

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



Reavaliação do potencial metalogénico dos domínios duníticos do sector sul do Maciço de Bragança: Área de Carrazedo - Alimonde

João Miguel Beaumont Horta da Franca

Mestrado em Geologia Económica

Relatório de Estágio orientado por:
Prof. Doutor Mário Abel Carreira Gonçalves
Doutora Maria João de Almeida Farinha Batista

2021

*Se não consegues voar, corre, se não consegues correr, anda, mas como o meu avô dizia:
o que tem que se fazer, faz-se.*

Ao avô Carlos

Agradecimentos

Esta dissertação foi desenvolvida em parceria com o Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), ao qual gostaria de agradecer por ter apoiado a elaboração deste estudo e por todos os recursos disponibilizados durante o decurso deste trabalho. Agradeço também à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e ao Departamento de Geologia por todo o apoio técnico fornecido.

Começo por agradecer ao meu orientador, Professor Doutor Mário Abel Gonçalves, por ter de perto o desenrolar deste estágio, desde a campanha de campo, até aos momentos finais da redacção do relatório. Estou grato por nunca ter baixado os braços e por me ter mantido motivado durante as numerosas adversidades técnico-científicas que se interpuseram à elaboração deste estudo e ao cumprimento dos objectivos pretendidos. Por toda a orientação, esclarecimentos, conselhos, sugestões e correcções. Acima de tudo, muito obrigado por ter acreditado sempre que este navio chegaria eventualmente a bom porto.

Agradeço também à minha coorientadora, Doutora Maria João Baptista por ter acompanhado desde o início o desenrolar deste trabalho. Por ter ajudado a organizar e a tornar possível a campanha de campo realizada nos sectores estudados. E por ter colocado ao meu dispor todos os recursos e materiais necessário para obter e trabalhar todos os dados indispensáveis ao desenvolvimento deste estudo. Não esquecendo a enorme disponibilidade para me ajudar, mesmo desde Angola!

Gostaria de agradecer ao Professor Doutor António Mateus, por ter encontrado disponibilidade para dar a sua opinião e fornecido comentários sobre conteúdos científicos complexos, como sejam a n! fases de deformação que afectaram a região estudada e as consequentes interpretações que podem implicar na geodinâmica do local com a história geológica mais complexa de Portugal.

Não posso deixar de agradecer à Professora Isabel Costa, que me ajudou a compreender a melhor forma de abordar o longo trabalho de petrografia ao microscópio óptico que, de outra forma dificilmente teria ficado concluído com o mesmo rigor.

Quero agradecer à Doutora Cytia Mourão pela produção das lâminas delgadas de forma extremamente célere e com uma qualidade extraordinária. Assim como agradecer ao Doutor Pedro Rodrigues pela constante disponibilidade para discutir cristal-química e estequiometria com um grau de profundidade que poucos conseguem. E pela total disponibilidade e flexibilidade para me ajudar a utilizar a microssonda electrónica.

Um agradecimento especial aos meus grandes amigos Rui, André F., Barata, Jardas e André C. por se terem excedido na ajuda que prestaram na fase final da redacção do documento. Por demonstrado que os verdadeiros amigos estão presentes nos momentos difíceis.

Um enorme obrigado ao Diogo, que até estando no Canadá, se disponibilizou para me ajudar, tirando dúvidas e ajudando na estruturação do enquadramento, para tentar aliviar as minhas dores de cabeça. E à Ana Jesus, por se ter sempre mostrado disponível para me ajudar quando necessitei. Obrigado à Rita por partilhar as minhas queixas nos momentos mais frustrantes deste trabalho. Deixo uma palavra de agradecimento a todos os restantes colegas do meu mestrado por todo o apoio e motivação transmitidos desde o primeiro dia.

Um obrigado muito especial à Inês Gonçalves por nunca ter desistido de me manter motivado e focado no objectivo final e por acreditar em mim como poucos fazem. Agradeço também ao Samuel ao Rodrigo e à Inês R., pela constate preocupação e empenho em manter-me motivado! E claro, aos meus amigos Igreja, Amândio e Pedro por toda a motivação extra que me conseguiram transmitir.

E deixo para o fim o agradecimento mais especial de todos – à minha Mãe e à minha irmã – por me terem apoiado incondicionalmente durante esta etapa difícil da minha vida. Por terem estado disponíveis para ajudar, mesmo considerando que geologia é, para uma um tema difícil, e, para a outra, algo parecido com arqueologia.

Resumo

O Maciço de Bragança é um complexo polimetamórfico e poliorogénico do NE de Portugal. O nível superior do conjunto de mantos carregados que formam o Maciço (Complexo Alóctone Superior - CAS), apresenta o maior grau de deformação e representa uma porção de crosta continental inferior. É constituído por rochas ultramáficas, anfíbolitos e serpentinitos. Estas hospedam mineralizações de cromite, exploradas no passado e estudadas por diversos autores. São caracterizadas por níveis ricos em cromite, parte de uma sequência ultramáfica estratiforme fortemente desmembrada como resultado da deformação. A cromite, a principal fonte primária de Cr, é maioritariamente explorada em depósitos do tipo estratiforme.

Face ao exposto, considerou-se que a reavaliação do potencial metalogénico das unidades peridotíticas do CAS de Bragança é um tema pertinente. Pretende-se com este trabalho reexaminar as mineralizações que ocorrem nas zonas de Alimonde, Conlelas e Carrazedo.

Os dados obtidos revelaram: 1) a existência de níveis muito ricos em cromite (50-80% em volume) associados às rochas ultramáficas; 2) os níveis mineralizados não apresentam continuidade geológica, fruto do desmembramento tectónico; 3) correlação entre a quantidade de olivina do protólito e a intensidade do processo de serpentinização; 4) cromites dos níveis mais ricos (Cumulados Ultramáficos Serpentinizados ricos em Cromite, CUSC) são as menos alteradas, apresentam componente magnésiana forte e #Cr [0.73-0.79] e #Fe [0.36-0.43]; 5) a utilização das cromites dos CUSC como traçador geotectónico revelou-se inconclusiva; 6) correlação positiva entre a abundância relativa dos cristais de cromite e a de cristais de olivina. Cromites disseminadas apresentam enriquecimento em $Fe^{2+/3+}$ e empobrecimento em Cr e Mg; 7) nas amostras estudadas não se registaram evidências de mobilização secundária do Cr.

Os dados obtidos corroboram os de trabalhos anteriores. Todavia, considera-se que a condução de trabalhos complementares em espeical de prospecção geofísica, podem contribuir para uma avaliação mais completa do potencial metalogénico da região.

Palavras-chave: cromite; dunito; serpentinização; Complexo Alóctone Superior; rochas ultramáficas

Abstract

The Bragança Massif represents a polymetamorphic and polyorogenic complex in NE Portugal. The upper unit of the nappe complex that forms this Massif, the Continental Allochthonous Terrane (CAT), represents a portion of the lower continental crust and has the highest degree of deformation. It comprises ultramafic rocks, amphibolites and serpentinites. These rocks host chromite mineralizations that have been exploited in the past and studied by several authors. They are characterized by rich levels of chromite part of a strongly dismembered stratiform ultramafic sequence as result of deformation. Chromite, the main primary source of Cr, is mostly exploited in stratiform-type deposits.

In view of the above, it was considered that the reassessment of the metallogenic potential of the peridotitic units of the Bragança CAT is a relevant issue. The aim of this work is to re-examine the mineralization that occurs in the Alimonde, Conlelas and Carrazedo areas.

The data obtained revealed: 1) existence of rich levels of chromite (50-80% in volume) associated with ultramafic rocks; 2) the mineralized levels do not show geological continuity, due to intense tectonic dismemberment; 3) correlation between the amount of olivine in the protolith and intensity of serpentinization process; 4) chromites present in the richest levels (CUSC) are the least altered, have a high magnesian component and #Cr [0.73-0.79] and #Fe [0.36-0.43]; 5) the use of CUSC chromites as a geotectonic tracer proved to be inconclusive; 6) positive correlation between the relative abundance of chromite crystals to olivine. Disseminated chromites are enriched in $Fe^{2+/3+}$ and depleted in Cr and Mg; 7) there was no evidence of secondary mobilization of Cr.

The data obtained corroborates previous works. However, it is considered that the further studies, with a particular focus on geophysical prospecting, could contribute to a more complete assessment of the metallogenic potential of the region.

Key-words: chromite; dunite; serpentinization; Continental Allochthonous Terrane; ultramafic rocks

Índice:

Agradecimentos	I
Resumo	III
Abstract.....	IV
Índice:	V
Índice de Figuras.....	VIII
Índice de Tabelas	XIV
Lista de Abreviaturas:.....	XVII
1. Introdução.....	1
2. Enquadramento Geológico.....	3
2.1. Estado da arte	3
2.2. Maciço de Bragança	3
2.3. Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM).....	3
2.3.1. Geodinâmica.....	3
2.3.2. Estratigrafia	9
2.4. Complexo Alóctone Superior (CAS).....	11
2.5. Sectores estudados.....	14
2.5.1. Alimonde.....	14
2.5.2. Carrazedo.....	14
2.5.3. Conlelas	14
3. Metodologias.....	15
3.1. Campanha de Campo.....	15
3.2. Processamento Laboratorial	16
3.3. Análise Petrográfica	17
3.4. Química Mineral.....	17
3.5. Difracção de Raios-X	18
4. Caracterização mineralógica e petrográfica	20
4.1. Alimonde.....	20
4.2. Carrazedo.....	24
4.3. Conlelas.....	29
5. Difracção de Raios-X	32
6. Química Mineral.....	35
6.1. Silicatos	35
6.1.1. Anfíbolas cálcicas.....	35
6.1.2. Piroxenas	39

6.1.3.	Plagioclases	41
6.1.4.	Granadas.....	41
6.1.5.	Olivinas	43
6.1.6.	Filossilicatos.....	45
6.1.6.1.	Flogopite	45
6.1.6.3.	Minerais do grupo da serpentina.....	49
6.2.	Óxidos	50
6.2.1.	Espinelas.....	50
6.2.1.1.	Ulvoespinela	50
6.2.1.2.	Magnetite	51
6.2.1.3.	Cromite	52
6.2.2.	Hematite	54
6.3.	Sulfuretos.....	55
6.3.1.	Pentlandite	55
6.4.	Fosfatos	57
6.4.1.	Apatites.....	57
7.	Discussão.....	58
7.1.	Caracterização litológica e mineralógica.....	58
7.2.	Caracterização da mineralização	61
7.3.	Estratégias alternativas para estudar o potencial económico do CAS.....	70
8.	Considerações finais.....	74
9.	Referências	76
10.	Anexos.....	84
10.1.	Anexo 1 – Mapas.....	84
10.2.	Anexo 2 – Padrões analíticos e limites de detecção – microsonda electrónica.....	88
10.2.1.	Silicatos	88
10.2.2.	Óxidos	91
10.2.3.	Sulfuretos.....	91
10.2.4.	Fosfatos	92
10.3.	Anexo 3 – Análises representativas, estatística descritiva e fórmulas estruturais.....	93
10.3.1.	Silicatos	93
	Anfibolas.....	93
	Piroxenas.....	100
	Plagioclases.....	103
	Granadas	104
	Filossilicatos	107

Flogopite	107
Clorite	109
Serpentinas.....	111
10.3.2. Óxidos	112
Espinelas	112
Magnetite	113
Cromite	118
Hematite.....	123
10.3.3. Sulfuretos (Pentlandite).....	124
10.3.4. Fosfatos (Apatite).....	127
10.4. Anexo 4 – Difraccção de Raios-X.....	128
10.4.1. AL1.....	128
10.4.2. AL3.....	129
10.4.3. AL6.....	131
10.4.4. CL1a.....	133
10.4.5. CL4	135
10.4.6. CL9.....	137
10.4.7. CR10.....	138

Índice de Figuras

- Figura 2.1. Ilustração esquemática da distribuição dos Maciços Alóctones da zona ZGTM no NW da Península Ibérica: Cabo Ortegal (CO), Órdenes (O), Bragança (B) e Morais (M). As unidades fundamentais que a constituem são, da base para o topo: o Complexo de Mantos Parautóctones (CMP), Complexo Alóctone Inferior (CAI), Complexo Ofiolítico (CO) e Complexo Alóctone Superior (CAS; 1 e 2). 6: Paleozóico Superior (Ordovícico Médio-Carbonífero); 7: Quartzitos Armoricanos; 8: Paleozóico Inferior (Câmbrico-Ordovícico Inferior); 9: Formação Olho de Sapo; 10: Formação de São João de Ver; 11: Neoproterozoico-Câmbrico; 12: Ortognaisses Pré-Variscos; 13: Pré-Câmbrico policíclico; 14: Granitos hidratados (tardios); 15: Granitos colisionais; 16: Cobertura Cainozoica; 17: Zonas de falha; 18: Zona de carreamento. Adaptado de Mateus *et al.*, 2016..... 4
- Figura 2.2. Representação esquemática da evolução geodinâmica que afectou a Armórica-Ibéria, a Avalónia e os oceanos Rheic e Paleothetys entre os 500 e os 300 Ma. FNT: Microplaca Finisterra; PTFASZ: Zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo; ARM: Placa Armoricana; CO: Complexo Ofiolítico; CAS: Complexo Alóctone Superior. Adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007..... 6
- Figura 2.3. Mapa geológico do Maciço de Bragança. 1: Cobertura sedimentar, maioritariamente detrítica e de Idade Quaternária. CAS - 2: Paragnaisses com boudins (*) eclogíticos.; 3: Granulitos máficos e félsicos HP blastomilonitizados; 4: Complexo máfico/ultramáfico composto por (a) meta-peridotitos, (b) meta-piroxenitos com granada e (c) meta-gabros coroníticos; 5: Peridotitos com granada. CO – 6: Anfibolitos e (*) complexo de diques; 7: Complexo de diques em meta-gabros; Flaser-gabros e (*) cumulados meta-gabroicos; 9: Intrusões meta-peridotíticas e meta-piroxeníticas; 10: Zonas de falha; 11: Zona de carreamento. Adaptado de Mateus *et al.*, 2016..... 9
- Figura 2.4. Corte esquemático do Maciço de Bragança inserido na ZGTM. Adaptado de Catalán *et al.*, 2019..... 10
- Figura 2.5. Esquema da possível geração das rochas que constituem a ZGTM. Pcb: Pré-Câmbrico; Pal: intrusões de rochas hipercalinas; PGr: protólitos de granulitos; Gr: granulitos; PE: paragnaisses com lenticulas de eclogito; E: eclogitos; Gn: granito; OG: ortognaisses; MD: diques máficos; Per: intrusões peridotíticas; Ga: intrusões gabroicas; P: crosta continental entre os oceanos Rheic e Paleothetys; CAS: Complexo Alóctone Superior; CAI: Complexo Alóctone Inferior; CO: Complexo Ofiolítico; Pth: Paleothetys; CMP. Complexo dos Mantos Parautóctones; AUT: Autóctone. Crusta oceânica a preto e sedimentos a ponteados. Adaptado de Marques *et al.*, 1996..... 13
- Figura 3.1. Enquadramento das estações onde foram recolhidas amostras durante a campanha de campo. Para maior detalhe consultar os mapas das figuras 10.1, 10.2 e 10.3 no Anexo 1..... 15
- Figura 3.2. Fotografias tiradas perto da estação 3 do sector de Alimonde; a - galeria de prospecção/exploração abandonada; b - escombreira associada a uma antiga exploração de pequena dimensão ou local de prospecção. 16
- Figura 4.1. Amostras de CUSC; a – amostra colhida na estação 2 do sector de Alimonde, que corresponde na sua totalidade aos níveis ricos em cromites; b – amostra colhida na mesma estação, onde é possível observar um nível rico em cromite sob a forma de uma banda de cristais escuros, numa amostra que corresponde sensivelmente a um dunito serpentinizado. 20
- Figura 4.2. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (CUSC, serpentinitos, websteritos olivínicos, dunitos) que ocorrem na sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Alimonde; a – detalhe da formação de “caudas” de clorite nos bordos de cristais de cromite numa amostra de dunito significativamente serpentinizada (luz transmitida, NX); b – detalhe notável da formação de uma pseudomorfose de clorite (a substituir anfíbola?) bordejada por magnetite numa amostra de dunito significativamente serpentinizada (luz transmitida, NX); c – imagem b em luz reflectida; d – amostra de dunito com uma banda piroxenítica - zona dunítica à esquerda e de

piroxenito à direita (luz transmitida, NX); e – Aspecto particular da forte deformação plástica evidenciada por um cristal de ortopiroxena que apresenta extinção ondulante e clivagem encurvada, inclusa num exemplar de websterito olivínico (luz transmitida, NX); f – amostra de serpentinito (AL8) onde é possível observar algumas das texturas que a serpentina desenvolve nestas rochas: esferulíticas, pseudo-interpenetrativas e mesh – note-se ainda as diferentes texturas desenvolvidas nos veios que cortam a amostra (luz transmitida, NX); 21

Figura 4.3. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (CUSC, serpentinitos, websteritos olivínicos, dunitos) que constituem a sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Alimonde; a - domínio CUSC na amostra AL2a onde os cristais de cromite se encontram abundantemente bordejados por clorite (luz transmitida, NX); b – ocorrência de cristais de cromite com uma disposição alinhada numa amostra de serpentinito (luz transmitida, NX); c – ocorrência de cristais de cromite com uma disposição alinhada numa amostra de serpentinito, note-se também a magnetite que desenvolve uma textura fina nos interstícios da textura “mesh” de serpentina (luz reflectida); d – veio de crisótilo (?) a preencher uma fractura numa amostra de domínio serpentínico. 22

Figura 4.4. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (CUSC, serpentinitos, websteritos olivínicos, dunitos) que constituem a sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Alimonde; Fotografias tiradas com microscópio electrónico, imagens de electrões difundidos – JEOL JXA 8200. a - aspecto geral dos sistemas de microfracturas irregulares transgranulares que afectam os cristais de cromite - note-se o isolamento de pequenas relíquias de cromite ao longo do bordo dos cristais de maior dimensão; b – cristal de cromite onde é possível distinguir o processo de alteração para Fe-cromite nos bordos e nas fracturas do grão, apresentando uma cor cinzenta mais clara. 23

Figura 4.5. Amostra de CUSC (CR3) do sector de Carrazedo. Note-se a diferença na quantidade relativa de cristais de cromite quando comparada com as amostras da Figura 4.1. 24

Figura 4.6. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (dunitos, lherzolitos, websteritos, websteritos olivínicos, serpentinitos, anfíbolitos e CUSC) que constituem a sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Carrazedo. a – inclusões de pentlandite num pequeno cristal de magnetite presente numa rocha serpentínica (luz reflectida); b – magnetite a materializar a linha média dos numerosos veios de serpentina que afectam uma rocha dunítica (luz reflectida); c – rocha dunítica com cristais muito fracturados (à esquerda) e contacto muito bem definido com uma banda piroxenítica (à direita) que se apresenta bastante cominuída, representando provavelmente um corredor de cisalhamento (cataclasito?) (luz transmitida, NX); d – pormenor notável da deformação plástica de um cristal de ortopiroxena - repare-se na extinção ondulante e na clivagem curva apresentados pelo cristal (luz transmitida, NX); e – cristal de ortopiroxena numa amostra de websterito olivínico que conserva uma dimensão considerável apesar dos minerais que o rodeiam se encontrarem muito cominuídos, fruto da acomodação frágil da deformação evidenciada por esses minerais (luz transmitida, NX); f – serpentina bem cristalizada a “invadir” os bordos de um cristal de ortopiroxena numa amostra de websterito (luz transmitida, NX). 26

Figura 4.7. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (dunitos, lherzolitos, websteritos, websteritos olivínicos, serpentinitos, anfíbolitos e CUSC) que constituem a sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Carrazedo. a – ocorrências de epídoto (clinzoisite?) numa amostra de anfíbolito (luz transmitida, NX); b – fotografia da lâmina delgada polida onde é possível observar a textura granonematoblástica inequigranular (com orientação notória) que não é possível observar ao microscópio (escala: fotografia corresponde sensivelmente à área útil de uma lamina delgada polida); c – anfíbolito com granada em luz transmitida, NP; d – amostra de CUSC em luz transmitida, repare-se na ligeira translucidez dos cristais de cromite e na sua cor castanha-avermelhada, denunciando desvio da composição ideal no sentido de maior teor em Fe; e – pormenor

- da forma como uma fractura tardia, agora preenchida por serpentina, se desenvolve de forma transversal aos diferentes minerais, cortando até os cristais de cromite – repare-se que na zona de matriz serpentínica o veio encontra-se substituído por carbonatos, enquanto nas zonas onde cruza os cristais de cromite tal não se verifica (luz transmitida, NX); f – ocorrências de pentlandite na proximidade e fracturas de grãos de cromite numa amostra de CUSC (luz reflectida). 28
- Figura 4.8. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (dunitos, anfibolito com granada e serpentinitos) que ocorrem na sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Conlelas. a – dunito pouco oxidado com olivinas muito fracturadas e processo de serpentinização avançado – grão de cromite bordejado por lamelas de clorite (luz transmitida, NX); b – dunito muito oxidado e com olivinas muito fracturadas e processo de serpentinização avançado – cromite muito fracturada com lamelas de clorite a preencher as sobras de pressão geradas pela intensa deformação (luz transmitida, NX); c – granoblóstos de granada muito fracturada, presentes na amostra de anfibolito CL3 (luz simplesmente transmitida); d – rocha totalmente serpentinizada com uma bastite (no centro da fotografia) (luz transmitida, NX); 29
- Figura 4.9. Características petrográficas evidenciadas pelos dunitos que ocorrem na sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Conlelas. a – textura de serpentina em ampulheta onde é possível observar sucessivos anéis (“rims”), denunciando o carácter polifásico dos episódios de serpentinização (luz transmitida, NX); b – fotografia da lâmina delgada da amostra CL1 onde é possível observar o padrão de fracturação “en echelon” desenvolvido pelas fendas de tracção (escala: fotografia corresponde sensivelmente à área útil de uma lâmina delgada polida); c – exemplo do desenvolvimento de exsoluções de ilmenite em magnetite ou de magnetite em ilmenite numa amostra de anfibolito (imagens de electrões difundidos – JEOL JXA 8200); d – aspecto notável de exsolução (?) num grão de cromite segundo o padrão triangular característico da partição octaédrica típica das espinelass, numa amostra de serpentinito, (imagens de electrões difundidos – JEOL JXA 8200); e – outro exemplo do resultado da intensa deformação acomodada pelas rochas serpentínicas da região, neste caso a subgranulação do cristal de cromite é organizada segundo uma direcção preferencial formando uma cauda (cisalhamento?) (luz reflectida); f – exemplo em que a formação das “caudas” referidas na figura (e) dão lugar à formação de clorite nos interstícios dos pedaços do grão de cromite (luz transmitida, NX). 31
- Figura 5.1. Fotografias tiradas na estação 2 do sector de Alimonde; a – zona de esmagamento de falha preenchida por material desagregado – local onde foi colhida a amostra AL1; b – fractura preenchida pelo material que foi difractado sob a referência AL3. 32
- Figura 5.2. Amostra AL6 observada à Lupa Binocular. É evidente a presença de uma banda rica num cumulado mineral de cristais negros com brilho vítreo/submetálico. A amostra de material difractado foi colhida na banda clara da amostra. a) com ampliação de 6x; b) com aplicação de 30x. 33
- Figura 5.3.; a – fotografia tirada na estação 3 do sector de Conlelas - nível anfibolítico onde foi colhida a amostra CL4 para difracção; b – fotografia tirada na estação 8 do sector de Conlelas - fractura preenchida com material alterado e desagregado que foi recolhido para análise por difracção de raios-X sob a referência CL9. 33
- Figura 5.4. Fotografia tirada na estação 7 do sector de Carrazedo. Boudin anfibolítico que onde foi recolhido o material para difracção por raios-X sob a referência CR10. 34
- Figura 6.1. Diagrama com os limites composicionais das anfíbolos cálcicas com base na abordagem de que segue as recomendações IMA 2012 (Locock, 2014). 38
- Figura 6.2. Diagrama com os limites composicionais das anfíbolos Li-Ca com base na abordagem de que segue as recomendações IMA 2012 (Locock, 2014); D - $\text{o}(\text{LiCa})(\text{Mg}_4\text{Al})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; E - $\text{o}(\text{LiCa})(\text{Mg}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; A - $\text{Na}(\text{LiCa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; B - $\text{Na}(\text{LiCa})(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; C - $\text{Na}(\text{LiCa})(\text{Mg}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ 38

Figura 6.3. Projecção das anfíbulas analisadas nas diferentes litologias. A seta preta representa a direcção de incremento do metassomatismo por anfibolitização.	39
Figura 6.4. Projecção das ortopiroxenas analisadas no anfibolito com granada (a azul) e no DBPS (a vermelho) no diagrama triangular En-Wo-Fs.	40
Figura 6.5. Distribuição relativa dos conteúdos em Ca, Fe ²⁺ e Mg admitidos pelas granadas analisadas: círculos vermelhos – anfibolito com granada; círculos verdes - DBPS; círculos azuis – websteritos olivínicos.	42
Figura 6.6. Projecção das composições das olivinas analisadas para cada litologia estudada – CUSC, dunitos, serpentinitos e websteritos olivínicos. Projectaram-se também os dados dos cromititos e harzburgitos do CAS do Maciço de Bragança e dos peridotitos e troctolitos do UATC do Maciço de Morais analisados por Bridges <i>et al.</i> , 1995. As linhas representam campos de composição média retirados de Bridges <i>et al.</i> , 1995 para as olivinas presentes no: linha verde – Ofiolito de Oman (M.A. Brown, unpub Ph.D. thesis, Open Univ. 1982); linha azul – arco insolar de Acoje (Evans & Hawkins, 1989).	44
Figura 6.7. Projecção que permite testar o carácter dioctaédrico ou trioctaédrico das micas estudadas. Evidenciando que são trioctaédricas.	45
Figura 6.8. Discriminação de micas trioctaédricas de Tischendorf <i>et al.</i> (2007), ilustrando as composições flogopífticas das micas estudadas.	46
Figura 6.9. Lamelas de clorite a bordejar os grãos de cromite; a – numa amostra de dunito; b – numa amostra de serpentinito.	46
Figura 6.10. Projecção do total de catiões divalentes na posição octaédrica (R ²⁺) versus Si ⁴⁺ para as clorites analisadas. Extremos composicionais definidos com base nas composições ideais das fases minerais descritas na legenda acima.	48
Figura 6.11. Nomenclatura e processos de projecção para as composições químicas no prisma multicomponente das espinelas. As bases dos triângulos são definidas pelas espinelas normais e os vértices pelas espinelas inversas; estas últimas podem ser divididas em Fe ²⁺ + Ti e Fe ³⁺ . Retirado de Deer <i>et al.</i> , 2008.	50
Figura 6.12. Projecção do #Cr (Cr/(Cr+Al)) versus #Fe (Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)) das cromites analisadas nas diferentes litologias estudadas. Campos composicionais definidos com base na classificação das espinelas cromíferas de Daniel J. Schulze em Zglinicki, <i>et al.</i> , 2020.	54
Figura 6.13. Fotografia ao microscópio electrónico de uma inclusão de pentlandite num cristal de cromite em uma amostra de DBPS.	55
Figura 6.14. Espectros EDS que representam análise pontuais qualitativas obtidos na microsonda electrónica. a – espectro de pequeno grão de sulfureto previamente identificado como sulfureto com reflectância alta e cor amarela ao microscópio óptico; b – espectro obtido para um pequeno grão de sulfureto previamente identificado como pentlandite ao microscópio óptico. O pico elevado na zona do espectro do Cu sugere que se trata de calcopirite.	56
Figura 7.1. Texturas de serpentina que associadas ao carácter multifásico do processo de serpentinização que afectou as litologias do CAS do Maciço de Bragança. a – textura onde é possível observar sucessivos anéis (“rims”) em redor dos núcleos da malha mesh; b – veio com duas texturas notoriamente distintas, uma primeira, com fibras subperpendiculares às paredes do veio e uma segunda, microcristalina, quase isotropa, que desenha a linha média do veio, sugerindo que se formou numa reactivação posterior da descontinuidade.	58
Figura 7.2. Diagramas ternários dos catiões que caracterizam as principais componentes das granadas. a – análises obtidas para as granadas presentes em: círculos vermelhos – anfibolito com granada; círculos verdes - DBPS; círculos azuis – websteritos olivínicos. b – análises de granadas presentes em granulitos máficos (quadrados) e intermédios (triângulos) (Santos, 1998).	59

Figura 7.3. Porção do sistema Mg_2SiO_4 - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . Linhas cinzentas cheias indicam reacções cotéticas ou peritéticas; traço descontínuo indica linhas de mistura. L1 – apenas precipitação de olivina; L2 – precipitação de olivina e cromite simultaneamente; L3 – precipitação de ortopiroxena. Adaptado de Mungall <i>et al.</i> , 2014 e respectivas referências.	60
Figura 7.4. Representação do desenvolvimento de “high strain fabric” como o que se verifica no CAS de Bragança. As camadas com cores correspondem a unidades competentes (e.g. cromitito ou piroxenito) presentes numa matriz menos competente (e.g. dunítica). Note-se que as unidades do CAS do Maciço de Bragança foram submetidas a, pelo menos, mais três fases de deformação. Adaptado de Bridges, 1992.	61
Figura 7.5. Projecção do #Cr versus #Fe das cromites analisadas nas diferentes litologias estudadas. Campos composicionais definidos com base na classificação das espinelas cromíferas de Daniel J. Schulze em Zglinicki, <i>et al.</i> , 2020.	62
Figura 7.6. Projecção do #Cr versus #Fe das cromites analisadas por: gráfico à esquerda – Figueiredo (1998) onde o eixo das ordenadas começa em 0.5; gráfico à direita – por Mateus & Figueiras (1999a) e referências nele citadas.	63
Figura 7.7. Diagramas ternários que representam a distribuição dos principais catiões que entram na posição octaédrica da estrutura da cromite. a – análises em amostras de CUSC; b – análises em amostras de dunito; c – análises em amostras de websterito olivínico; d – análises em amostras de DBPS; e – análises em amostras de serpentinito.	64
Figura 7.8. Diagrama binário #Cr versus #Fe com análises núcleo-bordo realizadas em grãos de cromite presentes em amostras de DBPS. Losango representa a primeira análise - no núcleo - e a ponta da seta representa a última - o bordo.	65
Figura 7.9. Diagrama binário #Cr versus #Fe com análises núcleo-bordo realizadas em grãos de cromite presentes em amostras de dunito. Losango representa a primeira análise - no núcleo - e a ponta da seta representa a última - o bordo.	66
Figura 7.10. Diagrama binário #Cr versus #Fe com análises núcleo-bordo realizadas em grãos de cromite presentes em amostras de serpentinito. Losango representa a primeira análise - no núcleo - e a ponta da seta representa a última - o bordo.	66
Figura 7.11. Diagramas binários #Cr versus #Fe para os diferentes tipos de ocorrência dos cristais de cromite em diferentes litologias. a – análises em amostras de DBPS; b – análises em amostras de websterito olivínico; c – análises em amostras de dunito; d – análises em amostras de serpentinito.	67
Figura 7.12. Diagrama binário #Cr versus #Mg. Projecção das análises de cromite obtidas para amostras de CUSC (triângulos cor de laranja) e dos campos composicionais típicos de depósitos podiformes (linha a traço descontínuo) e de depósitos estratiformes (campos coloridos). Adaptado de Arai & Ahmed, 2018. Dados dos complexos estratiformes: Wilson (1982), Naldrett <i>et al.</i> (2009), Campbell & Murck (1993), Alapieti <i>et al.</i> (1989) e Yudovskaya <i>et al.</i> (2015).	68
Figura 7.13. Diagrama ternário dos principais catiões trivalentes que entram na posição octaédrica da estrutura da cromite. Dados dos complexos estratiformes como na figura 7.12; as cromites provenientes de depósitos podiformes não alterados costumam inserir-se num campo subparalelo ao eixo Cr-Al com uma espessura variável entre 10 e 20% Fe^{3+}	69
Figura 7.14. Fotografia da região de Alimonde tirada perto da estação 3. Note-se como a vegetação corresponde essencialmente a arbustos rasteiros.	72
Figura 10.1. Mapa da região de Alimonde. 1-8: Local onde foram definidas estações para recolha de amostras e observações.	84
Figura 10.2. Mapa da região de Carrazedo. 1-9: Local onde foram definidas estações para recolha de amostras e observações.	85

Figura 10.3. Mapa da região de Carrazedo. 1-9: Local onde foram definidas estações para recolha de amostras e observações. 86

Índice de Tabelas

Tabela 2.1. Fases de deformação observadas no Maciço de Bragança. Adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 2006.	8
Tabela 3.1. Parâmetros utilizados durante as análises por difracção de raios-X.....	18
Tabela 6.1. Dados da fórmula estrutural média (a.p.f.u.) das anfíbolas analisadas nas diferentes litologias.....	36
Tabela 6.2. Fórmulas estruturais médias das piroxenas analisadas para cada litologia.	40
Tabela 6.3. Amplitude composicional das plagioclases analisadas em óxidos wt%.....	41
Tabela 6.4. Fórmulas estruturais médias das granadas analisadas em cada litologia.....	42
Tabela 6.5. Amplitude composicional das olivinas analisadas para as diferentes litologias em óxidos wt%.	43
Tabela 6.6. Fórmulas estruturais médias e medianas das olivinas analisadas para as diferentes litologias.	44
Tabela 6.7. Amplitude composicional das clorites analisadas nas amostras de serpentinito e de dunito em óxidos w%.	47
Tabela 6.8. Fórmula estrutural média das cromites analisadas em cada litologia.	48
Tabela 6.9. Amplitude composicional das serpentinas analisadas em óxidos wt%.	49
Tabela 6.10. Amplitude composicional das ulvoespinelas analisadas em óxidos wt%.....	50
Tabela 6.11. Amplitude composicional dos principais elementos químicos constituintes das magnetites analisadas. \bar{x} - média aritmética; σ_x - desvio padrão.	51
Tabela 6.12. Fórmulas estruturais médias das magnetites analisadas em cada litologia.....	51
Tabela 6.13. Amplitude composicional das cromites analisadas nas diferentes litologias em óxidos wt%.	52
Tabela 6.14. Fórmulas estruturais médias das cromites analisadas para cada litologia.....	53
Tabela 6.15. Amplitude composicional das hematite analisadas para os principais elementos químicos em óxidos wt%.....	54
Tabela 6.16. Análise quantitativa de um sulfureto quase exclusivamente composto por Fe e Ni.....	56
Tabela 6.17. Amplitude composicional das pentlandites analisadas para as diferentes litologias em óxidos wt%. Note-se que para as pentlandites analisadas na amostra de dunito só foi apresentada a média, uma vez que n=2 e na amostra de serpentinito os valores correspondem apenas a uma análise pontual, uma vez que as restantes análises não se encontravam dentro do erro admitido.	57
Tabela 6.18. Amplitude composicional das hidroxilapatites analisadas em óxidos wt%	57
Tabela 10.1. Coordenadas das estações onde foram realizadas observações e colhidas amostras.....	84
Tabela 10.2. Coordenadas das estações onde foram realizadas observações e colhidas amostras.....	85
Tabela 10.3. Coordenadas das estações onde foram realizadas observações e colhidas amostras.....	86
Tabela 10.4. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Anfíbolas	88
Tabela 10.5. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Plagioclases.	88
Tabela 10.6. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Granadas.....	88
Tabela 10.7. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Anfíbolas.	89
Tabela 10.8. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Flogopites.	89
Tabela 10.9. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Clorites.	90
Tabela 10.10. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Serpentinhas.	90
Tabela 10.11. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Óxidos.....	91
Tabela 10.12. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Sulfuretos.....	91
Tabela 10.13. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Fosfatos.....	92
Tabela 10.14. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfíbolito com Granada (Anf1).....	93

Tabela 10.15. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibolito com Granada (Anf2).....	94
Tabela 10.16. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibolito com Granada (Anf3).....	95
Tabela 10.17. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Websteritos olivínicos.....	96
Tabela 10.18. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinitos.....	97
Tabela 10.19. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS	98
Tabela 10.20. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de CUSC	99
Tabela 10.21. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS	100
Tabela 10.22. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinito	101
Tabela 10.23. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibolito com granada.....	102
Tabela 10.24. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Plagioclases.....	103
Tabela 10.25. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibolito com granada.....	104
Tabela 10.26. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS	105
Tabela 10.27. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Websterito olivínico	106
Tabela 10.28. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS	107
Tabela 10.29. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de CUSC	108
Tabela 10.30. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinito	109
Tabela 10.31. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Durito	110
Tabela 10.32. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentininas	111
Tabela 10.33. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Ulvospinela	112
Tabela 10.34. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS	113
Tabela 10.35. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Dunito	114
Tabela 10.36. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de websterito olivínico.....	115
Tabela 10.37. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinitos.....	116
Tabela 10.38. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibolito com granada.....	117

Tabela 10.39. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinóis.....	118
Tabela 10.40. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS	119
Tabela 10.41. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Dunitos	120
Tabela 10.42. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Websteritos olivínicos.....	121
Tabela 10.43. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de CUSC	122
Tabela 10.44. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Hematite	123
Tabela 10.45 Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS	124
Tabela 10.46. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinó	125
Tabela 10.47. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Dunito	126
Tabela 10.48. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Apatite	127

Lista de Abreviaturas:

Domínios Tectono-estratigráficos e carreamentos

CAI – Complexo Alóctone Inferior	CPVF – Carreamento de Palheiros – Vila Flor
CAS – Complexo Alóctone Superior	MTMT – <i>Main Trás-os-Montes Thrust</i>
CMP – Complexo dos Mantos Paráutoctones	PTFA – Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo
CO – Complexo Ofiolítico	ZCI – Zona Centro Ibérica
CPI – Complexo Parautóctone Inferior	ZGMT – Zona Galiza Trás-os-Montes
CPS – Complexo Parautóctone Superior	ZOM – Zona de Ossa-Morena

Abreviaturas de minerais (segundo Whitney e Evans, 2010)

Chl – clorite	Mag – magnesite
Chr – cromite	Ol – olivina
Ctl – crisótilo	Pl – pentlandite
Ep – epídoto	Sp – esfalerite
Grt – granada	Srp – serpentina
Ilm – ilmenite	

Unidades

<i>a.p.f.u.</i> – átomos por fórmula unitária	Ma – milhões de anos
HP – <i>high pressure</i>	P-T – pressão-temperatura
HT – <i>high temperature</i>	P-T-t – pressão-temperatura-tempo

Outros

#Cr – $(Cr/(Cr + Al))$	EUA – Estados Unidos da América
#Fe – $(Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg))$	IMA – International Mineralogical Association
CUSC – cumulos ultramáficos serpentinizados ricos em cromite	IMB – Intrusão Máfica Bandada
DBPS - dunito com banda piroxenítica serpentinizado	NX – nicóis cruzados
EDS – espectrómetro de dispersão de energias	WDS – espectrómetros de dispersão de comprimentos de onda
EGP – elementos do grupo da platina	fO_2 – fugacidade de oxigénio
EU – União Europeia	fS_2 – fugacidade de enxofre

1. Introdução

Os complexos polimetamórficos de Bragança e de Morais, localizados no Nordeste Transmontano de Portugal, representam a maior extensão de afloramentos de rochas peridotíticas metamorfizadas encontradas neste país. Estes complexos foram submetidos a múltiplas fases de deformação, resultado de uma evolução tectónica que envolveu um ciclo Pré-câmbrico e outro Paleozóico (Varisco) e que levou ao desmembramento das formações que os constituem, em particular do Complexo Alóctone Superior (CAS) – o manto de carreamento que representa o nível superior do conjunto de mantos carreados que constitui o Maciço de Bragança. Vários trabalhos procuraram estudar e caracterizar as mineralizações de cromite hospedadas nesta unidade (*e.g.* Coteló Neiva, 1947; 1948; Bridges, 1992; Figueiredo, 1998), complementados por trabalhos de prospecção empreendidos pelo Serviço de Fomento Mineiro (Pires, 1998), Instituto Geológico e Mineiro (Oliveira e Santana, 2007) e várias empresas mineiras. Acrescem diversos estudos de natureza tectónica que caracterizam detalhadamente as diferentes fases e regimes de deformação que afectaram esta unidade (*e.g.* Marques, 1994). O CAS compreende como principais litótipos: granulitos, paragnaisses, peridotitos, piroxenitos, gabros, eclogitos e anfibolitos. Para certos autores (*e.g.* Marques *et al.*, 1996), o carácter singular desta unidade confere-lhe uma relevância crítica para a compreensão da evolução geodinâmica pré-Varisca e Varisca da placa Euroasiática.

Os peridotitos presentes no CAS, em conjunto com gabros e piroxenitos, correspondem a corpos máficos bandados que se terão formado e reequilibrado em condições típicas da crosta continental inferior e que intruem granulitos e paragnaisses pré-deformados (Marques, 1994, Marques *et al.*, 1996). Estes registam metamorfismo prógrado até à fácies granulítica e foram posteriormente retrometamorfizados de forma heterogénea em condições da fácies anfibolítica, durante eventos de blastomilonitização Variscos. Estas rochas registaram eventos de serpentinização (*e.g.* Figueiredo, 1998), que, em certas situações, levaram à substituição completa do protólito por minerais do grupo da serpentina. Este processo de hidratação levou à geração de clorites ricas em crómio (nos litótipos onde havia disponibilidade local de alumínio) e de quantidades significativas de magnetite. Neste contexto, as cromites ocorrem com frequência nestas rochas, quer de forma disseminada, em rochas harzburgíticas e duníticas, quer em cumulos ultramáficos que chegam a apresentar > 60% cromite.

A cromite é uma *commodity* mineral que actualmente representa a principal fonte primária de crómio, metal imprescindível à sociedade e que é utilizado em numerosas aplicações, em particular para conferir carácter inoxidável a ligas de aço. Os contextos geológicos em que ocorrem minérios de crómio são razoavelmente bem conhecidos e estão maioritariamente associados a depósitos do tipo estratiforme, vulgarmente conhecidos por Intrusões Máficas Bandadas - IMB (*e.g.* Complexo de Bushveld). A produção mundial, tal como os recursos conhecidos, restringe-se essencialmente à África do Sul e ao Cazaquistão. Estes recursos correspondem a aproximadamente 12 mil milhões de toneladas de minério de crómio (45% Cr₂O₃), sendo, à partida, suficientes para satisfazerem o consumo a nível mundial durante algumas décadas (European Commission, 2017, ICDA, 2011, USGS, 2018). Não obstante, actualmente as grandes potências mundiais – EUA, UE e China, que correspondem aos maiores consumidores de aço inoxidável – praticamente não possuem produção primária, estando muito dependentes da importação. Assim, o investimento em prospecção e pesquisa para Cr pode concorrer para o alívio da dependência das importações e para assegurar o abastecimento deste metal para as gerações vindouras.

O potencial para a exploração de Cr na região do Maciço de Bragança já havia sido reconhecido (*e.g.* Coteló Neiva, 1948) e existiram diversas explorações de pequena dimensão, até ao final dos anos da década de 1950. No entanto, estas acabaram por ser abandonadas e não existe actualmente nenhuma

exploração desta natureza em Portugal. No passado, diversos estudos (*e.g.* Bridges, 1995) atribuíam uma origem oceânica, do tipo podiforme (também denominado: tipo alpino), às rochas ultramáficas ricas em cromite que ocorrem nesta região. No entanto, dados recentes sugerem que estas têm uma origem continental infracrustal, do tipo estratiforme, defendendo que não se observa um corpo contínuo devido ao intenso desmembramento tectónico. A verificar-se, a zona torna-se relativamente mais interessante do ponto de vista económico, uma vez que esta tipologia é tipicamente mais rentável para exploração de metais como o Cr e EGP. Assim, por todas as razões anteriormente referidas, considerou-se que a reavaliação do potencial metalogénico do CAS do Maciço de Bragança era um tema relevante e actual, que pode contribuir de forma substancial para o incremento do conhecimento geológico da região. Pretende-se com este trabalho reexaminar as mineralizações de cromite que ocorrem nas zonas de Alimonde, Conlelas e Carrazedo. Para tal, considerou-se essencial proceder a uma caracterização mineralógica das litologias aflorantes e estudar os processos de anfibolitização e de serpentinização sobreimpostos. Acresce referir que, contrariamente ao que se pensava, é hoje reconhecido que fluidos aquosos com determinadas características podem intervir na mobilização do Cr e até de elementos do grupo da Platina (EGP) (*e.g.* Figueiredo, 1998, Huang *et al.*, 2019 e respectivas referências). À luz destes novos dados, considera-se pertinente tentar determinar se existiram condições para a eventual remobilização e concentração deste elemento.

Importa notar que constava nos objectivos deste estudo proceder à medição da susceptibilidade magnética e da radiometria das litologias identificadas, para tentar encontrar padrões que discriminassem a ocorrência dos metadunitos, uma das principais litologias a albergar mineralizações de Cr na região. No entanto, dificuldades na operação dos equipamentos, apenas superadas no fim da campanha de campo, optou-se por abandonar esta abordagem. Adicionalmente, estava previsto tentar obter dados analíticos de EGP para amostras deste trabalho. Contudo, constrangimentos de suporte financeiro impossibilitaram a prossecução desta vertente.

2. Enquadramento Geológico

2.1. Estado da arte

O Maciço de Bragança foi alvo de diversas explorações de pequena dimensão até 1950 e ainda hoje é possível encontrar galerias e poços destes trabalhos na região.

