02	0,04	0,07	0,10	0,06	0,06
Total	101,23	101,83	99,63	100,28	100,16	100,85	99,0	97,5	100,7	94,00	100,83	99,00	101,08	98,03	101,79	101,67	101,39	102,31	102,31
Si	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Ti	0,21	0,33	0,26	0,22	0,18	0,31	0,52	0,18	0,2	0,11	0,59	0,31	0,32	0,07	0,41	0,60	0,43	0,42	0,42
Al	7,86	7,85	8,58	8,41	7,97	7,57	4,6	2,49	8,5	4,14	7,84	0,43	8,18	5,40	7,72	7,27	7,17	7,29	7,29
Cr	33,51	34,19	31,56	31,66	33,47	32,31	30,77	32,03	32,46	31,54	30,52	26,53	31,21	31,49	31,76	29,95	31,90	30,32	30,32
Fet	22,42	22,61	22,71	23,52	22,86	23,6	30,91	31,90	23,99	26,08	26,96	42,87	26,74	28,39	27,40	29,98	27,20	29,80	29,80
Fe ²⁺	19,79	20,51	19,99	20,51	19,96	19,85	24,09	24,69	23,06	22,5	23,72	29,34	24,11	25,22	23,58	25,05	23,44	24,71	24,71
Fe ³⁺	2,63	2,59	2,73	3,02	2,9	3,74	6,85	7,57	0,92	2,65	3,24	13,53	2,63	3,17	3,81	4,93	3,76	5,09	5,09
Mn	0,63	0,64	0,43	0,41	0,68	0,47	0,02	0,48	0,64	0,95	0,49	0,64	0,31	1,14	0,39	0,48	0,43	0,40	0,40
Mg	4,08	3,89	3,93	3,89	4,75	3,63	2,35	1,82	2,83	2,24	2,77	1,43	1,98	1,62	3,15	2,67	3,11	2,79	2,79
Zn	0,12	0,13	0,04	0,08	0,14	0,1	0,01	0,11	0,26	0,14	0,33	0,06	0,34	0,02	0,16	0,13	0,07	0,13	0,13
Ni	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,06	0,08	0	0,01	0,10	0,06	0,05	0,22	0,03	0,06	0,08	0,05	0,05
O	31,56	32,06	31,24	31,26	31,92	31,22	28,43	27,05	31,4	26,04	30,47	25,48	30,50	28,06	31,10	30,46	30,60	30,51	30,51
Total	101,23	101,83	99,63	100,28	100,16	100,85	99,0	97,5	100,7	94,00	100,83	99,00	101,08	98,03	101,79	101,67	101,39	102,31	102,31
Cr/Fe	1,49	1,47	1,39	1,35	1,46	1,37	1,01	1,01	1,41	1,4	1,13	0,62	1,29	1,25	1,16	1,00	1,17	1,02	1,02
Cr*100/(Cr+Al)	81,00	81,32	78,62	79,02	80,76	81,01	87,52	93,34	79,25	89,73	79,56	98,42	79,23	85,36	80,44	80,47	81,66	80,62	80,62
Mg*100/(Mg+Fe)	17,09	15,89	16,43	15,94	19,22	15,46	8,26	7,01	10,93	9,05	10,46	4,65	7,60	6,00	11,78	9,63	11,71	10,15	10,15

Tabela 5. Valores de química mineral para cromitas da Mina Paca. Por microsonda eletrônica.

Amostras Wt%	FS7-01		FS6-6		FS6-7		FS7-2		FS7-4		FS7-5		FS7-6		FS7-7	
	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda
Grão																
SiO2	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.04	0.03	0.01	0.02	0.06	0.03	0.08	0.07	0.02
TiO2	0.47	0.29	0.26	0.00	0.31	0.41	0.52	0.30	0.72	0.23	0.25	0.37	0.37	0.28	0.45	0.30
Al2O3	16.12	7.60	14.92	9.05	15.10	14.16	15.98	10.82	17.06	16.65	14.98	14.77	14.86	13.92	15.43	14.88
Cr2O3	46.70	49.50	48.49	54.02	48.01	48.74	47.55	52.53	45.06	46.50	48.94	49.56	48.68	48.94	47.18	45.48
FeOt	29.66	31.24	29.60	31.35	29.03	29.74	26.23	27.87	27.61	28.96	29.76	31.00	29.23	30.51	29.13	30.62
FeO	25.56	30.09	25.16	26.54	25.64	25.72	19.30	20.39	19.53	20.03	23.00	23.96	22.97	24.25	22.51	23.73
Fe2O3	4.13	1.27	4.93	5.35	4.19	4.46	5.70	6.53	7.89	8.75	5.30	6.35	4.78	5.71	4.80	5.44
MnO	1.02	1.30	0.81	0.82	0.80	0.85	0.70	0.76	0.67	0.61	0.80	0.83	0.80	0.79	0.55	0.61
MgO	6.14	3.83	7.05	6.06	7.00	6.81	7.28	5.92	7.69	7.40	5.83	5.07	6.83	5.66	7.61	6.16
ZnO	0.27	0.23	0.12	0.10	0.18	0.21	0.06	0.15	0.10	0.08	0.21	0.15	0.27	0.19	0.13	0.05
NiO	0.10	0.02	0.11	0.04	0.08	0.07	0.08	0.02	0.02	0.05	0.07	0.10	0.12	0.07	0.03	0.04
Total	100.51	94.01	101.38	101.46	100.54	100.90	98.43	98.50	99.66	100.72	100.89	101.93	101.52	99.26	100.62	99.21
Si	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.03	0.01
Ti	0.28	0.17	0.16	0.00	0.18	0.25	0.30	0.18	0.43	0.14	0.15	0.22	0.22	0.17	0.27	0.18
Al	8.53	3.73	7.90	4.55	7.99	7.50	8.08	5.67	9.03	8.81	7.93	7.82	7.87	7.37	8.17	8.41
Cr	31.95	34.19	33.17	37.03	33.02	33.77	32.54	35.80	31.32	31.82	33.49	33.91	33.32	33.49	32.28	31.12
Fet	23.05	24.28	23.01	24.37	22.56	23.12	20.39	22.33	21.46	22.74	23.13	24.09	22.76	23.72	22.64	23.80
Fe2+	19.87	23.39	19.56	20.63	19.93	19.99	15.00	15.85	15.18	15.37	17.88	18.62	17.85	18.85	17.50	18.45
Fe3+	2.89	0.89	3.45	3.74	2.93	3.12	3.99	4.57	5.52	6.12	3.71	4.44	3.35	3.99	3.36	3.81
Mn	0.79	0.84	0.66	0.68	0.62	0.66	0.55	0.59	0.52	0.47	0.62	0.64	0.62	0.61	0.43	0.47
Mg	3.70	2.31	4.25	3.65	4.22	4.11	4.39	3.57	4.64	4.30	3.51	3.06	4.52	3.41	5.38	4.11
Zn	0.22	0.18	0.09	0.11	0.15	0.17	0.05	0.12	0.08	0.07	0.17	0.12	0.22	0.15	0.11	0.00
Ni	0.08	0.02	0.09	0.03	0.07	0.05	0.06	0.02	0.02	0.04	0.06	0.08	0.10	0.05	0.02	0.03
O	30.96	26.91	31.72	31.03	31.65	31.79	30.78	29.65	32.16	32.03	31.80	31.94	31.91	31.18	31.26	31.00
Total	100.51	94.01	101.38	101.46	100.54	100.90	98.43	98.50	99.66	100.72	100.89	101.93	101.52	99.26	100.62	99.21
Cr/Fe	1.61	1.42	1.44	1.54	1.47	1.48	2.10	2.25	2.06	2.07	1.87	1.82	1.87	1.78	1.84	1.69
Cr*100/(Cr+Al)	78.93	90.88	80.78	88.38	80.59	82.01	79.81	86.52	77.63	78.31	80.85	81.26	80.90	81.97	79.81	78.73
Mg*100/(Mg+Fe)	15.70	8.99	17.85	15.03	17.47	17.05	22.66	18.38	23.39	21.86	16.42	14.10	20.21	15.33	23.53	18.21

Tabela 6. Valores de química mineral para cromitas da Mina Paca. Por microsonda eletrônica.