Os mapas geológicos mais antigos do Maciço de Bragança remontam ao século XIX e foram levados a cabo por Nery Delgado. Mais tarde, em 1948, Coteló Neiva apresentou a primeira carta geológica à escala 1:50 000. Dezoito anos depois, Ribeiro *et al.*, (1966) apresentaram um esboço geológico de Trás-os-Montes Oriental, à escala 1:500 000, onde foram identificadas litologias mais específicas dos complexos alóctones. Seguiram-se, entre outros, Anthonioz (1970, 1972), Ribeiro (1974), Meireles (2000a, 2013) e Pereira (2000, 2006). Cartografia mais detalhada, à escala 1:25 000, foi levada a cabo por Marques (1994) num trabalho de cariz tectónico extremamente pormenorizado.

Foram igualmente conduzidos diversos estudos de carácter petrográfico, mineralógico e geoquímico (*e.g.* Iglésias *et al.*, 1983, Farias *et al.*, 1987, Munhá & Marques 1987, 1988, Dallmeyer *et al.*, 1991, Santos, 1998, Mateus & Figueiras 1999a, Mateus & Figueiras 1999b, Mateus *et al.*, 2016), com o objectivo de identificar, caracterizar e datar litologias. Estes visavam igualmente ajudar a compreender os processos que geraram e afectaram a Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), considerando que a sua história tectonometamórfica ainda está longe de ser consensual. Vários trabalhos procuram ainda estudar as mineralizações presentes no Maciço, em particular as cromíferas, e de elementos do grupo da platina (EGP), destacando-se os trabalhos conduzidos por Coteló Neiva na década de 1940, Prichard *et al.*, 1991, Bridges, 1992, Figueiredo 1998 e Oliveira *et al.*, 2009.

2.2. Maciço de Bragança

O Maciço de Bragança (também conhecido por Complexo dos Mantos de Carreamento de Bragança ou por Complexo de Bragança) localiza-se no NW da Península Ibérica, NE de Portugal (Figura 2.1) e integra o conjunto de unidades polimetamórficas do sector oriental do segmento Ibérico do Orógeno Varisco. Este conjunto constitui o domínio alóctone da ZGTM, que inclui os maciços de Bragança, Morais, Órdenes, Cabo Ortegal e Arco de Malpica-Tuy. O domínio alóctone, constituído por três unidades principais, assenta sobre o Complexo dos Mantos Parautóctones (CMP) e em conjunto, formam a ZGTM (Ribeiro, 1990), uma sequência de mantos carreados que se sobrepõe às unidades autóctones da Zona Centro Ibérica (ZCI) através do grande Carreamento Galiza Trás-os-Montes (*Main Trás-os-Montes Thrust* – MTMT) (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1990; Matte 1991; Marques *et al.*, 1996; Figueiredo, 1998; Martínez Catalán *et al.*, 2002, 2019; Rodrigues *et al.*, 2003, 2013; Oliveira & Santana, 2007; Meireles, 2011, 2018; Ribeiro, 2013; Mateus *et al.*, 2016).

2.3. Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM)

2.3.1. Geodinâmica

Originalmente classificada como uma subzona da ZCI, a Zona Galiza-Trás-os-Montes (Figura 2.1) foi definida como unidade geotectónica independente por Farias *et al.*, (1987) e Arenas *et al.*, (1988), atendendo às características estruturais e estratigráficas próprias que a qualificam, em particular o carácter alóctone e isógradas metamórficas invertidas (Farias *et al.*, 1987). Apesar do significado geodinâmico das rochas de alto grau metamórfico dos Maciços do NW Ibérico não ser consensual, é actualmente aceite que o empilhamento tectónico, separado por três carreamentos principais, é composto, da base para o topo, por: (i) Complexo de Mantos Parautóctones (CMP); (ii) Complexo

Alóctone Inferior (CAI); (iii) Complexo Ofiolítico (CO) e (iv) Complexo Alóctone Superior (CAS) (Iglésias *et al.*, 1983; Ribeiro *et al.*, 1990a; Mateus *et al.*, 2016).

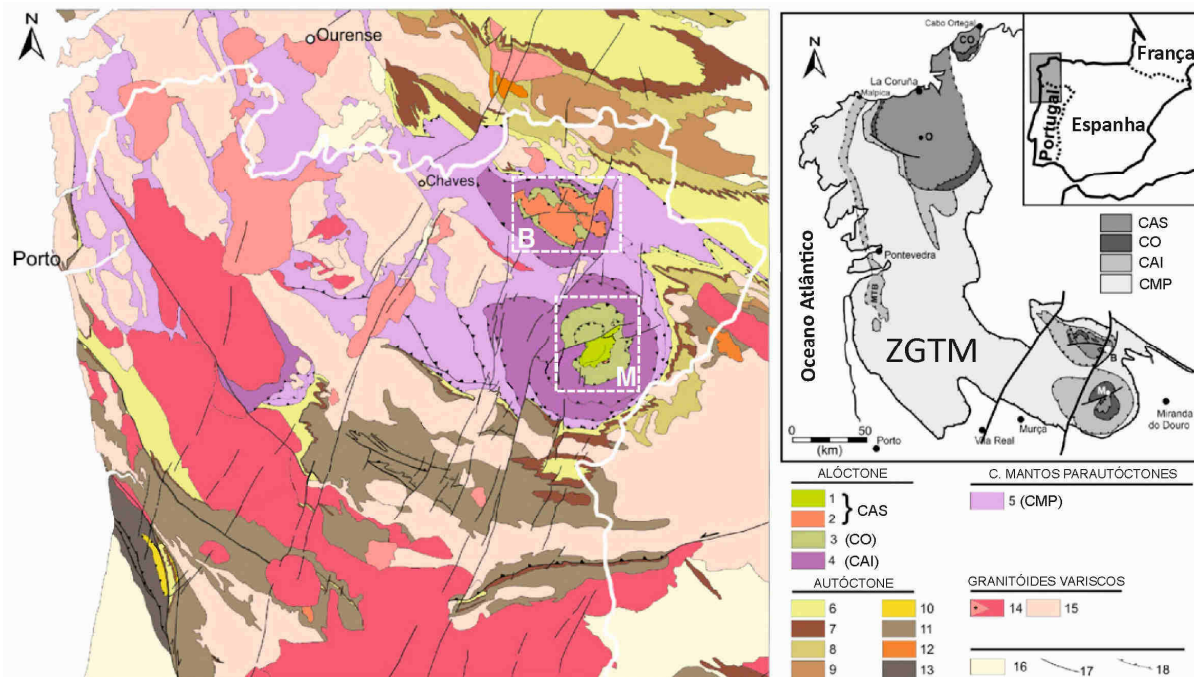


Figura 2.1. Ilustração esquemática da distribuição dos Maciços Alóctones da zona ZGTM no NW da Península Ibérica: Cabo Ortegal (CO), Órdenes (O), Bragança (B) e Morais (M). As unidades fundamentais que a constituem são, da base para o topo: o Complexo de Mantos Parautóctones (CMP), Complexo Alóctone Inferior (CAI), Complexo Ofiolítico (CO) e Complexo Alóctone Superior (CAS; 1 e 2). 6: Paleozóico Superior (Ordovício Médio-Carbonífero); 7: Quartzitos Armorianos; 8: Paleozóico Inferior (Câmbrio-Ordovício Inferior); 9: Formação Olho de Sapo; 10: Formação de São João de Ver; 11: Neoproterozoico-Câmbrio; 12: Ortognaisses Pré-Variscos; 13: Pré-Câmbrio policíclico; 14: Granitos hidratados (tardios); 15: Granitos colisionais; 16: Cobertura Cainozoica; 17: Zonas de falha; 18: Zona de carreamento. Adaptado de Mateus *et al.*, 2016.

A evolução tectonoestrutural da ZGTM é complexa, em particular a registada pelos mantos alóctones superiores. Apesar de algumas modelos conceptuais já terem sido descartadas, face aos dados mais recentes, ainda existe divergência de opiniões sobre a causa do episódio metamórfico de alta pressão e temperatura (HP/HT) registado no CAS e, conseqüentemente, sobre o passado tectonometamórfico destas rochas, persistindo três modelos fundamentais (Ribeiro *et al.*, 2006): i) policíclico – Cadomiano e Varisco, poliorogénico e polimetamórfico (*e.g.* Ries e Shackleton, 1971; Ribeiro *et al.*, 1990, 2007; Marques *et al.*, 1996, Santos *et al.*, 1997); ii) monocíclico – Varisco, poliorogénico e polimetamórfico (*e.g.* Abati *et al.*, 1999; Marcos e Farias 2002; Fernández Soárez, *et al.*, 2002); iii) monocíclico – Varisco, monorogénico e polifásico (*e.g.* Santos Zalduegui *et al.*, 1996; Ordeñez Casado *et al.*, 2002). Note-se que existem outras características importantes que fundamentam as várias interpretações alternativas, as quais não são aqui tratadas pois extravasam o âmbito deste trabalho. Neste relatório será privilegiada a interpretação defendida em Ribeiro *et al.*, 2007, onde a existência de um oceano efémero – *Paleoethetys* – é considerada. Note-se que esta interpretação favorece a possibilidade de os principais eventos geológicos Variscos terem obliterado de forma significativa os testemunhos de um ciclo Cadomiano (e pré-Cadomiano?) que afectou estas rochas (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2006, 2007).

O processo evolutivo da ZGTM ter-se-á iniciado com a abertura do oceano *Rheic* (Figura 2.2) há aproximadamente 500 Ma, que levou à separação entre a Avalónia e a Armórica/Ibéria (Ribeiro *et al.*, 2007). Nesta fase, o regime distensivo registado, terá favorecido a geração de magmatismo bimodal no autóctone Armórica/Ibéria, contemporâneo da fase Sarda (Romão e Ribeiro, 1993; Romão *et al.*, 2005). Este evento também se encontra registado no CAS do NW Ibérico, materializado, no Maciço de

Bragança, por intrusões máficas-ultramáficas bandadas com *ca.* 480-500 Ma (Fernández-Suárez *et al.*, 2002; Marques, 1994; Mateus *et al.*, 2016). Note-se ainda que o percurso P-T-t¹ das rochas de alta pressão que constituem o CAS e o que caracteriza os meta-gabros que as intruem é claramente distinto (*e.g.* Marques, 1994).

As rochas metamórficas de alta pressão do CAS (granulitos, eclogitos e paragneisses, 15-30 kbar) registam um percurso metamórfico longo, preservando alguns dos efeitos de fases de deformação anteriores à instalação das rochas gabróicas. Por outro lado, os meta-gabros exibem percurso metamórfico relativamente simples, com arrefecimento isobárico lento em torno de 8 kbar (Marques *et al.*, 1996; Ribeiro *et al.*, 2007; Mateus *et al.*, 2016). Vários estudos sugerem que a anomalia térmica provocada pela instalação destas intrusões (*ca.* 480-500 Ma) se terá dado em profundidade a temperaturas suficientemente altas para permitir a abertura do sistema U-Pb e assim permitir o *resetting* geocronológico do soco Cadomiano. Esta anomalia térmica terá ainda favorecido o subsequente descolamento mecânico, próximo da transição manto-crosta, que viria a possibilitar a obducção do CAS (Ribeiro *et al.*, 2007; Mateus *et al.*, 2016). Mais tarde, durante a orogenia Varisca, este conjunto terá sido sujeito a forte retrabalhamento tectónico, com exumação e retrogradação na fácies anfibolítica/granulítica (Marques, 1994; Mateus *et al.*, 2016).

Na transição entre o Ordovícico e o Silúrico terá ocorrido a separação entre a Armórica e a Ibéria (Figura 2.2), induzida pela formação de uma bacia de arco insular efémera – *Paleoethetys*, possivelmente resultante da subducção da margem SE do oceano *Rheic*. Este processo foi também responsável pela geração da falha transformante direita Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (PTFA), estrutura de importância fulcral, que define o limite entre a Armórica e a microplaca Finisterra. Este oceano justifica as sequências ofiolíticas obductadas entre o CAI e o CAS (Ribeiro *et al.*, 2007).

Entre o Silúrico e o Devónico, de forma aproximadamente contemporânea, o *Rheic* e o *Paleoethetys* terão começado a fechar (Figura 2.2) (Ribeiro *et al.*, 2007). Posteriormente, entre os 390 e os 370 Ma, iniciou-se o processo de colisão continental entre as placas Ibérica-Aquitina, Armórica e Avalónia, levando porções de crosta oceânica (do *Paleoethetys*) a obductar, em conjunto com porções de crosta continental da placa Armoricana (Ribeiro *et al.*, 2007; Mateus *et al.*, 2016). Note-se que a idade da crosta oceânica obductada rondará os 400 Ma, registando efeitos de metamorfismo de pressão intermédia nos 30 Ma subsequentes (*e.g.* Marques, 1994, Marques *et al.*, 1996, Pin *et al.*, 2000, 2005, Ribeiro *et al.*, 2007). Estes dados, aliados à presença de uma unidade com isógradas metamórficas invertidas abaixo das sequências ofiolíticas (Ferreira, 1965; Ribeiro, 1967 em Ribeiro *et al.*, 2007), sugerem obducção a quente sobre o CMP, precedendo a obducção do CAS. Estas condições terão induzido à recristalização do complexo ofiolítico na fácies anfibolítica/granulítica.

Por fim, com o espessamento/soterramento do CAS ocorreu recristalização metamórfica em condições transicionais entre a fácies dos xistos azuis e a eclogítica (Ribeiro, 1976, 1988; Munhá *et al.*, 1984; Ibarguchi *et al.*, 1989). No decorrer da orogenia Varisca, o complexo de mantos imbricados foi sujeito a várias fases de deformação que apresentam expressões distintas nas diferentes unidades.

Em suma, este modelo interpretativo defende uma evolução policíclica, Cadomiana e Varisca, e polimetamórfica. O episódio metamórfico HP/HT que afectou as rochas do CAS terá resultado da subducção, em ambiente de arco vulcânico, durante o ciclo Cadomiano (eventualmente, pré-Cadomiano). O regime distensivo que levou à abertura do *Rheic* terá gerado magmatismo bimodal na placa Armoricana/Ibéria, responsável pela instalação de intrusões gabróicas no complexo que hoje se observa no CAS da ZGTM. O oceano *Paleoethetys*, que separou a Armórica da Ibéria, corresponderá à

¹ Percurso pressão - temperatura - tempo, frequentemente utilizado na caracterização de eventos de metamorfismo.

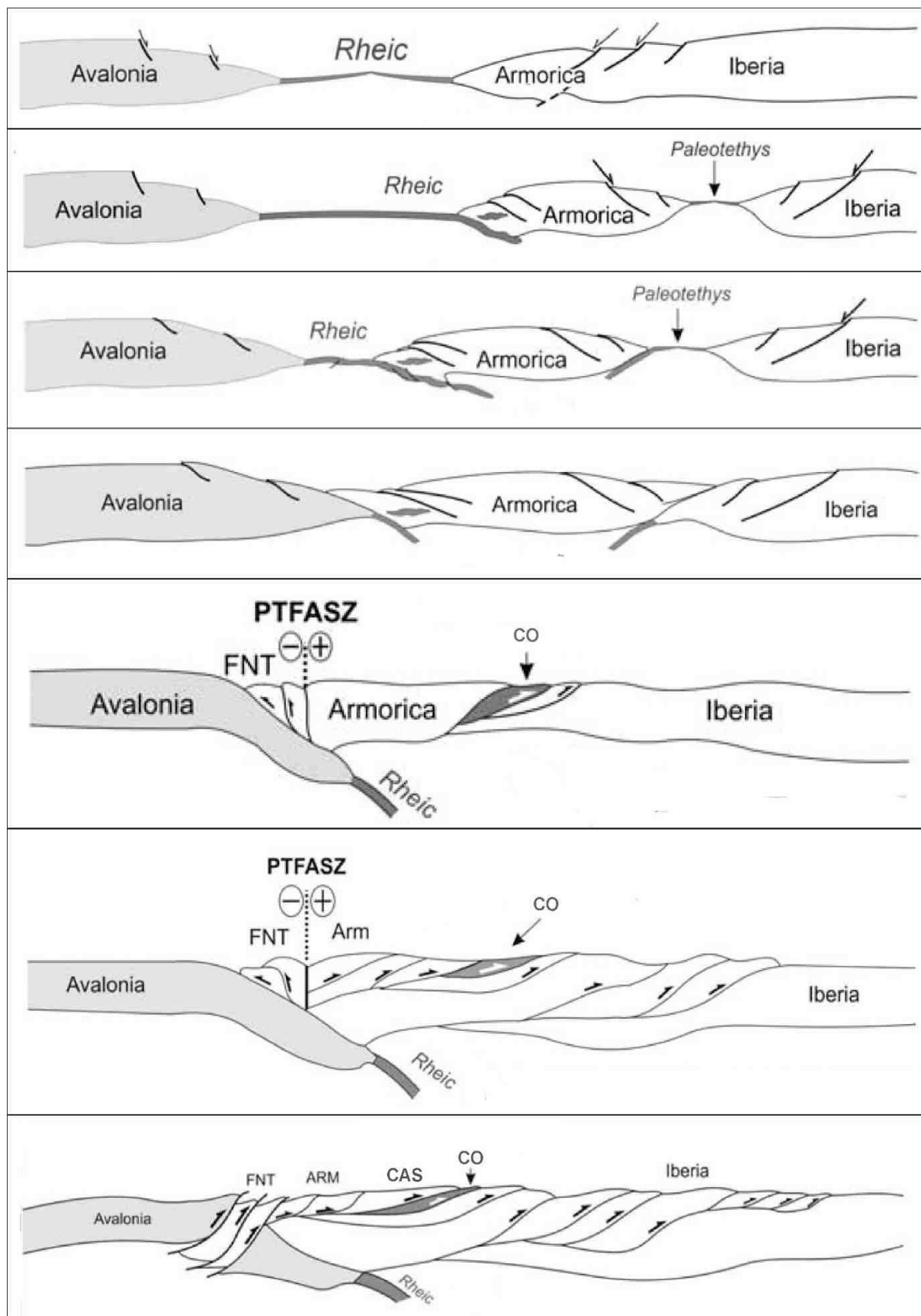


Figura 2.2. Representação esquemática da evolução geodinâmica que afectou a Armórica-Ibéria, a Avalónia e os oceanos Rheic e Paleotethys entre os 500 e os 300 Ma. FNT: Microplaca Finisterra; PTFASZ: Zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo; ARM: Placa Armoricana; CO: Complexo Ofiolítico; CAS: Complexo Alóctone Superior. Adaptado de Ribeiro et al., 2007.

raíz das sequências ofiolíticas obductadas, constituintes da unidade CO. Após o fecho dos oceanos, o processo de colisão continental levou ao empilhamento de mantos de crosta oceânica e continental, formando um complexo de mantos imbricados. Finalmente, a deformação associada à orogenia Varisca, terá concorrido para a obliteração significativa das estruturas Cadomianas (pré-Cadomianas?) presentes nestas rochas.

O CAS preserva evidências de evolução tectonometamórfica mais complexa que as restantes unidades, sendo possível observar estruturas que não têm expressão ao nível dos complexos subjacentes. Tal como anteriormente referido, o passado tectonometamórfico destas rochas ainda não é consensual. De seguida serão enumeradas as principais fases de deformação Variscas segundo Marques *et al.*, 1996, que são compagináveis com o modelo anteriormente referido. Ademais, este artigo representa o corolário do trabalho de cariz essencialmente tectónico realizado por Marques em 1994, que inclui um levantamento completo e exaustivo e subsequente interpretação das estruturas existentes na região, onde o autor identificou oito fases de deformação. Em 1996, os autores consideraram a ocorrência de cinco fases de deformação caracterizáveis principais, um episódio deformacional menor entre D₁ e D₂, um episódio magmático intrusivo pós-D₂ e episódios deformacionais e de fracturação pós-D₅ que, de uma forma sucinta, correspondem a:

- (i) **D₁**: Presente em granulitos, eclogitos e paragneisses, pode ser inferida pela ocorrência de granadas com inclusões de esfena, ilmenite e rútilo em textura “bola de neve” indicando evolução não coaxial num percurso prógrado (Munhá e Ribeiro, 1986 em Marques *et al.*, 1996). A foliação e bandado metamórfico que se desenvolveram durante D₁, resultaram de recristalização pós-cinemática na fácies granulítica – HP/HT. No Maciço de Bragança, as estruturas D₁ podem ser observadas em nódulos eclogíticos, que se apresentam pouco afectados pela blastomilonitização induzida pelo processo de retrogradação.
- (ii) **D₂**: Maioritariamente preservada em granulitos do tipo I da unidade de Cabrões e apenas localmente em gnaisses diopsídicos, corresponde a blastomilonitização generalizada, também na fácies granulítica, ainda que a baixa pressão e temperatura, uma vez que os cristais de granada e de piroxena se encontram em equilíbrio parcial imersos em matriz resultante de recristalização dinâmica. Geram-se dobras de eixo curvo com charneiras paralelas à lineação de estiramento mineral, de direcção geral E-W e vergência para W. D₂ é pervasiva e penetrativa, *i.e.*, afecta praticamente todas as rochas de forma igual e a todas as escalas.
- (iii) **Episódio magmático intrusivo**: Instalação de intrusões máficas/ultramáficas bandadas com extensões quilométricas (granulitos tipo 2) em crosta granulítica deformada. Este episódio terá ocorrido entre D₂ e D₃ porque: (i) D₂ não afecta as intrusões; (ii) os granulitos do tipo 2 registam percurso metamórfico simples e isobárico, contrariamente ao documentado para a rocha encaixante granulítica; (iii) o bandado magmático das intrusões encontra-se dobrado por D₃, assim como a foliação milonítica observada nas rochas encaixantes. Estes aspectos levam assim a concluir que os granulitos tipo I e a foliação milonítica são anteriores a D₃.
- (iv) **D₃**: As estruturas de D₃ são as primeiras a afectar as rochas ígneas intrusivas. A deformação desta fase é muito heterogénea porque afecta litologias com comportamentos reológicos muito distintos. Formam-se dobras que afectam a foliação herdada da fase anterior, o bandado magmático e, mais raramente, o bandado metamórfico. A geometria das dobras depende da competência mecânica de cada litologia, variando desde charneiras perpendiculares, até paralelas à lineação de estiramento mineral, consistindo, geralmente, em dobras em bainha. Estas dobras são geralmente acompanhadas por clivagem de plano axial ou em leque, ou por foliação milonítica de plano axial. Desenvolvem-se também zonas de cisalhamento conjugadas em condições P-T típicas de fácies anfíbolítica.

- (v) **D₄**: Corresponde sensivelmente à fase D₁ da orogenia Varisca. É marcada por deformação com carácter geralmente dúctil e acompanhada por metamorfismo na fácies anfibolítica. Gerou dobras com ordem de dobramento milimétrico a decamétrico que afectam, de forma geral, a foliação, clivagem, bandado magmático e bandado metamórfico gerados em D₂ e D₃. Tal como na fase anterior, a geometria das dobras geradas, depende largamente do comportamento mecânico das diferentes rochas, apresentando charneiras que variam entre perpendiculares a paralelas à lineação de estiramento mineral. Não obstante a variabilidade verificada, correspondem geralmente a dobras em baínha, acompanhadas por clivagem de plano axial ou em leque, ou por foliação milonítica de plano axial. Desenvolvem-se também zonas de cisalhamento dúctil.
- (vi) **D₅**: Corresponde à fase D₂ da orogenia Varisca. Caracteriza-se por deformação não-coaxial associada aos cisalhamentos tangenciais de transporte dos mantos de carreamento. Um movimento contínuo que gera deformação progressiva e diferentes estádios evolutivos e que é, conseqüentemente, heterogénea, poliaxial e policlinal. Trata-se de uma fase ubíqua nos diferentes complexos da ZGTM, que apresenta particularidades distintas e próprias em cada unidade. Porém, na maioria dos casos, produz dobras a várias escalas, afectando estruturas de todas as fases anteriores. Estas dobras, tombadas e apertadas, com eixos subhorizontais, apresentam por vezes clivagem de crenulação de plano axial.
- (vii) **Deformação pós-D₅**: As estruturas desta fase de deformação (D₃ Varisca) são subtis e difíceis de caracterizar, razão pela qual não é considerada uma fase de deformação principal. Isto sugere que a partir deste evento o CAS se comportou como um corpo rígido e que o transporte e a deformação foram acomodados pelos complexos subjacentes. Assim, a estrutura mais evidente desta fase corresponde aos sinformas de Vila Boa de Ousilhão e Parâmio-Baçal que dão a forma alongada ao Maciço de Bragança.
- (viii) **Fracturação tardia, pós-D₅**: A fase de deformação tardi-Varisca foi responsável pela geração de três famílias de falhas principais: 1) N80 a N100, subverticais, esquerdas, definindo um graben à escala regional (a densidade superior do CAS, relativamente às unidades subjacentes, terá tido influência importante); 2) N-S a N30, subvertical, transcorrente com uma componente esquerda principal; 3) NW-SE, subvertical, transcorrente com uma componente direita predominante.

Tabela 2.1. Fases de deformação observadas no Maciço de Bragança. Adaptado de Ribeiro et al., 2006.

Complexo Alóctone Superior	Complexo Ofiolítico	Complexo Alóctone Inferior	Fases de Deformação	Idade (Ma)	Ciclo	Orogenia
Bragança (Marques et al., 1996)			Ribeiro et al., 2006		Varisco	Varisca
			Tardi-Variscas	280		
Pos-D ₅	D ₃	D ₃	D ₃	300		
D ₅ ⇌ SSE	D ₂ ⇌ E	D ₂ ⇌ E	D ₂ carreamentos dúcteis-frágeis	350-390		
D _{4b} ⇌ SSE	D _{1b} ⇌ E	D ₁ ⇌ E/SSE	D ₁	↑ Deformação progressiva Carreamentos dúcteis Deformação dúctil Zona de raízes ↓		
	D _{1a} ⇌ SSE					
D _{4a} ⇌ NNW						
D ₃ ⇌ SSE			Tectónica extensiva	410 500		
Intrusões máfico-ultramáficas			Intrusões máfico-ultramáficas	500		
D ₂ ⇌ W					Cadomiano	Cadomiana
D ₁						

2.3.2. Estratigrafia

Aprofundando o que foi referido anteriormente, a ZGTM contacta o Domínio do Douro Inferior da ZCI através do grande acidente tectónico MTMT. Não obstante, o deslocamento tectónico observado no CMP, reserva-se a denominação alóctone para as três unidades superiores da ZGTM uma vez que, contrariamente ao CMP, não partilham características estruturais e composicionais com a ZCI. O CMP e o CAI pertencerão ao Terreno Autóctone Ibérico, uma vez que apresentam afinidade com a ZCI e com a Zona de Ossa-Morena (ZOM), respectivamente. O CO faz parte dos Terrenos Ofiolíticos do Noroeste Peninsular e o CAS do Terreno Polimetamórfico do Noroeste Peninsular (*e.g.* Meireles, 2013) - ambos ilustrados nas figuras 2.3 e 2.4.

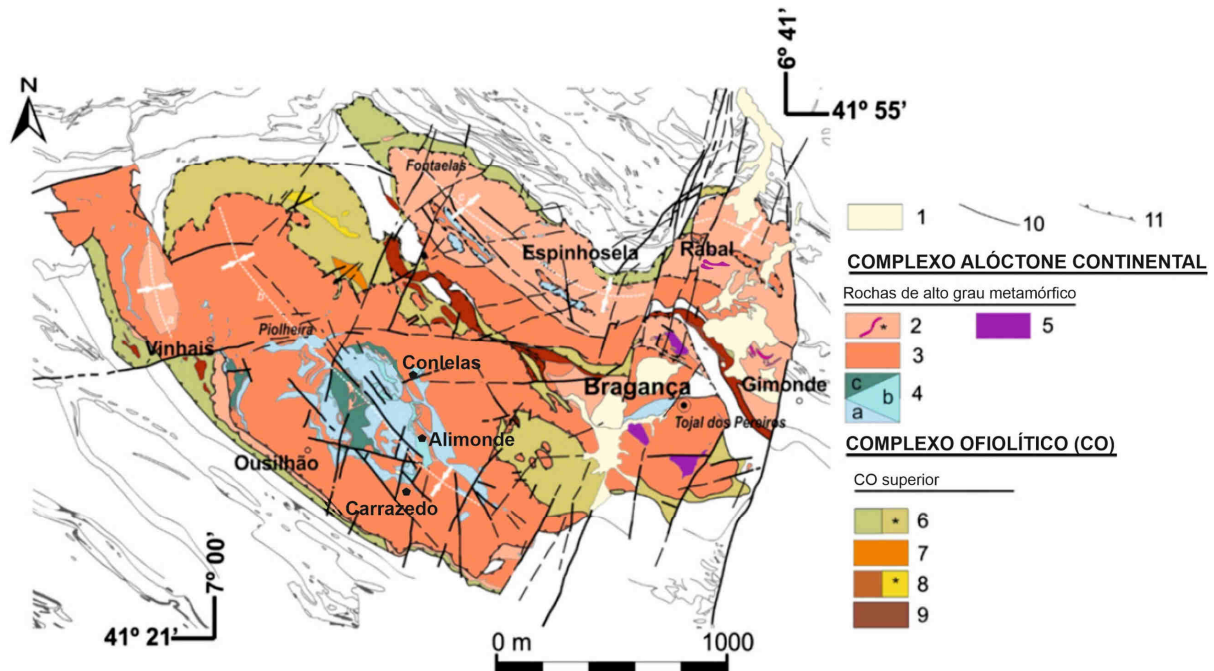


Figura 2.4. Mapa geológico do Maciço de Bragança. 1: Cobertura sedimentar, maioritariamente detrítica e de Idade Quaternária. CAS - 2: Paragneisses com boudins (*) eclogíticos.; 3: Granulitos máficos e félsicos HP blastomilonitizados; 4: Complexo máfico/ultramáfico composto por (a) meta-peridotitos, (b) meta-piroxenitos com granada e (c) meta-gabros coroníticos; 5: Peridotitos com granada. CO - 6: Anfibolitos e (*) complexo de diques; 7: Complexo de diques em meta-gabros; Flaser-gabros e (*) cumalados meta-gabróicos; 9: Intrusões meta-peridotíticas e meta-piroxeníticas; 10: Zonas de falha; 11: Zona de carreamento. Adaptado de Mateus *et al.*, 2016.

- (i) O CMP corresponde ao domínio definido originalmente por Ribeiro (1974), que mais tarde veio a ser dividido em duas subunidades principais: Parautóctone Superior (CPS) e Inferior (CPI) (Rodrigues *et al.*, 2006, 2013). O CMP é constituído essencialmente por metassedimentos de baixo grau metamórfico. Apresenta espessura considerável e grande variedade litológica, incluindo termos siliciclásticos e vulcanitos (Rodrigues *et al.*, 2006a). Este conjunto metassedimentar é análogo à sucessão autóctone de idade silúrica (filitos, metagrauvaques, quartzitos e metachertes) da ZCI – Domínio do Douro Inferior (Ribeiro, 1974). Considera-se, no entanto, plausível que as formações de xistos e grauvaques a topo sejam de idade devónica inferior (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990). Dado que o CPI e o CPS são composicionalmente similares a sua separação é essencialmente realizada com base em critérios de natureza estrutural (Rodrigues *et al.*, 2006b):

O CPI é limitado a muro pelo MTMT e a topo por uma descontinuidade com expressão cartográfica apreciável, a qual marca o contacto Ordovícico/Silúrico: denominada Carreamento de Palheiros – Vila Flor (CPVF) (Rodrigues *et al.*, 2006a; 2006b, 2013). Trata-

se de um complexo imbricado de cavalgamentos que coalescem em profundidade na MTMT. Por outro lado, o CPS, limitado a muro pelo CPVF e a topo pelo carreamento base do CAI, é caracterizado pela existência de um empilhamento de macrodobras desenraizadas com planos axiais subhorizontais resultantes da primeira fase de deformação Varisca (Rodrigues *et al.*, 2006b; Ribeiro *et al.*, 1990a).

- (ii) O CAI apresenta afinidade com a ZOM e distingue-se da unidade subjacente devido à presença de relíquias de associações minerais, indicadoras de metamorfismo de alta pressão, para além de rochas metavulcânicas bimodais intercaladas com as rochas metassedimentares (Munhá *et al.*, 1984; Ribeiro 1986; Martínez Catalán *et al.*, 2014; Ribeiro *et al.*, 1990). Ribeiro *et al.*, em 1990a atribuem uma idade Ordovícico Superior – Silúrico inferior, para a base, e Silúrico – Devónico inferior, para o topo da sequência. Em termos litológicos, distinguem-se gnaisses na base que, gradualmente, cedem lugar a filitos quartzíticos ou quartzitos impuros, a que por sua vez, se seguem filitos cloríticos, xistos e lenticulas de meta-calcários, antes de surgirem rochas metavulcânicas máficas e quartzofilitos culminantes no topo (Ribeiro, 1974, Munhá *et al.*, 1984; Ribeiro *et al.*, 1990a, 2006; Marques, 1994, Pereira, 2000, 2006). A recristalização metamórfica de todas estas unidades litológicas terá ocorrido durante o Varisco (365-350 Ma).
- (iii) O CO ou Complexo Alóctone Intermédio corresponde a uma sequência ofiolítica desmembrada pela orogenia Varisca que evidencia metamorfismo prógrado na fácies anfibolítica (*ca.* 390–375 Ma), posteriormente retrogradado para a fácies dos xistos verdes (Peucat *et al.*, 1990; Marques *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Meireles 2011). É interpretado como uma relíquia de uma bacia oceânica – *Palaeotethys* – que se terá desenvolvido entre os 440 e os 390 Ma (Ribeiro *et al.*, 2007). A sequência completa pode ser observada no Maciço de Morais e engloba, do topo para a base: anfibolitos, complexo dique-em-dique, “flaser” gabros e rochas ultramáficas (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 1990; Meireles, 2011). Foi recentemente proposta uma divisão deste complexo em três unidades principais, de acordo com o respectivo grau de retrogradação. Estas unidades, por ordem crescente de intensidade do processo, denominam-se: Soeira – Nogueira, Santa Cruz e Carragosa (Meireles, 2000a).

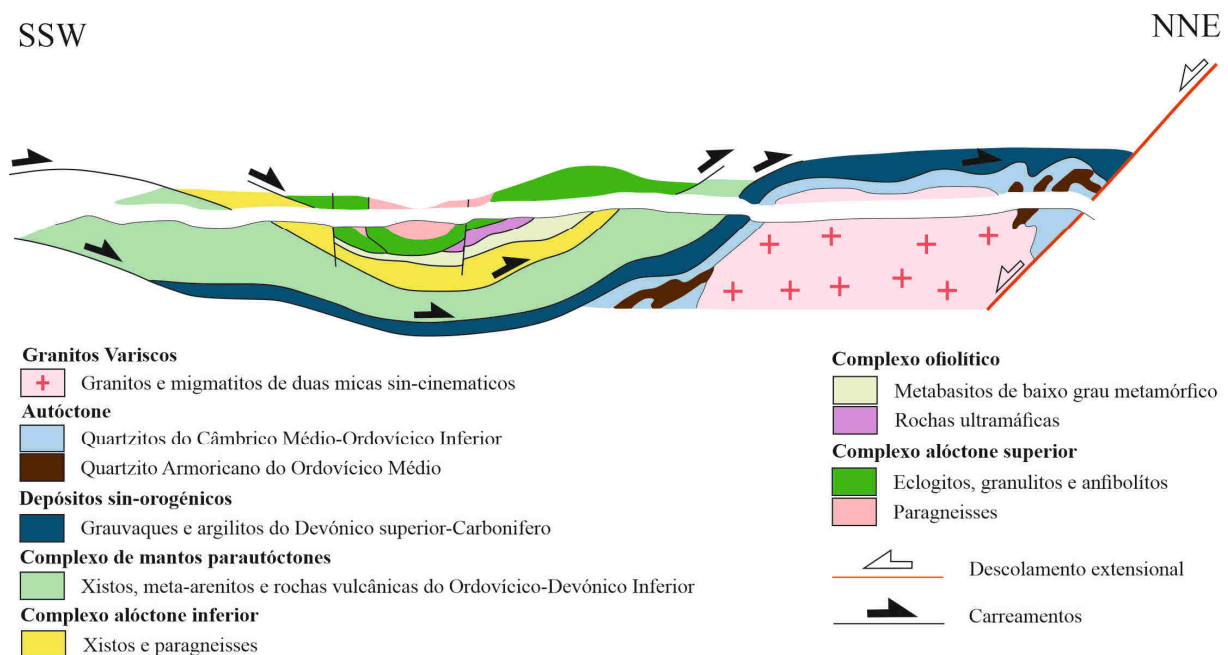


Figura 2.5. Corte esquemático do Maciço de Bragança inserido na ZGTM. Adaptado de Catalán *et al.*, 2019.

- (iv) O **CAS** é constituído por duas subunidades que contactam entre si através de uma zona de carreamento. A unidade inferior inclui rochas máficas e ultramáficas de alto grau metamórfico e encontra-se preservada nos Maciços de Bragança e de Cabo Ortegal. Os dados existentes permitem a formulação de algumas hipóteses sobre a origem desta unidade, nomeadamente infracrustal/supramantélica, de arco insular, ou magmatismo intraplaca, que serão referidas mais adiante. A unidade superior, apenas presente nos Maciços de Órdenes e de Morais, compreende ortognaisses cobertos por uma sequência metassedimentar relativamente espessa. Esta deverá corresponder a um domínio intermédio de arco insular, resultante de colisão orogénica ou de uma massa continental sujeita a estiramento intenso (Mateus *et al.*, 2016).

2.4. Complexo Alóctone Superior (CAS)

O Complexo Alóctone Superior (CAS), também designado por Terreno Alóctone Continental (Marques, 1994), Terreno Polimetamórfico do NW Peninsular (Ribeiro, 2006), Complexo dos Mantos Superiores (Iglésias *et al.*, 1983) ou Terreno Polimetamórfico do NE de Trás-os-Montes (Pereira, 2006), pode ser dividido em duas subunidades principais com organização interna intrincada, separadas por uma zona de carreamento que, possivelmente, resulta da reactivação de uma superfície de descolamento extensional pré-existente (Câmbrica? - *e.g.* Ribeiro *et al.*, 1993 in Mateus *et al.*, 2016).

De acordo com as diferentes interpretações dos dados existentes, a subunidade inferior do CAS deverá corresponder a: i) uma porção de crosta oceânica inferior, ou até, de manto superior (Peucat *et al.*, 1990; Girardeau *et al.*, 1989, 1990; Girardeau and Gil Iburguchi, 1990 in Mateus *et al.*, 2016); ii) um fragmento de arco insular (Santos Zalduegui *et al.*, 1996; Bridges *et al.*, 1995; Martínez Catalán *et al.*, 1996, 1997, 2002, 2008 in Mateus *et al.*, 2016); ou iii) magma gerado em ambiente de intraplaca continental (Munhá *et al.*, 1994; Marques, 1994; Marques *et al.*, 1995, 1996; Santos, 1998 in Mateus *et al.*, 2016).

Considera-se que a unidade superior poderá corresponder um vestígio do domínio intermédio/superficial de um arco insular gerado durante a colisão orogénica (Eo-)Varisca (Díaz García *et al.*, 1999; Abati *et al.*, 1999, 2003; Andonaegui *et al.*, 2002; Gómez Barreiro *et al.*, 2006a, 2006b, Gómez Barreiro *et al.*, 2007 in Mateus *et al.*, 2016), ou a uma massa continental que foi submetida a distensão intensa durante a fase inicial (Câmbrico?) do processo de *rifting* continental (*e.g.* Iglésias *et al.*, 1983; Ribeiro *et al.*, 1990, 2007; Marques *et al.*, 1990, 1992, 1995, 1996; Pereira *et al.*, 1999, 2004). Após revisão bibliográfica verificou-se que esta última hipótese é a mais consensual, pelo que será a adoptada ao longo deste trabalho.

O CAS aflora no núcleo dos sinformas NW-SE de Vila Boa de Ousilhão e de Parâmio-Baçal e compreende um conjunto de rochas ígneas máficas/ultramáficas e rochas metamórficas de alto grau. As primeiras, correspondem a peridotitos/piroxenitos e rochas gabróicas interestratificadas, e as segundas a granulitos-HP/HT e paragnaisses. Ocorrem ainda eclogitos máficos, heterométricos, variavelmente retrogradados, sobre a forma de *boudins*, nos paragnaisses (Mateus *et al.*, 2016). Entre estas litologias, tipicamente associadas a níveis profundos da crosta, destacam-se os granulitos (evolução documentada na figura 2.5) que, segundo Munhá & Marques 1987 e Marques, 1994 organizam-se em três tipos:

- (i) **Tipo I** - rochas ultramáficas que cristalizaram e reequilibraram em condições P-T de manto superior (Munhá 1986 em Marques, 1994). Caracterizam-se por bandado metamórfico distinto, localmente obliterado por blastomilonitização intensa, e associação mineral formada por diópsido + granada (com inclusões minerais helicíticas) + plagioclase ± hornblenda + rútilo + ilmenite + calcite. Os paragnaisses, com textura milonítica, são caracterizados por porfiroclastos de plagioclase e de microclina + granada + quartzo + moscovite + distena, numa matriz que resultou da recristalização sintectónica constituída por plagioclase + moscovite +

biotite + silimanite \pm diópsido. Os *boudins* eclogíticos são constituídos por onfacite + granada + distena + quartzo + rútilo + ilmenite + plagioclase, sugerindo origem associada a zona de subducção, posteriormente exumada;

- (ii) **Tipo II** – Correspondem às intrusões máficas (gabros) e ultramáficas (piroxenitos e peridotitos) que precederam o evento metamórfico HP/HT. Estas são constituídas por picritos e anortositos, cuja associação mineral corresponde a plagioclase + augite \pm olivina \pm hornblenda \pm granada, com texturas coroníticas bem preservadas. Pensa-se que a cristalização e reequilíbrio terá ocorrido num ambiente de crosta continental inferior (*e.g.* Munhá e Marques, 1988; Santos, 1998).
- (iii) **Tipo III** – encontram-se na proximidade dos granulitos do tipo I e correspondem a peridotitos com granada, clinopiroxenitos e granatitos. Em alguns domínios que apresentam menor alteração por processos metassomáticos tardios, é possível observar rochas ultramáficas do tipo cumulado e bandado magmático caracterizado pela alternância rítmica de níveis decimétricos e centimétricos de piroxenito. As rochas peridotíticas consistem em harzburgitos, dunitos e lherzolitos. Os dados geotermobarométricos sugerem uma cristalização em ambiente de manto superior, com posterior recristalização na fácies granulítica (Munhá & Marques, 1987).

Os eclogitos podem ser organizados em dois grupos de acordo com as suas características texturais e mineralógicas (Marques 1994; Mateus *et al.*, 2016): (i) os que preservam razoavelmente a paragénese mineral original, que afloram de forma descontínua entre as vilas de Rabal e Espinhosela; e (ii) os que apresentam evidências de recristalização a alta pressão, que podem ser observados em afloramentos na proximidade da aldeia de Gimonde. Estes últimos, exibem evidências de recristalização na fácies granulítica, apresentado, para além de onfacite + distena + rútilo, granada + diópsido + plagioclase + anfíbola + quartzo + biotite.

Ocorrem também leitões centimétricos a métricos de rochas carbonatadas (mármore) intercaladas com granulitos do tipo I, com composição mineralógica variável entre diópsido + granada + calcite \pm anfíbola \pm quartzo, até rochas exclusivamente calcíticas. Todos os litótipos que constituem o CAS apresentam-se geralmente retrogradados com intensidade variável para a fácies anfíbolítica, resultado dos processos blastomiloníticos que afectaram a unidade aquando da sua instalação sobre o Complexo Ofiolítico. As intrusões máficas/ultramáficas presentes na série metamórfica de alto grau, partilham as transformações texturais e mineralógicas resultantes da circulação de fluidos que acompanhou D₃ e D₅, assim como a acomodação do campo de tensão gerado pelas mesmas (Marques 1994, Marques *et al.*, 1996).

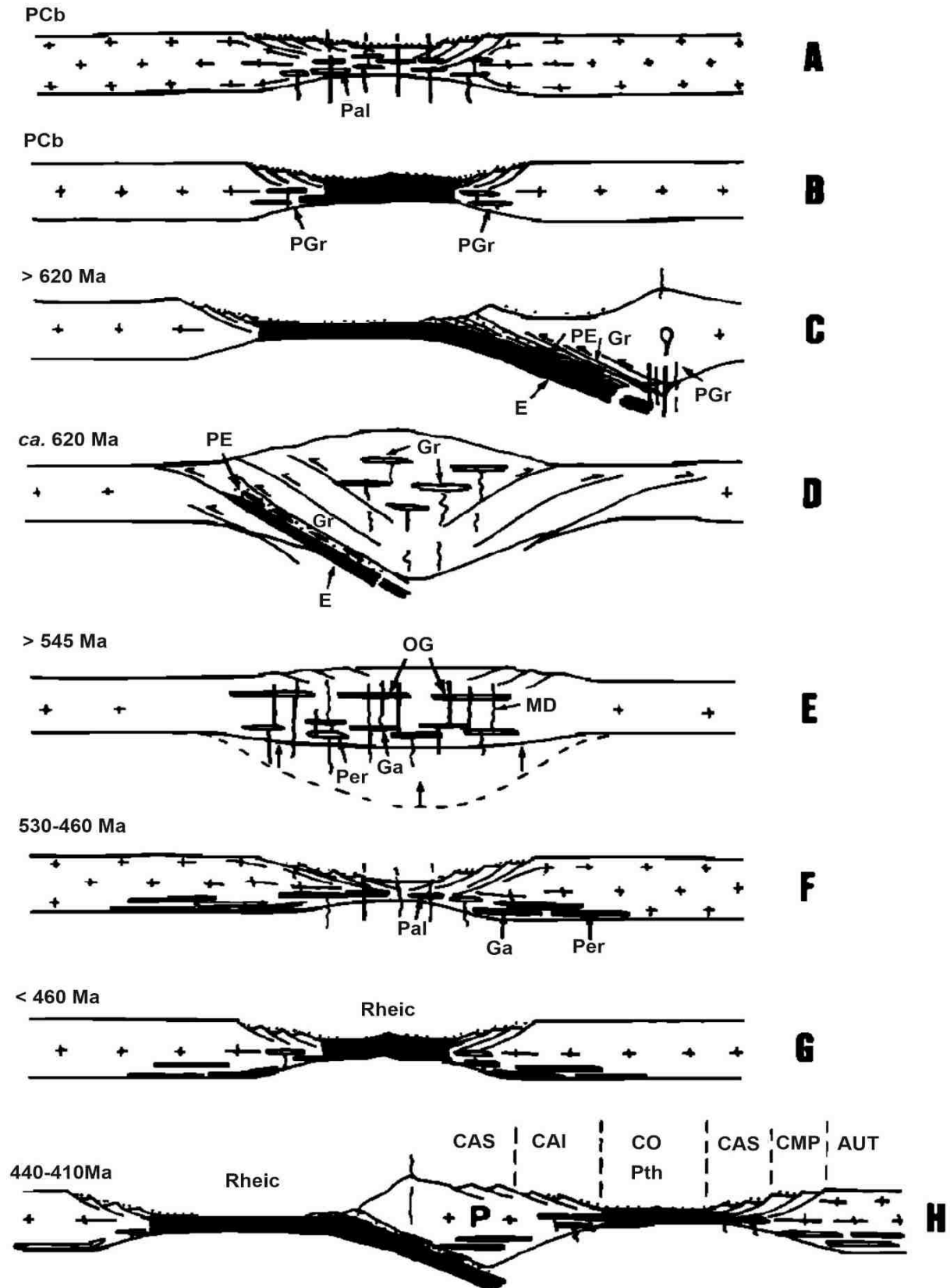


Figura 2.6. Esquema da possível geração das rochas que constituem a ZGTM. Pcb: Pré-Câmbrico; Pal: intrusões de rochas hiperalcalinas; PGr: protólitos de granulitos; Gr: granulitos; PE: paragneisses com lentículas de eclogito; E: eclogitos; Gn: granito; OG: ortogneisses; MD: diques máficos; Per: intrusões peridotíticas; Ga: intrusões gabroicas; P: crosta continental entre os oceanos Rheic e Paleothetys; CAS: Complexo Alóctone Superior; CAI: Complexo Alóctone Inferior; CO: Complexo Ofiolítico; Pth: Paleothetys; CMP: Complexo dos Mantos Parautóctones; AUT: Autóctone. Crusta oceânica a preto e sedimentos a ponteadado. Adaptado de Marques et al., 1996.

2.5. Sectores estudados

A região em estudo compreende as áreas adjacentes às aldeias de Carrazedo, Conlelas e Alimonde, situadas a W da cidade de Bragança. Todas inseridas na unidade superior da ZGTM, mais concretamente no CAS.

2.5.1. Alimonde

No sector de Alimonde é possível encontrar uma sequência ultramáfica constituída por serpentinitos com intercalações lenticulares de dimensão variável de anfibolitos (horneblenditos), granulitos máficos do tipo I e paragnaisse. Não raramente, os serpentinitos incluem níveis descontínuos de cromite \pm magnetite. Estes exibem dobramentos isoclinais que são particularmente abundantes junto das antigas galerias de trabalhos mineiros.

As principais famílias de falhas identificáveis apresentam direcção média E-W, por vezes sublinhadas por preenchimentos carbonatados, e sistemas de cisalhamentos conjugados N50-70°E e N55W. Para além destas falhas, existe uma rede de fracturas tardias subverticais com direcção que varia entre N-S e N10°E (Figueiredo, 1998).

2.5.2. Carrazedo

O sector de Carrazedo situa-se no flanco sul do sinforma de Vila Boa de Ousilhão. Neste sector, a sequência ultramáfica é essencialmente composta por harzburgitos com intercalações piroxeníticas comuns e corpos lenticulares de natureza dunítica. Geralmente, os harzburgitos encontram-se fortemente deformados (exibindo foliação com direcção média N40°W e pendor compreendido entre os 50 e os 60°) e serpentinizados de forma heterogénea.

Neste sector, os cisalhamentos N40°-60°W sin-D₅ (ou sin-D₃ reactivados em D₅?) encontram-se particularmente bem preservados e normalmente marcam o contacto entre as rochas anfibolíticas e harzburgíticas. Estes acidentes tectónicos exibem, frequentemente, preenchimentos filitosos e são cortados por cisalhamentos (sin-D₅?) com direcção média E-W. Ocorre uma família de fracturas tardias com direcção média N30°E, subverticais, que afecta todas as estruturas precoces (Figueiredo, 1998).

2.5.3. Conlelas

No sector de Conlelas é possível encontrar metaperidotitos, metadunitos e blastomilonitos. A ocorrência de afloramentos de horneblenditos está normalmente intercalada com a ocorrência de metadunitos e metaperidotitos. Regista-se de igual modo a presença de uma unidade félsica incorporada nos blastomilonitos e nos anfibolitos (Oliveira & Santana 2007).

3. Metodologias

3.1. Campanha de Campo

O plano de amostragem delineado na saída de campo foi orientado tendo em atenção os seguintes objectivos:

- 1) Identificar e caracterizar as diferentes litologias aflorantes que compõem as rochas ultramáficas constituintes do CAS;
- 2) Proceder ao estudo textural e de química mineral das amostras, visando melhor caracterizar as condições físico-químicas que prevaleceram durante os processos metassomáticos tardios que afectaram as litologias da região;
- 3) Aprofundar de que forma estes processos metassomáticos tardios podem estar associados à possível mobilização secundária de Cr.

Para o efeito, as zonas menos alteradas das diferentes rochas identificadas foram amostradas, assim como os preenchimentos minerais das discontinuidades tardias e as margens de alteração em redor destas discontinuidades.

Uma vez que a campanha de amostragem cobre 3 zonas distintas do Maciço de Bragança, a colheita das amostras decorreu ao longo de três dias, um para cada zona em estudo (Figura 3.1).



Figura 3.1. Enquadramento das estações onde foram recolhidas amostras durante a campanha de campo. Para maior detalhe consultar os mapas das figuras 10.1, 10.2 e 10.3 no Anexo 1.

A referenciação das amostras é sequencial, com a adição de um prefixo associado a cada uma das zonas amostradas e que as identifica. As referências começadas por CR correspondem às amostras colhidas em Carrazedo, as por AL às de Alimonde e as por CL às de Conlelas. Note-se que as amostras CL1a e CL1b foram colhidas no dia dedicado à amostragem da zona de Conlelas, mas como se situam próximas de Alimonde, considerou-se mais apropriado inseri-las no grupo de amostras de Alimonde. As coordenadas das estações onde foram colhidas as amostras podem ser consultadas em anexo, nas tabelas 10.1, 10.2 e 10.3 do Anexo 1.

Os mapas que resultaram do estudo de Oliveira e Santana (2007) e da tese de doutoramento de Marques (1994) foram utilizados como suporte, uma vez que existem poucos mapas desta região com um nível de detalhe tão elevado. A amostragem foi orientada em função da existência de afloramentos onde se identificaram litologias distintas, tendo sido recolhidas amostras e realizadas medições de estruturas

frágeis e dúcteis (foliações e charneiras de dobras) de forma sistemática. Algumas estações foram assinaladas em antigos poços de prospecção/exploração de cromite como os que podem ser observados nas fotografias da figura 3.2, sendo os domínios privilegiados aqueles onde se observa a mineralização.

Tal como foi anteriormente referido, importa notar, que constava nos objectivos deste estudo proceder à medição de susceptibilidade magnética e da radiometria das litologias identificadas. No entanto por dificuldades na operação dos equipamentos, apenas superadas no fim da campanha de campo, optou-se por abandonar esta abordagem.



Figura 3.2. Fotografias tiradas perto da estação 3 do sector de Alimonde; a - galeria de prospecção/exploração abandonada; b - escombreira associada a uma antiga exploração de pequena dimensão ou local de prospecção.

3.2. Processamento Laboratorial

O processamento das 33 amostras colhidas iniciou-se com uma descrição macroscópica sucinta, com apoio de lupa binocular, e o seu registo fotográfico. Para o estudo mais detalhado, foram seleccionadas as amostras que reuniam as melhores condições para a produção de lâminas delgadas polidas. As amostras mais friáveis ou facilmente desagregáveis, impedindo a produção de lâminas, foram preparadas para análise por difractividade de raios-X. A descrição macroscópica prévia possibilitou a selecção meticulosa das amostras mais relevantes para a realização do estudo petrográfico e mineralógico.

As amostras seleccionadas para produção de lâminas foram cortadas em taliscas com cerca de $3.75 \times 2.45 \times 1.80$ cm. O corte e polimento para a produção das lâminas ficou a cargo do laboratório de Lâminas Delgadas Polidas do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. As taliscas são coladas em lâmina de vidro e cortadas com uma serra diamantada de precisão, para a obtenção de uma fatia da rocha com cerca de 0.5 mm de espessura. As lâminas são posteriormente sujeitas a fases de desgaste e polimento de forma a obter superfícies homogéneas e livres de irregularidades. A espessura final, de aproximadamente 30 μ m, é o padrão para lâminas delgadas de amostras de rocha. No total foram preparadas 35 lâminas delgadas polidas.

O estudo com difracção de raios-X foi efectuado principalmente nas amostras desagregadas. No entanto, foram ainda seleccionadas algumas amostras com fracturas preenchidas por material tardio, essencialmente serpentínico. Este material foi colhido com agulhas de ponta de aço para a remoção de quantidades suficientes para análise.

A preparação das amostras consistiu na moagem manual, com um almofariz e pilão de ágata, até obter um pó muito fino. No total foram preparadas para difracção sete amostras.

3.3. Análise Petrográfica

As lâminas delgadas polidas foram observadas ao microscópio óptico sob luz reflectida e transmitida. O estudo e caracterização petrográfica das amostras seleccionadas pretende identificar a associação mineral, descrever as texturas e estimar a proporção relativa dos minerais identificados.

Após o estudo ao microscópio, procedeu-se à selecção das lâminas mais relevantes para análise da química mineral. As amostras foram escolhidas de acordo com os seguintes objectivos:

- 1) Estudar a composição química dos minerais das diferentes litologias reconhecidas e confirmar a identificação realizada ao microscópio;
- 2) Identificar e estudar a composição química dos minerais que preenchem as estruturas resultantes de processos de alteração tardios, nomeadamente nos veios das fracturas que afectam as litologias;
- 3) Estudar a variação composicional das cromites em função da litologia hospedeira e modos de ocorrência, bem como a sua variabilidade composicional interlitológica;

3.4. Química Mineral

Das amostras estudadas, foram seleccionadas 11 para estudo de química mineral com microsonda electrónica. Quatro amostras da região de Alimonde e de Carrazedo e três amostras da região de Conlelas.

A microsonda electrónica usada JEOL JXA 8200, equipada com um espectrómetro de dispersão de energia (EDS), quatro espectrómetros de dispersão de comprimentos de onda (WDS), um detector de electrões secundários, um detector de electrões retrodifundidos e seis cristais analisadores (2LIF, LIFH, 2PET, PETH, TAP, LDE2).

As lâminas polidas foram revestidas com uma fina camada de carbono (20 nm). Na microsonda electrónica as análises químicas pontuais foram realizadas nas seguintes condições analíticas: diâmetro do feixe de 5 µm, corrente de emissão de 2.5×10^{-8} A, potencial de aceleração igual a 15 kV e tempos de contagem de 20 s.

Uma vez concluído o processo de análise, o tratamento dos dados foi realizado com base num programa escrito em C++ desenvolvido por Pedro Rodrigues e Jorge Figueiras (FCUL). Este programa executa os seguintes passos:

- (i) Extracção dos dados em bruto do computador da microsonda;
- (ii) Transformação dos dados extraídos em percentagens atómicas;
- (iii) Teste de cada análise por forma a fazer uma identificação prévia do grupo mineralógico;
- (iv) Comparação das proporções atómicas já calculadas com modelos numéricos baseados no método descrito em Droop (1987), onde a fórmula ideal do grupo mineral é preenchida de acordo com as suas relações estequiométricas, calculando simultaneamente, quando é caso disso, as proporções atómicas e as massas ponderais dos elementos não analisáveis, mas teoricamente presentes, e repartindo os elementos de valência múltipla pelas várias valências, de acordo com as exigências estequiométricas, sempre que necessário.

Para os minerais em que este método não apresentou bons resultados – caso dos minerais do grupo da serpentina (ver capítulo 6.1.6.3) – procedeu-se ao cálculo manual, convertendo os dados de óxidos wt% para átomos por fórmula unitária (*a.p.f.u*). O erro analítico admitido foi de 2%, uma vez que este é o erro padrão aceitável para os elementos químicos analisados na microsonda electrónica. Os padrões analíticos e os limites de detecção podem ser consultados no anexo 2.

3.5. Difracção de Raios-X

Conforme foi brevemente referido, a opção pela identificação mineral por difractometria de raios-X tem duas razões principais:

- 1) Identificar a mineralogia das amostras desagregadas, inadequadas para produção de lâminas delgadas;
- 2) Identificar diferentes tipos de minerais do grupo da serpentina (*e.g.* antigorite, crisótilo, lizardite) presente nos veios tardios, uma vez que a sua distinção se torna difícil através do uso dos outros métodos disponíveis;

Para o efeito usou-se um difractorímetro Rigaku MiniFlex II, equipado com uma lâmpada de Cu ($\text{CuK}\alpha$) e cujos parâmetros utilizados se encontram na tabela 3.1.

Tabela 3.1. Parâmetros utilizados durante as análises por difracção de raios-X.

<i>Condições analíticas</i>	<i>Rigaku MiniFlex II</i>
<i>Tipo de Scan</i>	Contínuo
<i>Ânodo</i>	Cu
<i>Voltagem</i>	30 Kv
<i>Corrente</i>	15 mA
<i>Step</i>	0.020°
<i>Tempo de leitura/step</i>	3s
<i>Posição inicial</i>	3°
<i>Posição final</i>	80°

O difractograma resulta numa série de picos cujas reflexões seguem a lei de Bragg (Equação 3.1) em função do espaçamento entre planos, d .

$$2d \sin(\theta) = n\lambda \quad (\text{Equação 3.1})$$

Onde:

d – Distância entre planos atómicos;

θ – Ângulo de incidência do feixe relativo ao plano de reflexão;

n – Número natural;

λ – Comprimento de onda da radiação incidente.

O goniómetro varreu uma gama de ângulos θ entre os 3° e 80°, λ igual a 1.54056 (comprimento de onda da radiação incidente - $\text{CuK}\alpha$).

Uma vez concluído o processamento laboratorial, os dados obtidos foram trabalhados no programa Qual-X. Removeu-se, tanto quanto possível, o ruído de fundo e seleccionaram-se manualmente os picos que foram usados para encontrar correspondências nas bases de dados. As bases de dados utilizadas, PDF-2 (ICCD) e POW_COD (Grazulis *et al.*, 2009, 2012), incluem informação sobre estruturas inorgânicas, nomeadamente de minerais, estruturas orgânicas e compostos organometálicos.

Originalmente, os resultados obtidos para cada amostra no programa Qual-X (Altomare *et al.*, 2015), consistiram na lista de possíveis fases cristalinas que melhor se adequavam a cada difractograma, ordenada segundo o índice FOM². Assim, foi necessário fazer uma seleção manual das fases minerais cuja ocorrência é plausível no contexto geológico em que cada amostra estudada se insere. Note-se que neste programa, quando se “aceita” uma fase mineral, o índice FOM das restantes possibilidades é recalculado. Para a realização deste processo, foi necessário fazer a comparação entre os principais picos do difractograma de cada amostra e os picos experimentais, que constam nas bases de dados de referência, para cada um dos minerais em consideração. Procurou-se justificar todos os picos, em particular os de maior intensidade, com uma paragénese mineral plausível para o contexto geológico de cada amostra.

² O índice FOM avalia a adequabilidade das fases identificadas, tendo em consideração o número de picos coincidentes, a diferença média de espaçamento entre planos (d) e a diferença média entre a intensidade dos picos observados e a dos presentes na base de dados.

4. Caracterização mineralógica e petrográfica

4.1. Alimonde

Na região de Alimonde foram colhidas amostras de dunito (variavelmente serpentinizadas), websteritos olivínicos, serpentinitos e cumulados ultramáficos serpentinizados ricos em cromite (CUSC) (Figura 4.1.a). Importa referir que se optou por esta designação – CUSC – uma vez que as amostras analisadas (em lâmina delgada, ao microscópio e na microsonda electrónica) não apresentam uma quantidade relativa de grãos de cromite superior a 90% da amostra, critério necessário para a atribuição do termo cromitito. É de notar que amostras CUSC nem sempre são constituídas na sua totalidade pelos referidos níveis ricos em cromite, que se apresentam, regra geral, sob a forma de bandas subparalelas ao bandado magmático (Figura 4.1.b). Neste trabalho, tal como no de Anthonioz (1972), é atribuída a designação serpentinitos às rochas ultramáficas completamente transformadas pelos processos de serpentinização.

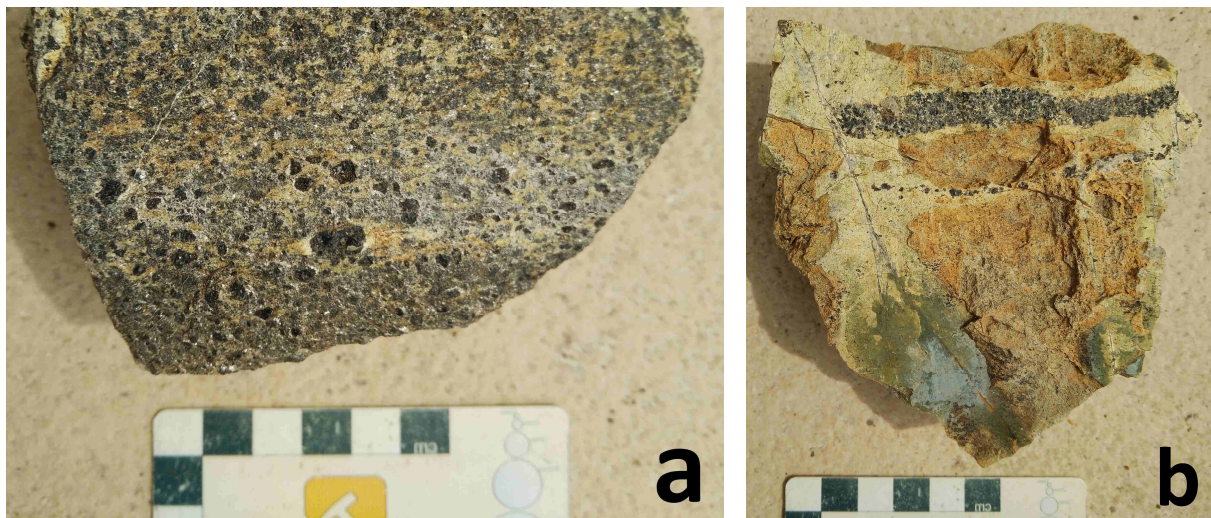


Figura 4.1. Amostras de CUSC; a – amostra colhida na estação 2 do sector de Alimonde, que corresponde na sua totalidade aos níveis ricos em cromites; b – amostra colhida na mesma estação, onde é possível observar um nível rico em cromite sob a forma de uma banda de cristais escuros, numa amostra que corresponde sensivelmente a um dunito serpentinizado.

As amostras de **dunito** encontram-se serpentinizadas de forma heterogénea, pelo que apresentam cores variadas entre o castanho-escuro e o branco. É possível observar, à escala de lâmina delgada, zonas com diferentes graus de preservação, desenvolvendo-se uma rede mais densa de veios nas zonas mais alteradas. A textura microgranular é pseudomórfica *mesh* e é cortada por numerosos veios preenchidos com serpentina e magnetite, que testemunham o carácter polifásico que levou à serpentinização quase total destas amostras. Estas apresentam relíquias dos cristais de olivina no núcleo de uma rede de serpentina que constitui a textura *mesh*. A mineralogia secundária é composta por clorite \pm carbonatos. A clorite ocorre geralmente a bordejar grãos de cromite (Figura 4.2.a) e esta encontra-se, por sua vez, frequentemente bordejada por magnetite. Por vezes, ocorre a desenvolver pseudomorfozes (de anfíbola?), acompanhada por magnetite (Figuras 4.2.b-c). Os carbonatos podem ser observados em alguns veios tardios que cortam os veios com preenchimento serpentínico. Os minerais opacos correspondem a cromite, que ocorre disseminada, e magnetite de carácter secundário, que ocorre essencialmente associada a veios. A amostra AL4c corresponde a um dunito com cristais de olivina muito fracturados e com um processo de serpentinização sobreimposto. Para além da zona dunítica, esta amostra apresenta uma banda de websterito olivínico muito cominuído (cataclasito?) (Figura 4.2.d). Esta é maioritariamente constituída por clinopiroxena, embora a ortopiroxena também se encontre presente. Os cristais de cromite disseminados ocorrem, quase exclusivamente, na zona dunítica. Observam-se, em pequena quantidade, cristais de reduzidas dimensões de um sulfureto de cor amarela não tendo sido

possível observar outras características petrográficas em luz reflectida, impossibilitando assim a sua identificação conclusiva (calcopirite? bravoíte?).

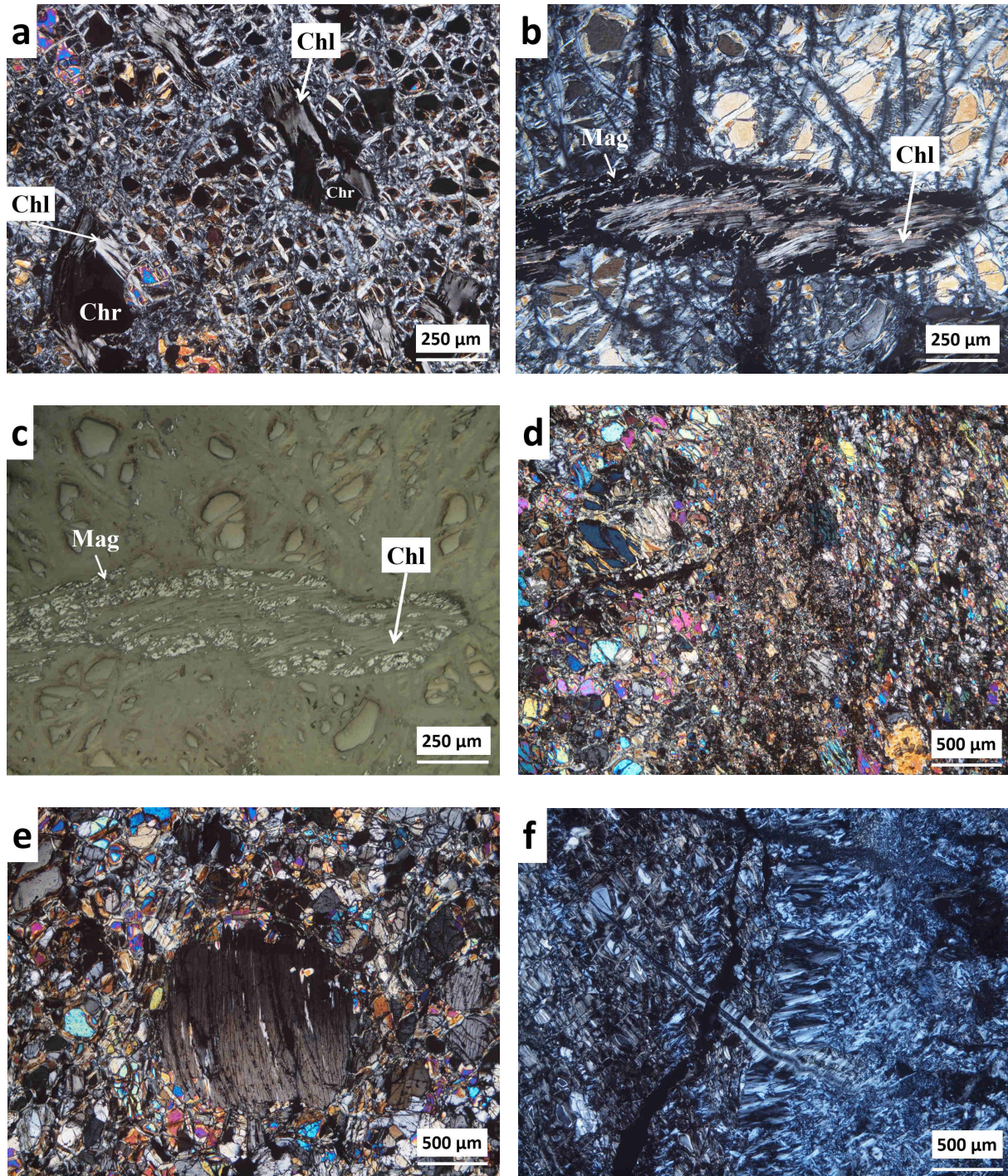


Figura 4.2. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (CUSC, serpentinitos, websteritos olivínicos, dunitos) que ocorrem na sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Alimonde; a – detalhe da formação de “caudas” de clorite nos bordos de cristais de cromite numa amostra de dunito significativamente serpentinizada (luz transmitida, NX); b – detalhe notável da formação de uma pseudomorfose de clorite (a substituir anfíbola?) bordejada por magnetite numa amostra de dunito significativamente serpentinizada (luz transmitida, NX); c – imagem b em luz reflectida; d – amostra de dunito com uma banda piroxenítica - zona dunitica à esquerda e de piroxenito à direita (luz transmitida, NX); e – Aspecto particular da forte deformação plástica evidenciada por um cristal de ortopiroxena que apresenta extinção ondulante e clivagem encurvada, inclusa num exemplar de websterito olivínico (luz transmitida, NX); f – amostra de serpentinito (AL8) onde é possível observar algumas das texturas que a serpentina desenvolve nestas rochas: esferulíticas, pseudo-interpenetrativas e mesh – note-se ainda as diferentes texturas desenvolvidas nos veios que cortam a amostra (luz transmitida, NX);

As amostras de **websterito olivínico** apresentam textura granular fina, que resulta da fragmentação dos cristais de olivina e piroxena. Em regra, as piroxenas encontram-se mais cominuídas do que as olivinas. O processo de serpentinização parcial levou à individualização dos cristais de piroxena e de olivina em núcleos não substituídos. A serpentina preenche os espaços intergranulares, formando uma textura pseudomórfica *mesh* e substitui parcialmente as olivinas. A intensa deformação a que estas rochas foram submetidas é testemunhada pela existência de clivagem curva e extinção ondulante das ortopiroxenas e cominuição das clinopiroxenas e das olivinas (Figura 4.2.e). A cromite ocorre de forma disseminada.

Os **serpentinitos** apresentam texturas variadas, desde pseudomórficas a não-pseudomórficas. Os que ostentam texturas não-pseudomórficas, apresentam cristais de serpentina bem desenvolvidos que deverão resultar da recristalização de uma rocha já constituída por serpentina. Estas texturas variam essencialmente entre esferulíticas e pseudo-interpenetrativas (Figura 4.2.f). O carácter polifásico do processo de alteração destas rochas é testemunhado pela extensa rede de veios com diversas orientações, texturas e possanças. Os veios de maior possança apresentam geralmente uma textura não-asbestiforme em que as fibras de serpentina se dispõem perpendiculares às paredes do veio. Estas características, aliadas a um sinal de alongamento positivo, sugerem que o polítipo de serpentina que os constitui é o crisótilo (O'Hanley, 1996) (Figura 4.3.d).

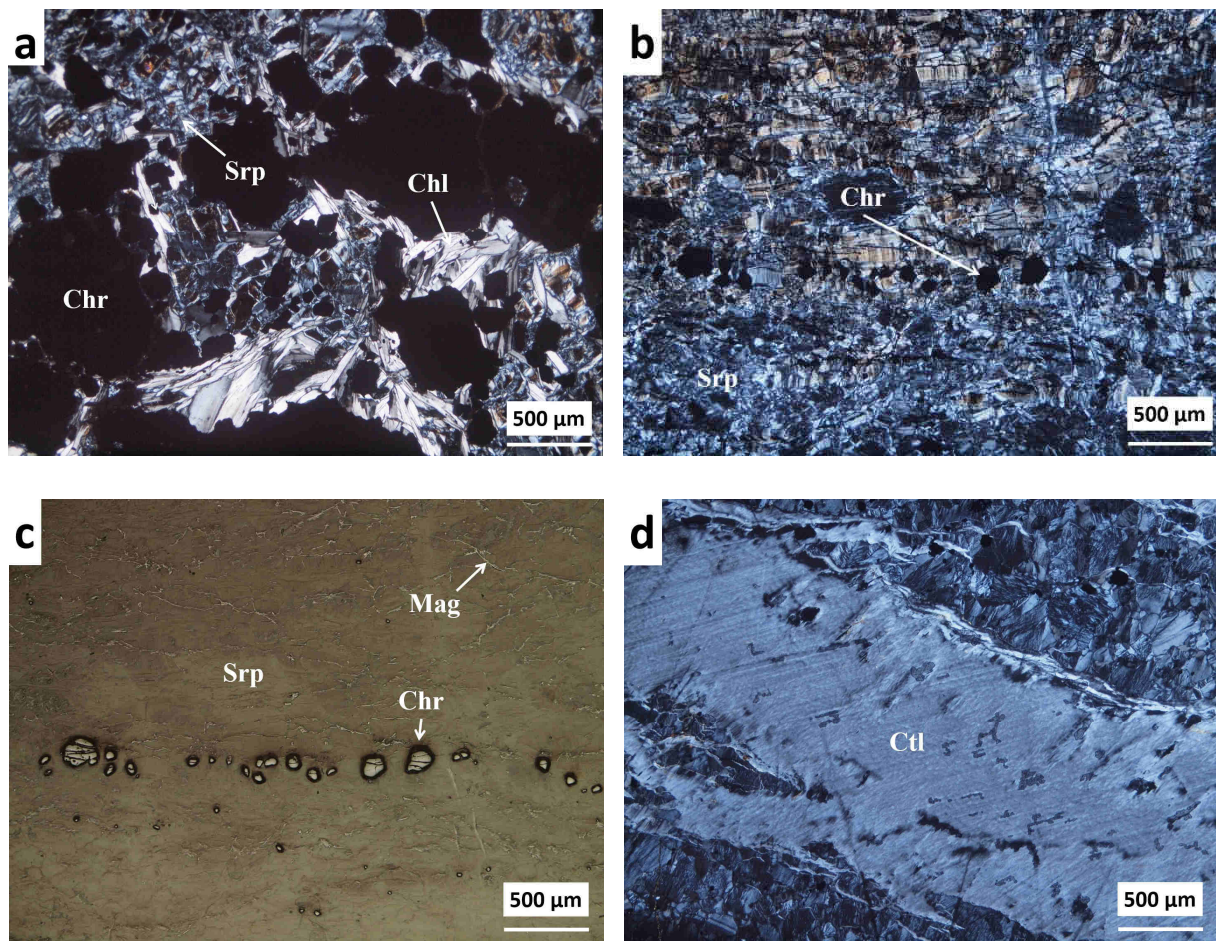


Figura 4.3. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (CUSC, serpentinitos, websteritos olivínicos, dunitos) que constituem a sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Alimonde; a - domínio CUSC na amostra AL2a onde os cristais de cromite se encontram abundantemente bordejados por clorite (luz transmitida, NX); b - ocorrência de cristais de cromite com uma disposição alinhada numa amostra de serpentinito (luz transmitida, NX); c - ocorrência de cristais de cromite com uma disposição alinhada numa amostra de serpentinito, note-se também a magnetite que desenvolve uma textura fina nos interstícios da textura “mesh” de serpentina (luz reflectida); d - veio de crisótilo (?) a preencher uma fractura numa amostra de domínio serpentinitico.

Nos serpentinitos que apresentam texturas intermédias, é possível encontrar bastites. Quando estas ocorrências são frequentes, é lícito considerar que o protólito corresponderia a um lherzolito, ou até a um websterito olivínico, e não a um dunito. Por outro lado, nas amostras em que não é possível observar quaisquer relíquias do protólito, torna-se mais difícil identificá-lo. Nestas circunstâncias é expectável que o protólito destas rochas seja muito rico em olivina, uma vez que a taxa de alteração para serpentina segue a ordem olivina > ortopiroxena > clinopiroxena (Moody, 1976).

Nos serpentinitos onde é possível identificar textura pseudomórfica *mesh*, a variação de granularidade observada poderá espelhar a granulometria dos grãos de olivina que constituíam o protólito (Wicks & Whittaker, 1977; Wicks *et al.*, 1977). Os processos de serpentinização, em particular o das rochas ricas em olivina, levam, quase invariavelmente, à precipitação de magnetite, que pode ser observada a definir a linha média dos veios e dispersa no núcleo e nos bordos das pseudomorfozes de serpentina. A magnetite também ocorre a desenhar uma linha fina no espaço intergranular dos cristais de serpentina. Para além da magnetite é possível identificar raras ocorrências de pequenos cristais de cromite, por vezes alinhadas segundo uma direcção preferencial (Figura 4.3.b-c).

As amostras de **CUSC** correspondem a níveis muito ricos em cromite subeuédrica (por vezes cromite > 80 %). Estes cristais, com dimensões variáveis, encontram-se muito fracturados. O espaço intergranular, tal como as fracturas, encontra-se preenchido essencialmente por clorite e serpentina (Figura 4.3.a). Nas amostras que não são totalmente constituídas por estes níveis é possível observar transições muito bem definidas entre níveis ricos em cromite e rocha essencialmente dunítica e/ou piroxenítica (websterito olivínico) com as características supracitadas. Por vezes, as zonas duníticas que contactam os domínios mais ricos, encontram-se totalmente substituídas por serpentina, apresentando uma textura pseudomórfica *mesh*. Os numerosos veios que cortam estas amostras possuem geralmente textura asbestiforme e as fibras de serpentina apresentam disposição subperpendicular às paredes do mesmo. Para além da serpentina, é comum encontrar magnetite nestes veios, demarcando frequentemente a linha média dos mesmos. A mineralogia opaca é completada por pequenos grãos de pentlandite ± bravoíte?, que ocorrem em pequena quantidade nas zonas estritamente serpentíníticas.

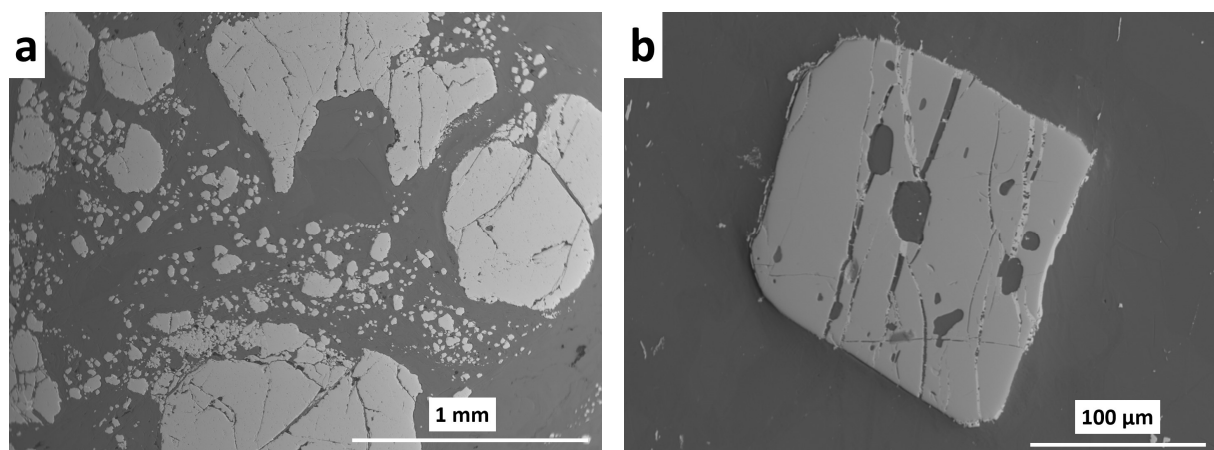


Figura 4.4. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (CUSC, serpentinitos, websteritos olivínicos, dunitos) que constituem a sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Alimonde; Fotografias tiradas com microscópio electrónico, imagens de electrões difundidos – JEOL JXA 8200. a - aspecto geral dos sistemas de microfracturas irregulares transgranulares que afectam os cristais de cromite - note-se o isolamento de pequenas relíquias de cromite ao longo do bordo dos cristais de maior dimensão; b – cristal de cromite onde é possível distinguir o processo de alteração para Fe-cromite nos bordos e nas fracturas do grão, apresentando uma cor cinzenta mais clara.

4.2. Carrazedo

No sector de Carrazedo as amostras colhidas correspondem maioritariamente a peridotitos (dunitos e lherzolitos) e piroxenitos (websteritos olivínicos e websteritos) variavelmente serpentinizados. Ocorrem também serpentinitos, anfibolitos, CUSC e anfibolitos com granada (granulitos máficos com granada retrogradados na fácies anfibolítica). Recorde-se que, como é possível observar na figura 4.5, as amostras definidas como CUSC não possuem sempre a mesma quantidade relativa de cromite.

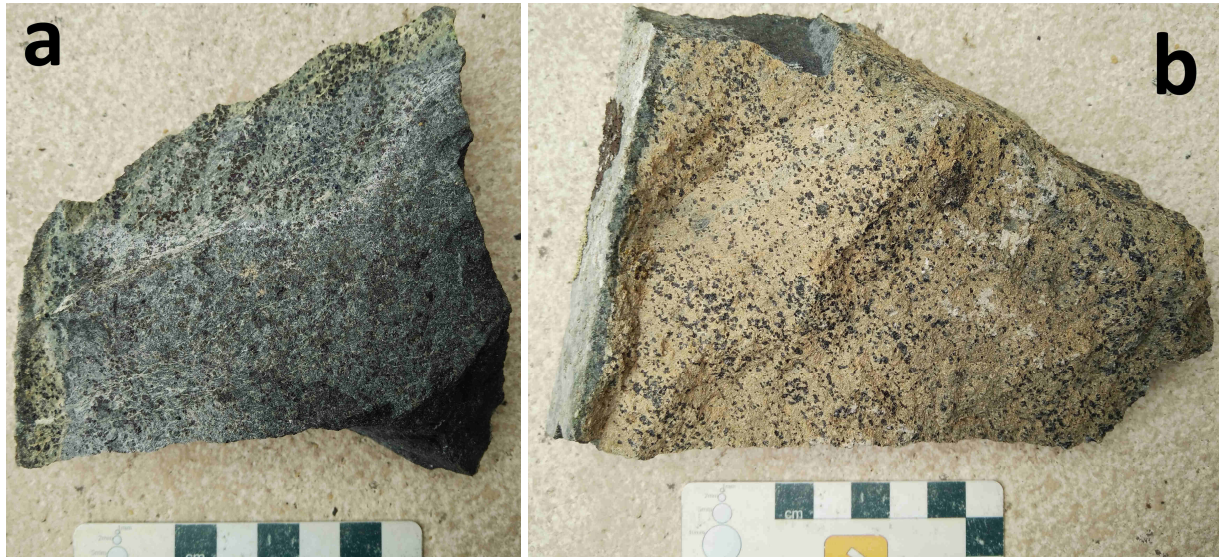


Figura 4.5. Amostra de CUSC (CR3) do sector de Carrazedo. Note-se a diferença na quantidade relativa de cristais de cromite quando comparada com as amostras da Figura 4.1.

As amostras de **serpentinito** apresentam cor verde a verde-acastanhada e possuem, regra geral, textura pseudomórfica em *mesh* com granularidade variável (desde muito fina a grosseira). Ocorrem com frequência veios de serpentina com espessuras e orientações variadas, que muitas vezes apresentam texturas distintas dentro do próprio veio (*e.g.* em pente, com fibras cruzadas, com fibras paralelas, asbestiformes), testemunhando e realçando o carácter polifásico dos sucessivos episódios que levaram à serpentinização total destas rochas. Os grãos de cromite, subeuédricos a anédricos, heterométricos, ocorrem de forma disseminada nestas amostras. Estes encontram-se frequentemente bordejados por clorite e/ou magnetite e, mais raramente, por lamelas de talco. Por vezes, os cristais de cromite e de magnetite apresentam inclusões ou encontram-se acompanhados por um sulfureto amarelo com reflectância moderada (Figura 4.6.a) – pentlandite? – e de um outro, amarelado, com reflectância ligeiramente inferior (bravoíte?) - dos quais não foi possível observar mais nenhuma característica petrográfica em luz reflectida, impossibilitando a sua identificação conclusiva. É possível verificar os efeitos da intensa deformação a que estas rochas foram submetidas, nomeadamente devido à existência de fendas *en échelon*, extinção ondulante e desenvolvimento de *kinks* nas fibras de serpentina e de clorite. As amostras de serpentinito apresentam evidências de meteorização tardia, sob a forma de óxidos e hidróxidos de ferro (para além da magnetite – hematite?) que tendem a ocorrer com maior frequência nos veios do que na matriz.

As amostras de **dunito** estudadas encontram-se variavelmente serpentinizadas. Apresentam geralmente tonalidade acastanhada e textura microgranular. Regra geral, as olivinas destas amostras encontram-se muito fragmentadas, factor que contribui para a aceleração do processo de serpentinização, uma vez que resultam no aumento da superfície de contacto dos grãos com os fluidos hidrotermais. Estas fracturas são o resultado da intensa deformação a que estas rochas foram sujeitas. A presença de cristais milimétricos subeuédricos de cromite disseminada é comum. A acomodação frágil da deformação, típica

deste mineral, levou à geração de microfracturas abundantes nas zonas mais cominuídas das amostras estudadas, que frequentemente se encontram seladas por magnetite. Nestes cristais é possível encontrar exíguas inclusões de pentlandite, bravoíte (?) e de um sulfureto amarelo com reflectância alta (calcopirite?). A magnetite ocorre, com frequência, a materializar a linha média dos veios de serpentina (Figura 4.6.b) e em fendas *en échelon*. Estas estruturas, que frequentemente apresentam serpentina com diferentes texturas e características ópticas, são o resultado do carácter polifásico do processo de serpentinização.

A amostra CR11 corresponde a um dunito muito serpentinizado, com banda piroxenítica *boudinada*. O cumulado olivínico do protólito apresenta-se parcialmente serpentinizado, formando uma textura *mesh*, e os cristais encontram-se muito fracturados e deformados (*e.g.* extinção ondulante). O *boudin* piroxenítico encontra-se melhor preservado, com poucas evidências de substituição. Nele observa-se maioritariamente uma textura granoporfiroclástica inequigranular, com cristais de piroxena de maiores dimensões rodeados por uma matriz mais fina de anfíbola, acompanhada por filossilicatos, apatite e olivina em quantidades vestigiais.

A amostra CR12 também corresponde a um dunito serpentinizado com banda piroxenítica. No entanto, neste caso a banda não se encontra *boudinada* e as piroxenas que a constituem encontram-se consideravelmente cominuídas e fracturadas, formando um cataclasito (?) (Figura 4.6.c). Este deverá corresponder a um corredor de cisalhamento e encontra-se menos afectado pelo processo de serpentinização do que a zona dunítica. Os cristais de cromite ocorrem disseminados em ambas as zonas e apresentam, por vezes, grandes dimensões. Nos domínios sujeitos a intensa deformação, a espinela encontra-se intensamente fracturada, enquanto a matriz dunítica/piroxenítica circundante parece contornar o cristal. Estas duas últimas amostras representam o que, mais à frente, no capítulo da química mineral, será designado por dunito com banda piroxenítica serpentinizado (DBPS).

Nos **lherzolitos** estudados foi possível identificar olivina + piroxena (orto- e clinopiroxena) + anfíbola ± clorite ± talco como minerais transparentes e cromite + ferricromite + magnetite (± pentlandite? ± bravoíte?) como minerais opacos. Tal como os dunitos, estas amostras encontram-se parcialmente serpentinizadas. As zonas mais ricas em olivina apresentam maior grau de alteração para serpentina, enquanto a grande maioria dos cristais de piroxena e de anfíbola ainda não se encontram bastitizados (substituídos por serpentina). Em algumas amostras é possível observar cristais de piroxena a serem substituídos por anfíbola, como resultado do processo de retrogradação. Todos os cristais se encontram muito fracturados e a presença de oxidação tardia, resultante da meteorização, é transversal a todas as amostras. A cortar as amostras ocorrem veios de serpentina. Para além da fracturação referida, observam-se evidências de deformação intensa como, por exemplo, a clivagem encurvada dos cristais de ortopiroxena e extinção ondulante (Figura 4.6.d). Também os cristais de cromite apresentam evidências de deformação, como sejam microfracturação transgranular ou o resultado da partição octaédrica. Estes cristais não são totalmente opacos em luz transmitida e exibem uma cor acastanhada, o que sugere um empobrecimento relativo em Fe. As fracturas destes grãos encontram-se geralmente preenchidas por serpentina, clorite e magnetite. Por fim, é digna de nota a existência de pequenos grãos de um sulfureto amarelado com reflectância alta, dos quais não foi possível observar mais nenhuma característica petrográfica em luz reflectida, impossibilitando a sua identificação conclusiva (calcopirite?). Estes ocorrem inclusos nos cristais de cromite e, com maior frequência, em fracturas nos cristais de piroxena.