A composição dos cromititos estudados é heterogênea em escala de grão que se encontram zonados. As variações são basicamente nos teores de Cr_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 e MgO . O Cr_2O_3 oscila de 43-55 wt% (média de 47 wt%), com maior tendência de aumento de teor em direção as bordas dos cristais. Os valores de FeO variam de 19-31 wt% apresentando um enriquecimento para as bordas dos cristais, variando valores entre 20-37 wt%, sendo que o Fe_2O_3 apresenta de 3-8 wt%, em direção à matriz. Os valores de Al_2O_3 e MgO variam de 5-17 wt% e 3-7 wt% nos núcleos, com significativa diminuição nas bordas variando de 0.8-16 wt% e 2-6 wt% respectivamente. Os teores de TiO_2 variam de 0-1.0 wt% com média de 0.4wt%. A razão Cr/Fe é baixa (valores médios de 1.5).

A variação dos elementos entre o núcleo primário e as bordas alteradas dos grãos de cromitas é representada por meio de diagramas binários e ternários. No diagrama Cr_2O_3 x $\text{FeO}(\text{t})$ (Figura 09) nota-se que a composição dos cromoespinélios analisados é rica em cromo e com interferência do metamorfismo foi enriquecida em ferro. O aumento de $\text{FeO}(\text{t})$ nas bordas em relação aos núcleos é evidente. Enfim, a composição dos núcleos plota no campo das cromitas estratiformes.

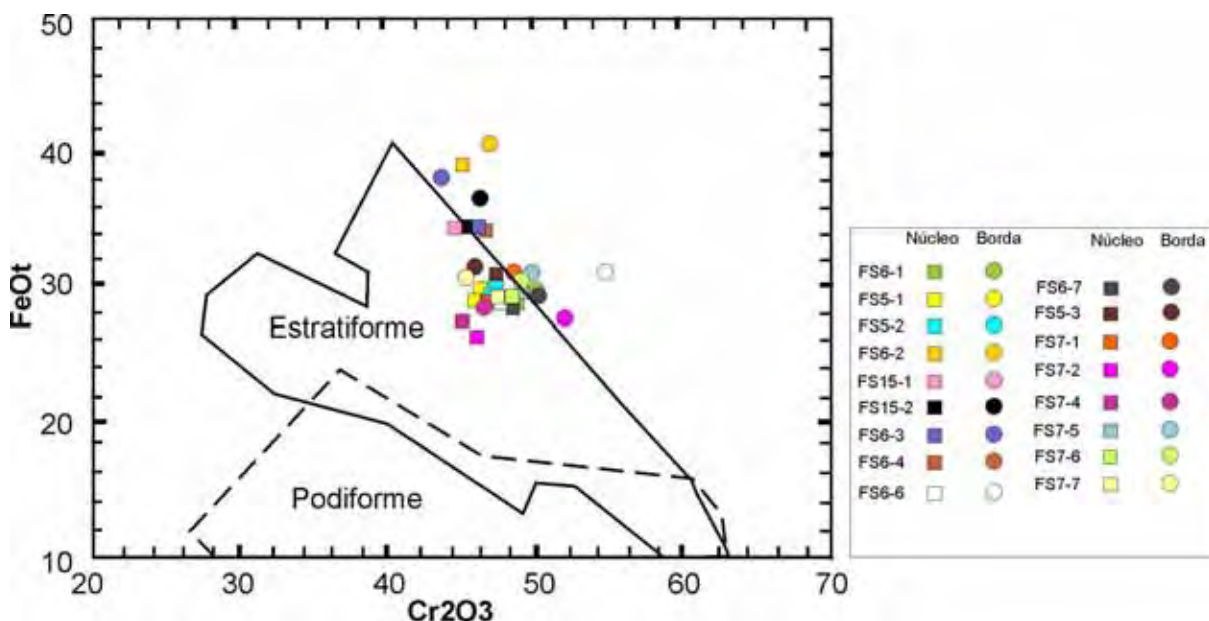


Figura 09. Diagrama FeO total vs Cr_2O_3 wt% para a classificação dos tipos de complexos (THAYER, 1972). Campo dos depósitos Tipo Alpino (linha tracejada) e de Complexos Estratiformes (linha cheia).

O conteúdo de Al_2O_3 nos núcleos dos grãos de cromita de Alvorada de Minas é baixo e teores de Cr_2O_3 também apresentam-se baixos, sendo assim nota-se que as amostras analisadas caem no campo dos cromititos estratiformes no diagrama Al_2O_3 x Cr_2O_3 (Figura 10). Além disso, é notável a significativa diminuição dos valores de Al_2O_3 em direção às bordas dos grãos.

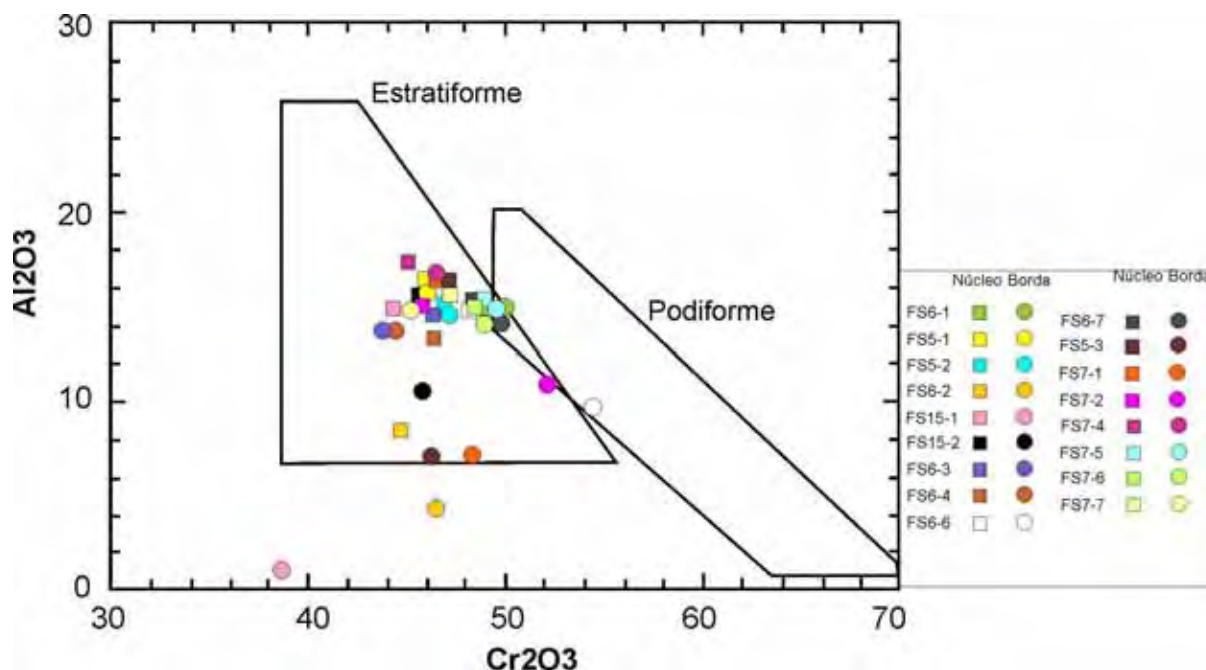


Figura 10. Diagrama de variação Al_2O_3 vs. Cr_2O_3 wt% em cromitas de complexos ultramáficos podiformes e estratiformes (BONAVIA et al, 1993), em relação às cromitas do complexo máfico-ultramáfico de Alvorada de Minas.