As amostras de **websterito olivínico** possuem características semelhantes às de lherzolito, apresentando grau de fragmentação superior. O maior grau de fracturação levou à geração de uma rede desordenada e profusa de veios com diferentes espessuras, preenchidos por serpentina, o que por sua vez possibilitou a bastitização de uma maior quantidade de cristais de piroxena. Não obstante alguns cristais de

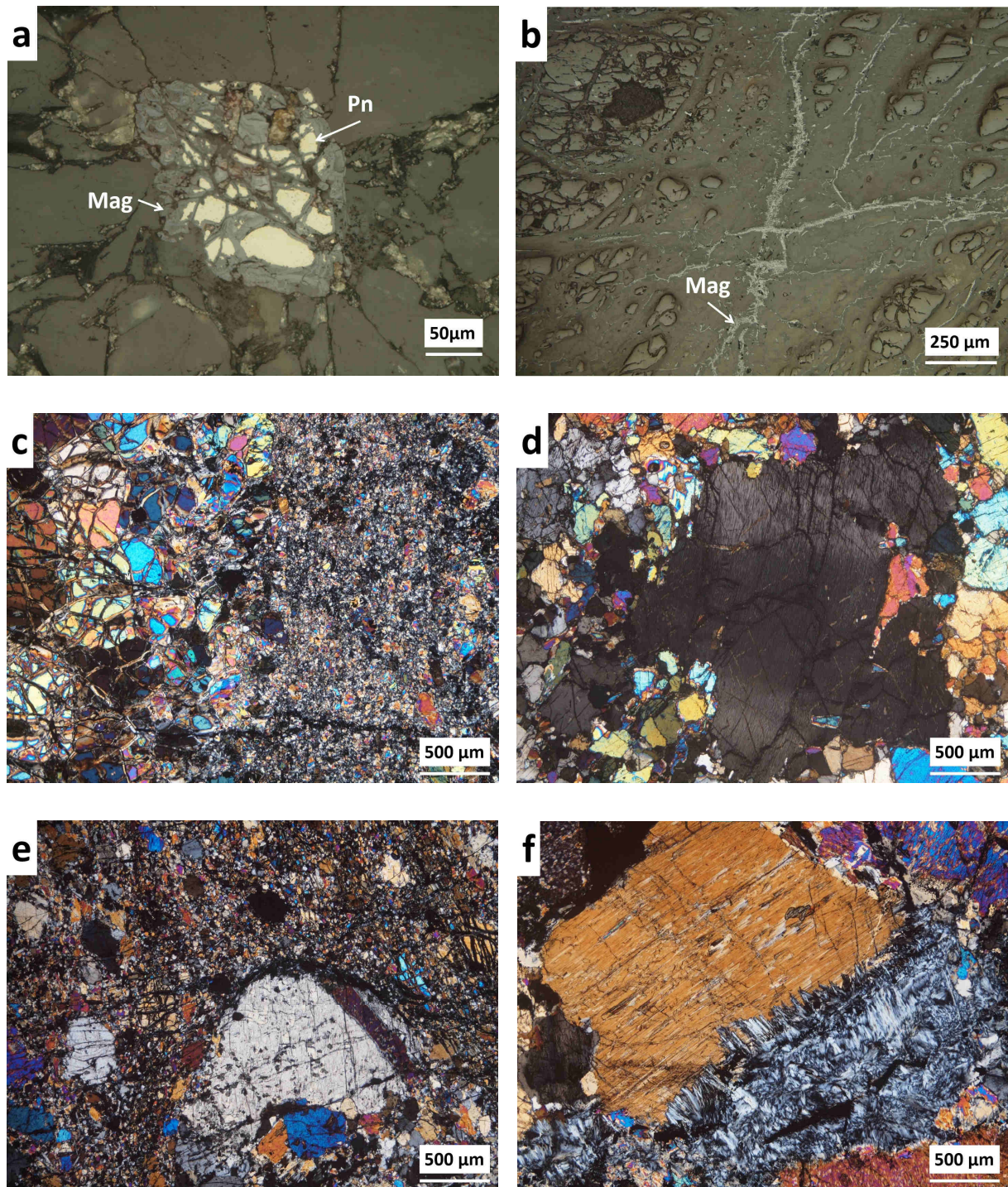


Figura 4.6. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (dunitos, lherzolitos, websteritos, websteritos olivínicos, serpentinitos, anfibolitos e CUSC) que constituem a sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Carrazedo. a – inclusões de pentlandite num pequeno cristal de magnetite presente numa rocha serpentinitica (luz reflectida); b – magnetite a materializar a linha média dos numerosos veios de serpentina que afectam uma rocha dunitica (luz reflectida); c – rocha dunitica com cristais muito fracturados (à esquerda) e contacto muito bem definido com uma banda piroxenítica (à direita) que se apresenta bastante cominuída, representando provavelmente um corredor de cisalhamento (cataclasito?) (luz transmitida, NX); d – pormenor notável da deformação plástica de um cristal de ortopiroxena - repare-se na extinção ondulante e na clivagem curva apresentados pelo cristal (luz transmitida, NX); e – cristal de ortopiroxena numa amostra de websterito olivínico que conserva uma dimensão considerável apesar dos minerais que o rodeiam se encontrarem muito cominuídos, fruto da acomodação frágil da deformação evidenciada por esses minerais (luz transmitida, NX); f – serpentina bem cristalizada a “invadir” os bordos de um cristal de ortopiroxena numa amostra de websterito (luz transmitida, NX).

ortopiroxena conservarem dimensões próximas das originais, contrastando com a “matriz” cominuída circundante (Figura 4.6.e). Nestas amostras a magnetite ocorre de forma abundante, a definir a linha média dos veios de serpentina e nos espaços intergranulares, desenvolvendo uma textura esquelética. A cromite ocorre disseminada, muitas vezes acompanhada por clorite.

Distinguem-se amostras mais ricas em piroxena – **websteritos** – que apresentam textura fanerítica tipo cumulado ultramáfico. Grande parte das piroxenas é substituído por anfíbola. Regra geral, a quantidade relativa de ortopiroxena parece ser superior à de clinopiroxena (ortopiroxenitos?). O espaço intergranular é ocupado por serpentina bem cristalizada, que apresenta textura não pseudomórfica pseudo-interpenetrativa, ocorrendo com frequência a penetrar os cristais de ortopiroxena (Figura 4.6.f). A olivina está presente em pequenas quantidades e a clorite ocorre no bordo dos cristais de piroxena e, por vezes, nas fracturas dos cristais de cromite. A nível dos minerais opacos, é possível observar magnetite em pequena quantidade e pequenos cristais de sulfuretos com algum controlo estrutural (pentlandite? ± bravoite? ± pirite?), ocorrendo sob a forma de pequenos cristais nas fracturas dos grãos de piroxena e de cristais maiores no seio das serpentinas.

Os **anfibolitos** da zona de Carrzedo apresentam textura granoblástica poligonizada inequigranular. São maioritariamente constituídos por horneblenda e pargasite. Observa-se a presença de epídoto (clinozoisite?) que ocorre em agregados equigranulares poligonais dispersos na matriz (Figura 4.7.a). Regista-se a presença de quartzo em contextos texturais diversos, nomeadamente de forma intersticial aos grãos de anfíbola e em agregados cristalinos poligonizados associados aos grãos de epídoto. Verifica-se ainda a presença de um mineral de relevo elevado, incolor, com tintas de birrefringência até ao final da segunda ordem (titanite?) e que ocorre de forma disseminada em pequenas quantidades. Os minerais opacos são praticamente inexistentes nesta amostra, restringindo-se a pequenos grãos de um sulfureto (pirrotite?) ao longo dos finos veios que cortam os inossilicatos e a agregados de magnetite a preencher veios mais possantes, transversais à lâmina.

Os **anfibolitos com granada** encontram-se representados pela amostra CR4. A textura granonematoblástica identificável macroscopicamente (Figura 4.7.b) não é discriminável ao microscópio, onde apenas é possível identificar uma textura granoblástica inequigranular (Figura 4.7.c). Os grãos de granada apresentam geralmente dimensões superiores às dos restantes minerais que, por sua vez, correspondem a dois tipos de anfíbola (horneblenda e actinolite?) + plagioclase? + titanite? + quartzo. Pequenos grãos de pirite (± esfalerite?) perfazem a mineralogia opaca da amostra e ocorrem em maior abundância nas zonas de granularidade mais fina. É possível que esta amostra corresponda ao resultado do processo de retrometamorfismo das rochas granulíticas com granada referidas na literatura.

Os **CUSC** analisados nesta zona apresentam uma quantidade relativa de cromite muito inferior aos CUSC colhidos em Alimonde, perfazendo sensivelmente 50 % da amostra. Para além de cristais de cromite de dimensão apreciável, observam-se cristais menores de olivina e anfíbola, clorite e outros filossilicatos em quantidade vestigial (zonas sericitizadas?). As olivinas encontram-se fracturadas e serpentinizadas, em certas zonas já totalmente substituídas por serpentina. É de notar que os cristais de cromite nestas amostras não são completamente opacos quando observados sob luz transmitida, apresentando cor castanha-avermelhada (Figura 4.7.d), sugerindo que possuem elevado teor em Fe (ferricromite?). Estes grãos apresentam-se frequentemente fracturados e, em certas ocasiões cortados por fracturas tardias preenchidas por serpentina (Figura 4.7.e). A mineralogia opaca é completada por magnetite, que ocorre em pequena quantidade nos domínios mais serpentinizados, e por pentlandite (e eventualmente outros sulfuretos de Ni) que ocorre em fracturas nos cristais de cromite ou na sua proximidade (Figura 4.7.f).

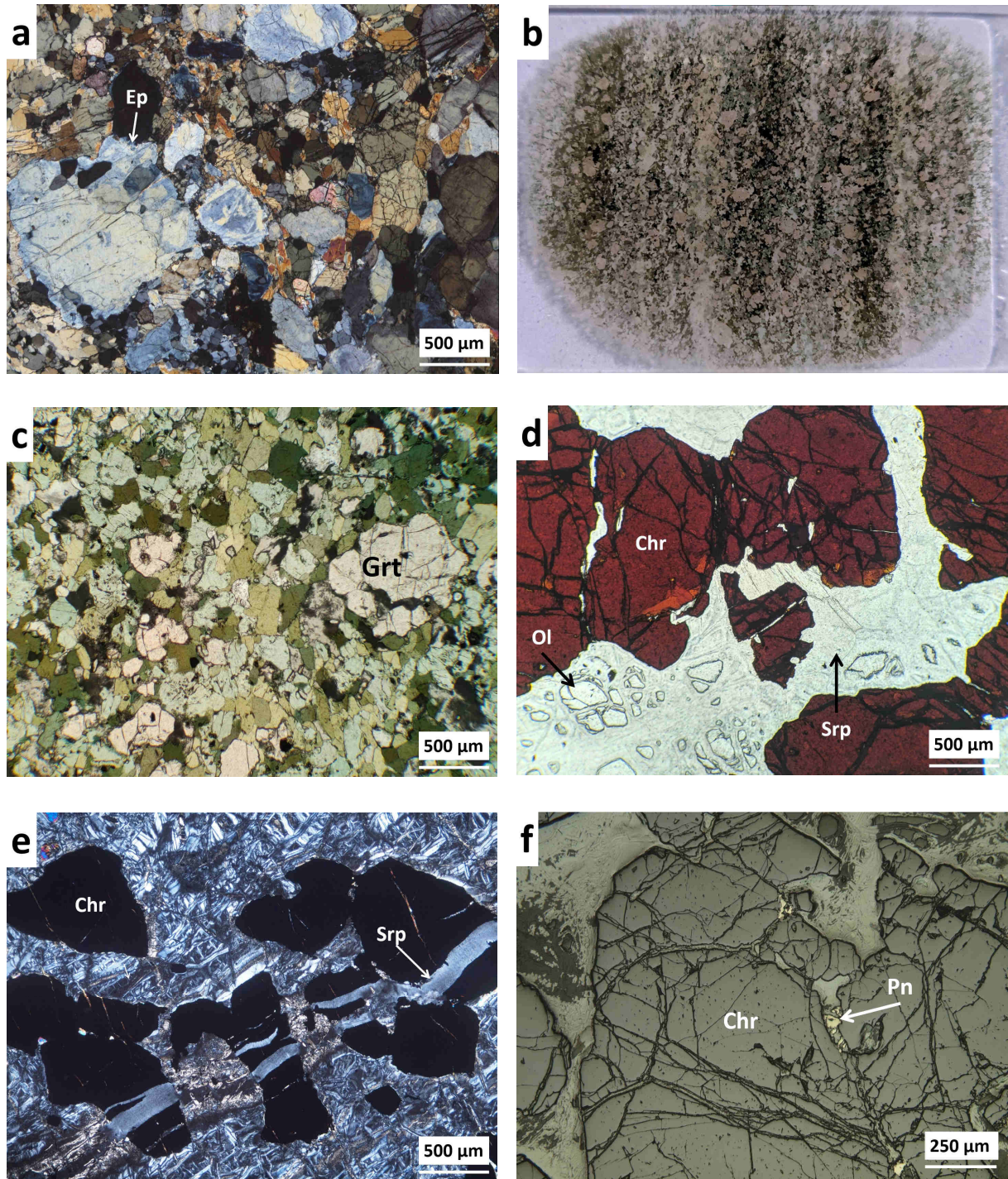


Figura 4.7. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (dunitos, lherzolitos, websteritos, websteritos olivínicos, serpentinitos, anfíbolitos e CUSC) que constituem a sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Carrazedo. a – ocorrências de epidoto (clinozoisite?) numa amostra de anfíbolito (luz transmitida, NX); b – fotografia da lâmina delgada polida onde é possível observar a textura granoblastica inequigranular (com orientação notória) que não é possível observar ao microscópio (escala: fotografia corresponde sensivelmente à área útil de uma lamina delgada polida); c – anfíbolito com granada em luz transmitida, NP; d – amostra de CUSC em luz transmitida, repare-se na ligeira translucidez dos cristais de cromite e na sua cor castanha-avermelhada, denunciando desvio da composição ideal no sentido de maior teor em Fe; e – pormenor da forma como uma fractura tardia, agora preenchida por serpentina, se desenvolve de forma transversal aos diferentes minerais, cortando até os cristais de cromite – repare-se que na zona de matriz serpentínica o veio encontra-se substituído por carbonatos, enquanto nas zonas onde cruza os cristais de cromite tal não se verifica (luz transmitida, NX); f – ocorrências de pentlandite na proximidade e fracturas de grãos de cromite numa amostra de CUSC (luz reflectida).

4.3. Conlelas

Na zona de Conlelas foram amostrados dunitos, anfibolitos, anfibolitos com granada e serpentinitos.

Os **dunitos** desta zona apresentam uma textura fina pseudomórfica em *mesh* e encontram-se significativamente serpentinizados. No entanto, são variavelmente afectados pelos processos de meteorização tardios, pelo que as amostras menos alteradas apresentam cor cinzenta-esverdeada, enquanto as amostras mais alteradas apresentam cor acastanhada, possivelmente resultado da presença de quantidades substanciais de óxidos de ferro. Regra geral, as olivinas encontram-se muito fracturadas e já só podem ser observadas no núcleo da malha da textura *mesh*. O padrão de fracturação ocorre frequentemente sob uma direcção preferencial, que deverá resultar de um episódio de deformação intenso que gerou veios preenchidos por serpentina e magnetite. Nas amostras mais oxidadas, a serpentina que constitui os veios, e a que substitui a olivina, encontra-se impregnada por óxidos de ferro. A cromite ocorre de forma disseminada, com abundância variável, geralmente acompanhada por clorite a bordejar os grãos ou formando caudas (sombas de pressão) que realçam o comportamento contrastante entre os cristais de cromite e os restantes, quando a rocha é submetida a intensa deformação (Figuras 4.8.a-b).

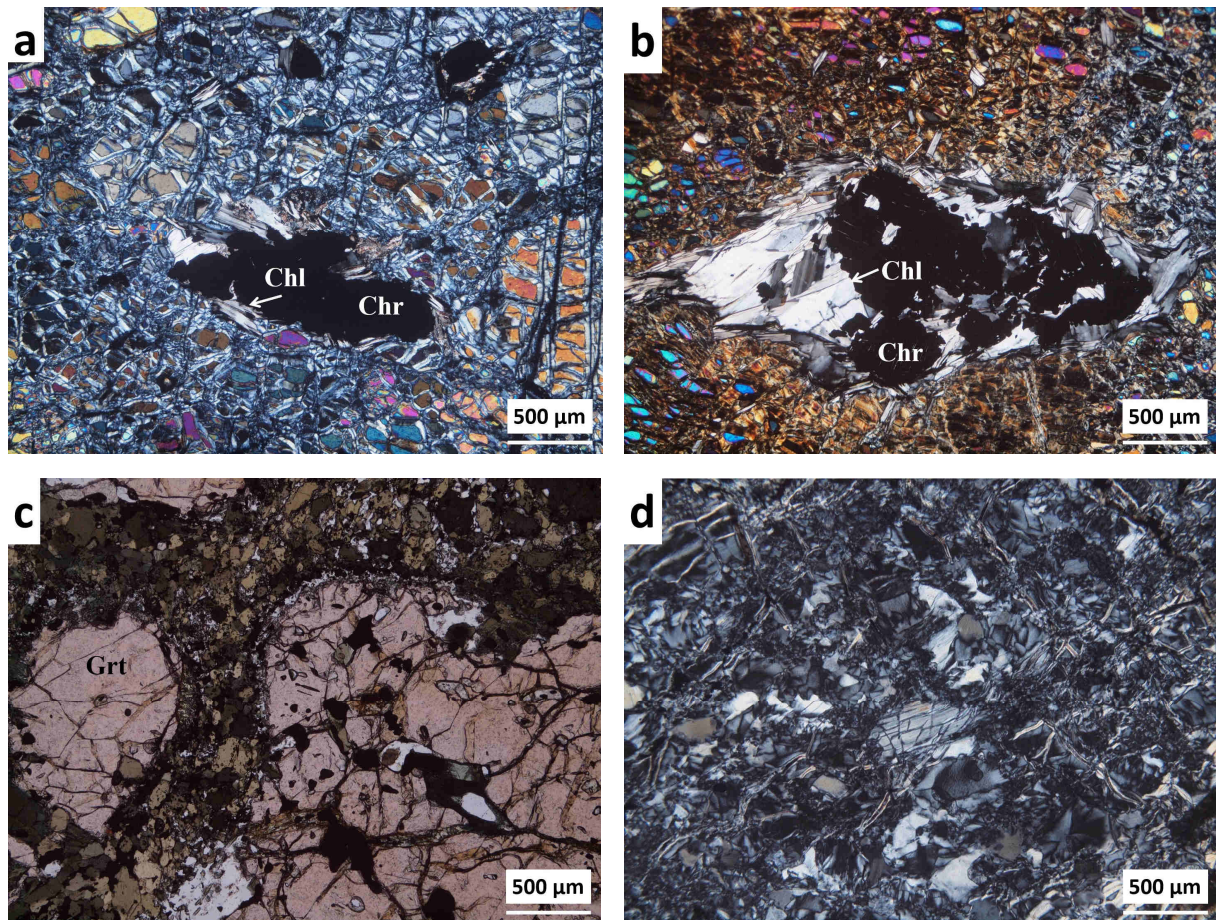


Figura 4.8. Características petrográficas evidenciadas pelos diferentes litótipos (dunitos, anfibolito com granada e serpentinitos) que ocorrem na sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Conlelas. a – dunito pouco oxidado com olivinas muito fracturadas e processo de serpentinição avançado – grão de cromite bordejado por lamelas de clorite (luz transmitida, NX); b – dunito muito oxidado e com olivinas muito fracturadas e processo de serpentinição avançado – cromite muito fracturada com lamelas de clorite a preencher as sobras de pressão geradas pela intensa deformação (luz transmitida, NX); c – granoblóstos de granada muito fracturada, presentes na amostra de anfibolito CL3 (luz simplesmente transmitida); d – rocha totalmente serpentinizada com uma bastite (no centro da fotografia) (luz transmitida, NX);

Os **anfíbolitos com granada** apresentam uma textura granoporfiroblástica pronunciadamente inequigranular (Figura 4.8.c). As anfíbolos presentes, resultam possivelmente do retrometamorfismo de piroxenas, e correspondem essencialmente a actinolite. Ainda existem grãos remanescentes de piroxena augítica. A presença rara de plagioclase também é digna de nota. Os porfiroclastos de granada encontram-se profusamente fracturados e frequentemente alterados para feldspato e/ou filossilicatos finos (sericite). A ocorrência de quartzo poligonal também se observa, mas com pouca frequência. A mineralogia opaca restringe-se, grosso modo, a magnetite e ilmenite, que ocorrem em pequenos grãos e no espaço intersticial intergranular (Figura 4.9.c).

Os **anfíbolitos** apresentam textura nematoblástica inequigranular e são, quase exclusivamente, constituídas por actinolite. Em algumas zonas ainda é possível identificar resquícios de piroxena (augite?) \pm titanite \pm quartzo (\pm rútilo?). Nestas amostras não se verifica a ocorrência de minerais opacos.

As amostras de **serpentinito** encontram-se variavelmente alteradas por meteorização tardia. Parte das amostras apresenta textura pseudomórfica *mesh* - sugestiva de protólito dunítico – e mais raramente em ampulheta (Figura 4.9.a). Outras, apresentam texturas não pseudomórficas, resultado de intensa recristalização, dificultando a identificação do protólito. Existem igualmente amostras onde é possível identificar resquícios de olivina e de piroxena nos núcleos da rede *mesh*, sugerindo que o protólito corresponderia a um lherzolito, ou até a um websterito olivínico, constatação, que é corroborada pela existência esporádica de bastites (Figura 4.8.d). Este processo de serpentinização intensa é o resultado de sucessivos episódios de circulação de fluidos hidrotermais, gerando, por vezes, diferentes texturas e levando ao desenvolvimento de “anéis” sucessivos em torno dos “núcleos” da malha *mesh*, testemunhando o carácter polifásico deste processo (Figura 4.9.a). As amostras são cortadas por numerosos veios, alguns sensivelmente subparalelos, que apresentam possanças distintas e que se encontram preenchidos por serpentina com características ópticas variadas desenvolvendo, nomeadamente, texturas que variam entre perpendiculares e paralelas às paredes dos veios. A amostra CL1 apresenta várias famílias de veios caracterizáveis, com especial destaque para uma família precoce de corredores de cisalhamento subparalelos que resultaram na geração de fendas de tracção com disposição *en échelon*, preenchidas por serpentina – melhor observáveis à macro escala (Figura 4.9.b).

A presença de magnetite não se restringe à linha média dos veios de serpentina, ocorrendo com frequência no bordo das malhas da rede *mesh*. A cromite ocorre em todas as amostras, sob a forma de grandes cristais que se encontram profusamente fracturados e sem aparente controlo estrutural exibindo, por vezes, texturas de dissolução (?) (Figura 4.9.d). Em algumas amostras, esta faz-se acompanhar por franjas de clorite, que parecem desenvolver-se preferencialmente nas sombras de pressão que formam caudas grosseiras geradas durante os episódios de deformação intensa destas rochas (Figuras 4.9.e-f).

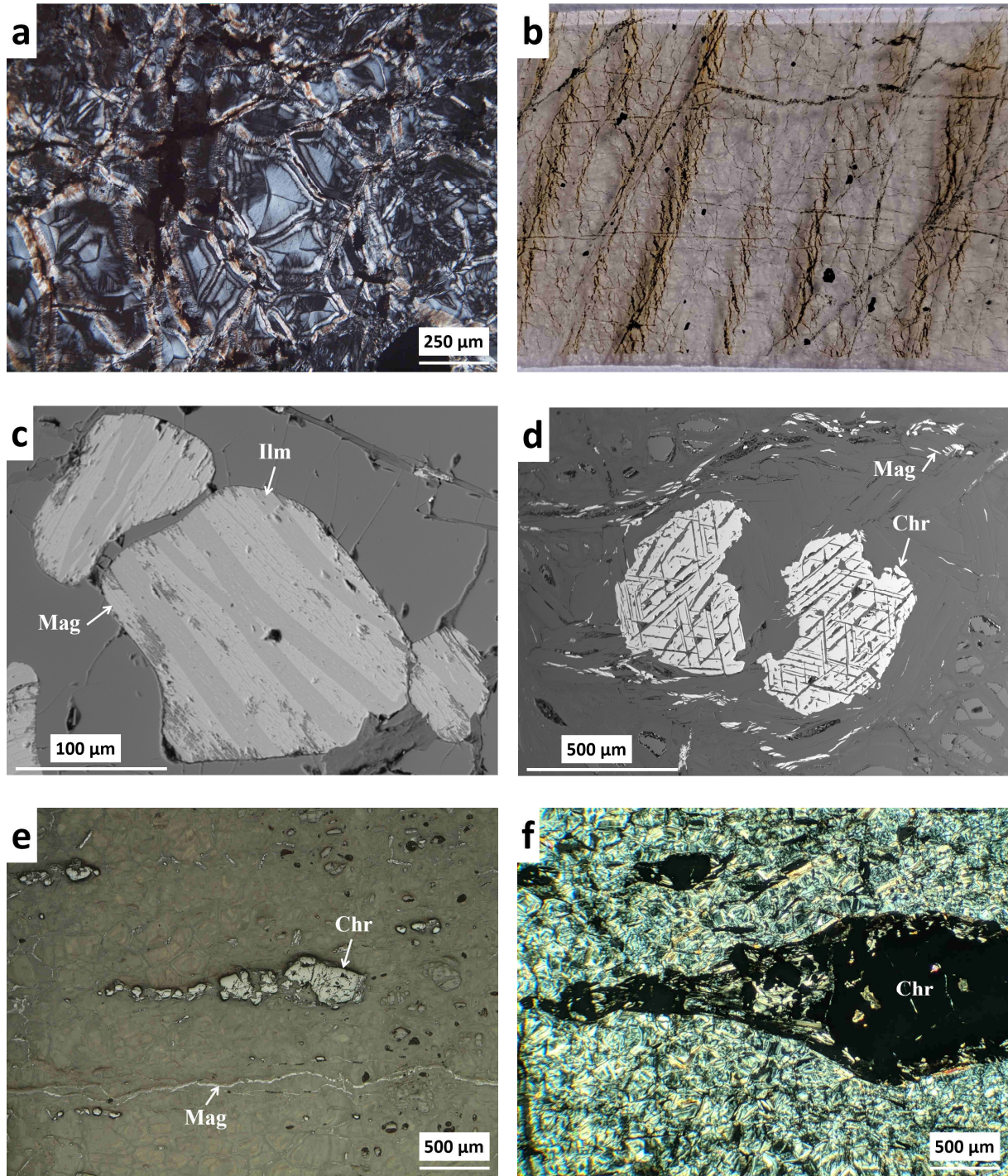


Figura 4.9. Características petrográficas evidenciadas pelos dunitos que ocorrem na sequência ultramáfica do CAS de Bragança no sector de Conlelas. a – textura de serpentina em ampulheta onde é possível observar sucessivos anéis (“rims”), denunciando o carácter polifásico dos episódios de serpentinização (luz transmitida, NX); b – fotografia da lâmina delgada da amostra CLI onde é possível observar o padrão de fracturação “en echelon” desenvolvido pelas fendas de tracção (escala: fotografia corresponde sensivelmente à área útil de uma lâmina delgada polida); c – exemplo do desenvolvimento de exsoluções de ilmenite em magnetite ou de magnetite em ilmenite numa amostra de anfibolito (imagens de electrões difundidos – JEOL JXA 8200); d – aspecto notável de exsulução (?) num grão de cromite segundo o padrão triangular característico da partição octaédrica típica das espinelass, numa amostra de serpentinito, (imagens de electrões difundidos – JEOL JXA 8200); e – outro exemplo do resultado da intensa deformação acomodada pelas rochas serpentínicas da região, neste caso a subgranulação do cristal de cromite é organizada segundo uma direcção preferencial formando uma cauda (cisalhamento?) (luz reflectida); f – exemplo em que a formação das “caudas” referidas na figura (e) dão lugar à formação de clorite nos interstícios dos pedaços do grão de cromite (luz transmitida, NX).

5. Difraccção de Raios-X

A amostra AL1 corresponde ao material rochoso que preenchia uma falha com direcção 340°, 90° (Figura 5.1.a). O estudo por difractometria permitiu identificar **népouite** – $(\text{Ni,Mg})_3(\text{Si}_2\text{O}_5)\text{OH}_4$ (mineral do grupo da serpentina) (7.2606 (100%), 3.6362 (74.5%), 2.4860 (44.7%) Å), **lizardite** (2.4860 (44.7%), 7.2606 (100%), 2.1436 (15.3%) Å), **clinocloro** (14.0624 (12.2%), 7.0754 (24%), 3.5366 (25.1%) Å), **clinocrisótilo** (7.2606 (100%), 3.6362 (74,5%), 4.7162 (18.9%) Å) e **clorite** (14.0624 (12.2%), 7.0754 (24%), 4.7162 (18.9%) Å) como principais minerais constituintes. Para além dos picos principais, a presença de clorite foi confirmada com base nos picos 4.5027 Å (17.5%), 2.9512 Å (7.3%) e 2.0231 Å (5%), uma vez que estes não eram atribuíveis às restantes fases minerais.

A amostra AL3 corresponde ao material se que encontrava a selar uma fractura de direcção média 65°, 66° (Figura 5.1.b). Esta família de fracturas é cortada por outra, de direcção 185°, 80°, que não apresenta preenchimento. O estudo por difractometria tornou evidente a presença de **tremolite** (2.7026 (28.3%), 8.4342 (68%), 3.1186 (100%) Å) e de **actinolite** (2.7026 (28.3%), 8.4342 (68%), 2.5294 (9.7%) Å) como principais constituintes da associação mineral.

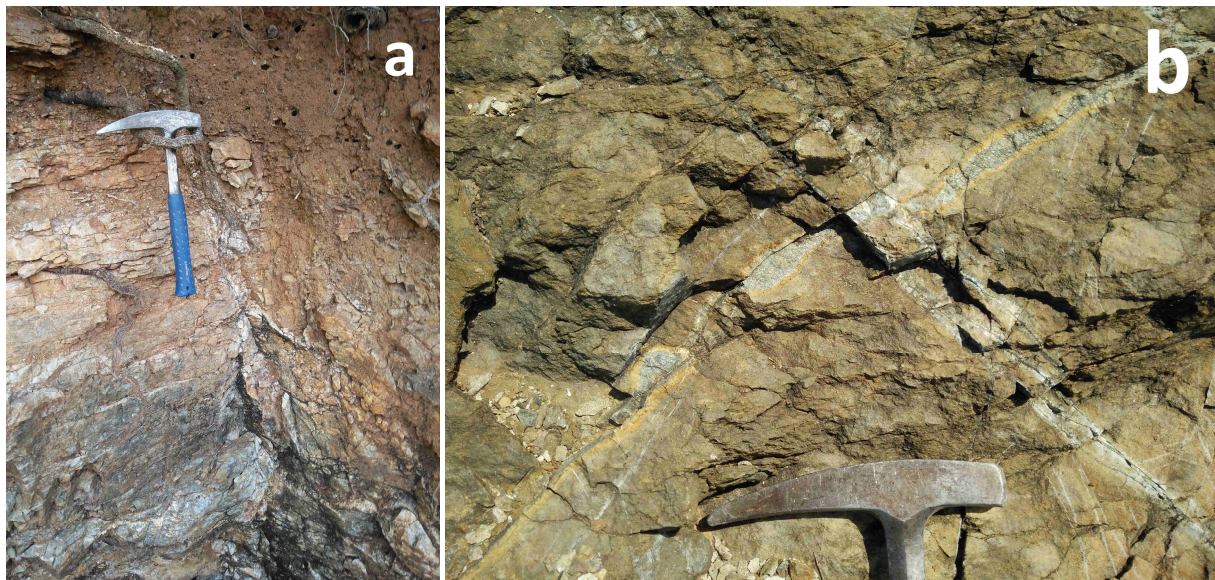


Figura 5.1. Fotografias tiradas na estação 2 do sector de Alimonde; a – zona de esmagamento de falha preenchida por material desagregado – local onde foi colhida a amostra AL1; b – fractura preenchida pelo material que foi difractado sob a referência AL3.

A amostra AL6, um peridotito serpentinizado, foi colhida numa zona de intensa meteorização. Os peridotitos neste local apresentavam uma banda espessa de cristais negros (cumulado ultramáfico), com brilho vítreo a submetálico (cromites) (Figura 5.2). O estudo por difractometria resultou na identificação de **lizardite** (7.2844 (100%), 3.6421 (82%), 2.4887 (47.5%) Å) e de **clinocloro** (4.7212 (19.7%), 7.2844 (100%), 3.5449 (22%) Å). Na identificação do clinocloro os picos 14.3827Å (12.6%), 4.7212Å (19.7%) e 2.4416 Å (20.9%) foram determinantes, dado que não são justificados pela presença de lizardite.

A amostra CL1a, de coloração verde, foi colhida no preenchimento de uma zona de falha com direcção 334°, 73°. O estudo com recurso a difracção de raios-X permitiu identificar como paragénese mineral: **antigorite** (7.2725 (26.9%), 2.4558 (1.5%), 2.1445 (2.6%) Å); **pargasite** (3.1250 (12.0%), 8.4342 (4.8%), 3.2687 (5%) Å); e **clinocloro** (7.2725 (26.9%) 4.792 (19.3%) 3.5957 (34.70%) Å).

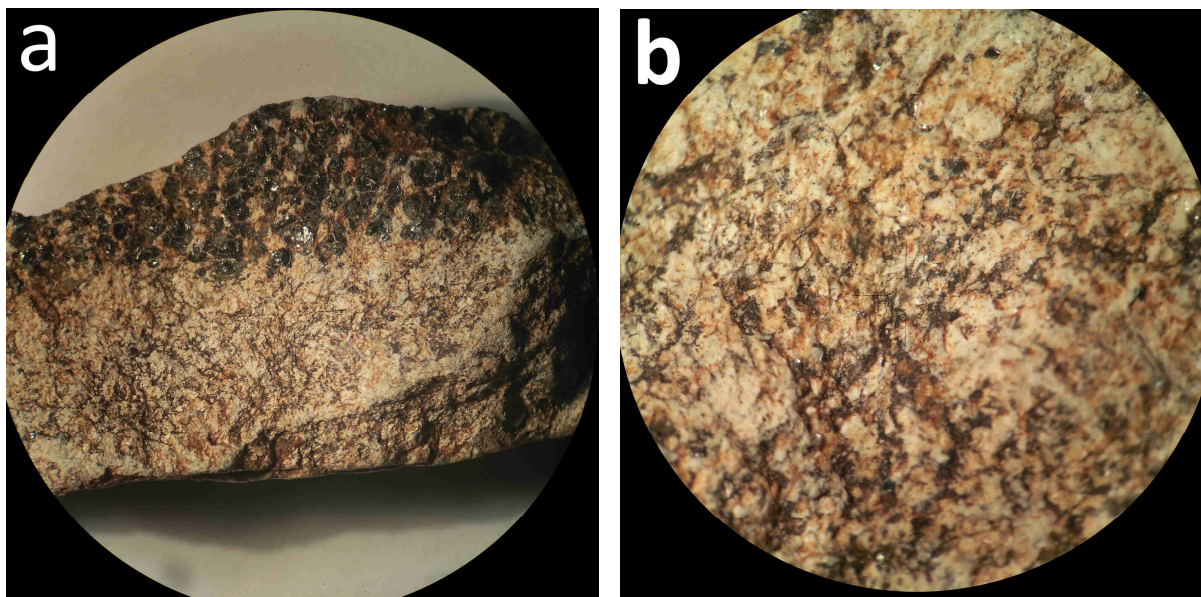


Figura 5.2. Amostra AL6 observada à Lupa Binocular. É evidente a presença de uma banda rica num cumulado mineral de cristais negros com brilho vítreo/submetálico. A amostra de material difractado foi colhida na banda clara da amostra. a) com ampliação de 6x; b) com aplicação de 30x.

A amostra CL4, corresponde a material desagregado colhido *in situ*. Este é constituído por cristais de cor escura, brilho vítreo a submetálico e por, pelo menos, uma direcção de clivagem muito evidente (Figura 5.3.a). O estudo por difractometria identificou **hornblenda** (3.125 (100%), 8.4182 (66.2%), 2.9303 (17.3%) Å) e **pargasite** (3.125 (100%), 2.6962 (26.8%), 2.1553 (14%) Å).

A amostra CL9, corresponde ao material desagregado que corresponde a um produto de alteração do preenchimento de uma fractura paralela ao bandado magmático (?) (Figura 5.3.b). O estudo por difractometria demonstrou a presença de **clinocrisótilo** (7.3084 (27.7%), 3.648 (18.5%), 4.7362 (8.1%) Å), **pargasite** (3.1314 (8.7%), 8.4503 (5.7%), 3.2687 (5.2%) Å) e **vermiculite** (14.3827 (100%), 2.8733 (27.1%), 3.5957 (21.5%) Å) como principais minerais constituintes.



Figura 5.3.: a – fotografia tirada na estação 3 do sector de Conlelas - nível anfibolítico onde foi colhida a amostra CL4 para difracção; b – fotografia tirada na estação 8 do sector de Conlelas - fractura preenchida por material alterado e desagregado que foi recolhido para análise com difracção de raios-X sob a referência CL9.

A amostra CR10 foi colhida num nódulo de um nível anfibolítico que apresentava maior grau de preservação, provavelmente correspondente a um nível piroxenítico *boudinado* que sofreu retrogradação na fácies anfibolítica (Figura 5.4). O estudo por difractometria destacou a presença de anfíbolos como a **edenite** - $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}\text{OH}_2$ (3.1271 (89.6%), 8.4182 (100%), 3.2687 (24.7%) Å) e a **pargasite** - $\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (3.1271 (89.6%), 8.4182 (100%), 2.9322 (15.3%) Å) e clorite, variedade **clinocloro** (2.0103 (7.3%), 2.5475 (7.7%), 14.3361 (49.1%) Å).



Figura 5.4. Fotografia tirada na estação 7 do sector de Carrazedo. Boudin anfibolítico que onde foi recolhido o material para difracção por raios-X sob a referência CR10.

Analisando os resultados, é possível constatar que a lizardite corresponde ao principal polítipo de serpentina a ocorrer nas amostras analisadas. Nas amostras de serpentinito ocorre também népouite e clinocrisótilo e, mais raramente, antigorite.

Também foi possível atribuir uma composição essencialmente actinolítica-tremolítica à zona de esmagamento de falha analisada e uma composição hornblendítica e pargasítica à amostra de anfibolito desagregado. O nível “piroxenítico” analisado é constituído por edenite, pargasite e clinocloro, o que confirma que a amostra se encontra anfibolitizada. Finalmente, foi possível atribuir uma composição essencialmente clorítica (clinocloro) e serpentínica (lizardite) à zona analisada que contacta um nível rico em cromite.

Os difractograma e os valores de 2θ (2θ [°]), d -spacing (d [Å]) e de intensidade (%) para cada pico podem ser consultados no anexo 4 (capítulo 10.4).

6. Química Mineral

Este capítulo tem como objectivo principal utilizar os dados analíticos obtidos com microsonda electrónica, de forma a caracterizar os minerais presentes nas diferentes litologias estudadas. Estes dados permitem aprofundar, confirmar e corroborar as observações petrográficas realizadas ao microscópio, assim como identificar possíveis padrões, tendências e correlações elementares que possam existir nos diferentes grupos minerais considerados, culminando num estudo detalhado e sistemático das diferentes fases minerais. Este método mostrou-se particularmente relevante na identificação das fases minerais que, devido às suas dimensões reduzidas e/ou mau estado de conservação (considerando a deformação extrema a que as rochas estudadas foram submetidas), não foram passíveis de identificação ao microscópio. As condições analíticas, os limites de detecção e padrões elementares utilizados podem ser consultados no anexo 2 (capítulo 10.2.1). Foram apenas consideradas análises cujo erro estimado era inferior a 2%, exceptuando nos minerais hidratados (nomeadamente as serpentinas) onde foi necessário recorrer à plausibilidade científica, definindo intervalos para os valores admitidos.

Das 33 lâminas produzidas e descritas ao microscópio, foram seleccionadas 11 para análise com microsonda electrónica. Tentaram-se seleccionar lâminas representativas dos diferentes litótipos, assim como as que apresentavam aspectos particulares, designadamente, bandas de cumulados ricos em cromite, presença de veios serpentínicos com possança apreciável, zonas onde processo de serpentização foi completo e presença de estruturas de cariz tectónico (fendas de tracção, fracturas, entre outros). Assim, foram analisadas amostras de dunitos (parcialmente serpentinizados), websteritos olivínicos (parcialmente serpentinizados), serpentinitos, dunitos com bandas piroxeníticas serpentinizados (DBPS), cumulados ultramáficos serpentinizados muito ricos em cromite (CUSC) e uma amostra de anfíbolito com granada (granulito máfico retrometamorfizado na fácies anfíbolítica (?)). Nas amostras onde os grãos de cromite apresentam dimensões consideráveis tentaram-se realizar conjuntos de análises pontuais entre o núcleo e o bordo do grão, para estudar a variabilidade composicional intragranular. Os minerais do grupo da serpentina foram analisados com o objectivo de tentar caracterizar a sua variabilidade composicional e de forma a estudar o processo de serpentização destas rochas. Este estudo permitiu identificar 10 grupos minerais nas diferentes litologias destas regiões. Entre os mais relevantes para este estudo estão os óxidos – espinelas cromíferas, as anfíbolos, as piroxenas, as clorites e os minerais do grupo da serpentina. Algumas das fases minerais identificadas foram apenas registadas num número muito reduzido de análises pontuais, impedindo a realização de um estudo mais detalhado.

Como foi anteriormente referido, no capítulo das metodologias, os dados em wt% de alguns grupos minerais foram convertidos para *a.p.f.u.*, com recurso a um programa criado para o efeito (para mais informações consultar o capítulo 3.4). Para os restantes, considerou-se mais adequado proceder ao cálculo manual. Os acrónimos utilizados para os minerais seguiram a nomenclatura proposta por Whitney & Evans (2010).

6.1. Silicatos

6.1.1. Anfíbolos cálcicos

As anfíbolos cálcicas encontram-se bem representadas nas litologias estudadas, em particular na amostra de anfíbolito com granada e nas amostras de websterito olivínico. Foram ainda identificadas em amostras de serpentinito, em DBPS e em CUSC. Registou-se a sua ocorrência em quase todas as litologias estudadas, uma vez que, à partida, a grande maioria das piroxenas presentes nos diversos protólitos (*e.g.* websteritos, websteritos olivínicos, Iherzolitos) terão retrometamorfizado para anfíbola durante o reequilíbrio na fácies anfíbolítica, tal como se considera na história geológica do CAS. Ainda

que a caracterização detalhada deste grupo mineral não constitua um objectivo primordial deste trabalho, os dados analíticos obtidos permitiram avaliar algumas variações composicionais admitidas por estes minerais.

Tabela 6.1. Dados da fórmula estrutural média (a.p.f.u.) das anfíbulas analisadas nas diferentes litologias.

	Anfibolito com Granada			Webesterito olivínico	Serpentinito	DBPS	CUSC
	Anf1	Anf2	Anf3				
Grupo T							
<i>Si⁴⁺</i>	8.030	6.296	8.026	6.997	7.191	6.787	6.893
<i>Fe³⁺</i>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<i>Al³⁺</i>	0.000	1.704	0.000	1.003	0.809	1.213	1.107
Total	8.030	8.000	8.026	8.000	8.000	8.000	8.000
Grupo C							
<i>Ti⁴⁺</i>	0.007	0.116	0.013	0.008	0.002	0.019	0.025
<i>Fe³⁺</i>	0.133	0.439	0.218	0.258	0.125	0.126	0.030
<i>Cr³⁺</i>	0.007	0.010	0.008	0.145	0.126	0.221	0.247
<i>Al³⁺</i>	0.203	0.796	0.136	0.287	0.285	0.376	0.374
<i>Zn²⁺</i>	0.002	0.003	0.003	0.003	0.001	0.003	0.002
<i>Ni²⁺</i>	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
<i>Fe²⁺</i>	3.058	1.864	3.285	0.128	0.238	0.230	0.161
<i>Mn²⁺</i>	0.229	0.007	0.160	0.000	0.000	0.000	0.000
<i>Mg²⁺</i>	1.202	1.746	0.957	4.170	4.221	4.022	4.144
<i>Li⁺</i>	0.140	0.000	0.219	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.981	4.981	5.000	4.997	4.997	4.996	4.987
Grupo B							
<i>Ca²⁺</i>	1.660	1.682	1.225	1.842	1.842	1.903	1.853
<i>Na⁺</i>	0.237	0.155	0.080	0.154	0.158	0.094	0.147
<i>Li⁺</i>	0.085	0.000	0.696	0.000	0.000	0.000	0.000
<i>Mg²⁺</i>	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000
<i>Mn²⁺</i>	0.000	0.074	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<i>Fe²⁺</i>	0.000	0.089	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.981	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Grupo A							
<i>Ca²⁺</i>	0.000	0.097	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<i>K⁺</i>	0.054	0.103	0.050	0.053	0.042	0.094	0.057
<i>Na⁺</i>	0.018	0.354	0.480	0.420	0.396	0.499	0.573
<i>Li²⁺</i>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	0.072	0.555	0.530	0.473	0.438	0.593	0.629
Grupo W							
<i>OH⁻</i>	1.977	1.757	1.950	1.950	1.986	1.910	1.897
<i>Cl⁻</i>	0.003	0.012	0.003	0.003	0.004	0.002	0.000
<i>F⁻</i>	0.006	0.010	0.021	0.031	0.006	0.050	0.053
<i>O²⁻</i>	0.014	0.221	0.026	0.016	0.004	0.039	0.050
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

A maioria das análises (n=40) provêm das amostras de websterito olivínico, 34 análises foram obtidas na amostra de anfíbolito com granada e as restantes litologias: DBPS, serpentinito e CUSC, deram origem a 11, 6 e 6 análises de anfíbola, respectivamente.