O conteúdo de TiO_2 é importante para definir o depósito, pois reflete o grau de fusão do magma entre outros aspectos. Valores maiores que 0.30 wt% podem indicar origem do tipo estratiforme (DICKY, 1975). No diagrama TiO_2 x Cr_2O_3 (Figura 11) foram representados campos de depósitos estratiformes clássicos onde as amostras analisadas plotam nos complexos de Stillwater e Bushveld em relação a teores de TiO_2 e Cr_2O_3 . A tendência de diminuição nos valores de TiO_2 nas bordas dos cristais de cromita é notável no diagrama. Essa migração pode estar relacionada à geração de rutilo na matriz dos cromititos.

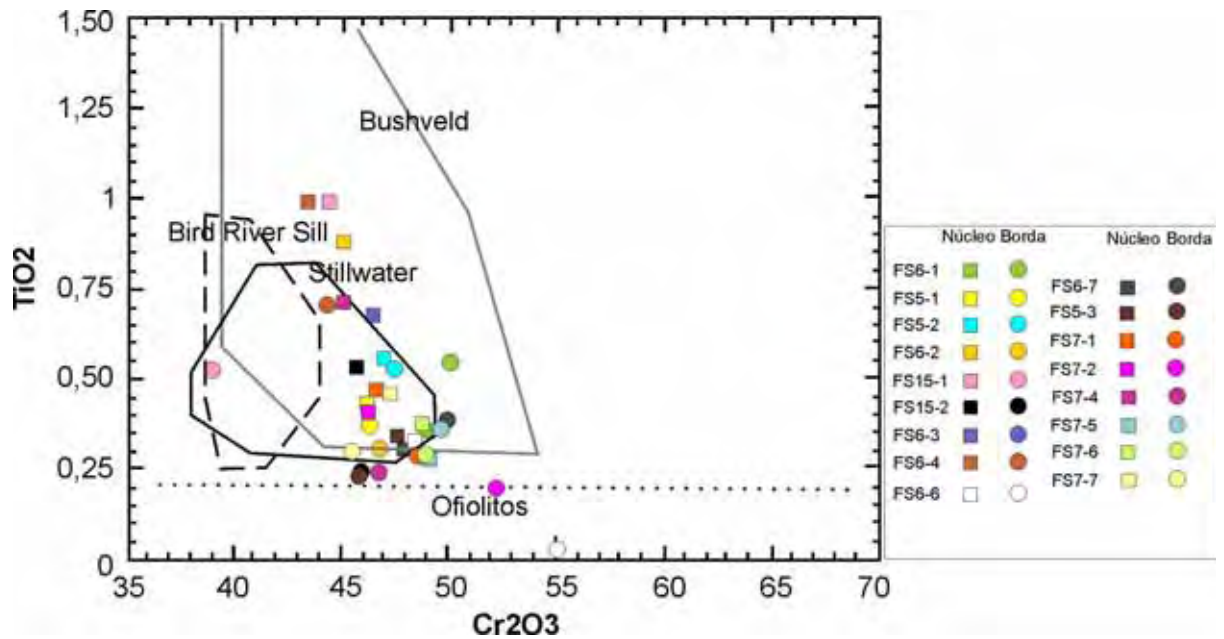


Figura 11. Campos composicionais de cromititos de três intrusões estratiformes e de complexos ofiolíticos (DICKY, 1975), comparados com os resultados obtidos na região de Alvorada de Minas.

No diagrama $(Cr \cdot 100 / Cr + Al) \times (Mg \cdot 100 / Mg + Fe^{+2})$ foram plotados os dados das amostras coletadas, nota-se que os núcleos, por sua maioria, aparecem dentro do campo dos cromititos estratiformes, enquanto valores das bordas caem em sua maior parte fora deste campo que evidência a alteração metamórfica que atingiu os grãos de cromita. Foi realizada separação núcleo-borda dos cristais de cromita analisados, e observam-se que os resultados mostram uma pequena variação em $Cr / Cr + Al$ e uma maior variação em $Mg / Mg + Fe^{+2}$ (do núcleo para a borda).