A amplitude dos dados obtidos em wt% de óxidos pode ser consultada no anexo 3 (capítulo 10.3.1). A fórmula estrutural considerada é $A_{(0-1)}B_2C^{vi}_5T^{iv}_8O_{22}(W)_2$, que contempla Ca^{2+} , K^+ , Na^+ e Li^{2+} na posição A e OH^- , Cl^- , F^- e O^{2-} na posição W. As fórmulas estruturais médias para cada litologia podem ser consultadas na tabela 6.1. Para além de se fazer uma distinção entre diferentes litologias é também necessário considerar e separar os diferentes tipos de anfíbola que ocorrem na amostra de anfíbolito com granada.

No anfíbolito com granada, as *Anf1* possuem a posição tetraédrica totalmente preenchida por Si, conteúdos apreciáveis de Fe e Mg e correspondem, na generalidade, a anfíbolos actinolíticos, que apresentam tendência ferro-actinolítica em algumas análises. Na mesma amostra, as *Anf2*, possuem algum Al a substituir a Si na posição tetraédrica, apresentam conteúdo em Fe mais baixo e em Mg mais elevado, com destaque para o conteúdo em Al admitido na posição C, e correspondem a anfíbolos essencialmente pargasíticas a ferro-pargasíticas e magnésio-hastingítes. Por último, as *Anf3*, apresentam composição relativamente próxima das *Anf1*, possuindo, no entanto, conteúdos em Li não negligenciáveis e correspondem, sensivelmente, a ferro-winchites e ferro-richterites. Importa notar que o Li é um elemento químico que não é analisado pela microsonda sendo assim estimado para acerto do balanço de cargas. É possível que corresponda a um artifício de cálculo.

Nas amostras de websterito olivínico as anfíbolos analisadas apresentam grande variabilidade composicional. O conteúdo em Si varia entre 7 e 8 na posição tetraédrica onde é substituído por Al. A posição C é maioritariamente ocupada por Mg, e é de notar que, ao contrário das anfíbolos do anfíbolito com granada, observa-se pequena incorporação de Cr nessa posição. As espécies de anfíbola são diversas, destacando-se a actinolite e a horneblenda magnésiana.

Na amostra de serpentinito foram analisadas anfíbolos que correspondem a horneblendas magnésianas. Nas amostras de DBPS e CUSC analisadas foi identificada e quantificada a presença de pargasite. Nestas amostras a distribuição dos vários elementos químicos pelas posições estequiométricas é semelhante à descrita para as amostras de websteritos olivínico, notando-se que também incorporam quantidades não negligenciáveis de Cr na posição C.

Por outro lado, a projecção destas amostras no diagrama (Figura 6.1) para as anfíbolos cálcicas, presente na folha de cálculo de classificação de anfíbolos que segue as recomendações IMA 2012 (Locock, 2014), apresenta ligeiras diferenças relativamente à classificação anteriormente descrita. Não obstante essas ligeiras diferenças, a projecção gráfica permite concluir que a variação composicional entre os diferentes tipos de anfíbola não está estritamente dependente da litologia, mas sim de gradientes químicos locais. Permite também constatar que as anfíbolos presentes nas amostras de websterito olivínico apresentam grande variabilidade composicional. É possível comprovar que parte destas anfíbolos apresenta composição semelhante às presentes nos serpentinitos e as restantes têm composição mais próxima das que compõem os DBPS. Acresce salientar que, segundo esta classificação, as análises de *Anf3* podem ser classificadas como anfíbolos Li-Ca, tal como se pode verificar no diagrama da figura 6.2. Importa notar que, tal como foi referido anteriormente o Li é um elemento químico que não é analisado pela microsonda sendo assim estimado para acerto do balanço de cargas, pelo que esta classificação deve ser considerada com alguma reserva.

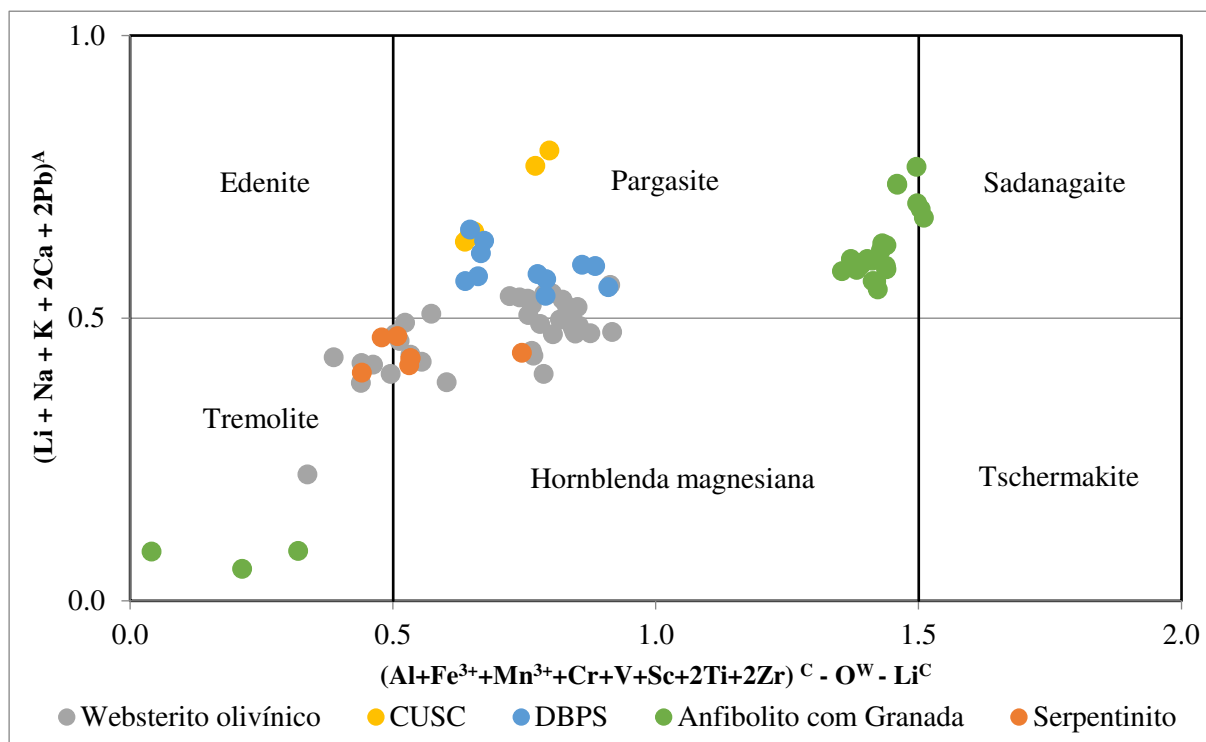


Figura 6.2. Diagrama com os limites composicionais das anfíbulas cálcicas com base na abordagem de que segue as recomendações IMA 2012 (Locock, 2014).

A composição de anfíbulas cálcicas já foi utilizada para demonstrar o grau de metamorfismo prógrado e de metassomatismo (Veblen e Ribbe, 1982 em Bridges, 1992). Segundo estes autores, a intensidade do processo metassomático que leva à substituição por anfíbola, pode ser visualizada graficamente quando se projecta num diagrama binário o conteúdo catiónico em Si, na posição tetraédrica, *versus* o somatório

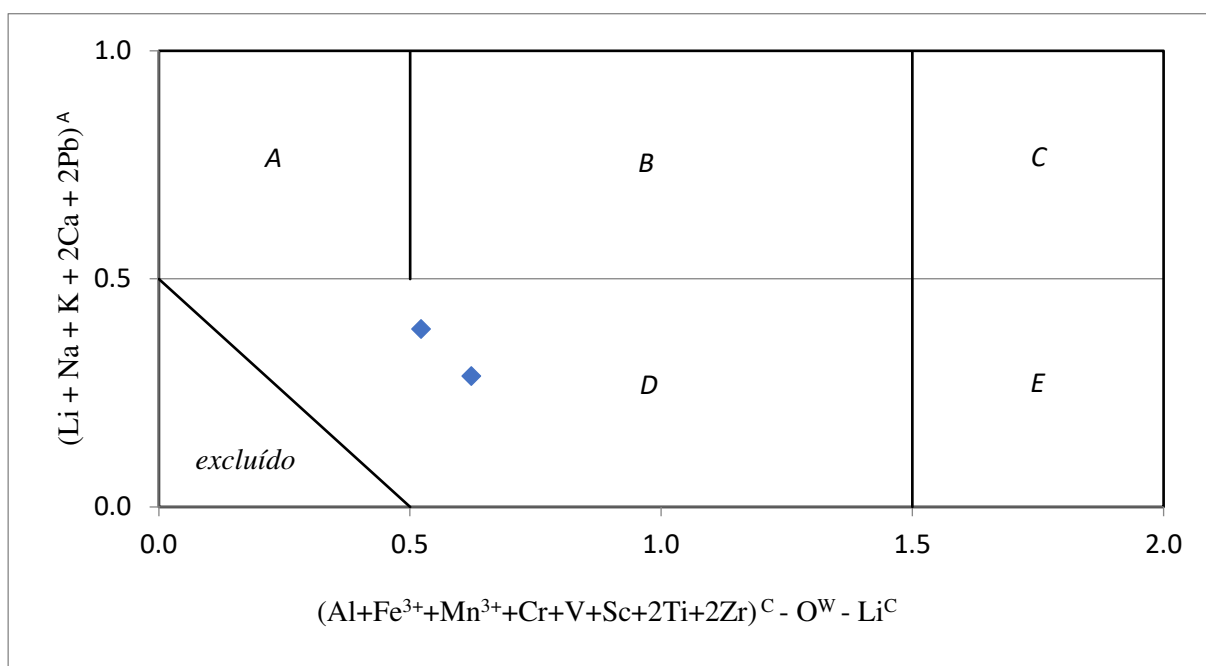


Figura 6.1. Diagrama com os limites composicionais das anfíbulas Li-Ca com base na abordagem de que segue as recomendações IMA 2012 (Locock, 2014); D - $o(\text{LiCa})(\text{Mg}_4\text{Al})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; E - $o(\text{LiCa})(\text{Mg}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; A - $\text{Na}(\text{LiCa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; B - $\text{Na}(\text{LiCa})(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; C - $\text{Na}(\text{LiCa})(\text{Mg}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

$(Na + K)_A$ (Figura 6.3), o que representa sensivelmente a alteração de tremolite para pargasite. Estes desvios podem estar associados ao processo de difusão iónica do Na como discutido em Santos (1998).

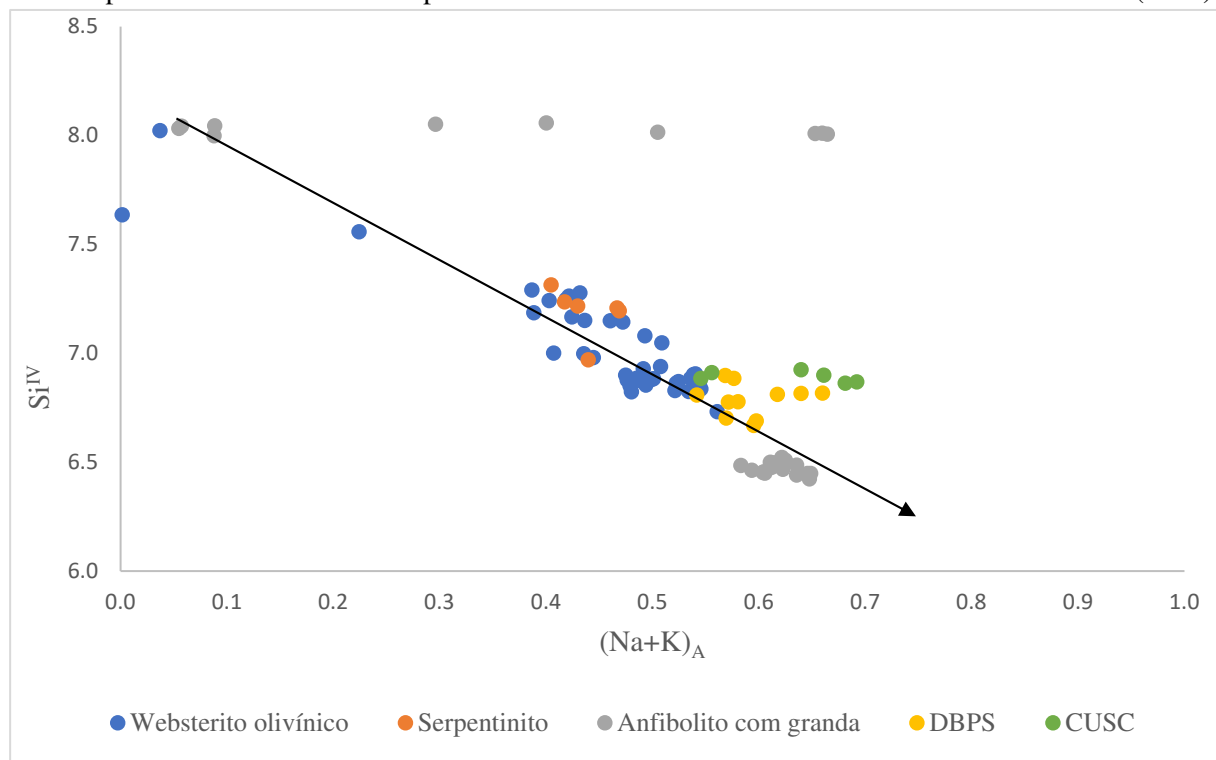


Figura 6.3. Projecção das anfíbolas analisadas nas diferentes litologias. A seta preta representa a direcção de incremento do metassomatismo por anfibolitização.

A utilização deste diagrama permite colocar em evidência uma tendência metassomática associada ao processo de anfibolitização. Não obstante um largo conjunto de análises de anfíbola da amostra de anfibolito com granada não seguirem este padrão - uma vez que a posição tetraédrica se encontra totalmente ocupada por Si^{IV}, esta projecção parece sugerir que as rochas anfibolíticas são as mais afectadas pelo processo, o que é compatível com a presença de pargasites grosseiras observadas nestas amostras. Seguem-se as DBPS e os CUSC, onde a presença de piroxena é menor, uma vez que foram geralmente substituídas por anfíbolas. Por fim, as rochas menos afectadas são os websteritos olivínicos. Enquanto esta constatação parece fazer sentido para o caso dos websteritos olivínicos, onde ainda é possível encontrar quantidades muito significativas de piroxena, não parece existir uma justificação evidente para se verificar esta tendência nos serpentinitos. A sobreposição dos pontos dos serpentinitos e dos websteritos olivínicos (na projecção da figura 6.3.) sugere que a composição das piroxenas que foram substituídas seria semelhante (Bridges, 1992).

6.1.2. Piroxenas

As análises representativas de piroxenas foram obtidas em rochas DBPS – em cristais das bandas piroxeníticas que não chegaram a ser substituídos por anfíbola – em serpentinitos – onde alguns porfiroclastos de piroxena não foram totalmente bastitizados – e no anfibolito com granada – em cristais que, tal como nas DBPS, não foram substituídos por anfíbola.

As piroxenas analisadas são ortorrômbricas, pelo que a sua composição ideal é descrita pela expressão geral XYZ_2O_6 , onde as posições X e Y correspondem a posições de coordenação octaédrica (M_2 e M_1 , respectivamente) e a Z à de coordenação tetraédrica. Considerou-se que na posição X podem ser admitidos catiões monovalentes e divalentes (Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+), na posição Y catiões divalentes e trivalentes (Ti^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Al^{3+} , Zn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+}) e na posição Z Si^{4+} e Al^{3+} .

As piroxenas identificadas em DBPS correspondem sensivelmente a diópsido e as presentes na amostra de serpentinito e na amostra de anfibolito com granada têm uma componente augítica predominante. No entanto, projectando o conteúdo em Mg, Fe e Al presente na posição de coordenação octaédrica num diagrama ternário, é possível identificar 3 grupos de análises e distinguir claramente as augites presentes no serpentinito das do anfibolito com granada. Esta composição contrasta com a composição preponderantemente magnésiana referida em Bridges (1992) e em Figueiredo (1998). À partida podemos atribuir esta discrepância à natureza distinta dos litótipos analisados – DBPS e anfibolito com granada no presente trabalho *versos* harzburgitos nos trabalhos atrás referidos. A fórmula estrutural média das piroxenas analisadas pode ser consultada na tabela 6.2.

Tabela 6.2. Fórmulas estruturais médias das piroxenas analisadas para cada litologia.

Anfibolito com granada
$\text{Ca}^{2+}_{0.789} \text{Na}^{+}_{0.163} \text{Mg}^{2+}_{0.000} (\text{Mg}^{2+}_{0.514} \text{Fe}^{2+}_{0.257} \text{Al}^{3+}_{0.184} \text{Cr}^{3+}_{0.002} \text{Fe}^{3+}_{0.029}) (\text{Si}^{4+}_{1.923} \text{Al}^{3+}_{0.077}) \text{O}_6$
DBPS
$\text{Ca}^{2+}_{0.950} \text{Na}^{+}_{0.015} \text{Mg}^{2+}_{0.000} (\text{Mg}^{2+}_{0.908} \text{Fe}^{2+}_{0.032} \text{Al}^{3+}_{0.026} \text{Cr}^{3+}_{0.033} \text{Fe}^{3+}_{0.000}) (\text{Si}^{4+}_{1.988} \text{Al}^{3+}_{0.012}) \text{O}_6$
Serpentinito
$\text{Ca}^{2+}_{0.478} \text{Na}^{+}_{0.141} \text{Mg}^{2+}_{0.376} (\text{Mg}^{2+}_{0.706} \text{Fe}^{2+}_{0.000} \text{Al}^{3+}_{0.152} \text{Cr}^{3+}_{0.042} \text{Fe}^{3+}_{0.100}) (\text{Si}^{4+}_{1.843} \text{Al}^{3+}_{0.157}) \text{O}_6$

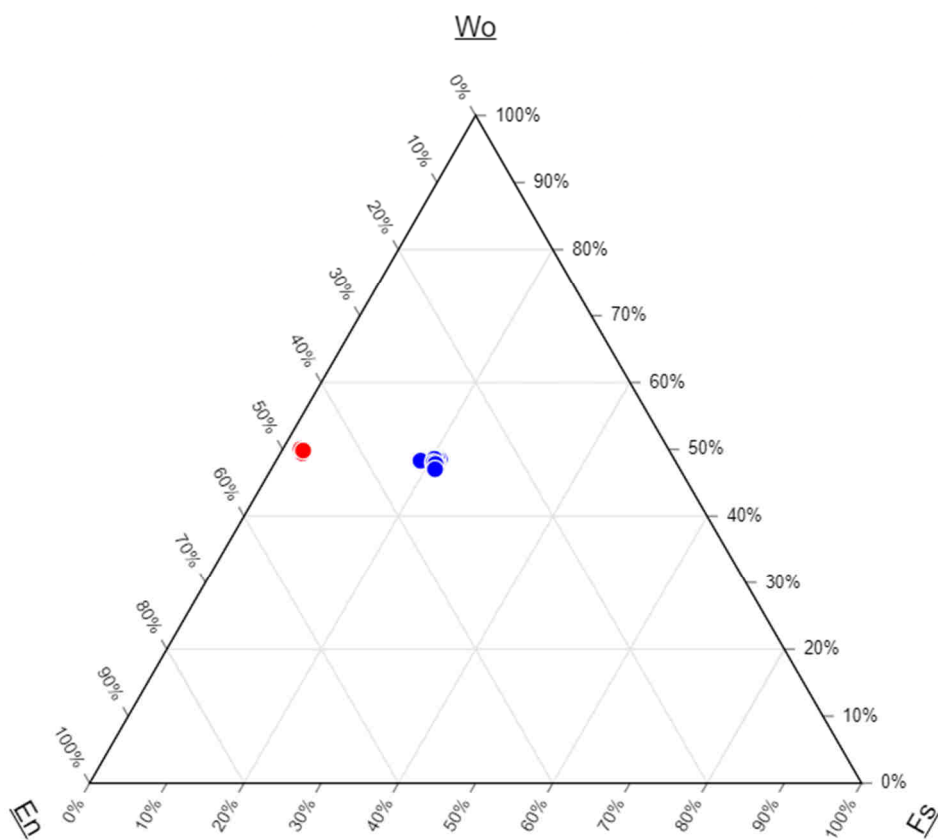


Figura 6.4. Projecção das ortopiroxenas analisadas no anfibolito com granada (a azul) e no DBPS (a vermelho) no diagrama triangular En-Wo-Fs.

É possível verificar que as piroxenas presentes nos DBPS e no serpentinito analisados incorporam pequena quantidade de crómio na posição Y, característica que não se verifica nas dos anfibólitos com granada. De qualquer modo, essa ligeira diferença não invalida a diminuta quantidade deste elemento nas piroxenas analisadas, o que poderá sugerir a cristalização precoce de espinela cromífera na paragénese primária destas rochas.

6.1.3. Plagioclases

Na microsonda electrónica, a ocorrência de plagioclases apenas se verificou na amostra CL3 (anfíbólito com granada) gerando 6 análises pontuais (Tabela 6.3.). Os cristais analisados encontravam-se exclusivamente nas fracturas dos grandes cristais de granada, possivelmente a substituir a mesma. As análises permitiram identificar estes cristais como albite, com ligeira componente anortítica. A fórmula estrutural é definida de acordo com a expressão geral XZ_4O_8 ; onde a posição estrutural X admite essencialmente elementos divalentes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+}) e monovalentes (K^+ e Na^+) e a posição Z, elementos divalentes (Fe^{2+} , e Zn^{2+}), trivalentes (Al^{3+}) e tetravalentes (Si^{4+} e Ti^{4+}). Como o número de análises é reduzido ($n=6$) e o desvio padrão considerável (Tabela 6.3), optou-se por calcular a fórmula estrutural mediana, que corresponde a: $Na^{+0.745} Ca^{2+0.242} (Si^{4+2.803} Al^{3+1.181}) O_8$.

Tabela 6.3. Amplitude composicional das plagioclases analisadas em óxidos wt%.

	Média	Desvio Padrão	Mediana	Max	Min
<i>SiO₂</i>	63.709	2.446	62.846	68.048	61.615
<i>Al₂O₃</i>	22.037	1.553	22.459	23.400	19.224
<i>SrO</i>	0.039	0.094	0.000	0.231	0.000
<i>FeO</i>	0.150	0.084	0.122	0.302	0.084
<i>CaO</i>	3.987	2.032	5.053	5.095	0.009
<i>K₂O</i>	0.066	0.030	0.071	0.097	0.022
<i>Na₂O</i>	9.200	1.169	8.616	11.453	8.431

6.1.4. Granadas

Para além dos grandes cristais de granada presentes na amostra CL3, foi possível identificar a presença deste mineral em amostras de DBPS e de websterito olivínico. As granadas dos anfibólitos com granada apresentam composição média $\approx Alm_{0.49}Gr_{0.27}Prp_{0.16}$, definindo um campo pouco disperso no diagrama ternário da figura 6.5. Nas amostras de DBPS e de websterito olivínico, as granadas apresentam composição completamente distinta $\approx Maj_{0.90}Alm_{0.09}$ e encontram-se sensivelmente sobrepostas no diagrama mencionado. Note-se que a componente spersartítica (Mn) não foi contemplada no diagrama, uma vez que se considerou que era a menos informativa para o objectivo pretendido. A fórmula geral ideal é $X_2Z_2T_3O_{12}$, sendo a posição tetraédrica (T) preenchida essencialmente por Si, a posição Z por Al^{3+} , Fe férrico e ferroso, Ti^{4+} , Si^{4+} , Cr^{3+} e Mg^{2+} , e a posição X por Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} e Mg^{2+} . É com base no conteúdo desta última posição que geralmente se define o nome do mineral analisado.

Tabela 6.4. Fórmulas estruturais médias das granadas analisadas em cada litologia.

	<i>Anfibolito com granada</i>	<i>DBPS</i>	<i>Websterito olivínico</i>
Grupo T			
Si ⁴⁺	6.997	6.787	6.893
Al ³⁺	1.003	1.213	1.107
Total	8.000	8.000	8.000
Grupo Z			
Ti ⁴⁺	0.010	0.000	0.000
Si ⁴⁺	0.016	1.051	1.070
Fe ³⁺	0.044	0.000	0.000
Cr ³⁺	0.005	0.019	0.007
Al ³⁺	1.902	0.075	0.034
Fe ²⁺	0.009	0.000	0.000
Mg ²⁺	0.015	0.855	0.888
Total	2.000	2.000	2.000
Grupo X			
Fe ²⁺	1.432	0.310	0.333
Mn ²⁺	0.133	0.007	0.008
Ca ²⁺	0.911	0.024	0.011
Mg ²⁺	0.524	2.659	2.648
Total	3.000	3.000	3.000

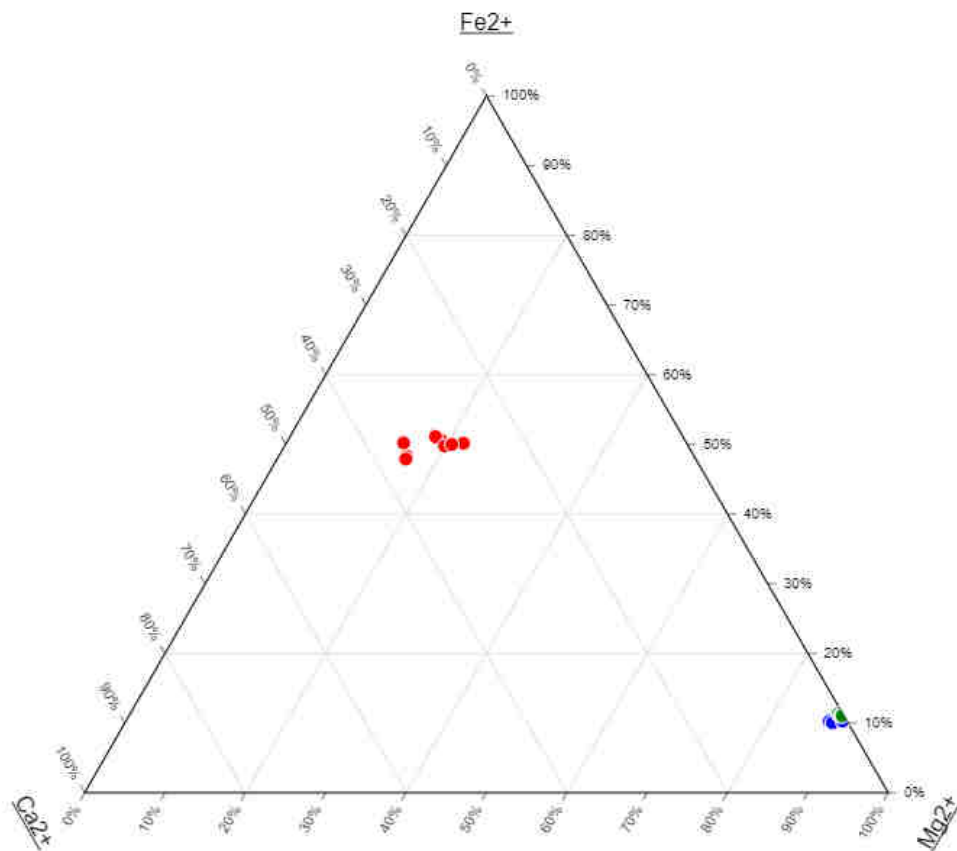


Figura 6.5. Distribuição relativa dos conteúdos em Ca, Fe²⁺ e Mg admitidos pelas granadas analisadas: círculos vermelhos – anfibolito com granada; círculos verdes - DBPS; círculos azuis – websteritos olivínicos.

6.1.5. Olivinas

As olivinas são um grupo mineral presente em grande parte das rochas estudadas (e.g. dunitos, DBPS, CUSC e websteritos olivínicos). Analisaram-se 77 grãos de olivina em dunitos, DBPS, CUSC, websteritos olivínicos e numa amostra de serpentinito. A amplitude composicional das olivinas em cada litologia pode ser consultada na tabela 6.5. Importa notar que 8 dessas análises provêm de uma amostra de serpentinito (CL2) – tendo sido obtidas nos únicos resquícios de olivina que não tinham sofrido serpentinização – para que as suas composições pudessem ser confrontadas com as de olivinas presentes em amostras com um processo de serpentinização incipiente.

Tabela 6.5. Amplitude composicional das olivinas analisadas para as diferentes litologias em óxidos wt%.

	DBPS		CUSC		Dunito		Serpentinito		Websterito Olivínico	
	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão
SiO₂	42.769	3.233	42.478	0.188	42.046	0.262	41.919	0.172	44.245	6.169
MgO	48.645	3.080	51.625	0.375	49.416	0.310	49.101	0.126	46.372	5.251
Cr₂O₃	0.078	0.078	0.075	0.040	0.054	0.022	0.055	0.026	0.075	0.027
NiO	0.343	0.061	0.462	0.032	0.368	0.022	0.376	0.022	0.338	0.119
FeO	7.718	0.522	3.840	0.256	7.541	0.745	8.246	0.043	7.771	0.892
MnO	0.122	0.020	0.462	0.032	0.123	0.028	0.130	0.025	0.134	0.027

Desde logo é possível verificar que as olivinas presentes nas amostras de CUSC, de dunito e de serpentinito apresentam pouca variabilidade composicional, uma vez que os desvios padrão calculados para os diferentes elementos químicos são consideravelmente baixos. Entre estas três litologias, podemos ainda verificar que olivinas presentes nos CUSC possuem conteúdos em Fe mais baixos e que as composições das olivinas dos dunitos e do serpentinito analisados não diferem muito entre si. Os desvios padrão dos principais elementos (Si, Mg e Fe) das olivinas dos DBPS e dos websteritos olivínicos são elevados, denunciando variabilidade composicional interlitológica significativa.

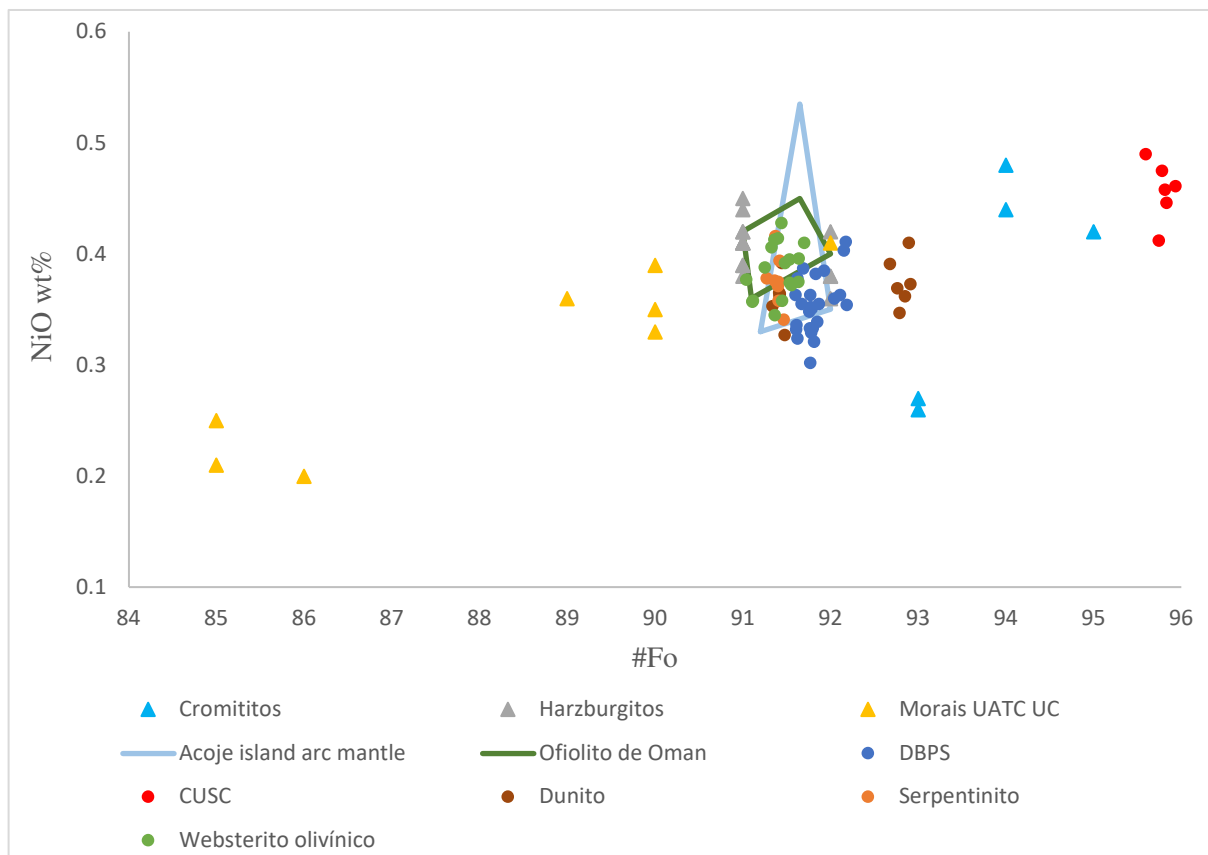
O cálculo da fórmula estrutural destes nesossilicatos foi efectuado na base de 3 catiões de acordo com a expressão geral M_2TO_4 ; onde M corresponde às posições estruturais de coordenação octaédrica, que podem ser ocupadas pelos catiões Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} e Ca^{2+} , e T à posição tetraédrica, onde é admitido Si. As substituições entre Mg, Fe^{2+} e Mn estabelecem a solução sólida entre os termos composicionais forsterite, faialite e tefroíte, respectivamente. Considerando os resultados da estatística descritiva realizada, optou-se por apresentar a fórmula estrutural média de cada litologia, e também a fórmula estrutural mediana, uma vez que, como foi referido, algumas litologias apresentam desvios padrão consideravelmente elevados para elementos químicos principais.

Tabela 6.6. Fórmulas estruturais médias e medianas das olivinas analisadas para as diferentes litologias.

Litologia	Fórmula estrutural média	Fórmula estrutural mediana
<i>DBPS</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.158} \text{Mg}^{2+}_{1.778} \text{Ni}^{2+}_{0.007} (\text{Si}^{4+}_{1.050}) \text{O}_4$	$\text{Fe}^{2+}_{0.160} \text{Mg}^{2+}_{1.797} \text{Ni}^{2+}_{0.007} (\text{Si}^{4+}_{1.031}) \text{O}_4$
<i>CUSC</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.078} \text{Mg}^{2+}_{1.874} \text{Ni}^{2+}_{0.009} (\text{Si}^{4+}_{1.035}) \text{O}_4$	$\text{Fe}^{2+}_{0.079} \text{Mg}^{2+}_{1.873} \text{Ni}^{2+}_{0.009} (\text{Si}^{4+}_{1.033}) \text{O}_4$
<i>Dunito</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.154} \text{Mg}^{2+}_{1.804} \text{Ni}^{2+}_{0.007} (\text{Si}^{4+}_{1.030}) \text{O}_4$	$\text{Fe}^{2+}_{0.155} \text{Mg}^{2+}_{1.806} \text{Ni}^{2+}_{0.007} (\text{Si}^{4+}_{1.030}) \text{O}_4$
<i>Serpentinito</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.169} \text{Mg}^{2+}_{1.793} \text{Ni}^{2+}_{0.007} (\text{Si}^{4+}_{1.027}) \text{O}_4$	$\text{Fe}^{2+}_{0.169} \text{Mg}^{2+}_{1.793} \text{Ni}^{2+}_{0.007} (\text{Si}^{4+}_{1.026}) \text{O}_4$
<i>Websterito olivínico</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.162} \text{Mg}^{2+}_{1.719} \text{Ni}^{2+}_{0.007} (\text{Si}^{4+}_{1.105}) \text{O}_4$	$\text{Fe}^{2+}_{0.167} \text{Mg}^{2+}_{1.785} \text{Ni}^{2+}_{0.007} (\text{Si}^{4+}_{1.034}) \text{O}_4$

Em suma, todas as olivinas analisadas revelam componente forsterítica predominante (Fo₉₁₋₉₆). A composição das olivinas nas rochas mais alteradas pelos processos de serpentinização não difere significativamente da de olivinas presentes em dunitos pouco alterados. Os valores de NiO estão compreendidos entre cerca de 0.3 e 0.5 wt% e, portanto, próximos dos valores médios admitidos para olivinas magnesianas constituintes dos xenólitos de rochas ultramáficas (0.32 -0.35 wt%) – Sato *et al.*, (1991).

Na Figura 6.6 é possível observar a projecção dos valores de NiO wt% *versus* #Fo das análises efectuadas neste trabalho e comparar com as de olivinas presentes em cromititos e harzburgitos do CAS e em cumulados ultramáficos do UATC do maciço de Morais (dados de Bridges *et al.*, 1995). É ainda



*Figura 6.6. Projecção das composições das olivinas analisadas para cada litologia estudada – CUSC, dunitos, serpentinitos e websteritos olivínicos. Projectaram-se também os dados dos cromititos e harzburgitos do CAS do Maciço de Bragança e dos peridotitos e troctolitos do UATC do Maciço de Morais analisados por Bridges *et al.*, 1995 (triângulos). As linhas representam campos de composição média retirados de Bridges *et al.*, 1995 para as olivinas presentes no: linha verde – Ofiolito de Oman (M.A. Brown, unpub Ph.D. thesis, Open Univ. 1982); linha azul – arco insular de Acoje (Evans & Hawkins, 1989).*

possível comparar com os campos definidos pelos valores de olivinas presentes no ofiólito de Oman (Brown, unpub. P.D. thesis, Open Univ., 1982 em Bridges *et al.*, 1995) e do arco insolar Acoje (Evans & Howkins, 1989 em Bridges *et al.*, 1995).

Constata-se que a maioria das amostras se situa no campo entre os 0.3 e 0.45 wt% NiO e os 91e 92 #Fo. Verifica-se, no entanto, que as amostras de dunito apresentam um valor #Fo ligeiramente mais elevado que as restantes, sendo apenas ultrapassadas pelas amostras de CUSC. Parece fazer sentido que as amostras de CUSC apresentem os valores mais próximos das amostras de cromititos estudadas por Bridges *et al.*, 1995, uma vez que são amostras com 50-80% de cromite.

6.1.6. Filossilicatos

6.1.6.1. Flogopite

Este filossilicato foi identificado numa amostra de CUSC (CR3a) e numa amostra de DBPS (CR11). A flogopite apresenta uma fórmula ideal igual a $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$. Assim, a fórmula geral corresponde a $\text{XY}_3\text{Z}_4\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$ em que: X corresponde a posição de coordenação dodecaédrica que é ocupada por catiões monovalentes (K^+ , Na^+) ou divalentes (Ba^{2+} , Ca^{2+}); e Y corresponde à posição de coordenação octaédrica que contem essencialmente iões divalentes (Mg^{2+} , Fe^{2+}) (Deer *et al.*, 2008). Foi possível determinar que as micas analisadas são trioctaédricas projectando os parâmetros ΣR^{3+} (*a.p.f.u.*) versus $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ti} - (\text{Si} - 3))$ (*a.p.f.u.*) (Figura 6.7) e posteriormente identificá-las como micas potássicas magnesianas (flogopite) através da abordagem de Tischendorf *et al.* (1997, 1999, 2007), que permite classificar micas de acordo com as concentrações de Mg, Li, Al, Fe, Mn e Ti (Figura 6.8).

A fórmula estrutural média calculada é: $\text{K}^{+0.691} \text{Na}^{+0.201} (\text{Mg}^{2+2.729} \text{Al}^{3+0.098} \text{Cr}^{3+0.066} \text{Fe}^{2+0.052}) (\text{Al}^{3+1.141} \text{Si}^{4+2.859}) (\text{O}_{10}) (\text{OH}_{1.951})$.

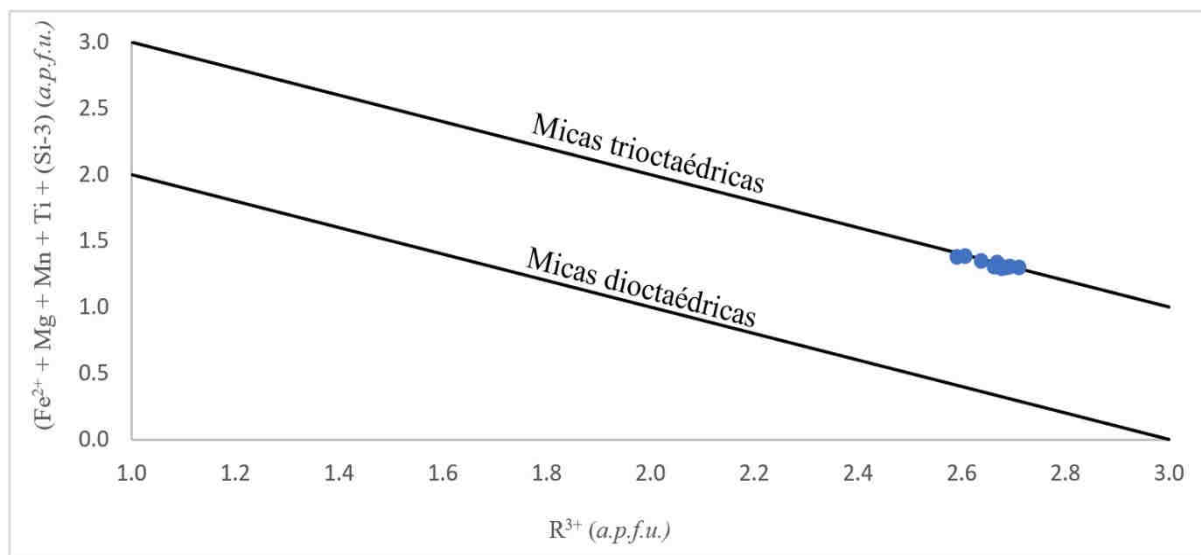


Figura 6.7. Projecção que permite testar o carácter dioctaédrico ou trioctaédrico das micas estudadas. Evidenciando que são trioctaédricas.

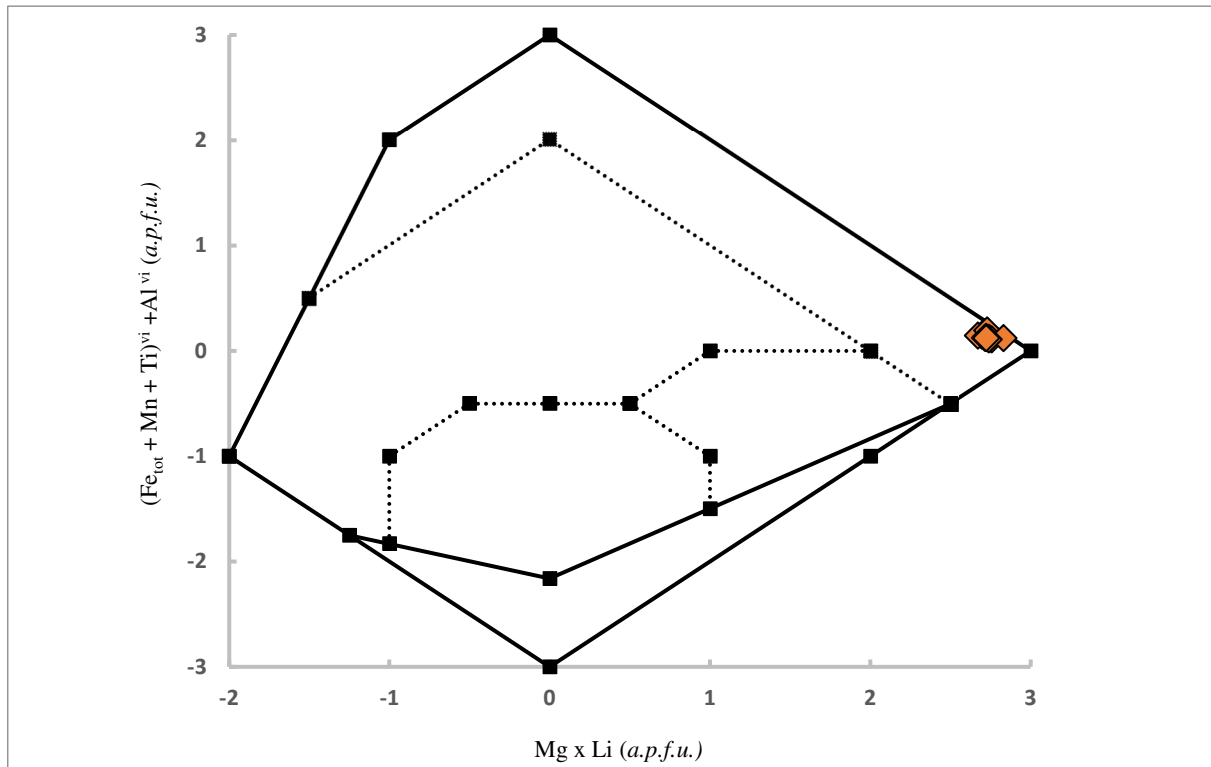


Figura 6.8. Discriminação de micas trioctaédricas de Tischendorf et al. (2007), ilustrando as composições flogopíticas das micas estudadas.

6.1.6.2. Clorites

As clorites são filossilicatos caracterizados por possuírem camadas do tipo brucite $[Y_6(OH)_{12}]$ a alternar com conjuntos de duas camadas do tipo talco $[Y_6Z_8O_{20}(OH)_4]$. Existe uma grande variedade de polimorfos e o empilhamento das camadas é frequentemente desordenado. A estequiometria ideal destes filossilicatos pode ser definida segundo a fórmula geral: $(R_u^{2+} + R_y^{3+} + []_z)^{vi} (Si_{4-x} R_x^{3+})^{iv} O_{10+w} (OH)_{8-w}$ em que $u + y + z = 6$; $z = (y - w - x)/2$; $R^{2+} = Mg, Fe^{2+}, Mn, Zn$; $R^{3+} = Al, Fe^{3+}, Cr, Ti^{4+}$; e $[]$ correspondem a vazios estruturais (Deer et al., 2008).

As clorites analisadas encontravam-se, na sua grande maioria, a bordejar grãos de cromite (Figuras 6.9.a-b). Este tipo de situação é mais difícil de observar nos serpentinitos, correspondendo, todavia, ao principal tipo de ocorrência. A amplitude composicional das diferentes clorites analisadas pode ser consultada na tabela 6.7.

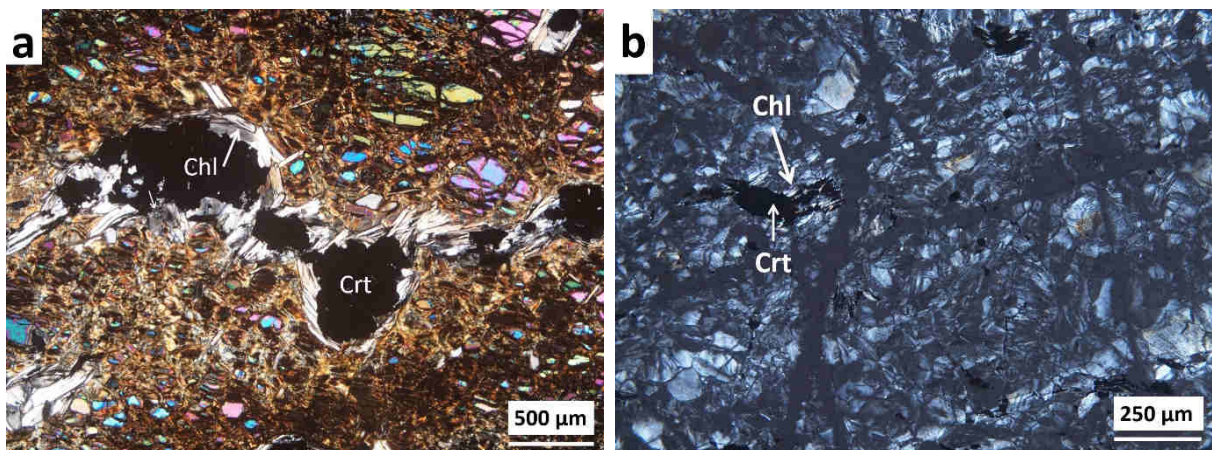


Figura 6.9. Lamelas de clorite a bordejar os grãos de cromite; a – numa amostra de dunito; b – numa amostra de serpentinito.

Tabela 6.7. Amplitude composicional das clorites analisadas nas amostras de serpentinito e de dunito em óxidos w%.

Serpentinito						
	Média	Desvio padrão	Max	Min	Q25	Q75
TiO₂	0.012	0.012	0.033	0.000	0.000	0.021
SiO₂	32.683	0.728	34.229	31.615	32.175	33.090
Fe₂O₃	2.656	1.529	4.295	0.000	1.713	3.634
Mn₂O₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr₂O₃	2.177	0.395	2.846	1.432	1.965	2.431
Al₂O₃	14.694	1.618	17.251	11.783	13.501	16.177
BaO	0.015	0.020	0.082	0.000	0.000	0.023
ZnO	0.024	0.031	0.093	0.000	0.000	0.034
NiO	0.191	0.049	0.299	0.115	0.171	0.200
FeO	0.847	1.267	3.472	0.000	0.000	1.982
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.020	0.009	0.038	0.000	0.014	0.029
MgO	34.555	0.497	35.775	33.680	34.145	34.815
Cs₂O	0.007	0.012	0.037	0.000	0.000	0.014
K₂O	0.018	0.039	0.191	0.000	0.006	0.013
Na₂O	0.016	0.042	0.204	0.000	0.000	0.015
Cl	0.000	0.001	0.007	0.000	0.000	0.000
F	0.014	0.043	0.178	0.000	0.000	0.000
H₂O	12.793	0.099	12.967	12.572	12.749	12.846
Dunito						
	Média	Desvio padrão	Max	Min	Q25	Q75
TiO₂	0.009	0.012	0.042	0.000	0.000	0.015
SiO₂	32.032	0.305	32.605	31.374	31.817	32.278
Fe₂O₃	1.104	1.349	4.008	0.000	0.000	2.308
Mn₂O₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr₂O₃	1.784	0.511	2.532	0.108	1.578	2.098
Al₂O₃	16.580	0.523	17.717	14.985	16.339	16.781
BaO	0.013	0.017	0.064	0.000	0.000	0.023
ZnO	0.023	0.037	0.164	0.000	0.000	0.032
NiO	0.186	0.082	0.283	0.000	0.156	0.242
FeO	1.833	1.170	3.479	0.000	0.784	2.814
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.016	0.013	0.048	0.000	0.007	0.021
MgO	34.392	0.502	35.118	32.991	34.187	34.701
Cs₂O	0.006	0.013	0.050	0.000	0.000	0.003
K₂O	0.014	0.025	0.141	0.000	0.003	0.015
Na₂O	0.011	0.012	0.051	0.000	0.002	0.015
Cl	0.002	0.008	0.042	0.000	0.000	0.000
F	0.012	0.028	0.138	0.000	0.000	0.000
H₂O	12.823	0.079	12.959	12.686	12.766	12.872

A projecção do total de catiões divalentes na posição octaédrica (R^{2+}) vs. Si^{4+} para análises de clorite, utilizando com extremos composicionais definidos com base nas composições ideais: amesite ((Mg_4, Fe^{2+})₅ Al) (Si_3 Al O_{10} OH_8); sudoite ((Mg_2 Al₃)(Al Si_3 O_{10} $(OH)_4$); clinocloro (Mg_5 Al (Al Si_3 O_{10}) $(OH)_8$) – chamosite ((Fe^{2+}, Mg, Al, Fe^{3+})₆ (Si, Al)₄ O_{10} $(OH, O)_8$); e lizardite (Mg_3 (Si_2O_5) $(OH)_4$) – minnesotaite ($Fe^{2+}_3 Si_4 O_{10} (OH)_2$) permite constatar que a totalidade das clorites analisadas possui uma composição próxima do termo ideal clinocloro (Figura 6.10). A fórmula estrutural média das clorites analisadas, de acordo com a fórmula simplificada: $A_{4-6}T^4O_{10}(OH,O)_8$, pode ser consultada na tabela 6.8.

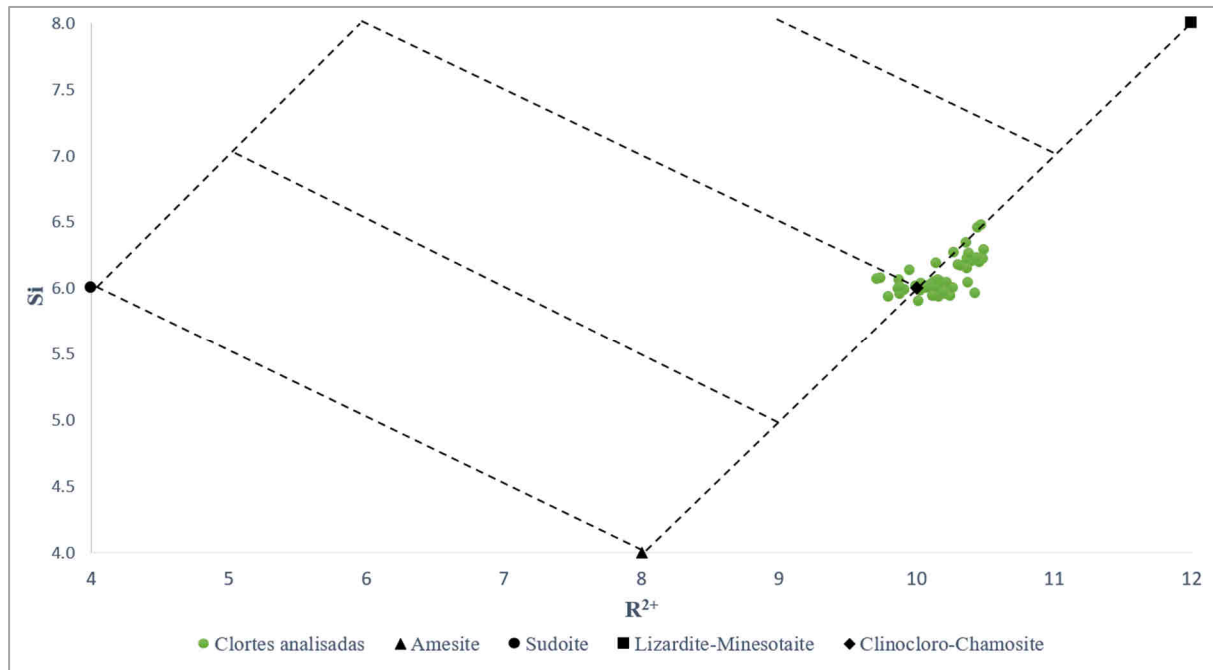


Figura 6.10. Projecção do total de catiões divalentes na posição octaédrica (R^{2+}) versus Si^{4+} para as clorites analisadas. Extremos composicionais definidos com base nas composições ideais das fases minerais descritas na legenda acima.

Tabela 6.8. Fórmula estrutural média das cromites analisadas em cada litologia.

	Serpentinito	Dunito
Grupo T		
<i>Si4+</i>	3.063	2.994
<i>Al3+</i>	0.937	1.006
Total	4.000	4.000
Grupo A		
<i>Mg2+</i>	4.827	4.793
<i>Al3+</i>	0.685	0.821
<i>Fe3+</i>	0.188	0.078
<i>Cr3+</i>	0.161	0.132
<i>Fe2+</i>	0.066	0.144
<i>Ni2+</i>	0.014	0.014
Total	5.953	5.989

6.1.6.3. *Minerais do grupo da serpentina*

Os minerais do grupo da serpentina são um grupo de filossilicatos trioctaédricos hidratados de ferro e magnésio. Estes minerais formam-se na sequência do processo de hidratação de rochas máficas-ultramáficas e está geralmente associado a metassomatismo em condições de fundo oceânico promovido pela água do mar, ainda que neste contexto, seja altamente provável que resultem da interacção com fluidos hidrotermais durante a fase de instalação dos mantos carreados. Os três polítipos principais de serpentina são a lizardite a antigorite e o crisótilo e são polimorfos, ou seja, possuem a mesma composição $(Mg,Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$, mas apresentam estruturas cristalográficas distintas. Esta característica impede a sua distinção com base nas análises por microsonda electrónica. Ainda que em certos contextos seja possível fazer a sua distinção ao microscópio óptico (em luz transmitida), o método mais eficaz para fazer esta distinção é a difracção de raios-X, em particular, a micro-difracção de raios-X. A lizardite possui estrutura lamelar de estratos planares com simetria orto-hexagonal, enquanto o crisótilo caracteriza-se por arranjo molecular em rolos cilíndricos alongados subparalelos à direcção [100]. A estrutura da antigorite resulta de encarquilhamento dos estratos planares segundo uma direcção subparalela a [010]. Regra geral, este grupo mineral apresenta predomínio de catiões de Mg na posição octaédrica, onde os desvios composicionais relativamente à composição ideal envolvem preferencialmente as substituições de Si^{4+} por Al^{3+} , Mg^{2+} por Al^{3+} e Fe^{2+} por Fe^{3+} .

A amplitude composicional dos minerais do grupo da serpentina analisados em óxidos w% pode ser consultada na tabela 6.9. Para o cálculo da fórmula estrutural média considerou-se a fórmula ideal $X_3T_2O_9(OH)_4$. Importa, contudo, salientar que existem diversos constrangimentos de ordem técnico-científica que dificultam a caracterização do quimismo destes minerais, como sejam o estado de oxidação do ferro e a quantidade de água presente na estrutura. Não obstante os constrangimentos referidos, calculou-se a fórmula estrutural média numa base de 5 catiões: $Mg^{2+}_{2.875} Fe^{2+}_{0.117} Ni^{2+}_{0.012} Cr^{3+}_{0.005} (Si^{4+}_{1.960}) O_9 (OH)_4$. De modo geral, estes dados permitem constatar que os minerais do grupo da serpentina analisados incorporam quantidades apreciáveis de Fe e quantidades negligenciáveis Cr e de Ni, uma vez que as olivinas são naturalmente pobres nestes dois últimos elementos.

Tabela 6.9. Amplitude composicional dos minerais do grupo da serpentina analisados em óxidos wt%.

	<i>Média</i>	<i>Desvio Padrão</i>	<i>Mediana</i>	<i>Máximo</i>	<i>Mínimo</i>
<i>SiO₂</i>	41.614	6.714	43.228	60.712	0.051
<i>Cr₂O₃</i>	0.086	0.126	0.057	1.889	0.000
<i>MgO</i>	41.223	6.978	41.226	81.188	0.047
<i>FeO</i>	2.960	1.927	2.426	15.740	0.009
<i>Al₂O₃</i>	0.177	0.264	0.048	1.491	0.000
<i>NiO</i>	0.288	0.212	0.279	1.914	0.000
<i>H₂O</i>	13.433	8.633	11.949	99.714	4.564

6.2. Óxidos

6.2.1. Espinelas

6.2.1.1. Ulvoespinela

A ulvoespinela é um óxido de Fe e Ti cuja fórmula ideal corresponde a $TiFe_2O_4$. A presença deste mineral foi identificada na amostra CL3 através de 5 análises pontuais e sua composição química varia significativamente entre as mesmas. A amplitude composicional pode ser consultada na tabela 6.10 e a sua expressão geral ideal é: AB_2O_4 . Assim, a fórmula estrutural média das ulvoespinelas analisadas é: $Ti^{4+}_{0.617} Fe^{2+}_{0.3537} Mn^{2+}_{0.016} Si^{4+}_{0.007} (Fe^{3+}_{0.731} Fe^{2+}_{1.239} V^{3+}_{0.021}) O_4$.

Tabela 6.10. Amplitude composicional das ulvoespinelas analisadas em óxidos wt%.

	<i>Média</i>	<i>Desvio Padrão</i>	<i>Máximo</i>	<i>Mínimo</i>
<i>TiO₂</i>	21.783	3.251	27.006	18.117
<i>SiO₂</i>	0.182	0.221	0.611	0.020
<i>Fe₂O₃</i>	25.809	6.841	33.976	15.758
<i>Cr₂O₃</i>	0.052	0.017	0.074	0.026
<i>V₂O₃</i>	0.685	0.122	0.816	0.501
<i>Al₂O₃</i>	0.075	0.035	0.143	0.044
<i>ZnO</i>	0.080	0.062	0.180	0.016
<i>FeO</i>	50.566	2.870	55.155	47.470
<i>MnO</i>	0.506	0.246	0.819	0.206

É possível constatar que os valores de Fe_2O_3 variam muito significativamente, bem como os valores de TiO_2 . Comparativamente, os valores de FeO , apresentam um desvio padrão significativamente menor (e valores wt% mais elevados). Assim, é possível deduzir que a principal substituição neste mineral ocorre entre o Fe^{3+} e o Ti^{4+} e que é espectável que nestas amostras existam mais subtipos de espinelas não identificadas entre os *end-members* ideais presentes no diagrama da figura 6.11.

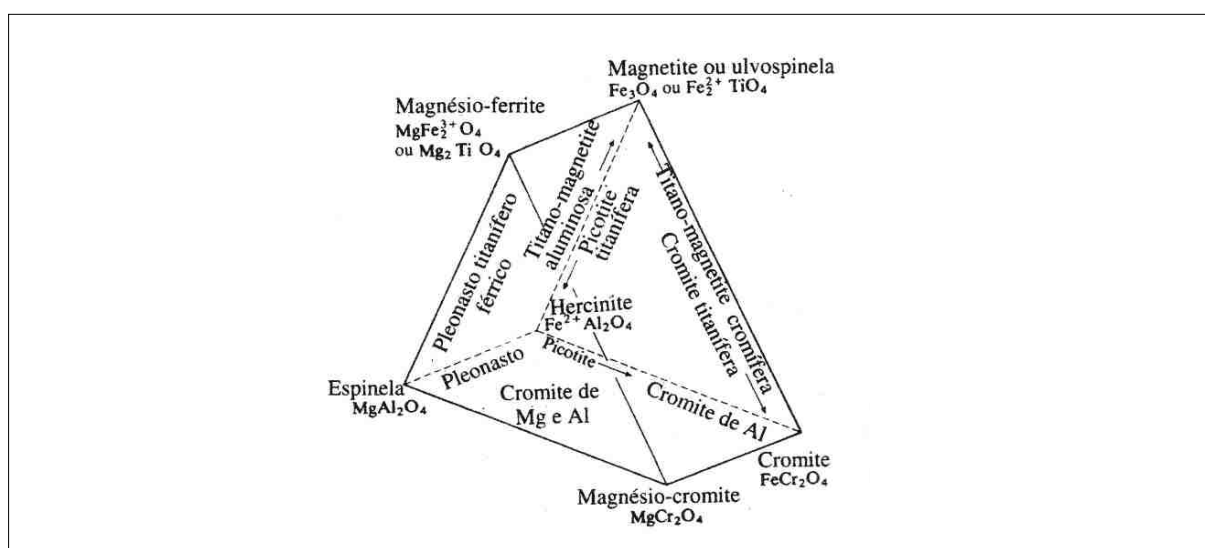


Figura 6.11. Nomenclatura e processos de projecção para as composições químicas no prisma multicomponente das espinelas. As bases dos triângulos são definidas pelas espinelas normais e os vértices pelas espinelas inversas; estas últimas podem ser divididas em $Fe^{2+} + Ti$ e Fe^{3+} . Retirado de Deer et al., 2008

6.2.1.2. Magnetite

A magnetite é um mineral ubíquo em rochas máficas e ultramáficas que sofreram processos de serpentinização. A tabela 6.11 compreende a variabilidade composicional das magnetites analisadas nas diferentes litigias estudadas.

Tabela 6.11. Amplitude composicional dos principais elementos químicos constituintes das magnetites analisadas. \bar{x} - média aritmética; σ_x - desvio padrão.

		TiO2	SiO2	Fe2O3	Cr2O3	V2O3	FeO	MnO	MgO
DBPS	\bar{x}	0.000	0.691	67.592	0.019	0.012	30.577	0.240	0.573
	σ_x	0.000	0.410	1.133	0.036	0.013	0.321	0.065	0.327
Dunito	\bar{x}	0.000	0.524	68.108	0.014	0.014	29.175	1.004	0.770
	σ_x	0.000	0.451	1.189	0.020	0.011	1.473	0.920	0.500
Websterito olivinico	\bar{x}	0.000	0.615	67.422	0.046	0.009	30.276	0.155	0.683
	σ_x	0.000	0.474	1.190	0.043	0.013	0.616	0.117	0.466
Serpentinito	\bar{x}	0.003	0.491	67.844	0.069	0.009	29.955	0.190	0.648
	σ_x	0.006	0.564	1.316	0.117	0.012	1.011	0.076	0.758
Anfibolito com granada	\bar{x}	2.032	0.025	65.202	0.055	0.497	32.816	0.037	0.008
	σ_x	5.665	0.017	11.463	0.021	0.173	4.952	0.085	0.006

A fórmula ideal é Fe_3O_4 e a fórmula estrutural é comumente apresentada como DT_2O_4 , onde D é geralmente preenchido por Fe^{2+} , mas pode admitir Ti^{4+} e a posição estrutural T é maioritariamente preenchida por Fe^{3+} , admitindo, no entanto, outros íons trivalentes e Fe^{2+} e Mg^{2+} em pequenas quantidades.

Tabela 6.12. Fórmulas estruturais médias das magnetites analisadas em cada litologia.

	DBPS	Dunito	Websterito olivínico	Serpentinito	Anfibolito com granada
Grupo T					
Fe3+	1.946	1.960	1.947	1.959	1.865
Cr3+	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002
Fe2+	0.020	0.006	0.014	0.008	0.112
Mg2+	0.032	0.032	0.032	0.028	0.000
Total	2.000	1.999	2.000	1.999	1.998
Grupo D					
Ti4+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.058
Si4+	0.026	0.020	0.024	0.019	0.001
Ni2+	0.000	0.001	0.000	0.007	0.000
Fe2+	0.959	0.927	0.958	0.953	0.932
Mn2+	0.008	0.032	0.005	0.006	0.001
Mg2+	0.001	0.012	0.007	0.009	0.000
Total	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999

Regra geral, as magnetites analisadas apresentam uma composição química próxima do termo ideal $Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$. As magnetites presentes no anfibolito com granada apresentam as maiores variações composicionais, uma vez que admitem algum Ti substituindo Fe^{2+} e, por sua vez, Fe^{2+} em detrimento de Fe^{3+} , sugerindo condições de equilíbrio fO_2 mais baixo.

6.2.1.3. Cromite

A análise composicional das espinelas cromíferas teve por base 211 análises pontuais realizadas em grãos presentes em amostras de serpentinitos, de DBPS, de CUSC, de dunitos e de websteritos olivínicos. Sempre que possível, em grãos maiores, foram realizadas 3-5 análises pontuais entre o núcleo e o bordo dos mesmos. As restantes, representam análises pontuais de grãos dispersos na matriz da rocha ou em veios preenchidos por serpentina.

Os grãos de espinela cromífera estudados apresentam elevada variabilidade composicional interlitológica e, com excepção das cromites presentes nos CUSC, também intralitológica. Este facto deverá estar associado aos reajustes metamórficos que afectaram variavelmente estas rochas. A amplitude composicional das cromites analisadas para cada litologia pode ser consultada na tabela 6.13. As fórmulas estruturais foram calculadas na base de 4 oxigénios de acordo com a expressão geral AB_2O_4 , onde A representa os catiões divalentes em coordenação tetraédrica (Fe^{2+} , Zn^{2+} , Mg^{2+} e Ni^{2+}) e B representa os catiões trivalentes em coordenação octaédrica (Cr^{3+} , Fe^{3+} , Al^{3+} e V^{3+}). Assim, as fórmulas estruturais médias calculadas para as espinelas cromíferas analisadas e agrupadas por litologia podem ser consultadas na tabela 6.14.

Tabela 6.13. Amplitude composicional das cromites analisadas nas diferentes litologias em óxidos wt%.

Rocha		TiO ₂	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	ZnO	NiO	FeO	MgO
Serpentinitos	Média	0.076	0.032	13.231	45.136	0.240	10.720	0.327	0.118	23.342	6.273
	σ_x	0.074	0.085	6.364	4.790	0.076	6.413	0.105	0.079	2.373	2.266
	Mediana	0.054	0.014	10.169	43.533	0.231	7.487	0.320	0.087	23.717	5.932
	Max	0.363	0.561	25.468	54.349	0.390	21.918	0.666	0.268	27.497	9.763
	Min	0.000	0.000	6.480	36.621	0.100	2.588	0.160	0.000	19.554	2.639
	Q25	0.033	0.000	7.482	41.781	0.189	5.527	0.256	0.062	20.868	4.157
	Q75	0.087	0.022	19.890	48.809	0.304	18.472	0.382	0.185	25.587	8.683
DBPS	Média	0.139	0.030	9.238	49.636	0.186	11.285	0.238	0.090	20.809	8.211
	σ_x	0.050	0.125	3.627	3.120	0.039	3.537	0.085	0.036	2.239	1.799
	Mediana	0.132	0.012	7.484	50.198	0.177	11.956	0.228	0.085	21.076	8.081
	Max	0.278	0.873	17.664	54.602	0.268	20.618	0.420	0.165	24.988	11.254
	Min	0.050	0.000	5.529	42.376	0.119	5.198	0.105	0.032	17.327	4.815
	Q25	0.109	0.001	6.575	47.438	0.157	8.798	0.173	0.059	18.392	6.977
	Q75	0.166	0.019	11.026	51.925	0.213	13.489	0.302	0.119	22.587	9.920
Dunitos	Média	0.213	0.065	15.947	46.094	0.214	7.899	0.196	0.161	22.783	6.621
	σ_x	0.075	0.261	6.840	4.904	0.025	3.796	0.079	0.089	3.295	2.618
	Mediana	0.209	0.010	20.529	43.714	0.211	5.724	0.191	0.187	25.169	4.739
	Max	0.315	1.416	24.061	57.967	0.294	15.725	0.308	0.314	26.309	11.169
	Min	0.077	0.000	5.773	40.296	0.175	3.993	0.059	0.023	17.163	3.593
	Q25	0.145	0.003	8.910	42.472	0.202	5.091	0.119	0.081	19.848	4.523
	Q75	0.278	0.026	21.672	49.345	0.225	11.479	0.267	0.226	25.424	8.777
	Média	0.083	0.029	13.204	44.141	0.255	11.573	0.335	0.126	23.465	6.231

<i>Websteritos olivínicos</i>	σ_x	0.029	0.038	1.588	2.680	0.051	3.189	0.085	0.029	0.957	0.907
	Mediana	0.082	0.021	13.218	44.648	0.248	9.474	0.336	0.129	23.476	6.090
	Max	0.157	0.172	16.791	48.591	0.403	16.662	0.554	0.198	25.275	7.705
	Min	0.034	0.000	10.887	39.021	0.174	8.388	0.159	0.070	22.096	4.798
	Q 25	0.060	0.005	12.098	42.152	0.216	9.101	0.282	0.109	22.458	5.436
	Q 75	0.098	0.039	14.072	46.227	0.285	15.574	0.380	0.145	24.203	6.989
	<i>CUSC</i>	Média	0.102	0.011	4.014	57.043	0.099	11.305	0.051	0.064	14.047
σ_x		0.021	0.010	0.372	1.246	0.017	0.768	0.044	0.027	0.496	0.351
Mediana		0.103	0.011	4.059	57.312	0.099	11.237	0.042	0.068	13.997	12.750
Max		0.151	0.031	4.914	59.620	0.142	13.406	0.143	0.101	15.749	13.220
Min		0.053	0.000	3.384	53.183	0.059	9.702	0.000	0.003	13.298	11.620
Q25		0.092	0.001	3.767	56.838	0.091	11.024	0.014	0.045	13.704	12.575
Q75		0.118	0.019	4.193	57.536	0.110	11.433	0.090	0.090	14.289	12.991
<i>Todas</i>	Média	0.115	0.032	10.933	48.338	0.200	10.764	0.238	0.109	20.942	7.987
	σ_x	0.071	0.122	6.015	5.868	0.074	4.419	0.133	0.065	4.057	3.016
	Mediana	0.105	0.014	9.124	47.745	0.204	10.930	0.256	0.093	22.185	7.404
	Max	0.363	1.416	25.468	59.620	0.403	21.918	0.666	0.314	27.497	13.220
	Min	0.000	0.000	3.384	36.621	0.059	2.588	0.000	0.000	13.298	2.639
	Q 25	0.067	0.001	6.409	43.253	0.148	7.234	0.130	0.063	18.114	5.515
	Q 75	0.141	0.023	14.422	53.503	0.240	13.362	0.331	0.139	24.001	10.213

Tabela 6.14. Fórmula estruturais médias das cromites analisadas para cada litologia.

<i>Serpentinitos</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.671}\text{Mg}^{2+}_{0.311}\text{Zn}^{2+}_{0.008}\text{Ni}^{2+}_{0.003} (\text{Cr}^{3+}_{1.223}\text{Al}^{3+}_{0.420}\text{Fe}^{3+}_{0.346}) \text{O}_4$
<i>DBPS</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.583}\text{Mg}^{2+}_{0.401}\text{Zn}^{2+}_{0.006}\text{Ni}^{2+}_{0.002} (\text{Cr}^{3+}_{1.312}\text{Al}^{3+}_{0.441}\text{Fe}^{3+}_{0.234}) \text{O}_4$
<i>Dunitos</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.658}\text{Mg}^{2+}_{0.322}\text{Zn}^{2+}_{0.005}\text{Ni}^{2+}_{0.005} (\text{Cr}^{3+}_{1.248}\text{Al}^{3+}_{0.314}\text{Fe}^{3+}_{0.418}) \text{O}_4$
<i>Websteritos olivínicos</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.668}\text{Mg}^{2+}_{0.312}\text{Zn}^{2+}_{0.008}\text{Ni}^{2+}_{0.003} (\text{Cr}^{3+}_{1.189}\text{Al}^{3+}_{0.461}\text{Fe}^{3+}_{0.339}) \text{O}_4$
<i>CUSC</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.381}\text{Mg}^{2+}_{0.611}\text{Zn}^{2+}_{0.001}\text{Ni}^{2+}_{0.002} (\text{Cr}^{3+}_{1.463}\text{Al}^{3+}_{0.432}\text{Fe}^{3+}_{0.098}) \text{O}_4$
<i>Todas as amostras</i>	$\text{Fe}^{2+}_{0.595}\text{Mg}^{2+}_{0.389}\text{Zn}^{2+}_{0.006}\text{Ni}^{2+}_{0.003} (\text{Cr}^{3+}_{1.287}\text{Al}^{3+}_{0.418}\text{Fe}^{3+}_{0.283}) \text{O}_4$

As cromites analisadas correspondem, na sua grande maioria, a cromites ricas em Mg e a ferricromites. Analisando os dados de estatística descritiva, em particular o desvio padrão, é possível verificar que as cromites analisadas apresentam elevada variabilidade composicional interlitológica e, para todas as litologias excepto para os CUSC, essa mesma variabilidade também é intralitológica. Estes mesmos traços são mais evidentes quando projectamos as análises no diagrama convencional #Cr (Cr / (Cr + Al) versus #Fe (Fe²⁺ / (Fe²⁺ + Mg)) (Figura 6.12). A análise expedita deste diagrama permite, de igual modo, constatar que as cromites de CUSC apresentam menor variabilidade composicional e um #Fe menor que as cromites das restantes litologias. Neste diagrama as cromites das restantes litologias desenvolvem uma nuvem alongada subparalela à recta $x=y$, apresentando uma dispersão significativa. Nestas litologias o #Fe é sempre maior (do que nas cromites dos CUSC) $\approx 0.5 > \#Fe < 0.85$ e o #Cr varia entre ≈ 0.5 e 0.9 .

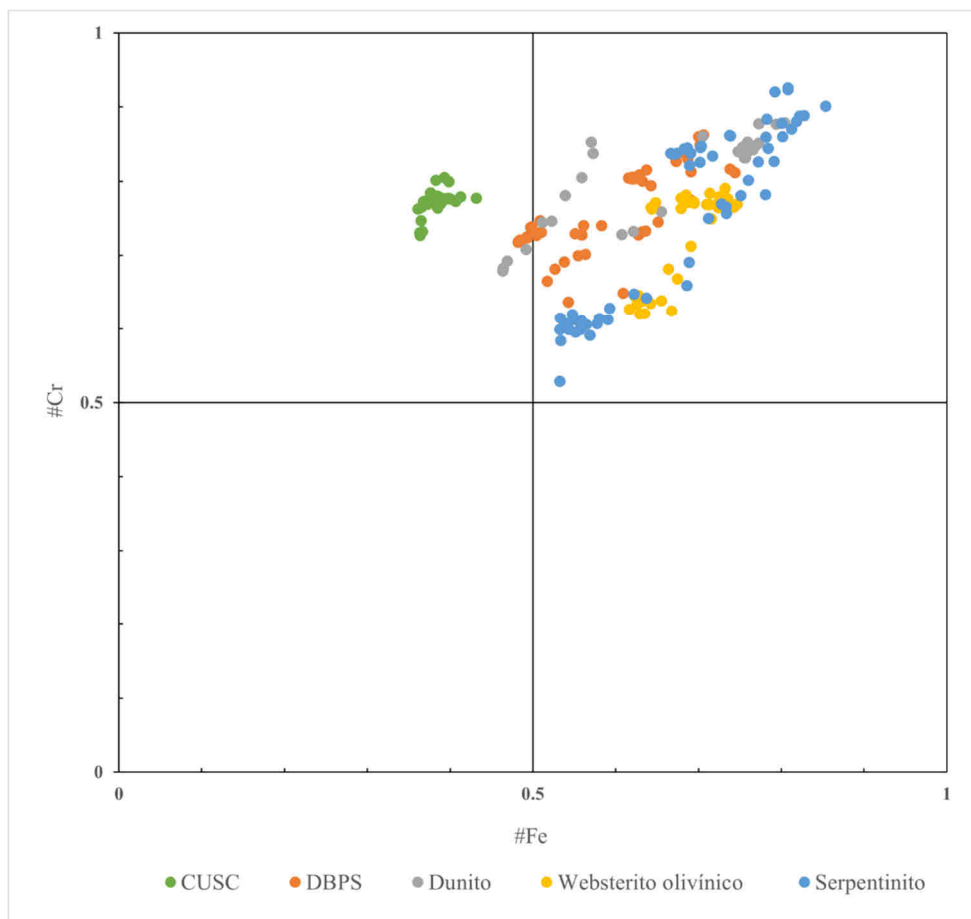


Figura 6.12. Projecção do #Cr ($Cr/(Cr+Al)$) versus #Fe ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$) das cromites analisadas nas diferentes litologias estudadas. Campos composicionais definidos com base na classificação das espinelas cromíferas de Daniel J. Schulze em Zglinicki, et al., 2020.

6.2.2. Hematite

A hematite é um óxido de ferro cuja fórmula ideal corresponde a Fe_2O_3 . É comum existir substituição parcial do Fe por Al, Cr, Mn, Rh, Ga, In, Nd, Ni, Cu, Ge, P, Sn, Si e/ou Ti (e.g. Cornell & Schwertmann, 2003; Deer *et al.*, 2008). Este mineral foi identificado na amostra CR2, um serpentinito, através de 13 análises pontuais. A amplitude composicional destas análises pode ser consultada na tabela 6.15 para os elementos químicos cuja expressão não era negligenciável. A fórmula ideal é M_2O_3 e o cálculo da mesma, utilizando os valores médios, dá como resultado: $Fe^{3+}_{1.984} Cr^{3+}_{0.005} Mg^{2+}_{0.005} Mn^{2+}_{0.003} O_3$.

Tabela 6.15. Amplitude composicional das hematite analisadas para os principais elementos químicos em óxidos wt%

	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
Fe_2O_3	100.440	0.592	100.595	101.237	99.360
Mn_2O_3	0.166	0.078	0.156	0.315	0.008
Cr_2O_3	0.260	0.248	0.120	0.691	0.057
MgO	0.118	0.085	0.087	0.283	0.006

A ocorrência de hematite e não magnetite sugere condições de fO_2 mais elevadas durante o período de formação destes minerais. É possível constatar que, apesar de ser comum ocorrer substituição do Fe^{3+} pelos elementos supracitados, existe apenas uma ligeira incorporação de Cr por parte das hematites analisadas, sugerindo que as condições físico-químicas que prevaleciam durante a sua cristalização e (eventual) reequilíbrio não eram favoráveis à existência de Cr livre no sistema.

6.3. Sulfuretos

6.3.1. Pentlandite

A pentlandite ($(Fe,Ni)_9S_8$), que ocorre com frequência inclusa em cristais de cromite (Figura 6.13), foi o único sulfureto identificado através de um número representativo de análises quantitativas realizadas com microsonda electrónica, no entanto considera-se altamente provável que existam ocorrências de outras fases ricas em enxofre e Ni. Esta presunção baseia-se no facto de terem sido observadas ao microscópio fases minerais opacas com características ópticas de sulfuretos que não correspondiam à pentlandite (que muitas vezes se encontrava na proximidade desses grãos). Considera-se que uma dessas fases minerais poderá corresponder a bravoite ($(Fe,Ni)S_2$), uma variedade de pirite, que ocorre com frequência neste contexto geológico e que possui características ópticas muito próximas das observadas – reflectância ligeiramente mais baixa que a pentlandite e tonalidade menos amarelada. Para além da sua composição química muito semelhante, a reduzida dimensão dos grãos observados poderá ter contribuído para o insucesso na obtenção de análises quantitativas de qualidade.

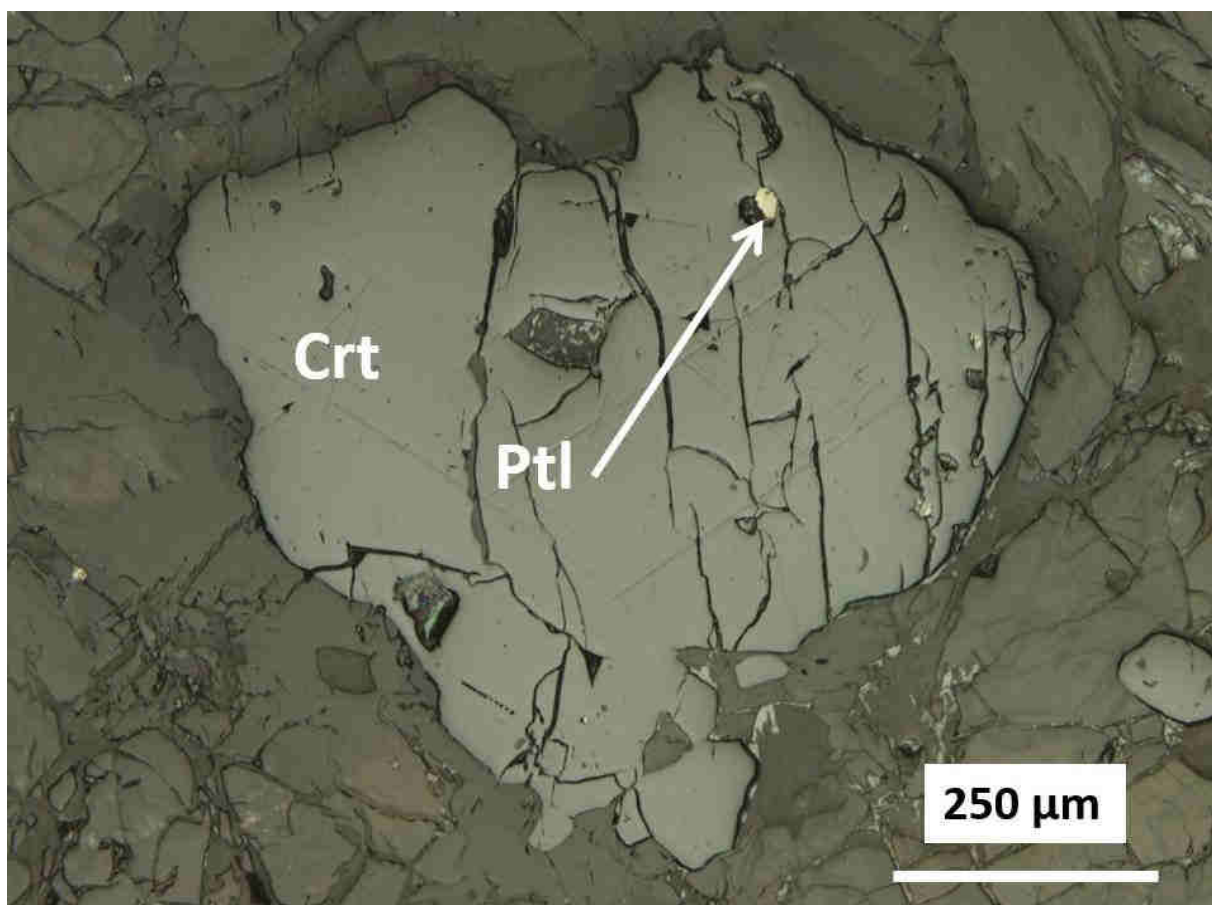


Figura 6.13. Fotografia ao microscópio electrónico de uma inclusão de pentlandite num cristal de cromite em uma amostra de DBPS.

Para além da bravoíte, a ocorrência de outros sulfuretos em quantidades muito diminutas é plausível. Esta dedução baseia em: 1) observação ao microscópio de fases minerais sulfuretadas com características distintas da pentlandite e da bravoíte; 2) obtenção de espectros qualitativos de EDS com microsonda electrónica com S e Ni (Figura 6.14.a) e outros com S, Cu e Fe (Figura 6.14.b); 3) obtenção de uma análise quantitativa (não representativo) de um sulfureto apenas com Ni e vestígios de Fe (Tabela 6.16).

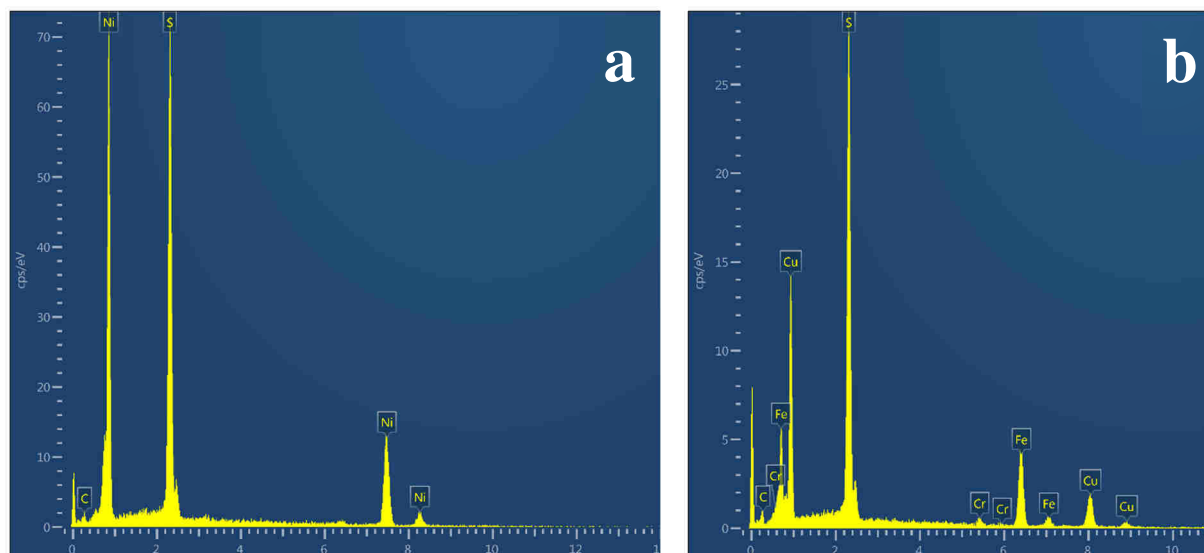


Figura 6.14. Espectros EDS que representam análise pontuais qualitativas obtidos na microsonda electrónica. a – espectro de pequeno grão de sulfureto previamente identificado como sulfureto com reflectância alta e cor amarela ao microscópio óptico; b – espectro obtido para um pequeno grão de sulfureto previamente identificado como pentlandite ao microscópio óptico. O pico elevado na zona do espectro do Cu sugere que se trata de calcopirite.

Tabela 6.16. Análise quantitativa de um sulfureto quase exclusivamente composto por Fe e Ni.

S	Ni	Fe	Total
30.936	68.379	1.890	101.839

Assim, para o mineral constituído apenas por S e Ni considerou-se a hipótese de corresponder a heazlewoodite (Ni_3S_2) ou a polydymite ($Ni_2+Ni_3^{+2}S_4$) que podem ser encontradas em contextos geológicos semelhantes ao deste estudo. Quanto ao mineral composto por S, Cu e Fe considerou-se que é provável que corresponda a calcopirite.

A estatística descritiva dos dados obtidos em análises de pentlandite em DBPS, a média de duas análises obtidas em uma amostra de dunito e a análise obtida em uma amostra de serpentinito, podem ser consultadas na tabela 6.17.

Tabela 6.17. Amplitude composicional das pentlandites analisadas para as diferentes litologias em óxidos wt%. Note-se que para as pentlandites analisadas na amostra de dunito só foi apresentada a média, uma vez que n=2 e na amostra de serpentinito os valores correspondem apenas a uma análise pontual, uma vez que as restantes análises não se encontravam dentro do erro admitido.

DBPS (n=8)					
	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
S6+	33.358	0.505	33.402	34.279	32.523
Fe3+	31.316	2.808	31.345	37.043	27.157
Ni2+	34.085	3.199	34.086	38.324	27.578
Co2+	0.940	0.438	0.742	1.876	0.652
Dunito (n=2)					
	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
S6+	33.045	-	-	-	-
Fe3+	34.054	-	-	-	-
Ni2+	31.967	-	-	-	-
Co2+	1.231	-	-	-	-
Serpentinito (n=1)					
	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
S6+	33.453	-	-	-	-
Fe3+	29.086	-	-	-	-
Ni2+	32.104	-	-	-	-
Co2+	6.957	-	-	-	-

6.4. Fosfatos

6.4.1. Apatites

A apatite é um fosfato de Ca que ocorre com frequência em rochas serpentínicas quando se apresenta sob a variedade hidroxi-apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$). De facto, o tratamento dos dados obtidos na microsonda dos fosfatos analisados, levou à conclusão que se tratava de uma apatite hidratada. A análise da estatística descritiva (Tabela 6.18) demonstrou que a composição química dos grãos analisados é praticamente igual e, seguindo uma fórmula estrutural ideal igual a $\text{M}_5(\text{PO}_3)(\text{OH})$, a fórmula estrutural média calculada é: $\text{Ca}^{2+}_{4.944}(\text{P}^{5+}_{2.998}\text{O}_3)(\text{OH})$.