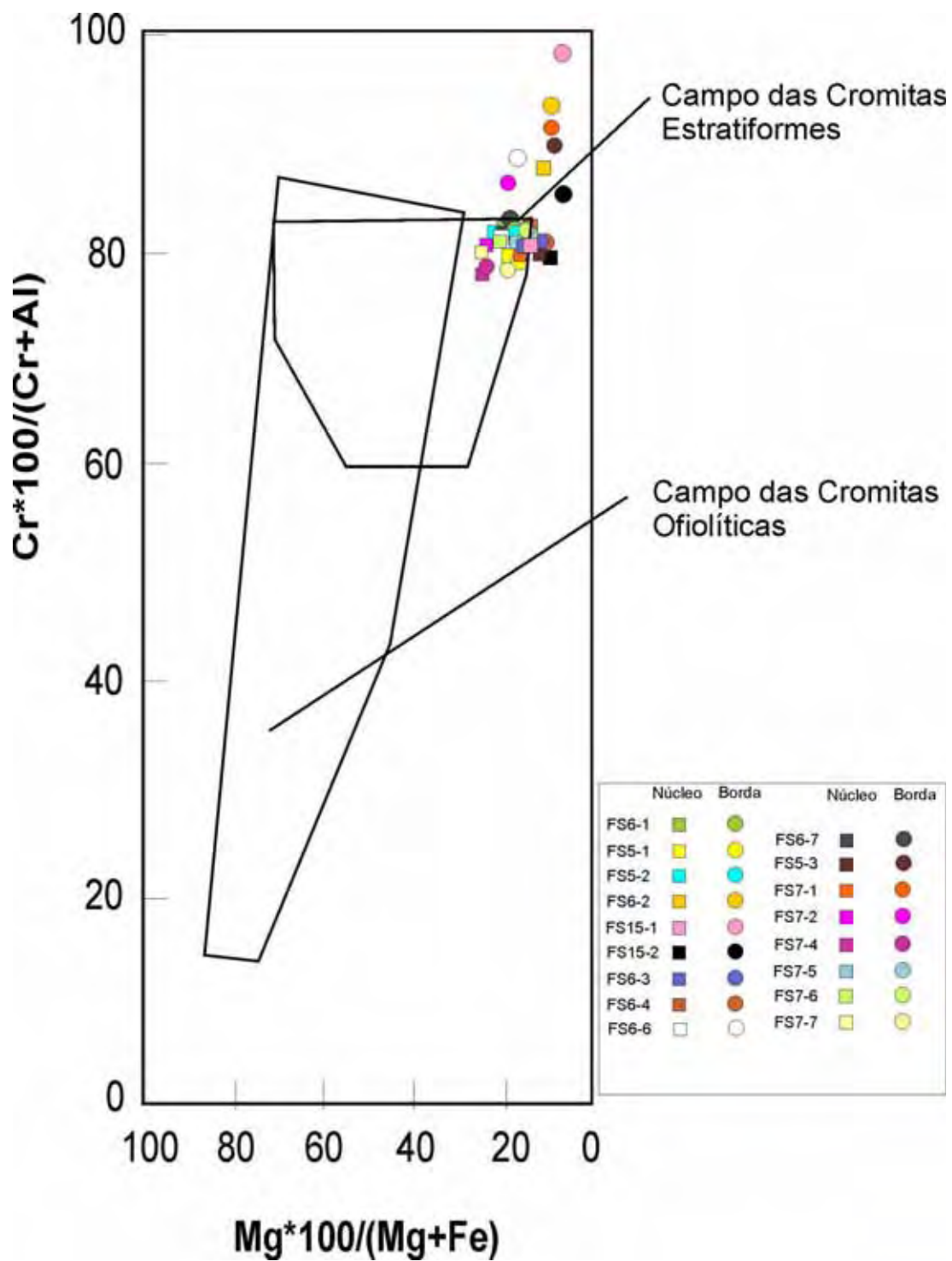


Figura 12. Diagrama $Mg/Mg+Fe^{2+}$ versus $Cr/Cr+Al$ (IRVINE, 1967) exibindo os campos de variação composicional. Análise de núcleo e borda de cristais de cromita.

7.3. TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICAS

Por ser considerado um mineral mais resistente às transformações metamórficas que os silicatos magnesianos comumente associados, a cromita é usada como indicador petrogenético e geotectônico. O núcleo dos cristais de cromita tendem a preservar uma composição mais próxima da original, mesmo em zonas de cisalhamento e condições de alto grau metamórfico. As transformações metamórficas, às quais os corpos ultramáficos foram submetidas, são marcadas tanto pela heterogeneidade dos cristais de cromita quanto pelos minerais associados.

Nas amostras dos cromititos e suas encaixantes foram encontrados, minúsculos e em baixa abundância cristais de serpentina, ao contrário da mina abandonada do Serro onde os autores como Grossi Sad & Vaz de Mello (1969) e Renger (1972), descreveram antigorita e crisotila nas unidades que compõem o Grupo Serro, este localizado no mesmo trend dos depósitos aqui tratados, cerca de 27km da cidade de Alvorada de Minas.

O diagrama de fases para sistema $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ em $P_f = 2kb$ (Figura 13) mostra as reações agrupadas segundo valor de CO_2 . A serpentina mantém-se estável apenas em valores mínimos de CO_2 , aproximadamente até 10% (WINKLER, 1977). A mínima concentração de serpentina nas minas pode ser devido a instabilidade desta quando fluidos envolvidos nos processos de serpentinização são ricos em CO_2 . A assembléia mineral (talco+magnesita) encontrada em amostras de clorita-carbonato-talco xisto pode atestar esse modelo se encaixando no campo de estabilidade representado pelo polígono em vermelho (Figura 13) sendo a reação 3 a que melhor representaria as minas pesquisadas quando submetidos a tais condições. É provável que uma maior porcentagem de serpentina tenha sido formada, porém sob influência de evento metamórfico e conseqüente troca de elementos com outros minerais tenham se transformado em clorita.

Nas amostras estudadas foi observada a presença de duas fases de formação de clorita, a primeira, sob forma de palhetas de coloração esverdeada, mais rica em Fe e que marca a estruturação principal da rocha, geradas a partir do Al^{+3} liberado pelos cristais de cromita. A segunda fase, de coloração marrom, rica em Cr, aparece sobrecrecendo em cristais de cloritas geradas na primeira fase e bordejando cristais de cromita. Apresentam-se deformadas segundo a foliação

preferencial da rocha e mostram nitidamente que foram formadas durante metamorfismo regional tardio.

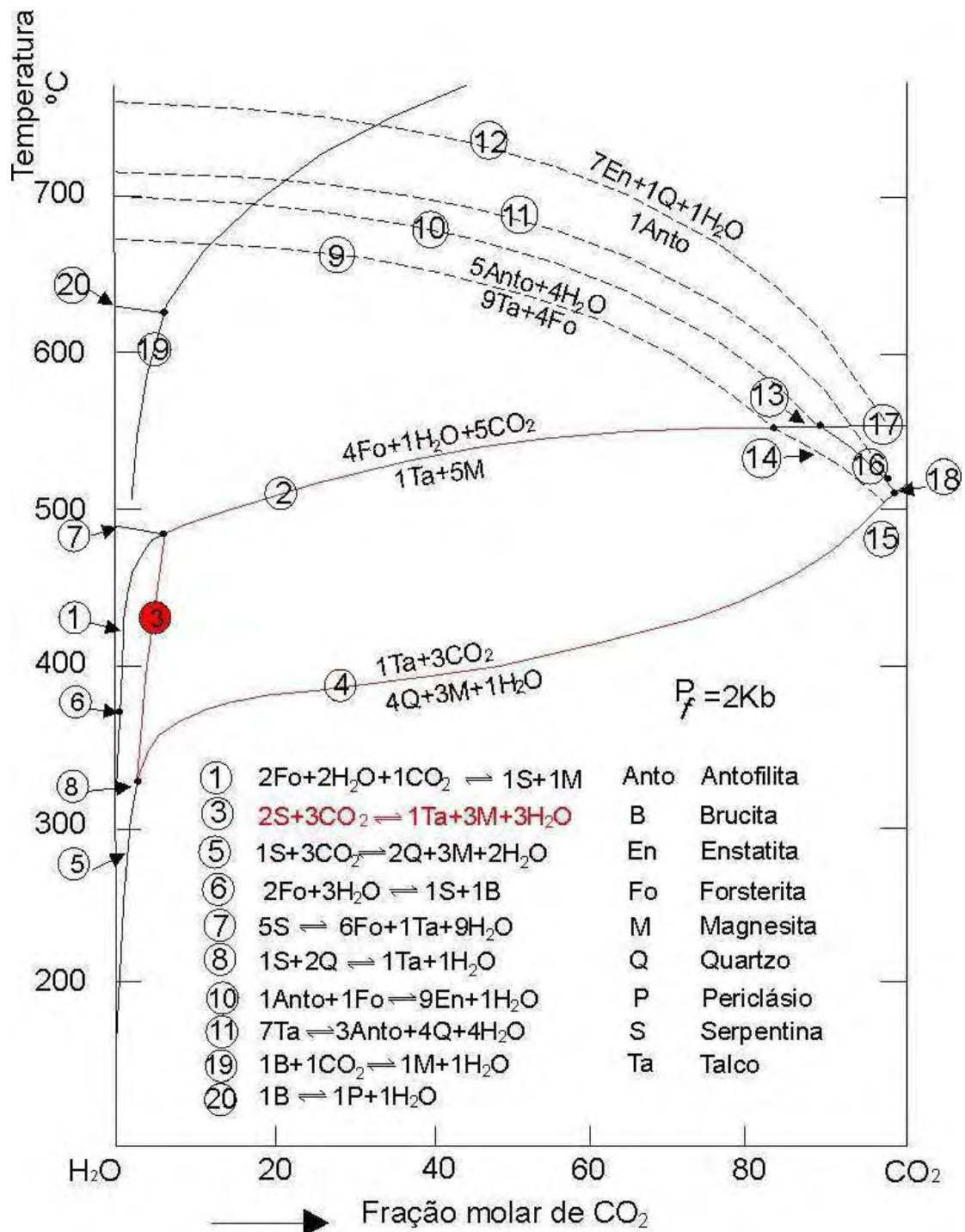


Figura 13. Curvas de equilíbrio isobarico das reações de 1 a 20 no sistema MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ (WINKLER, 1977). Linhas em vermelho limita o campo de estabilidade da assembléia da tremolita-actinolita-talco+magnesita.

A migração de elementos para o interior (bordas) dos cristais de cromita e em direção à matriz comprova a ação de eventos metamórficos, os quais envolvem o equilíbrio entre a borda dos cristais de cromita e a assembléia silicática envolvente. Através de dados obtidos por meio das texturas das lâminas polidas e análises de microsonda eletrônica é possível fazer uma reconstrução destes.

Os dados obtidos nas tabelas 09, 10, 11 e 12 evidenciam a formação de *ferricromita* que é definida composicionalmente por apresentar empobrecimento em Mg e Al e enriquecimento em Fe em relação ao grão de cromita original. A saída do Mg e Al do grão em relação à sua matriz, é reforçada pela presença de cloritas e Cr-cloritas bordejando os grãos, o que indica disponibilidade de Al. O aporte de Al liberado dos espinélios é o primeiro gradiente químico a se estabelecer entre a cromita e o serpentinito (este possui baixíssima concentração de Al^{+3}). Os processos de formação de *ferricromita* até a formação de Cr-cloritas na matriz estão relacionadas a grau metamórfico estabelecido. Em temperaturas relativamente altas ($>400^{\circ}C$) o Mg e Al da cromita primária migram para porções externas do cristal reagindo com fluidos ricos em SiO_2 (provavelmente provindos de reação com serpentinas) produzindo clorita. A formação de clorita implica na difusão de Al e Mg da cromitas liberando Fe^{+2} e Cr^{+3} residual nos cristais (*ferricromita*), a composição das bordas dos cristais de cromita, o cromo secundário é típico de fácies metamórfica transicional xisto verde alto a anfíbolito baixo. A composição química das cromitas estudadas (núcleos e bordas), estão plotadas no diagrama ternário $Fe^{+3} - Cr^{+3} - Al^{+3}$ (Figura 14), que mostra campos composicionais dos espinélios em diferentes fácies metamórficas. Observa-se que as bordas das cromitas caem entre a fácies xisto verde e anfíbolito.

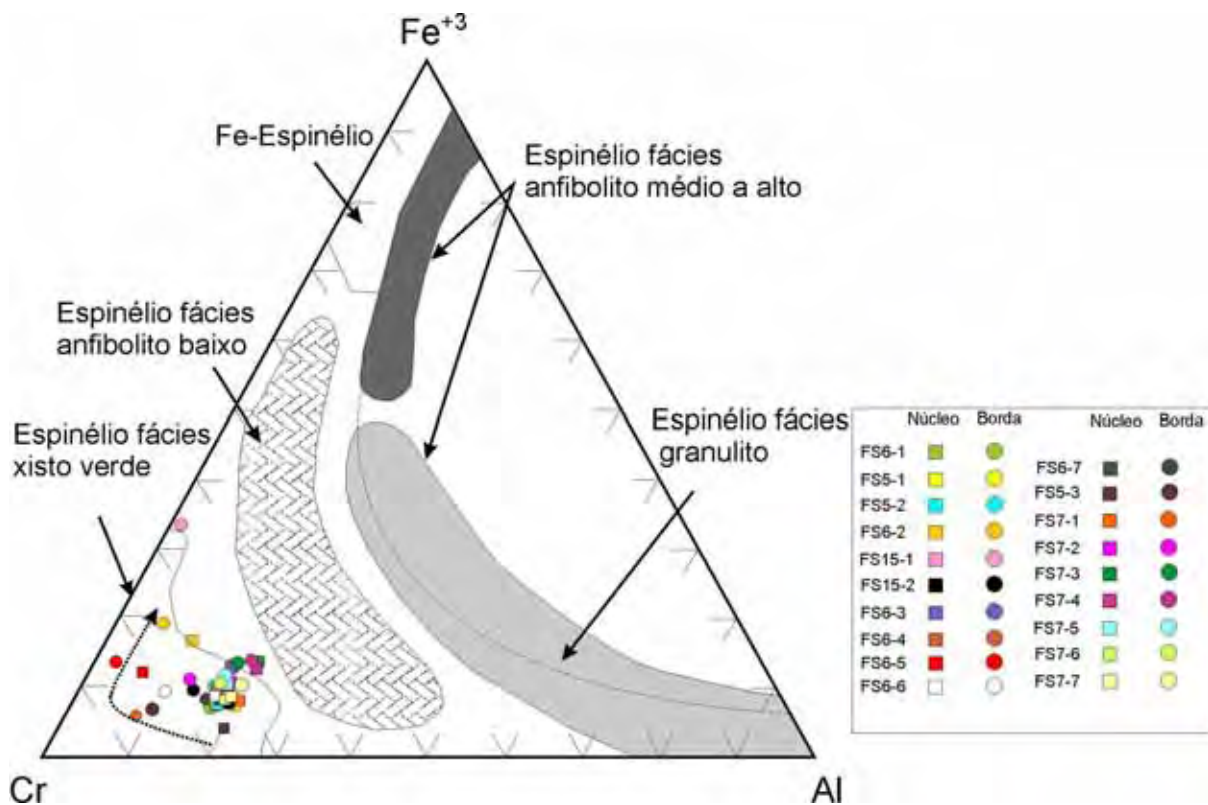


Figura 14. Diagrama ternário $Fe^{+3} - Cr^{+3} - Al^{+3}$, mostrando os campos das diferentes fácies metamórficas para fases de Cr-Espinélio, de Evans e Frost (1975) - modificado de Handy & Lebeda (2011)..

Os processos de difusão dos elementos estão sumarizados na Figura 15, que mostra ilustração esquemática dos processos de alteração das cromitas. Em metamorfismo de baixo grau já se começa o processo de troca de elementos químicos, o enriquecimento de Mn nas bordas dos cristais de cromita é evento comum que pode acontecer em processo de baixo grau metamórfico. Com o aumento do grau metamórfico (fácies xisto verde alto a anfibolito baixo) ocorre a migração de Al, Mg para as bordas dos cristais e em seguida em direção às bordas, além do enriquecimento em ferro, assim se dando a formação de *ferricromita* e de clorita inclusa na mesma, e a saída de Cr formando *kammereritas*. Na matriz tem-se a formação das mesmas com diminutas inclusões de PGM (*menskiyta* e *irarsite*) e Au, por fluídos metamórficos/hidrotermais (Imagem MEV 3 e 4), geralmente preenchendo vênulas na matriz.