Tabela 6.18. Amplitude composicional das hidroxi-apatites analisadas em óxidos wt%

	Média	Desvio Padrão
P₂O₅	42.460	0.296
CaO	55.321	0.363
F	1.453	0.309
H₂O	1.035	0.064

7. Discussão

7.1. Caracterização litológica e mineralógica

Ao longo deste trabalho foi possível estudar e caracterizar alguns dos principais litótipos que constituem o Complexo Alóctone Superior do Maciço de Bragança. A análise petrográfica conjuntamente com os dados de química mineral permitiram identificar e confirmar a ocorrência de dunitos, lherzolitos, websteritos olivínicos, websteritos, serpentinitos, anfíbolitos e anfíbolitos com granada. Permitiram igualmente confirmar que as rochas ultramáficas analisadas registam efeitos heterogêneos de serpentinização. Nas rochas totalmente serpentinizadas é difícil distinguir os traços texturais e composicionais resultantes exclusivamente dos processos de serpentinização dos que estão associados à intensa deformação a que todas as rochas do CAS foram submetidas (*e.g.* texturas geradas por recristalização dinâmica *versus* alteração química). As amostras mais ricas em piroxena (cpx + opx) – websteritos olivínicos e websteritos – encontram-se, em regra, menos serpentinizadas. No entanto, é frequente as piroxenas estarem total ou parcialmente substituídas por anfíbola. Nos casos mais extremos – rochas anfíbolíticas – é possível observar que resultam da substituição completa por horneblenda ± pargasite. A ocorrência de todos estes tipos litológicos, em conjunto com outras litologias não amostradas, está largamente documentada na principal bibliografia da região (*e.g.* Cotelo Neiva, 1948; Ribeiro, 1974; Marques, 1994; Bridges, 1992; Santos, 1998; entre outros citados anteriormente neste trabalho).

Os processos de hidratação que condicionam a serpentinização das rochas ultramáficas apresentam claramente um carácter polifásico. Para além da rede profusa e geralmente desordenada de veios com espessuras variadas que cortam as amostras estudadas, as características mineralógico-texturais observadas permitem tirar esta mesma conclusão. Por um lado, verifica-se a existência de várias texturas de serpentina, que variam entre pseudomórficas e não-pseudomórficas, ocorrendo, por vezes, simultaneamente na mesma amostra. A formação de múltiplos “anéis” em redor do núcleo da malha *mesh*, como os que podem ser observados na figura 7.1.a, são um traço da ocorrência de várias fases de serpentinização. Por outro lado, para além da diversidade textural, os veios de serpentina têm possanças variadas, provavelmente associados a reactivações das descontinuidades durante os sucessivos episódios de circulação de fluido (Figura 7.1.b). Ao longo destas descontinuidades é possível observar frequentemente a deposição de magnetite.

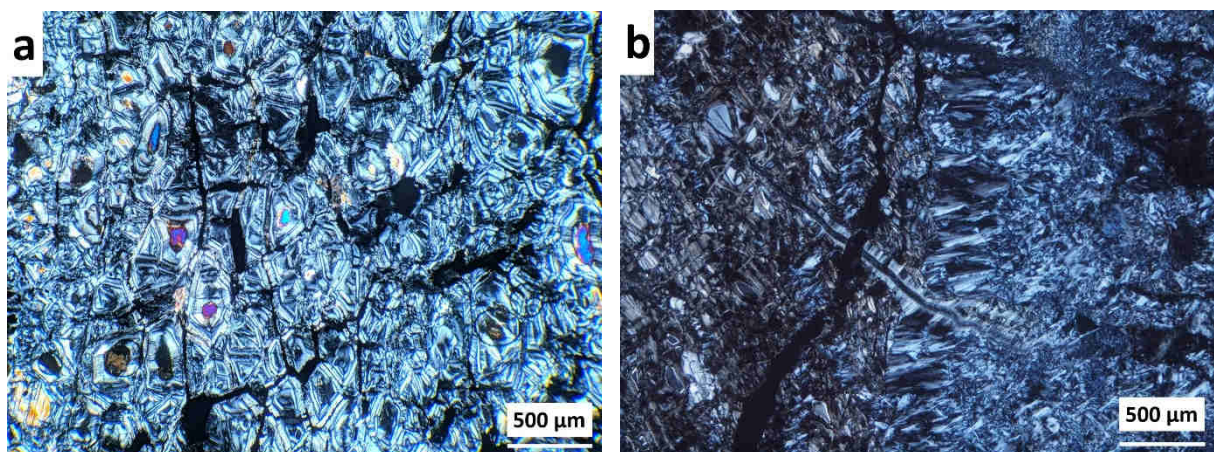


Figura 7.1. Texturas de serpentina que associadas ao carácter multifásico do processo de serpentinização que afectou as litologias do CAS do Maciço de Bragança. a – textura onde é possível observar sucessivos anéis (“rims”) em redor dos núcleos da malha *mesh*; b – veio com duas texturas notoriamente distintas, uma primeira, com fibras subperpendiculares às paredes do veio e uma segunda, microcristalina, quase isotropa, que desenha a linha média do veio, sugerindo que se formou numa reactivação posterior da descontinuidade.

As granadas dos anfibolitos com granada apresentam composição $\approx \text{Alm}_{0.49}\text{GrS}_{0.27}\text{Prp}_{0.16}$, (Figura 7.2.a). Por outro lado, as granadas nas amostras de DBPS e de websterito olivínico apresentam composição completamente distinta $\approx \text{Maj}_{90}\text{Alm}_9$. As análises de granadas efectuadas por Santos (1998) em diversas litologias da região, mostram que são as constituintes de granulitos máficos que apresentam uma composição semelhante à das granadas analisadas neste trabalho (Figura 7.2.b). A variabilidade composicional destas granadas é igualmente concordante com a das presentes em granulitos de outras áreas (Santos, 1998).

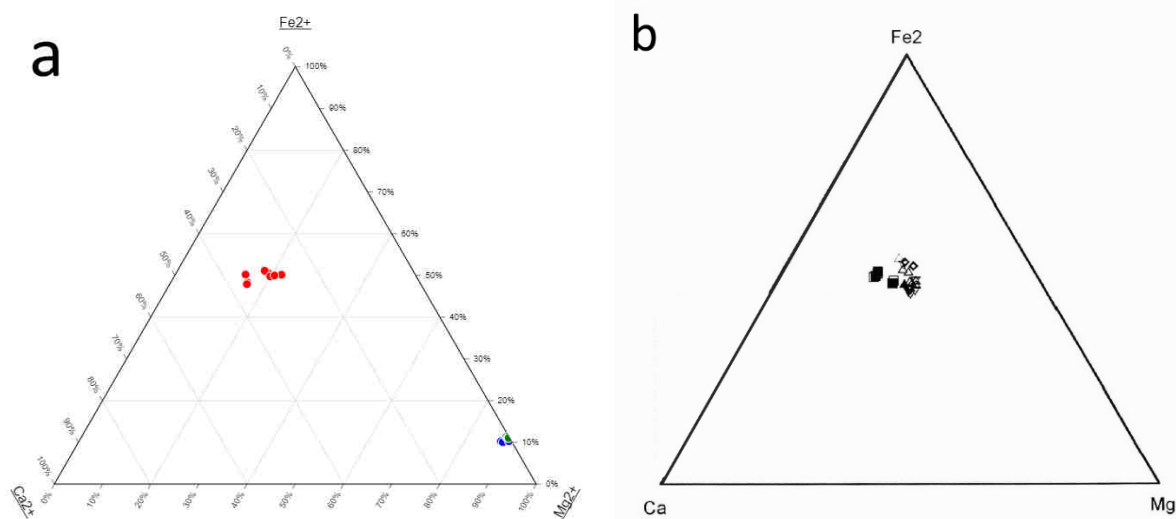


Figura 7.2. Diagramas ternários dos cátions que caracterizam as principais componentes das granadas. a – análises obtidas para as granadas presentes em: círculos vermelhos – anfibolito com granada; círculos verdes - DBPS; círculos azuis – websteritos olivínicos. b – análises de granadas presentes em granulitos máficos (quadrados) e intermédios (triângulos) (Santos, 1998).

No que respeita aos níveis anfibolíticos, as análises com difracção de raios-X permitiram identificar que são constituídos principalmente por horneblenda e pargasite. Estes níveis, com espessura considerável, natureza friável e cristais grosseiros, contrastam claramente com os níveis piroxeníticos finos que ocorrem como bandas nas rochas peridotíticas. Nos segundos, ocorreu igualmente a retrogradação parcial das piroxenas para anfíbulas de composição distinta das que constituem os níveis verdadeiramente anfibolíticos. Relativamente aos níveis “piroxeníticos” *boudinados* regista-se a presença de edenite, pargasite e clinocloro. Segundo Bridges (1992) os níveis claramente anfibolíticos – designados por horneblenditos – contrastam claramente com os níveis piroxeníticos, uma vez que os primeiros são totalmente constituídos por cristais de grosseiros de anfíbola (horneblenda) e os segundos, apresentam entre 8 a 80 % de anfíbola. Segundo o mesmo autor existe uma gradação entre a ocorrência de clinopiroxena e das anfíbulas que a substituem. Tal pode sugerir que a composição dos protólitos dos níveis piroxeníticos (leia-se, agora anfibolitos) espessos e dos níveis “piroxeníticos” finos, que ocorrem intercalados com peridotitos, é distinta, ou que os processos de retrogradação metamórfica os afectaram de forma diferenciada.

Foi igualmente com recurso à análise com difracção de raios-X que se identificaram os principais politipos de serpentina e de outros filossilicatos, que ocorrem em amostras de serpentinito e em preenchimentos de fracturas. Conclui-se que, grosso modo, a lizardite, a népouite, o clinocrisótilo e o clinocloro, podem ocorrer tanto na matriz das rochas serpentínicas como a preencher fracturas. Nestas últimas, verificou-se também a ocorrência de antigorite. De facto, segundo Figueiredo (1998), Portugal Ferreira (1965) identificou, com recurso a análise térmica diferencial e a difracção de raios-X, a presença

de lizardite (matricial e constituindo agregados fibrosos ou lamelares em veios), crisótilo (na variedade de clinocrisótilo, preenchendo fracturas tardias) e mais raramente antigorite.

A ocorrência de níveis alternados de diferentes cumulados ultramáficos – níveis muito ricos em cromite, dunitos, lherzolitos, websteritos olivínicos e websteritos – é frequentemente observada em depósitos estratiformes. O próprio modelo de formação destes depósitos é caracterizado pela alternância de níveis ultramáficos que, geralmente, revelam continuidade lateral bem definida e espessuras muito variáveis. A deposição alternada de níveis com diferentes composições resulta da conjugação de fenómenos, em particular a cristalização fraccionada e a deposição gravítica, que ocorrem na câmara magmática e que se vão modificando ao longo do tempo. Assim, a sequência de deposição da série ultramáfica característica deste tipo de depósitos é, da base para o topo: cromitito, dunito, harzburgito, ortopiroxenito. Este ciclo tende a repetir-se, total ou parcialmente, quando ocorrem modificações significativas nas condições físico-químicas do *melt* na câmara magmática (*e.g.* novo *input* de magma, assimilação de rochas encaixantes). São vários os factores que controlam a solubilidade da cromite no líquido basáltico: diminui com a temperatura e com o aumento da fO_2 ; e aumenta com o conteúdo em Si do *melt* (Barnes, 1998). Normalmente é esperado que a cromite e a olivina cristalizem e precipitem de forma simultânea ao longo da linha cotética ilustrada na figura 7.3. Para que se formem níveis muito ricos em cromite é necessário que ocorram alterações composicionais que induzam um desequilíbrio químico na câmara magmática.

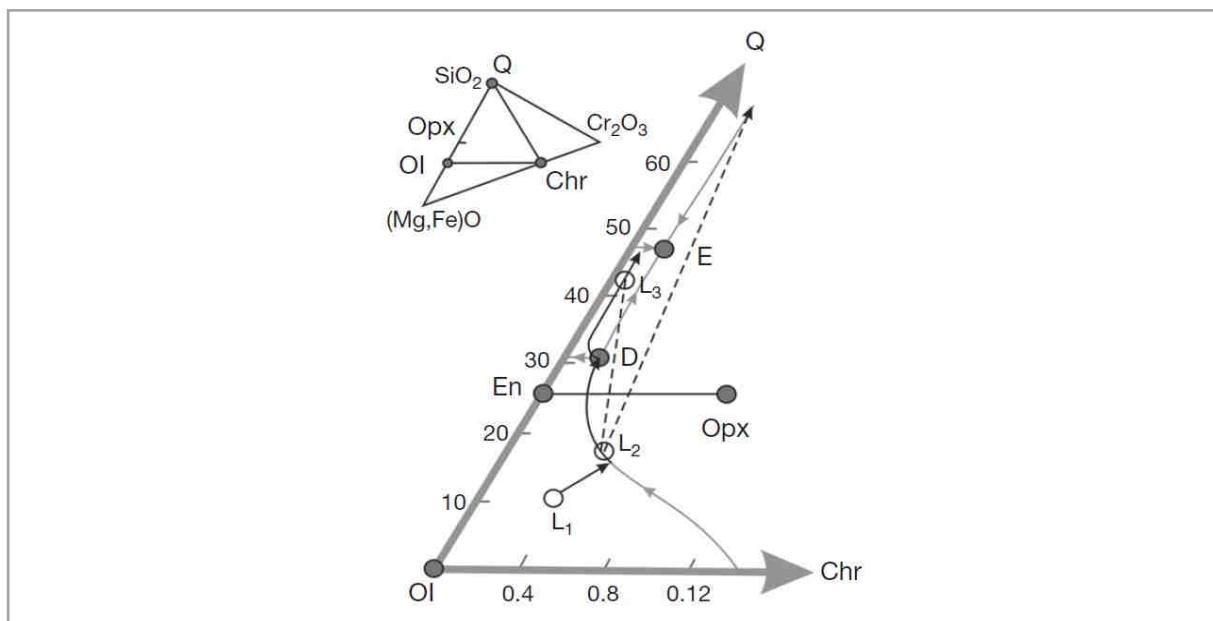


Figura 7.3. Porção do sistema Mg_2SiO_4 - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . Linhas cinzentas cheias indicam reacções cotéticas ou peritéticas; traço descontinuo indica linhas de mistura. L1 – apenas precipitação de olivina; L2 – precipitação de olivina e cromite simultaneamente; L3 – precipitação de ortopiroxena. Adaptado de Mungall et al., 2014 e respectivas referências.

No caso do CAS do Maciço de Bragança não existe continuidade lateral dos referidos níveis de rochas ultramáficas devido ao intenso desmembramento tectónico imprimido pelas diferentes fases de deformação a que este foi sujeito (Figura 7.4).

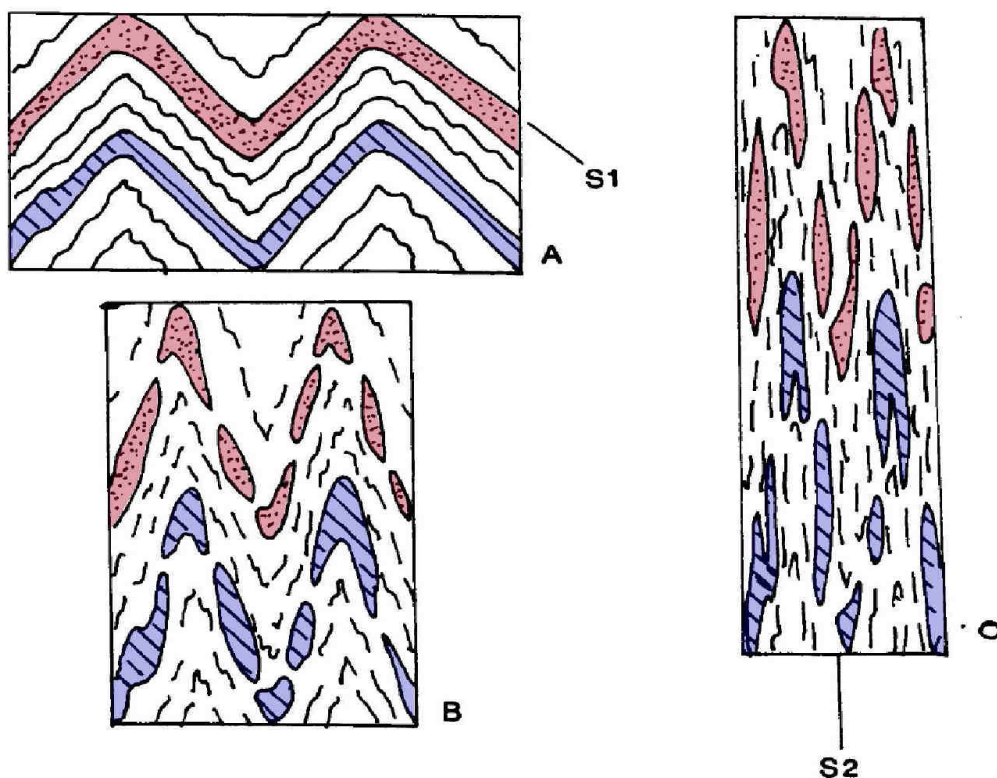


Figura 7.4. Representação do desenvolvimento de “high strain fabric” como o que se verifica no CAS de Bragança. As camadas com cores correspondem a unidades competentes (e.g. cromitito ou piroxenito) presentes numa matriz menos competente (e.g. dunitica). Note-se que as unidades do CAS do Maciço de Bragança foram submetidas a, pelo menos, mais três fases de deformação. Adaptado de Bridges, 1992.

7.2. Caracterização da mineralização

Verificou-se que, das litologias analisadas, os metaperidotitos hospedam a maioria das mineralizações com quantidades significativas de cromite – que neste relatório são designadas CUSC. Estas correspondem a cumalados ultramáficos maioritariamente constituídos por cromite (50-80%) em que geralmente os restantes minerais se encontram substituídos por serpentina e/ou clorite. Para além dos CUSC, foi também nos dunitos, lherzolitos e serpentinitos (cujo protólito provável será peridotítico), que se verificaram disseminações mais abundantes de cromite, *i.e.*, onde a quantidade relativa e dimensão dos grãos de cromite disseminados na rocha era maior. Todas estas conclusões estão em linha com publicações anteriores, relatórios e trabalhos de prospecção para Cr e EGP na região (*e.g.* Coteló Neiva, 1948; Aschchurch, 1991; Prichard *et al.*, 1991; Pires, 1998).

Nos piroxenitos (websteritos olivínicos e websteritos) e nos serpentinitos (com protólito piroxenítico provável) verifica-se menor disseminação dos cristais de cromite. Estas ocorrências de cromite raramente ocupam mais do que 1-2% da amostra, tornando estes níveis muito menos interessantes do ponto de vista económico. Nas amostras de anfibolitos e de anfibolitos com granada não se registou a ocorrência de cromite, contudo foi nestas amostras que se observou uma maior abundância de sulfuretos, essencialmente pentlandite (\pm calcopirite? \pm bravoite \pm sulfureto de Ni?), ainda que em pequena quantidade (< 2 % da amostra).

As cromites analisadas que apresentam menor variabilidade composicional correspondem às presentes nas amostras de CUSC, como se pode constatar na projecção convencional #Cr *versus* #Fe (Figura 7.5) e no diagrama ternário que avalia a distribuição dos três principais catiões que entram na sua estrutura

na posição octaédrica (Figuras 7.7.a-e). A primeira projecção permite identificar essas cromites como cromites magnesianas (segundo a classificação das espinelas cromíferas de Daniel J. Schulze em Zglinicki *et al.*, 2020). Importa notar que esta classificação é demasiado simplista: as cromites com maiores teores de Mg, como as que estão presentes nos CUSC, são de igual modo cromites *s.s.* (Roeder, 1994); e as cromites com elevado conteúdo em Fe^{2+} são na realidade ferricromites. Assim, cromites com #Fe superior a 0.65 podem ser consideradas substantivamente alteradas (Mateus & Figueiras, 1999a). As cromites presentes nas restantes litologias apresentam maior variabilidade composicional, formando uma nuvem dispersa (no campo composicional das cromites *s.s.*, com um alongamento segundo a recta de pendor $y=x$) (Figura 7.5). A grande maioria destas cromites apresenta valores de #Fe superiores a 0.65, pelo que se encontram notoriamente alteradas. A localização das cromites analisadas não alteradas no referido diagrama sobrepõe-se notavelmente à das cromites provenientes de peridotitos e de cromititos do CAS analisadas por Bridges (1992), Figueiredo (1998) e Mateus & Figueiras (1999a), (Figuras 7.6.a-b), corroborando os dados desses autores.

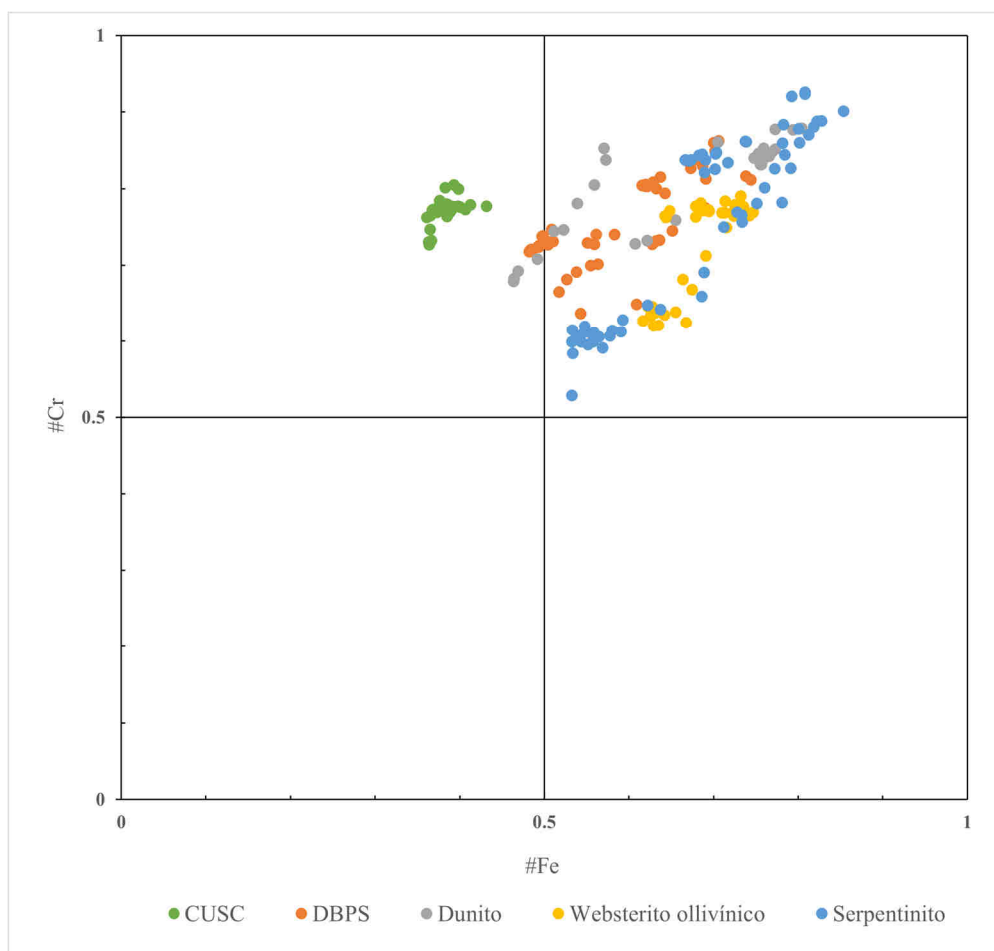


Figura 7.5. Projecção do #Cr versus #Fe das cromites analisadas nas diferentes litologias estudadas. Campos composicionais definidos com base na classificação das espinelas cromíferas de Daniel J. Schulze em Zglinicki, *et al.*, 2020.

A menor dispersão dos dados observada nas amostras de CUSC, tanto no diagrama binário (Figura 7.5) como no diagrama ternário (Figuras 7.7.a) sugere, à partida, que a composição dos grãos de cromite analisados deverá estar mais próxima da original. As cromites presentes em cromititos de depósitos do tipo estratiforme apresentam geralmente um elevado #Cr e um baixo #Fe (Roeder, 1994). No entanto, não se pode necessariamente atribuir maiores valores de #Fe apenas à alteração tardia, uma vez que a ocorrência disseminada dos grãos em rochas ricas em outros minerais leva a um aumento do #Fe durante o arrefecimento lento, por equilíbrio com os silicatos coexistentes – como a olivina (Roeder & Campell, 1985). Não obstante esta possível justificação para os maiores #Fe apresentados pelas cromites das litologias em que a cromite ocorre disseminada, considera-se que é lícito atribuir estes valores aos processos metassomáticos tardios ou a reajustes composicionais decorrentes da retrogradação metamórfica.

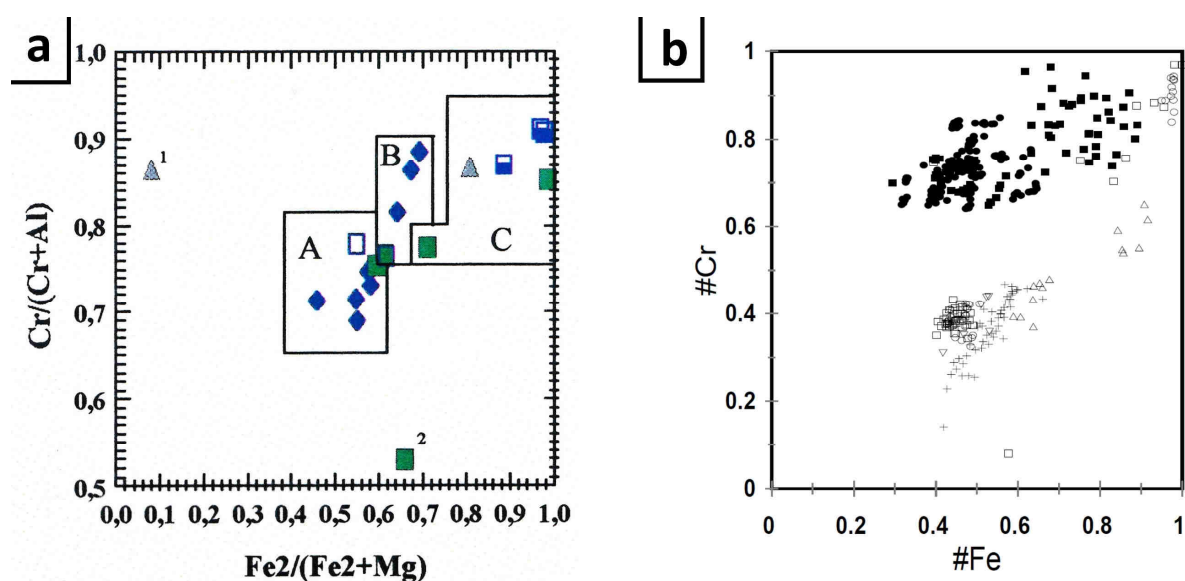
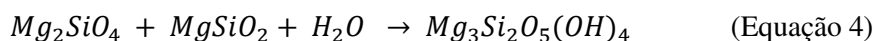
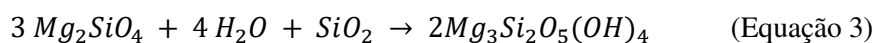
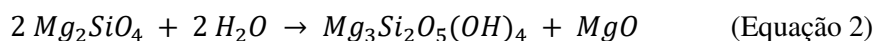
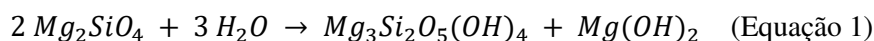


Figura 7.6. Projecção do #Cr versus #Fe das cromites analisadas por: gráfico à esquerda – Figueiredo (1998) onde o eixo das ordenadas começa em 0,5; gráfico à direita – por Mateus & Figueiras (1999a) e referências nele citadas.

Existem várias equações que permitem descrever o essencial do processo de serpentinização (Equações 1- 4).



Nas equações 1 e 2 a alteração da olivina para serpentina liberta Mg para o sistema e a equação 3 implica uma adição de Si. Não se observou a formação de quantidades significativas de qualquer mineral que justificasse a remoção necessária de Mg (*e.g.* brucite) e em rochas ultramáficas seria necessário, à partida, invocar uma fonte externa de Si. No entanto, a equação 4 demonstra que, num sistema com piroxena, a serpentinização pode ocorrer segundo uma simples reacção de hidratação. A forma como as rochas peridotíticas intercalam com rochas piroxeníticas em toda a região sugere que a existência destes níveis mais ricos em piroxena e menos afectados pela serpentinização, ainda que muitas vezes retrometamorfizados, poderá ser suficiente para justificar os “inputs” e “outputs” necessários para a ocorrência dos processos de serpentinização observados.

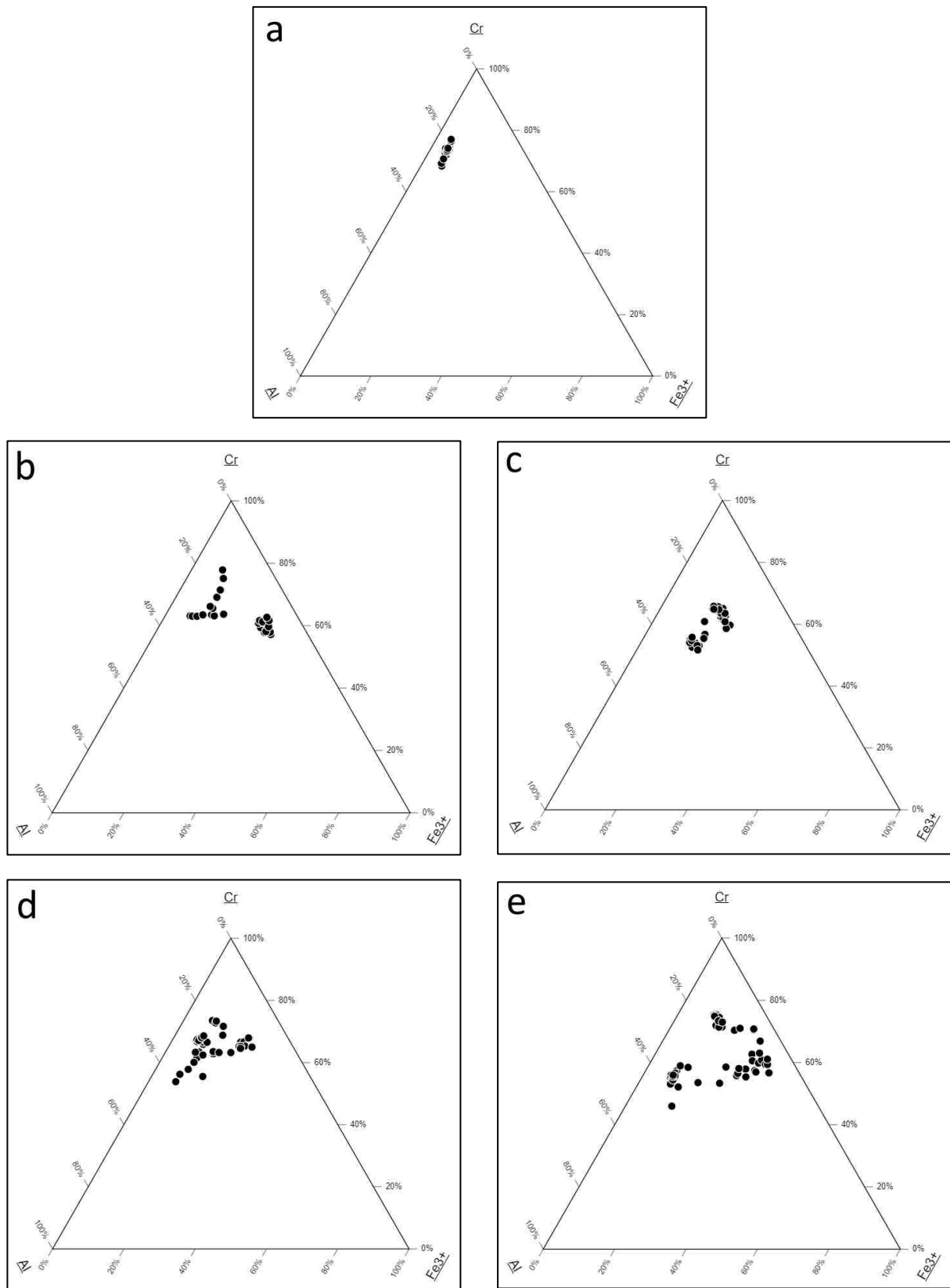


Figura 7.9. Diagramas ternários que representam a distribuição dos principais cátions que entram na posição octaédrica da estrutura da cromite. a – análises em amostras de CUSC; b – análises em amostras de dunito; c – análises em amostras de websterito olivínico; d – análises em amostras de DBPS; e – análises em amostras de serpentinito.

O ferro ferroso libertado pelos silicatos, em particular pelas olivinas, no decurso da serpentinização, promoveu preferencialmente a formação de magnetite, denunciando condições mais baixas de fO_2 durante este processo. A alteração para ferricromite observada deverá resultar de reajustes composicionais decorrentes da retrogradação metamórfica. De facto, verificou-se esta tendência nas rochas onde os grãos de cromite ocorrem em menor quantidade (Figura 7.5), onde o enriquecimento em Fe leva ao decréscimo relativo dos teores de Cr, Al e principalmente de Mg. No limite, a substituição pode ser completa, formando magnetite. De facto, observou-se com frequência, franjas de magnetite a bordejar cristais fracturados de cromite e de ferricromite. Estas franjas podem representar a substituição completa de pequenas relíquias isoladas de cromite, resultantes da fracturação de cristais de maior dimensão. O Cr, que deixa de ter lugar nesses grãos, pode ser incorporado nas clorites ricas em Cr que ocorrem na proximidade dos grãos de cromite e ferricromite.

Considera-se que os níveis CUSC não são, à partida, tão susceptíveis a estas alterações. A maior dimensão dos cristais, a menor ocorrência de veios preenchidos por serpentina (que representam os principais canais de acesso aos fluidos hidrotermais) e o frequente contacto directo com outros grãos de cromite, são factores suficientes para justificar a menor alteração observada nas cromites que constituem estes domínios.

Em algumas das litologias estudadas foram realizadas análises pontuais – 3 a 5 – entre o núcleo e o bordo de alguns grãos de cromite com dimensões apreciáveis. Ao projectar essas análises em diagramas binários $\#Cr$ versus $\#Fe$, constatou-se que a composição dos grãos de cromite presentes nos CUSC varia muito pouco entre o núcleo e o bordo. Por outro lado, o mesmo tipo de análise conduzida em cromites presentes em DBPS e dunitos (Figuras 7.8 e 7.9), revela uma maior variação composicional e que do núcleo para o bordo se verifica um incremento relativo do teor em Fe^{2+} , decréscimo do teor em Mg e incremento do $\#Cr$ que, por sua vez, pode indicar incremento de Cr ou diminuição do teor em Al. Este é o sentido expectável para a variação dos valores de $\#Cr$ e $\#Fe$ resultante das alterações anteriormente descritas. De facto, a verificarem-se, estes dados sustentam a possibilidade de as cromites dos CUSC corresponderem às menos alteradas. A figura 7.10 parece sugerir que a tendência observada nas cromites presentes nas amostras de DBPS e de dunito também é aplicável no caso das cromites presentes em serpentinitos. No entanto, podemos verificar que em número absoluto, a variação de $\#Cr$ e $\#Fe$ é quase negligenciável, o que pode sugerir que nesses grãos a alteração para a composição de equilíbrio foi razoavelmente completa, *i.e.*, existe uma homogeneização da alteração em todo o grão.

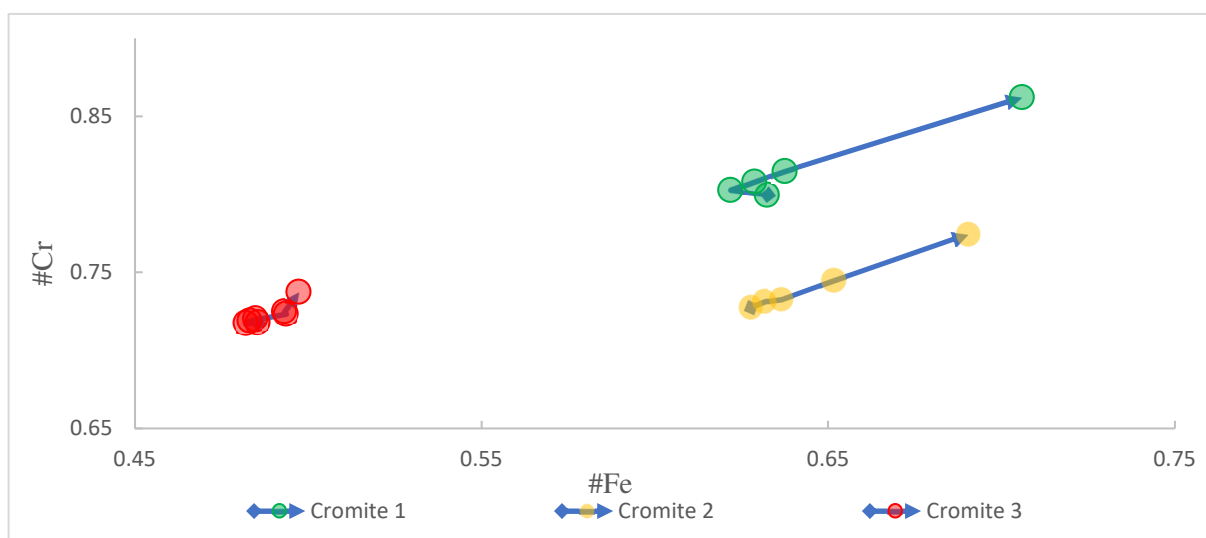


Figura 7.12. Diagrama binário $\#Cr$ versus $\#Fe$ com análises núcleo-bordo realizadas em grãos de cromite presentes em amostras de DBPS. Losango representa a primeira análise - no núcleo - e a ponta da seta representa a última - o bordo.

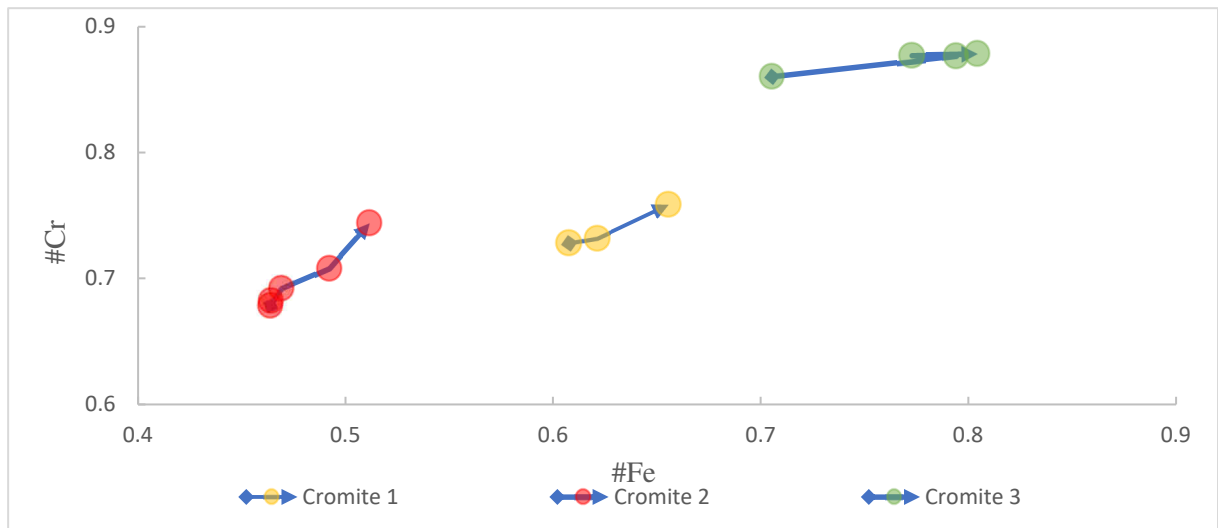


Figura 7.16. Diagrama binário #Cr versus #Fe com análises núcleo-bordo realizadas em grãos de cromite presentes em amostras de dunito. Losango representa a primeira análise - no núcleo - e a ponta da seta representa a última - o bordo.

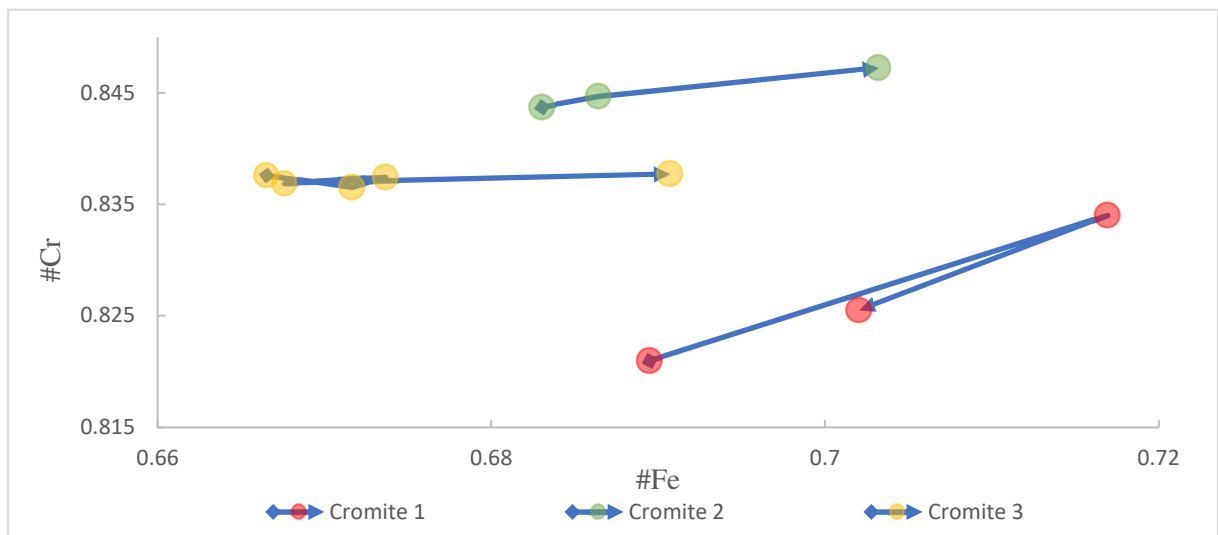


Figura 7.15. Diagrama binário #Cr versus #Fe com análises núcleo-bordo realizadas em grãos de cromite presentes em amostras de serpentinito. Losango representa a primeira análise - no núcleo - e a ponta da seta representa a última - o bordo.

Estas análises permitiram também ajudar a interpretar as projecções realizadas para os mesmos parâmetros, mas obtidas para análises pontuais de grãos de cromite com diferentes tipos de ocorrência em algumas das litologias estudadas (Figuras 7.11). A tendência para aumento de #Cr e #Fe observada entre o núcleo (menos alterado) e o bordo (mais alterado), é reproduzida nas análises pontuais de diferentes grãos. Podemos verificar que em quase todos os contextos (matriz serpentinizada, veios de serpentina e até em zona de cumulado mais rico em cromite) se observa uma dispersão alongada segundo a direcção $x=y$. A partir das análises de amostras de DBPS consta-se igualmente que as cromites presentes nas bandas piroxeníticas se encontram menos alteradas que as presentes na matriz serpentinitica da zona dunítica (Figura 7.11.a). Por fim, é ainda possível constatar que, nas amostras de dunito, nas zonas de cumulado mais rico em cromite, a alteração é menor e segue um percurso distinto das que estão disseminadas na matriz serpentinitica (Figura 7.11.c), tal como já havia sido sugerido anteriormente.

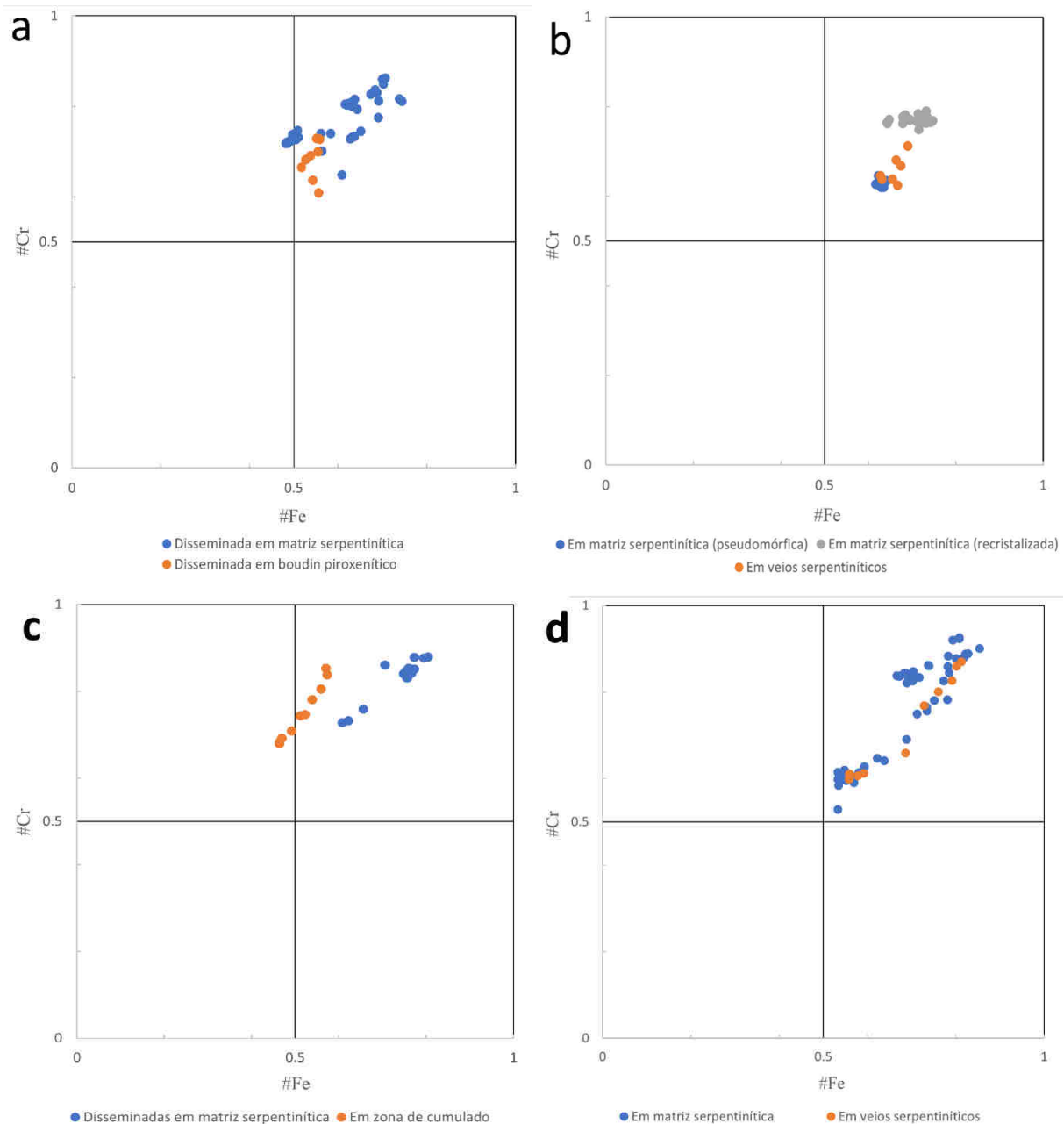


Figura 7.17. Diagramas binários #Cr versus #Fe para os diferentes tipos de ocorrência dos cristais de cromite em diferentes litologias. a – análises em amostras de DBPS; b – análises em amostras de websterito olivínico; c – análises em amostras de dunito; d – análises em amostras de serpentinito.