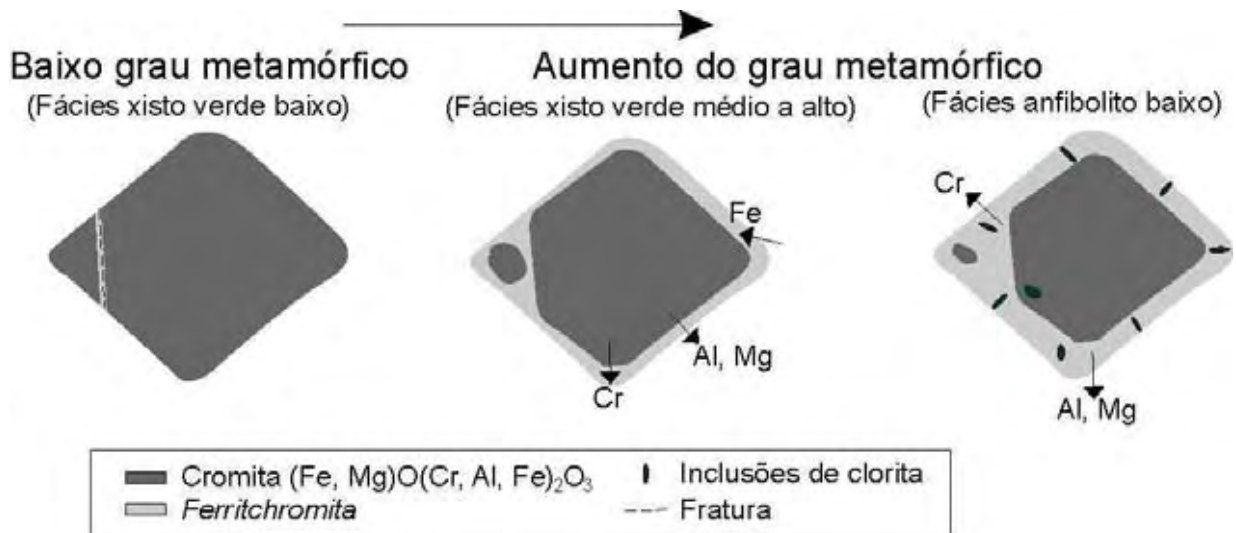


Figura 15. Ilustração esquemática das mudanças químicas que ocorrem nos cristais de cromita durante metamorfismo progressivo. Formação de bordas de *ferrichromita*, e de clorita e kammererita na matriz, podendo ocorrer inclusões dessas nos cristais de cromita.

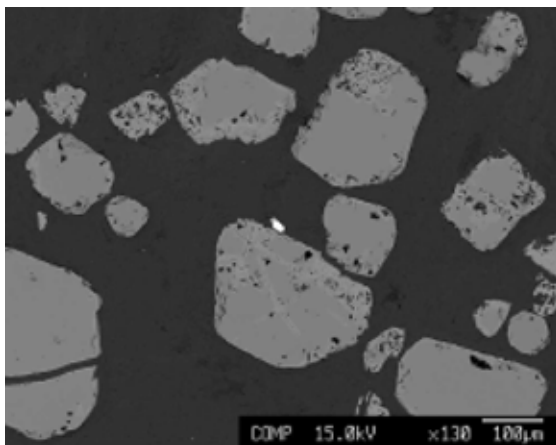


Imagem MEV 3. Cristal de merenskyita, disperso na matriz, próximo à borda de cristal de cromita (Mina da Paca, FS-06).

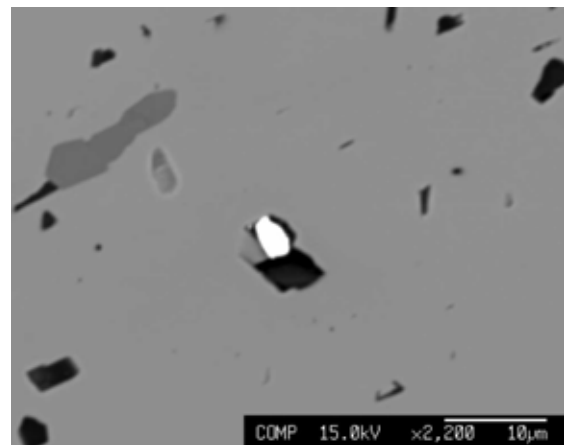


Imagem MEV 4. Ouro livre preenchendo o vazio no cristal de cromita. Acima (à esquerda) pequeno cristal de ilmenita (cinza mais escuro). Mina da Paca, FS-05).

A presença de carbonato na matriz dos cromititos é rara porém é bastante comum nas rochas encaixantes, sendo este mineral um indicador de um enriquecimento em CO₂, nos fluidos de serpentinização. Apresenta-se sob forma de agregados disformes que provavelmente foram remobilizados durante o metamorfismo regional.

A associação mineral que representa um processo de retrometamorfismo é dada por: clorita + actinolita + epidoto ± titanita, associação que foi observada no talco-clorita xisto e no tremolita-actinolita-clorita xisto na área de estudo, podendo

então ser uma evidência de que ocorreu retrometamorfismo gerando nova cloritização e talcificação (ver fotomicrografias das lâminas delgadas). Alguns cristais de clorita e talco se mostram sem deformação, sobrecrecendo sobre a foliação das rochas, evidenciam formação tardia. Esse evento retrometamórfico já em fácies xisto verde baixo foi responsável pela geração de cristais bem formados de epidoto encontrados no talco-clorita xisto e clorita-carbonato-talco xisto

Em um último evento de alteração de cromititos e suas encaixantes, agora por processo exógeno, foram gerados níveis manganesíferos, argilo-minerais, goethita e limonita.

8. CONCLUSÕES

A pesquisa com os corpos de cromitito na região de Alvorada de Minas resultou em inúmeros dados, os quais possibilitaram a caracterização dos depósitos. Estes corpos de cromitito são envelopados por clorita-carbonato-talco xisto e talco-clorita xistos, apresentando contatos bruscos. As rochas encaixantes dos cromititos, são comprovadamente derivadas de rochas ultramáficas, tanto pela associação com depósitos cromitíferos, como pela alteração (talcificação e cloritização) ou ainda pelas texturas reliquiares observadas. Outra evidência da origem ultramáfica é a presença de pseudomorfos fraturados de fase ferromagnesianas (olivina ou piroxênio) no clorita-carbonato-talco xisto.

Os cromititos são compostos basicamente por cristais de cromita (30 a 60%), e compondo a matriz, (15 a 40%) kammererita, (10 a 35%) talco, (5 a 15%) clorita, (2 a 5%) carbonato, (2 a 5%) tremolita-actinolita e traços de rutilo, ilmenita, magnetita e sulfetos (pirita e calcopirita)

Os cristais de cromitas das minas estudadas são caracterizados por granulação fina, raramente excedendo 0,5 mm, apresentam tendência a serem eudrais a subeudrais em meio a matriz silicática (clorita+talco) apresentando frequentemente textura cumulática. Entretanto é comum encontrar-se cristais que apresentam fraturamento, zoneamento, corrosão e inclusões, podendo apresentar textura cataclástica o que indica processo tectono-metamórfico, que geram modificações químicas e físicas nos grãos.

Os núcleos dos cristais zonados preservam composição química próxima a original, com teor de Cr_2O_3 variando de 43-55wt% (média de 47wt%), os valores de FeO de 19-31 wt% (média de 22%) e os de Al_2O_3 e MgO variando de 5-17 wt% e 3-7 wt% respectivamente, a média do teor de TiO_2 de 0,5wt% e o de MnO é 0,8wt%. As análises químicas atestam que os cromititos em questão tem origem estratiforme mostrando alto conteúdo em Ti, além de baixo Al e baixa razão Cr/Fe (média encontrada 1,5), são corpos alóctones associados à falha de empurrão do Grupo Serro e do Complexo Guanhanês a leste até a colisão frontal com o Grupo Espinhaço a oeste, durante o evento metadeformacional que gerou o cinturão orogênico Araçuaí.

Os eventos metamórficos implantados podem ser explicados através da análise química das bordas dos cristais de cromita e matriz silicática, além da

análise das encaixantes. Através desses dados foi proposto um modelo de evolução dos aspectos dos cromititos:

- Processo intrusivo do tipo acamadado correspondente à cromita tipo estratiforme.
- Serpentinização do corpo ultramáfico, com fluidos contendo H₂O e CO₂, formando talco, carbonatos e pouca serpentina.
- Metamorfismo regional de baixo a médio grau, que provocou a saída de Al e Mg dos cristais de cromita, conseqüente formação de cloritas na matriz e enriquecimento das bordas dos cristais em Fe, formando assim *ferricromita*.
- O pico metamórfico atingiu a fácies anfibolito baixo, com saída de Cr dos cristais de cromita e formação de kammererita na matriz.
- Retrometamorfismo atingiu a fácies xisto verde, gerando nova cloritização e talcificação.

Sendo assim pode se concluir que a intrusão ultramáfica é pré-orogênica. Geometricamente as unidades litológicas marcam um cavalgamento decorrente de tectônica colisional heterogênea (ENE- WSW), são orientadas segundo a foliação S_n, onde se desenvolveu intensa *boudinage* conferindo aos corpos de cromititos e xistos formas lenticulares. As feições presentes são típicas de zona de cisalhamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P. & WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brasil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 2006, 149, p. 43-63.

ALMEIDA ABREU, P. A. A.; KNAUER, L.G.; HARTMAN, M.B.; SANTOS, G.G.V. dos; GUIMARÃES, G.G. ABREU, F.R. de; SCHRANK, A. & PFLUG, R. Estratigrafia, faciologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região do Serro e Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paleont., Teil 1, H 5/6*. p. 857-873, 1989.

ALMEIDA ABREU, P. A. A. & PFLUG, R. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont*, v. 1/2 , p. 21-44, 1994.

ALMEIDA, F. F. M. & HASUY, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher, São Paulo, 378p, 1984.

ANGELI, N. & CARVALHO, S.G. Composição química de cromitas em corpos metamáfico/ultramáficos da borda leste do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Geonomos*, Belo Horizonte, 1996, v. 4, n. 1, p. 11-20.

ANGELI, N., & VLACH, S. R. F. Chromite Composition, Metamorphism, and PGM Distribution in Chromitites from the Espinhaço Ridge – Brazil. *Applied Mineralogy, Section Ore Mineralogy*, São Paulo, 2004, p. 849-852.

ANGELI, N.; GARUTTI, G.; ZACCARINI, F.; PROENZA, J.; THALLAMMER, O.; PENHA, U. Chromite Composition and PGE Mineralogy in Chromitite from Serro and Alvorada de Minas Ultramafic Bodies (MG, Brazil): Evidence for a Stratiform Origin. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, XI, São Pedro, 2009. Resumo, Anais, SBGeo, p.102.

ANGELI, N., ZACCARINI, F. , GARUTI, G. , THALHAMMER, O. , PROENZA, J. , & WALSH, L. – 2010 – Platinum group minerals in Brazilian chromitites from Serro, Alvorada de Minas and Pedra Branca: evidence for a stratiform origin. *Applied Mineralogy*, Tillmanns, E. (General Chairman), Budapest, 2010, p.286.

BARNES, S. J. Chromites in Komatiite, I. Magmatic controls on crystallization and composition. *Journal of Petrology*, 1998, n. 39, v. 10, p. 1689-1720.

BARNES, S. J. Chromites in Komatiite, II. Modification during greenschist to mid amphibole facies metamorphism. *Journal of Petrology*, 2000, n. 41, v. 3, p. 387-409.

BLISS, N. W. & MACLEAN, W. H. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, v. 39 p. 973-990.

BONAVIA, F. F., DIELLA, V., FERRARIO, A. Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology*, 1993, 88, p. 198-202.

BRITO NEVES, B. B. de; KAWASHITA, K. ; CORDANI, U. G. & DELHAL, J. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e interpretações. *Rev. Bras. Geoc.* , São Paulo, 1979, n 9. v. 1. p. 71-85.

BUCHER, K. & FREY, M. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 6th Edition. Complete revision of Winkler's textbook. Ed. Springer-Verlag, 1994, 318p.

BUTLER, R. F.; GEHRELS, G. E.; SELEEY, J. B. Paleomagnetism of the Duke Island, Alaska, ultramafic complex revisited. *Journal of Geophysical Research*, 2001, v. 10, n. B9, p. 259-269.

BURKHARD, D. J. M. Accessory chromium spinel: Their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993, v. 57, p. 1297-1306.

CARVALHO, A. de S. *Geologia da Quadrícula Pedro Pereira*. DNPM/CPRM. C. G. Eschewege. Relatório Interno, Diamantina, 1981, 48p.

CAWTHORN, R. G. The platinum and palladium resources of the Bushveld Complex. *South African Journal of Science*, 1999, n. 95, p. 481-489.

CHAPADEIRO, E.; SOARES, L. E.; MAGALHÃES, M. M. J.; PEREIRA, B. A. M.; ROQUE, C. N. & PEREIRA, M. L. S. *Geologia da região de Morro do Pilar – Minas Gerais*. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, 1987, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, 1987. p. 80-103.

COLLEMAN, R. G. *Ophiolites: Minerals and Rocks*. New York, 1977, v.12, 229p.

COOK, S. J. & FLETCHER, W. K. Platinum distribution in soil profiles of the Tulameen ultramafic complex, southern British Columbia. *Journal of Geochemical Exploration*, 1994, v. 51, p. 161-191.

DEPARTAMENTO DE ESTRADAS DE RODAGEM DO ESTADO DE MINAS GERAIS. Mapa Rodoviário. Disponível em: < <http://www.der.mg.gov.br>>. Acesso em 19 julho de 2010.

DICKEY, J. S. A Hypothesis of Origin for Podiform Chromite Deposits. *Geochemistry Cosmochimistry*. 1975. *Acta* 39, p. 1061-1074.

DOSSIN, I. A. ; UHLEIN, A. & DOSSIN, T. M. Geologia da Feixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, 1984, v. 7, p. 3118-3132.

DOSSIN, T. M. Geologia e Geoquímica das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro – MG. Dissertação (Mestrado), UnB, Brasília, 1985, 140 p.

DUKE, J. M. Magmatic segregation deposits of chromite. *Geoscience Canada*, 1983, v. 10, p. 133-143.

EVANS, B. W. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Earth Planet Sci.*, 1977, v.5, p. 397-447.

FOGAÇA, A. C. C. & ALMEIDA ABREU, P. A. A. Depósitos de planície de maré na Formação Sopa-Brumadinho (Proterozóico Inferior), Cordilheira do Espinhaço, Estado de Minas Gerais, Brasil. In: CONG. LATINOAM. DE. GEOL., 5, 1982, Buenos Aires. Actas... Buenos Aires, 1982. v. 2, p. 373-388.

FOGAÇA, A. C. C.; ALMEIDA ABREU, P. A. A. & SCHORSCHER, M. I. Estratigrafia da sequência supracrustal da porção mediana central da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro v. 6, p. 2654-2667.

FROST, B.R. On the stability of sulfides, oxides and native metals in serpentinites. *Journal of Petrology*, 1985, v. 26, p. 31-63.

GROSSI SAD, J.H. Os cinturões serpentiniticos do Brasil Oriental. EM/UFOP, SICEG, Ouro Preto, 1968. Bol. 7, p. 140-153.

GROSSI SAD, J.H. & VAZ DE MELO, M.T.D. Geologia do Distrito do Serro, Minas Gerais, Brasil. Rel. GEOSOL/DNPM, Inédito, Belo Horizonte, 1969, 288p.

HAMDY, M. M. & LEBDA, E. M. Al-Compositional Variation in Ophiolitic Chromitites from the South Eastern Desert of Egypt: Petrogenetic Implications. *Journal of Geology and Mining Research*, 2011. v. 3(9), p. 232-250.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. da C.; SILVA, L. C. da; TROUW, R. A. R.; JANASI, V. de A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (org.) Geologia do Continente Sul - Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Cap. XIII. - São Paulo; Beca. 2004 p.203-234.

HOFFMANN, M. A. & WALKER, D. Textural and chemical variations of olivine and chrome spinel in the East Dover ultramafic bodies, south-central Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, 1978, v. 89, p. 699-710.

HOFFMANN, C. The Archean peraluminous Gouveia Granite. Its structure, geochemistry and phase petrology (Serra do Espinhaço). *N. Jb. Miner*, v. 146. p. 359-371. 1983a.

INDA, H.V.A.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; BRANCO, P.C. de A. & RAMALHO, R. O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. *Geologia do Brasil*, DNPM, Brasília, 1984. Cap. V, p. 193-248.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks of orogenic areas. *Can. J. Earth Sci.*, 1971, v.8, p. 523-548.

KIMBALL, K. L. Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. 1990. *Contr. Mineral. Petrol.*105, p. 337-346.

KNAUER, L.G. Evolução geológica do Pré-Cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Diss. de Mestrado, IG/UNICAMP, Campinas, 1990, 298p.

KNAUER, L.G. & GROSSI SAD, J. H. Geologia do Grupo Serro, Minas Gerais. In: PROJETO ESPINHAÇO, 1994 COMIG/UFMG, Belo Horizonte, p. 138-

KNAUER, L. G. & GROSSI-SAD, J. H. Geologia da Folha Serro. In: GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. & SOARES-FILHO, B. S. (coordenadores e editores). *PROJETO ESPINHAÇO EM CD-ROM (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais, 1997. p. 2057-2316

MUNGAL, J. E. Magmatic Geochemistry of the Platinum Group Elements. In: Mineralogical Association of Canada Short Course 35. Oulu, Finland, 2005. p. 1-34.

NALDRETT, A. J. Magmatic sulfides deposits. 186p. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. 14. Oxford Univ. Press. New York, 1989.

NALDRETT, A. J. ; ASIF, M. ; SCHANDL, E. ; SEARCY, T. ; MORRISON, G. ; BINNEY, P. & MOORE, C. PGE in the Sudbury Ores: Significance with respect to the origin of the different ore zones, and the exploration for footwall ore bodies. *Economic Geology*, 1999, n. 94, v. 2, p. 1114-11130.

PEDROSA-SOARES, A. C. & WIEDEMANN-LEONARDOS C. M. Evolution of Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: *Geotectonic Evolution of South America*, 31 IGC, Rio de Janeiro, 2000.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDEMANN, C. M. & PINTO, C. P. The Araçuaí-West Congo orogen in Brasil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, 2001, 110, p. 307-323.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U. & CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, Belo Horizonte, 2007, v. 15, n.1, p. 1-16.

RAO, C. R. M. & REDDI, G. S. Platinum group metals (PGM); occurrence, use and recent trends in their determination. *Trends in Analytical Chemistry*. 2000, v. 19, n. 9, p. 565-586.

RENGER, F. As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 1972, v. 2, n. 3, p.151-159.

ROACH, T. A.; ROEDER, P. L. & HULBERT, L. J. Compposition of

chromite in the upper chromitite, Muskix layered intrusion, Northwest Territories. The Canadian Mineralogist. 1998, v. 36, p. 117-135.

SAADI, A. A geomorfologia da serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. Geonomos, Belo Horizonte, 1995, v. 3. n. 1. p. 41-63.

SCHOLL, W. U. & FOGAÇA, A. C. C. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina: In. 1º SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 1. , Diamantina. Atas, Diamantina, 1979. Bol. 1, p. 55-73.

SCHORSCHER, H. D.; SANTANA, F. C. POLONIA, J. C. & MOREIRA, J. M. P. Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic Rocks. Int. Symp. Archean and Early Prot. Geol. Evol. and Metal., Salvador, 1982. Guide of Field Trips:46p.

SCHÜMANN, L. W. & VILJOEN, M. J. Platinum-Group Metals. In: The Mineral Resources of South Africa. South Africa, 1998. Sixth Edition, p. 532-568.

STRECKEISEN, A. L. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. Neues Jahrbuch, Mineralogie, Monatshefte, 1976, h. 1, p.1-15.

STRIEDER, A. J., NILSON, A. A. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): II – Cromita primária e suas transformações metamórficas. Rev. Bras. de Geociências, 1992, 22(3), p. 353-362.

THAYER, T. P. Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite gabbro. Geo XIII, U.S. Geol Survey, 1960, p. 247-259.

THAYER, T. P. & JACKSON, E. D. A classification of igneous rocks by their history of crystallization and emplacement. U. S. Geological Survey Prof. Paper, 1972, (800-B), p. B79-B83.

TWISS, R. J. & MOORES, E. M. Structural Geology , 1992, 532p. Ed. W. H. Freeman and Company, USA.

UHLEIN, A. Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos na região do Serro, Minas Gerais. 1982. 189f. Dissertação (Mestrado) - UnB, Brasília.

UHLEIN, A. & DARDENNE, M. A. Estratigrafia e tectônica da região do Serro, borda leste do Espinhaço Meridional. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33º, Anais, Rio de Janeiro, 1984. n. 5. p. 2289-2301.

UHLEIN, A.; DOSSIN, I. A. & CHAVES, M. L. de S.C. Contribuição à geologia estrutural e tectônica das rochas arqueana proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional. In: CONG. BRAS. GEOL. , 34, Goiânia, 1986. v. 5, p. 2282-2301.

ULMER, G. C. Alteration of chromite during serpentinization in the Pennsylvania - Maryland District. American Mineralogist, 1974. v. 59, p. 1236-1241.

WINKLER, H. G. F. Petrogênese das Rochas Metamórficas. 254p. Editora Edgard Blücher Ltda. São Paulo 1977.

ZAPPAROLI, A. de C.; ANGELI, N. & HORN, A. H. Petrografia do depósito de cromita do Morro do Cruzeiro, Serro, Minas Gerais. Simp. Geol. de Minas Gerais, 8º, Anais, Diamantina, 1995. Bol. v.13. p. 141-142.

ZAPPAROLI, A. de C. Os Depósitos de Cromita da Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais: Petrologia, Quimismo e Implicações Genéticas. 2001. 133f. Dissertação (Mestrado) - IGCE, UNESP, Rio Claro.