É importante referir que as tendências evidenciadas pelas projecções das Figuras 7.5 a 7.11 são baseadas em enriquecimentos e empobrecimentos relativos entre diferentes catiões que podem entrar na estrutura da cromite. Ao analisar os valores absolutos, podemos verificar que as cromites presentes nos CUSC são as mais ricas em Cr e Mg e as mais pobres em Fe. Consta-se também que o Al apresenta um carácter relativamente imóvel, com valores mais ou menos semelhantes nas cromites das diferentes litologias, ainda que um pouco menor nas cromites dos dunitos. O cruzamento entre os valores absolutos e os valores relativos permite tirar conclusões importantes sobre a mineralização de cromite do CAS de Bragança, resultando nas seguintes possíveis conclusões:

- 1) As cromites presentes nas amostras de CUSC são as menos alteradas pelos processos metassomáticos/blastomilitarização que afectaram o CAS;

- 2) O processo de serpentinização contribuiu para a alteração da composição das cromites, levando ao enriquecimento em ferro férrico e ferroso e ao empobrecimento em Cr e Mg.

A mobilização secundária do Cr sob a forma de Cr^{3+} parece estar circunscrita às clorites ricas em crômio e depende de gradientes químicos locais, que ocorrem a bordejar os grãos de cromite, e à serpentina formada nas imediações dos mesmos. Contrariamente, a serpentina analisada longe das ocorrências de grãos de cromite apresenta valores negligenciáveis em Cr. Assim, este é um fenómeno que pode ser justificado pela simples difusão iónica entre as duas fases minerais próximas, não implicando a existência de condições físico-químicas (*e.g.* oxidação-redução, $f(\text{S}_2)$, pressão, temperatura) favoráveis ao transporte de Cr sob a forma iónica. Conclui-se assim que os ambientes geoquímicos que caracterizam os processos de serpentinização de rochas ultramáficas – preponderantemente redutores, temperatura geralmente inferior a 300-350°C, pressões da ordem dos 1kbar, enriquecimento salino, $\text{pH} \approx 9$ e $f(\text{S}_2)$ entre $[10^{-33}, 10^{-11}]$ (Kishima, 1989) – não são favoráveis à remobilização secundária do Cr.

A composição química da cromite é, em parte, controlada por factores como a temperatura, a composição química do líquido magmático e a natureza e composição das fases minerais que com ela precipitam. Por outro lado, as alterações anteriormente referidas, associadas a processos de relativamente baixa temperatura, como os de serpentinização, podem modificar significativamente a sua composição. Ainda assim, a sua utilização como traçador geoquímico do ambiente geodinâmico formacional é um método utilizado há várias décadas. Para este fim, é comum utilizar o diagrama binário #Cr versus #Mg para projectar campos empíricos da composição química das cromites de diferentes ambientes geotectónicos. Geralmente faz-se a distinção entre o campo das cromites de depósitos estratiformes e o das cromites de depósitos podiformes (Figura 7.12). Também podem ser definidos campos semelhantes no diagrama dos catiões trivalentes da posição octaédrica da cromite (Figura 7.13).

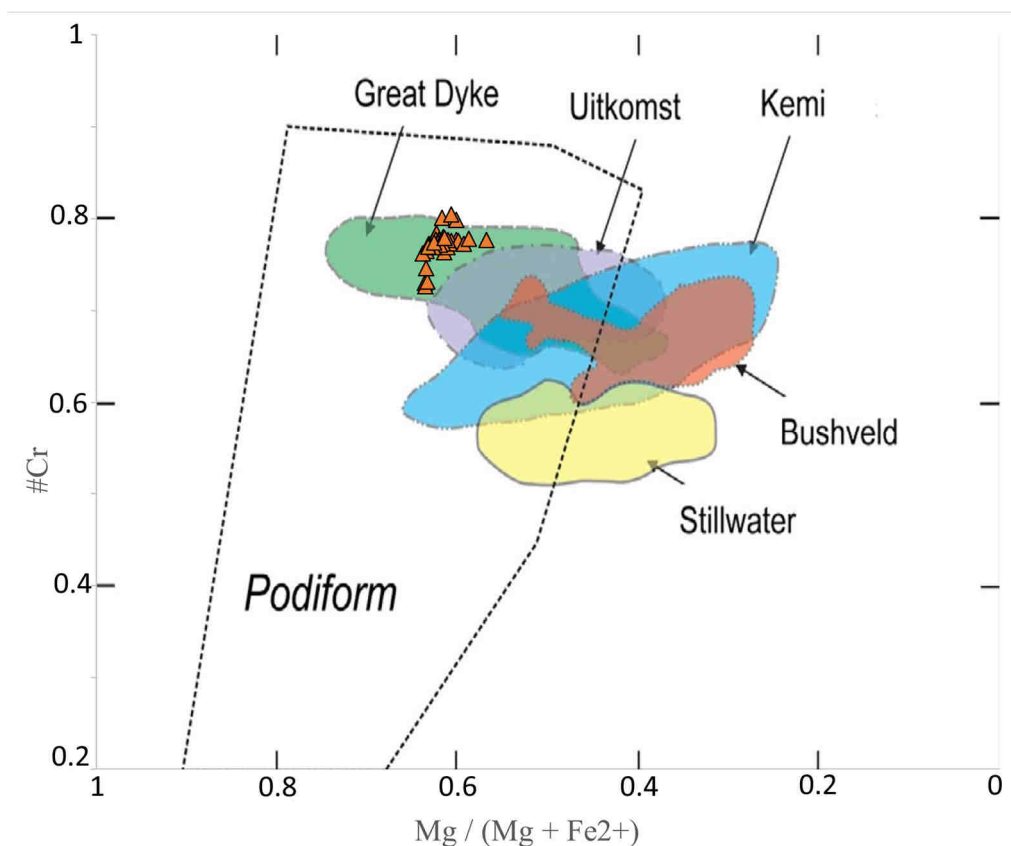


Figura 7.20. Diagrama binário #Cr versus #Mg. Projecção das análises de cromite obtidas para amostras de CUSC (triângulos cor de laranja) e dos campos compositionais típicos de depósitos podiformes (linha a traço descontinuo) e de depósitos estratiformes (campos coloridos). Adaptado de Arai & Ahmed, 2018. Dados dos complexos estratiformes: Wilson (1982). Naldrett et al. (2009). Cambell & Murck (1993).

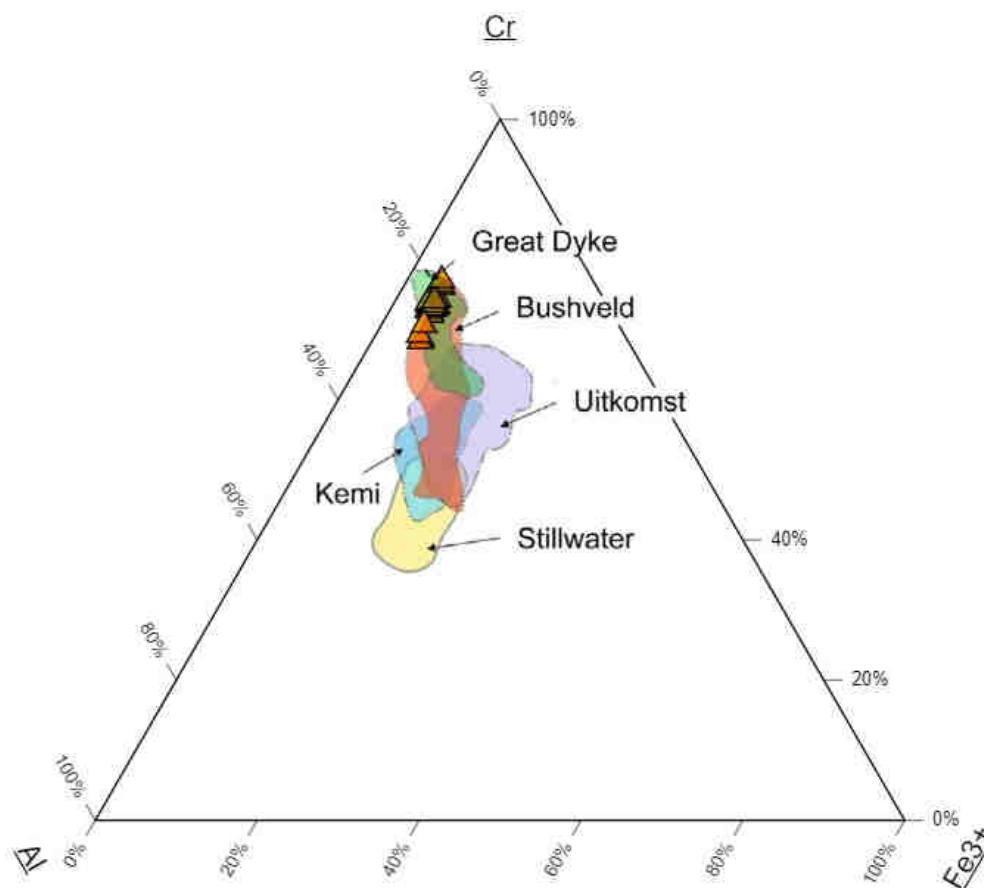


Figura 7.23. Diagrama ternário dos principais cátions trivalentes que entram na posição octaédrica da estrutura da cromite. Dados dos complexos estratiformes como na figura 7.12; as cromites provenientes de depósitos podiformes não alterados costumam inserir-se num campo subparalelo ao eixo Cr-Al com uma espessura variável entre 10 e 20% Fe³⁺

Esta questão assume particular relevância na mineralização do maciço de Bragança, uma vez que a origem continental (do tipo depósito estratiforme) não é consensual.

Roeder (1994) contruiu uma base de dados notável de análises de espinelas (englobando mais de 16000 análises provenientes dos mais variados ambientes e litologias), que lhe permitiu tirar conclusões empíricas sobre os dados. Concluiu que os campos delimitados nos diagramas discriminantes clássicos não podem ser traçados em torno da envolvente da nuvem de pontos de cada análise, uma vez que, na realidade, o núcleo de cada nuvem é que corresponde à zona discriminante de cada distribuição.

Assim, a utilização destes diagramas discriminantes pode revelar-se útil, ainda que careça de alguns cuidados. É importante 1) confirmar que os cristais de cromite utilizados não se encontram alterados; 2) reconhecer que este método tem uma base empírica; 3) utilizar populações extensas de análises, que permitam identificar o núcleo da nuvem criada pela dispersão dos dados analisados; 4) estar ciente da sobreposição notória que existe entre parte dos campos definidos para os depósitos podiformes e estratiformes.

Independentemente das referidas limitações à utilização destes diagramas discriminantes, no caso particular em análise, é possível constatar que as cromites analisadas nas amostras de CUSC do CAS do Maciço de Bragança se inserem, em ambos os diagramas, na zona de sobreposição entre as duas tipologias de depósito (Figuras 7.12 e 7.13). Assim, exclusivamente com base neste abordagem, não é

possível definir com segurança o ambiente geotectónico em que as rochas ultramáficas do CAS se formaram.

A ocorrência de outro tipo de mineralizações, como os sulfuretos identificados – pentlandite, bravoíte (?), calcopirite (?), heazlewoodite (?), polydymite (?) – é um fenómeno aparentemente pouco frequente, que se considera não ocorrer com abundância suficiente para apresentar significado económico.

Finalmente importa referir que neste estudo não foram identificadas quaisquer fases próprias de EGP e que, uma vez que não foi possível realizar análises que permitissem obter valores dos mesmos, não foi possível tirar quaisquer conclusões fundamentadas sobre este assunto.

7.3. Estratégias alternativas para estudar o potencial económico do CAS

Tal como em trabalhos anteriores (*e.g.* Coteló Neiva, 1948; Bridges *et al.*, 1995; Figueiredo, 1998), este estudo colocou em evidência a existência de ocorrências muito ricas em cromite no CAS do Maciço de Bragança (até 80 % do volume de algumas amostras analisadas). Alguns autores referem mesmo a ocorrência de cromititos (> 90 % do volume da rocha), que não foram amostrados neste trabalho. Os níveis mais ricos em cromite justificaram as pequenas explorações que vigoraram na região no século passado. No entanto, estas unidades não apresentam continuidade lateral, e a sua ocorrência é desorganizada e errática. As numerosas e intensas fases de deformação tornaram a sua distribuição imprevisível e condicionaram a sua forma e volume, que podem ser muito variados.

Tornou-se muito evidente que as rochas que hospedam estas mineralizações se encontram frequentemente serpentinizadas e meteorizadas. Os eventos responsáveis por estas alterações concorreram para a geração de quantidades significativas de magnetite e para a alteração substancial de grande parte das cromites para ferricromite. Ademais, o processo de serpentinização leva a alterações substanciais das características químicas e físicas das rochas, em particular da sua densidade, volume e teor em água (Iyer, 2007 e respectivas referências).

Por estas razões, considera-se extremamente complicado utilizar métodos de prospecção exclusivamente tradicionais. Os métodos de prospecção geoquímica, em particular, tentam identificar os locais com maior probabilidade de ocorrência de mineralizações, baseando-se quase invariavelmente em conhecimento geológico – e respectivos modelos metalogenéticos – para tentar estabelecer paralelismos e tirar as interpretações possíveis. Assim, mesmo não descartando a importância do conhecimento geológico para estabelecer relações entre os dados e a realidade geológica, considera-se que existem alternativas em alguns métodos de prospecção geofísica com potencial para auxiliar a identificação e localização destas ocorrências dispersas de forma mais expedita (Ali & Khan, 2013 e respectivas referências). Nos parágrafos que se seguem serão enumeradas e discutidas algumas das propriedades físicas do CAS que podem justificar esta abordagem numa campanha de prospecção.

No sentido de identificar as ocorrências duníticas e harzburgíticas que hospedam a maioria das mineralizações (*e.g.* Coteló Neiva, 1948; Bridges *et al.*, 1995; Figueiredo, 1998; Oliveira & Santana, 2007), deve ser considerada a radiometria. As rochas ultramáficas são geralmente pouco radioactivas, uma vez que são maioritariamente constituídas por minerais que incorporam quantidades negligenciáveis de elementos com isótopos radioactivos – como o K, o U ou o Th (McCafferty & Van Gosen, 2009). Assim, a aplicação de métodos capazes de medir radiação-gama emitida pelas rochas permite desenhar mapas radiométricos que, se suficientemente detalhados, poderão facilitar a cartografia das rochas ultramáficas. No entanto, é necessário averiguar se valores medidos nestas rochas são suficientemente contrastantes com os das rochas encaixantes, para garantir que é possível fazer a sua discriminação. Deste modo, seria possível identificar os locais com maior probabilidade de ocorrência

de mineralizações cromitíticas antes de recorrer a outros métodos mais dispendiosos para confirmar e caracterizar as mesmas. No entanto, é importante realçar que a ocorrência de rochas ultramáficas não está necessariamente associada à ocorrência de mineralizações e que, por isso, este método será insuficiente para circunscrever a localização dos corpos mineralizados.

O contraste notório de densidade que existe entre rochas muito ricas em cromite – densidade da cromite $\approx 4.4 - 5.0 \text{ g/cm}^3$ (Deer *et al.*, 1962 em Mohanty *et al.*, 2011) – e as restantes rochas ultramáficas – $2.8 - 3.2 \text{ g/cm}^3$ (Case, 1980) – pode revelar-se um factor determinante na prospecção (Hammer *et al.*, 1945). A utilização de métodos gravimétricos pode ser uma solução viável se os corpos se encontrarem pouco profundos e com densidades contrastantes com a sua envolvente, podendo esperar-se resultados sob a forma de anomalias gravimétricas (Hoover *et al.*, 1995). É preciso ter em consideração que os corpos mineralizados podem não apresentar dimensão suficiente para ser discriminados e que este método obtém valores médios que respondem a múltiplos factores complexos que podem vir a influenciar a sua eficácia. Ainda assim, considera-se que o contraste que existe entre a densidade de rochas ultramáficas serpentinizadas e os corpos mineralizados com cromite pode vir a possibilitar a utilização eficaz deste método (Hoover *et al.*, 1992). O processo de alteração completa de um peridotito para um serpentinito leva a um incremento de água de 13-15% (em peso) e a um incremento de volume de até 40% (*e.g.* Schroeder *et al.*, 2002; Shervais *et al.*, 2005). Por outro lado, é importante considerar que a magnetite, que ocorre em abundância nas rochas serpentinizadas, pode diminuir a eficácia deste procedimento. Ainda assim, parece lícito considerar que este método de prospecção tem potencial para ajudar a circunscrever, de forma rápida e relativamente económica, algumas das ocorrências de mineralizações de cromite do Maciço.

Como referido, o processo de serpentinação concorre para a hidratação significativa das rochas. Existem diversos métodos de prospecção geofísica que podem tirar partido desse facto, identificando e delimitando as zonas com diferentes resistividades à passagem de corrente eléctrica (Mohamed-Ali & Ibrahim, 2018). Métodos como a medição directa da resistividade – potencial espontâneo, magnetotelúrico – podem mostrar-se úteis para identificar ocorrências de mineralizações. Esta conjectura baseia-se no facto de o processo de serpentinação ter concorrido para a criação de um contraste notório entre a condutividade das rochas hidratadas (serpentinitos) e das restantes rochas.

Métodos como o da polarização induzida – dependente de propriedades como a resistividade e a cargabilidade do corpo mineralizado – podem ser igualmente eficazes para identificar estas ocorrências. A existência de um corpo mineralizado de cromite, contrariamente ao que se verifica para um corpo de sulfuretos maciços, irá resultar na criação de um domínio mais resistivo e com menor cargabilidade que as rochas circundantes. No entanto importa salientar que neste contexto geológico as ocorrências de mineralização nunca apresentam espessuras comparáveis às que podem ser encontradas em depósitos de sulfuretos maciços. Assim, a aplicação deste método poderá identificar a ocorrência de mineralizações. Alguns estudos, como o de Xi *et al.*, 2013, já demonstraram a plausibilidade da aplicação deste método em mineralizações de cromites do tipo podiforme. Note-se que, apesar de representar uma tipologia de depósito distinta, existem vários paralelismos com o CAS de Bragança: 1) depósitos descontínuos com formas e dimensões variáveis que apresentam uma distribuição praticamente aleatória; 2) rochas encaixantes com processos de serpentinação sobreimpostos.

Por fim é importante considerar a medição da susceptibilidade magnética. A precipitação de quantidades significativas de magnetite, promovida pelo processo de serpentinação, e a alteração das cromites para ferricromite, em particular as disseminadas, são factores que atribuem ao método de medição da susceptibilidade magnética uma relevância importante. A ocorrência de magnetite e de ferricromite concorrem para o aumento da susceptibilidade magnética das rochas que as hospedam (Saad, 1969),

proporcionando assim uma forma expedita e relativamente económica de as mapear. As litologias do CAS têm vindo a ser estudadas nas últimas décadas e as litologias mais ricas em magnetite, assim como as mais ricas em ferricromite, já se encontram relativamente bem caracterizadas. Tal como se verificou neste estudo, as rochas serpentínicas apresentam a maior quantidade relativa de magnetite. No entanto, também se observaram quantidades significativas nas restantes rochas peridotíticas e piroxeníticas. As rochas puramente anfibolíticas apresentam quantidades negligenciáveis deste mineral. A ferricromite ocorre com frequência nas rochas peridotíticas que apresentam cromites disseminadas (dunitos, lherzolitos e websteritos olivínicos). Outro factor a considerar é a menor alteração registada nas cromites de CUSC que, aliada a uma menor deposição de magnetite (do que nos domínios serpentinizados), contribuirá, à partida, para menor susceptibilidade magnética das ocorrências mais ricas em cromite relativamente a encaixantes serpentínicos.

Tal como sugerido por Ali & Khan (2013) a conjugação de múltiplos métodos geofísicos permite obter resultados mais robustos, uma vez que o cruzamento de dados obtidos por métodos distintos permite descartar erros e artefactos provocados por factores externos, resultando numa identificação mais fidedigna dos locais com maior potencial. Importa referir que a maioria dos métodos supracitados pode ser integrada numa campanha geofísica aerotransportada, que tem a vantagem de cobrir vastas áreas num curto espaço de tempo, sendo ainda possível acoplar múltiplos sensores a utilizar de forma simultânea. Esta alternativa permitiria contornar também as dificuldades inerentes a campanhas realizadas em terra, como sejam os acessos, topografia, vegetação, entre outras, que são particularmente relevantes no Maciço de Bragança, como referem Oliveira & Santana (2007).

De facto, a existência de poucos afloramentos e de condições perigosas para campanhas realizadas por via terrestre (Oliveira & Santana, 2007), são factores que tornam os métodos de prospecção remota muito apelativos para campanhas na região. Para além da possibilidade de recurso aos métodos referidos anteriormente, a fotografia aérea deve ser considerada. A densidade da vegetação, maioritariamente rasteira, que ocorre na região, não é muito elevada (Figura 7.14). Dados de detecção remota ASTER,



Figura 7.26. Fotografia da região de Alimonde tirada perto da estação 3. Note-se como a vegetação corresponde essencialmente a arbustos rasteiros.

EMT⁺ e Landsat TM foram recentemente utilizados com sucesso na identificação de depósitos mineralizados do tipo podiforme em ofiólitos (Pournamdari & Hashim, 2014; Eslami *et al.*, 2015). Ainda que esta tipologia de depósito seja distinta da que é analisada neste trabalho, considera-se que existem vários factores em comum que podem revelar-se determinantes na aplicação bem-sucedida deste método: 1) os corpos mineralizados ocorrem dispersos em unidades extensas de rochas máficas/ultramáficas; 2) os corpos mineralizados apresentam diversas formas e extensões; 3) as rochas ultramáficas encaixantes apresentam-se significativamente serpentinizadas. Naturalmente existem muitos outros factores que devem ser tidos em consideração (*e.g.* solos lavrados, zonas densas de vegetação), que podem condicionar ou inviabilizar esta abordagem.

Em suma, considera-se que a prioridade de métodos de prospecção geofísica para estudos futuros na região poderá concorrer largamente para a delimitação dos domínios ricos em cromite que se encontram potencialmente inexplorados/desconhecidos. Estas considerações estão em linha com os objectivos originalmente propostos para este trabalho (análise da susceptibilidade magnética e radiometria das litologias estudadas).

8. Considerações finais

A análise dos resultados obtidos permitiu chegar às seguintes conclusões sobre a mineralização cromítica do CAS do Maciço de Bragança e respectivas rochas encaixantes:

- (i) Verificou-se a existência de níveis muito ricos em cromite (50-80% em volume) associados a rochas ultramáficas que ocorrem na região, em particular às peridotíticas, tal como demonstram os principais estudos anteriores;
- (ii) Os níveis mineralizados, à semelhança das restantes litologias, encontram-se intensamente afectados pelas múltiplas fases de deformação que actuam sobre o CAS de Bragança. Esta deformação determinou intenso desmembramento do bandado primário dos níveis mineralizados, levando à sua dispersão ao longo da quase totalidade da área do Maciço. Por esta razão, os níveis mineralizados em cromite não apresentam continuidade lateral, tendo sido observada uma forte transposição tectónica do bandado magmático primário.
- (iii) As sequências ultramáficas, em particular as rochas peridotíticas, encontram-se significativamente serpentinizadas e meteorizadas. A serpentinação não é uniforme e geralmente afecta de forma mais pronunciada as rochas cujos protólitos eram mais ricos em olivina.
- (iv) Os dados obtidos são compagináveis com a hipótese que defende que o CAS foi submetido a condições metamórficas na fácies granulítica e reequilibrou posteriormente na fácies anfibolítica, antes de sofrer processos de serpentinação em condições de mais baixa pressão e temperatura. Identificaram-se algumas evidências de diferentes fases de serpentinação consistentes com a conclusão de que se tratou de um processo polifásico.
- (v) As cromites presentes nos níveis mais ricos (CUSC), deverão corresponder às menos modificadas e apresentam composição magnésiana, com #Cr [0.73 a 0.79] e #Fe [0.36 a 0.43]. Nos diagramas clássicos para a sua utilização como traçador de ambiente geotectónico, estas cromites inserem-se na zona de sobreposição entre o “campo composicional” das cromites de depósitos estratiformes e o de depósitos podiformes. De qualquer modo, não se confirmou que estas cromites apresentam uma composição primária. Assim, não foi possível tirar conclusões sobre o ambiente geotectónico em que estas cromites se formaram.
- (vi) As cromites também ocorrem disseminadas em rochas peridotíticas, piroxeníticas e serpentínicas. Nestas litologias os grãos de cromite encontram-se substancialmente mais modificados do que nos CUSC, apresentando um notório enriquecimento em Fe férrico e ferroso e empobrecimento em Cr e Mg. Estabeleceu-se uma correlação plausível entre a intensidade do processo de serpentinação e a intensidade da alteração das cromites. A abundância relativa dos cristais de cromite disseminados nestas litologias segue a ordem: dunitos > lherzolitos > websteritos olivínicos > websteritos. Nas rochas serpentínicas, a abundância em cristais de cromite disseminados é, aparentemente, determinada pela composição do protólito. Nos anfibolitos não se identificou a ocorrência de cromites.
- (vii) A mineralização secundária identificada corresponde essencialmente a fases sulfuretadas de Ni, em particular pentlandite, que ocorrem maioritariamente nas rochas anfibolíticas, ainda

que em pequena quantidade. Não se observaram evidências da mobilização secundária do Cr.

Considera-se que muitos dos dados obtidos neste trabalho corroboraram os de trabalhos anteriores realizados na região. Ainda que tenha sido possível definir certas características da mineralização hospedada pelos domínios duníticos do CAS de Bragança, entende-se que as conclusões deste estudo não permitiram reavaliar de forma adequada o potencial metalogenético e económico dos domínios duníticos do CAS. Em parte, porque impedimentos de natureza técnica e financeira, inviabilizaram a obtenção dados de índole geofísica e a realização de análises químicas (mineral ou de rocha total) de EGP.

No sentido acima exposto e com base nas conclusões retiradas no estudo bibliográfico realizado e nas observações recolhidas na campanha de campo, considera-se que a determinação do potencial metalogenético dos domínios duníticos deverá ser prosseguida por campanhas complementares para a reavaliação das mineralizações existentes no Maciço de Bragança que recorram designadamente aos seguintes métodos:

- (1) Métodos geofísicos, originalmente propostos para este trabalho, de medição da susceptibilidade magnética (atendendo ao desenvolvimento de ferricromite e magnetite durante a serpentinização) e de radiometria (em geral muito baixa nas rochas ultramáficas), para reconhecer os domínios duníticos (associados às principais mineralizações de cromite);
- (2) Métodos de análise química mineral e de rocha total adequados para a medição de EGP, nomeadamente nos domínios CUSC, para estudar a sua possível associação à mineralização de cromite.
- (3) Complementação do banco de dados de química mineral dos minerais que constituem a paragéneses primária das rochas ultramáficas associadas às principais mineralizações (*e.g.* olivina, orto- e clinopiroxena e cromite).
- (4) Recurso a trincheiras nas zonas duníticas com evidências de mineralização para ajudar a estudar e caracterizar as ocorrências de massas mineralizadas, por forma a tentar reconhecer estratégias e abordagens mais adequadas à sua prospecção e pesquisa.
- (5) Métodos geofísicos que tirem partido dos contrastes de densidade e de resistividade que podem existir entre as massas mineralizadas e as rochas ultramáficas serpentinizadas que as albergam, complementarmente aos referidos no ponto 1.
- (6) Considerar a utilização de métodos geofísicos aerotransportados para contornar os problemas associados a campanhas terrestres na região (referidos por Oliveira & Santana 2007) e para beneficiar da possibilidade de utilização de múltiplos métodos em simultâneo.
- (7) Estudar a possibilidade de utilização de métodos de análises multispectrais de detecção remota aerotransportados como o ASTER, o EMT⁺ e o Landsat TM, cujo potencial para prospecção de mineralizações de cromite em massas mineralizadas já foi reconhecido (Pournamdari & Hashim, 2014; Eslami *et al.*, 2015)

9. Referências

- Alapieti, T. T., Kujanpaa, J., Lahtinen, J. J., & Papunen, H. (1989). The Kemi stratiform chromitite deposit, northern Finland. *Economic Geology*, 84(5), 1057-1077.
- Ali, M., & Khan, M. J. (2013). Geophysical hunt for chromite in ophiolite. *International Journal of Economic and Environmental Geology*, 22-28.
- Altomare, A., Corriero, N., Cuocci, C., Falcicchio, A., Moliterni, A., Rizzi, R. QUALX2.0: a qualitative phase analysis software using the freely available database POW_COD, *J. Appl. Cryst.* (2015). 48, 598-603
- Anthonioz, P.-M. (1970) – *Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale*. *Sci. de la Terre*, 15(2), 145-166.
- Anthonioz, P.-M. (1972) – *Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale*. *Mem. Serv. Geol. Port.*, 20, 192 pp.
- Arai, S., & Ahmed, A. H. (2018). Secular change of chromite concentration processes from the Archean to the Phanerozoic. In *Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas through Space and Time* (pp. 139-157). Elsevier.
- Arenas, R., Farias, P., & Gallastegui, G. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras-os-Montes. In *Congreso geológico de España*. 2 (pp. 75-84).
- Bridges, J. C. (1992). *Platinum-group elements in the ultrabasic rocks of the Bragança and Morais massifs, Northern Portugal*. Open University (United Kingdom).
- Bridges, J. C., Prichard, H. M., & Meireles, C. A. (1995). Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Braganca massif, northern Portugal: Fragments of island arc mantle?. *Geological Magazine*, 132(1), 39-49.
- Campbell, I. H., & Murck, B. W. (1993). Petrology of the G and H chromitite zones in the Mountain View area of the Stillwater Complex, Montana. *Journal of Petrology*, 34(2), 291-316.
- Case, J. E. (1980). *Crustal setting of mafic and ultramafic rocks and associated ore deposits of the Caribbean region*. US Department of the Interior, Geological Survey.
- Catalán, J. M., Barreiro, J. G., da Silva, Í. D., Chichorro, M., López-Carmona, A., Castiñeiras, P., ... & Benítez-Pérez, J. M. (2019). Variscan suture zone and suspect terranes in the NW Iberian Massif: Allochthonous complexes of the Galicia-Trás os Montes Zone (NW Iberia). In *The Geology of Iberia: A geodynamic approach* (pp. 99-130). Springer, Cham.
- Catalán, J. M., García, F. D., Arenas, R., Abati, J., Castiñeiras, P., Cuadra, P. G., ... & Pascual, F. J. R. (2002). Thrust and detachment systems in the Ordenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 163-182.
- Catalán, J. R. M., Pascual, F. J. R., Montes, A. D., Fernández, R. D., Barreiro, J. G., Da Silva, Í. D., ... & Alcock, J. E. (2014). The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia:

- relationships to crustal thickening, extension, oroclinal development and crustal evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 225-247.
- Cornell, R. M., & Schwertmann, U. (2003). The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses. *John Wiley & Sons*.
- Cotelo Neiva J.M. (1947) Platina no distrito de Bragança. *Est. Notas e Trab. S.F.M.*, 3: 19-24.
- Cotelo Neiva J.M. (1948) *Rochas e minérios da região de Bragança-Vinhais*. S.F.M., Memória 4: 215 pp.
- Dallmeyer, R. D., Ribeiro, A., & Marques, F. (1991). Polyphase Variscan emplacement of exotic terranes (Morais and Bragança Massifs) onto Iberian successions: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *Lithos*, 27(2), 133-144.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 2008. *Minerais constituintes das rochas - uma introdução*. Tradução de C.A.R. Macedo, Fundação Calouste Gulbenkian. 727 pp.
- Eslami, A., Ghaderi, M., Rajendran, S., Pour, A. B., & Hashim, M. (2015). Integration of ASTER and landsat TM remote sensing data for chromite prospecting and lithological mapping in Neyriz ophiolite zone, south Iran. *Resource Geology*, 65(4), 375-388.
- European Commission (2017). *Study on the review of the list of Critical Raw Materials Non-critical Raw Materials Factsheets*. 474 pp.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., ... & Rodríguez Fernández, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências, Universidade do Porto*, 1, 411-431.
- Fernandez-Suarez, J., Corfu, F., Arenas, R., Marcos, A., Catalán, J. R. M., García, F., ... & Fernandez, F. J. (2002). U–Pb evidence for a polyorogenic evolution of the HP–HT units of the NW Iberian Massif. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(2), 236-253.
- Figueiredo M.J. (1998) *Estudo da mobilidade hidrotermal do crómio e elementos do grupo da platina no Maciço de Bragança*. MSc Thesis, Universidade de Lisboa: 166 pp.
- Gražulis, S., Chateigner, D., Downs, R. T., Yokochi, A. F. T., Quirós, M., Lutterotti, L., ... & Le Bail, A. (2009). Crystallography Open Database—an open-access collection of crystal structures. *Journal of applied crystallography*, 42(4), 726-729.
- Gražulis, S., Daškevič, A., Merkys, A., Chateigner, D., Lutterotti, L., Quiros, M., ... & Le Bail, A. (2012). Crystallography Open Database (COD): an open-access collection of crystal structures and platform for world-wide collaboration. *Nucleic acids research*, 40(D1), D420-D427.
- Hammer, S., Nettleton, L. L., & Hastings, W. K. (1945). Gravimeter prospecting for chromite in Cuba. *Geophysics*, 10(1), 34-49.
- Hoover, D. B., Heran, W. D., & Hill, P. L. (1992). *The geophysical expression of selected mineral deposit models*. US Department of the Interior, Geological Survey.

- Hoover, D. B., Klein, D. P., Campbell, D. C., & du Bray, E. (1995). Geophysical methods in exploration and mineral environmental investigations. *Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models: USGS Open-File Report, 95(831)*, 19-27.
- Huang, J., Hao, J., Huang, F., & Sverjensky, D. A. (2019). Mobility of chromium in high temperature crustal and upper mantle fluids. *Geochemical Perspectives Letters, 12*, 1-6.
- Ibarguchi, J. G., Mendia, M., Girardeau, J., & Peucat, J. J. (1990). Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). *Lithos, 25*(1-3), 133-162.
- Iglesias, M., Ribeiro, M. L., & Ribeiro, A. (1983). La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In *Libro Jubilar JM Rios. Geología de España* (pp. 459-466).
- International Chromium Development Association (ICDA), 2011. Mining. URL: <https://www.icdacr.com/story-of-chrome/what-is-chromium/discover-chromium/mining.pdf>, consultado a 16/05/2018.
- Iyer, K. (2007). Mechanisms of serpentinization and some geochemical effects.
- Kallemeyn, G. W., & Wasson, J. T. (1986). Compositions of enstatite (EH3, EH4, 5 and EL6) chondrites: Implications regarding their formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 50*(10), 2153-2164.
- Klshima, N. (1989). A thermodynamic study on the pyrite-pyrrhotite-magnetite-water system at 300–500° C with relevance to the fugacity/concentration quotient of aqueous H₂S. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 53*(9), 2143-2155.
- Locock, A. J. (2014). An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences, 62*, 1-11.
- Marques, F. G., Ribeiro, A., & Pereira, E. (1992). Tectonic evolution of the deep crust: Variscan reactivation by extension and thrusting of Precambrian basement in the Bragança and Morais massifs (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Geodinamica Acta, 5*(1-2), 135-151.
- Marques, F. O. (1994). *Estudo tectónico das rochas infracrustais do manto de soco do SW do Maciço de Bragança (Trás-os-Montes)* (Doctoral dissertation, PhD Thesis (unpubl.), Fac. of Science, Univ. of Lisbon, Portugal).
- Marques, F. O., Ribeiro, A., & Munhá, J. M. (1996). Geodynamic evolution of the continental allochthonous terrane (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal. *Tectonics, 15*(4), 747-762.
- Marques, F., Dallmeyer, R. D., & Ribeiro, A. (1990). Tectonothermal evolution of the Morais and Bragança nappe complexes, Iberian Massif. In *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* (Vol. 22, No. 7).
- Marques, F., Munhá, J., Ribeiro, A., Rogers, G., & Santos, J. (1995). Lower Palaeozoic granulite metamorphism during extension of Precambrian continental crust in the Bragança CAT: new Nd isotopic data. *Terra Nova, 7*(Abstr. Suppl. 1), 106.

- Mateus, A., & Figueiras, J. (1999a). Chemical composition of Cr-spinels in deformed and metamorphosed ultramafic/mafic complexes from Portugal; can it be used as an ore-guide for Ni-Cu sulphide mineralizations. In *Actas II Congresso Ibérico de Geoquímica, XI Semana de Geoquímica, Lisboa, Portugal* (pp. 255-258).
- Mateus, A., & Figueiras, J. (1999b). Chondrite-normalised PGE patterns of deformed and metamorphosed peridotites from Portugal. In *Actas II Congresso Ibérico de Geoquímica, XI Semana de Geoquímica, Lisboa, Portugal* (pp. 269-272).
- Mateus, A., Munhá, J., Ribeiro, A., Tassinari, C. C. G., Sato, K., Pereira, E., & Santos, J. F. (2016). U–Pb SHRIMP zircon dating of high-grade rocks from the Upper Allochthonous Terrane of Bragança and Morais Massifs (NE Portugal); geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 675, 23-49.
- Matte, P. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196(3-4), 309-337.
- McCafferty, A. E., & Van Gosen, B. S. (2009). Airborne gamma-ray and magnetic anomaly signatures of serpentinite in relation to soil geochemistry, northern California. *Applied Geochemistry*, 24(8), 1524-1537.
- Meireles, C. (2000a) - Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50.000 e notícia explicativa da Folha 3-D (Espinhosela). Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 28 pp.
- Meireles, C. (2011). Litoestratigrafia do Paleozóico do Sector a Nordeste de Bragança, Trás-os-Montes. Litoestratigrafia do Paleozóico do Sector a Nordeste de Bragança, Trás-os-Montes.
- Meireles, C. (2018). em Recursos geológicos de Trás-os-Montes–Passado, presente e perspectivas futuras.
- Meireles, C. A. P. (2013) - Litogeoquímica do Paleozóico do Setor Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes). Serie Nova Terra, 42. Instituto Universitário de Geologia "Isidro Parga Pondal", Univ. Coruña, 471 pp (1 Mapa Geol. + 4 Anexos).
- Mohamed-Ali, M. A., & Ibrahim, S. A. (2018, November). Geophysical and Geochemical Exploration of the Gold Bearing Placer Deposits in the Southern Blue Nile (Sudan). In *Conference of the Arabian Journal of Geosciences* (pp. 147-150). Springer, Cham.
- Mohanty, W. K., Mandal, A., Sharma, S. P., Gupta, S., & Misra, S. (2011). Integrated geological and geophysical studies for delineation of chromite deposits: A case study from Tangarparha, Orissa, India. *Geophysics*, 76(5), B173-B185.
- Moody, J. B. (1976). Serpentinization: a review. *Lithos*, 9(2), 125-138.
- Munhá, J., & Marques, F. (1987). A model for the lower continental crust (Morais and Bragança massifs, NE Portugal) II. *Petrology, Terra Cognita*, 7, 161.
- Munhá, J., & Marques, F. (1988). Evolução metamórfica das rochas granulíticas no Maciço de Bragança (NE de Portugal). *X Reun. Geol. Oeste Peninsular, Univ. Coimbra, Bragança*.
- Munhá, J., Ribeiro, A., & Ribeiro, M. L. (1984). Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Tras-os-Montes: NE de Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70(1), 31-53.

- Naldrett, A. J., Kinnaird, J., Wilson, A., Yudovskaya, M., McQuade, S., Chunnnett, G., & Stanley, C. (2009). Chromite composition and PGE content of Bushveld chromitites: Part 1—the Lower and Middle Groups. *Applied Earth Science*, 118(3-4), 131-161.
- O'Hanley, D. S. (1996). *Serpentinites: records of tectonic and petrological history*. Oxford University Press on Demand.
- Oliveira, D. P., Santana, H., Meireles, C., & Guimarães, F. M. (2009). The Bragança Podiform Chromite Field in NE Portugal. In *Tenth Biennial SGA Meeting, August 17-20, 2009*.
- Oliveira, D.P.S., & Santana, H. M. C. V. (2007). Geological mapping of 30 km² of the Bragança Massif in the Carrazedo-Alimonde-Conlelas-Vila Boa de Ousilhão área (NE Portugal): *A guide to further chromite exploration and other possible associated PGE's*.
- Pereira E., Ribeiro A., Castro P.F. (1999) Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000. Notícia Explicativa da Folha 7-D (Macedo de Cavaleiros). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, Portugal.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Carvalho, G. S., Noronha, F., Ferreira, N., & Monteiro, J. H. (2000). Carta Geológica de Portugal à escala 1: 200.000, folha 2. *Instituto Geológico e Mineiro*.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Carvalho, G., Noronha, F., Ferreira, N., Hipólito, J., ... & Simões, A. (2006). Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à Escala 1: 200.000. *Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa*.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Castro, P., & Oliveira, D. (2004). Complexo ofiolítico varisco do maciço de Morais (NE de Trás-os-Montes, Portugal). *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica—Guías de Exploración para Metales Preciosos*, 265-284.
- Peucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Ibaguchi, J. G., Dallmeyer, R. D., Menot, R. P., Cornichet, J., & De Leon, M. I. P. (1990). Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, 177(1-3), 263-292.
- Pin, C., Paquette, J. L., Gil Ibaguchi, J. I., Santos Zalduegui, J. F., Rodríguez Aller, J., & Ortega Cuesta, L. A. (2000). Geochronological and geochemical constraints on the origin of ophiolitic units from the northwestern Iberian massif. *Variscan Appalachian Dynamics: the building of the upper Paleozoic basement. Basement tectonics*, 15, 146-147.
- Pin, C., Paquette, J. L., Villaro, B. Á., Santos, F. J., & Ibaguchi, J. I. G. (2005). Geocronología y geoquímica del complejo ofiolítico de Morais (Portugal). Origen e implicaciones geodinámicas. *Macla: revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, (3), 153-154.
- Pournamdari, M., & Hashim, M. (2014). Detection of chromite bearing mineralized zones in Abdasht ophiolite complex using ASTER and ETM+ remote sensing data. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(5), 1973-1983.
- Prichard, H. M., Bridges, J. C., Neary, E. R., Ribeiro, A., Marques, F. G. O., Barriga, F. J. A. S., ... & Ribeiro, M. L. (1991). Platinum-Group Element mineralization in two basic/ultra basic complexes in northern Portugal:(A) The Platinum-Group Elements; mineralogy and analysis;(B) Structural and lithological controls on mineralization. *Report for the Raw Materials Research Programme of the*

- Commission of the European Communities. Joint Research Centre (MAIM-0075-C), Brussels, Belgium, 122p.
- Ribeiro, A. (1974). *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental*. Servicos Geológicos de Portuga, 168p.
- Ribeiro, A. (2013). Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. *Geologia de Portugal, 1*, 15-57.
- Ribeiro, A., Medeiros, A., & Rebelo, J. A. (1965). Estado actual dos conhecimentos sobre a geologia de Trás-os-Montes Oriental. *Boletim de la Sociedade Geológica de Portugal, 16*, 93-110.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., ... & Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics, 26*(6).
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., & Dallmeyer, R. D. (1990). Structure in the NW of the Iberian Peninsula. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, Berlin, 221-236.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Ribeiro, M. L., & Castro, P. (2006). Unidades alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes Oriental). *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, Évora, 85, 105.
- Ribeiro, M. L. (1986). *Geologia e petrologia da região a SW de Macedo de Cavaleiros*. – xv, 202p.
- Ribeiro, M. L. (1988). Shear heating effects on the evolution of metamorphic gradients at Macedo de Cavaleiros Region (Trás-os-Montes, eastern). *Comun. Serv. Geol. Port, 74*, 35-39.
- Ribeiro, M. L., & ML, R. (1976). Considerações sobre uma ocorrência de crossite em Trás-os-Montes Oriental.
- Ries, A. C., & Shackleton, R. M. (1971). Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature Physical Science, 234*(47), 65-68.
- Rodrigues, J. F., Ribeiro, A., & Pereira, E. (2006). Mecânica da instalação dos Mantos Parautóctones do NE de Portugal como critério de divisão tectonoestratigráfica. In *VII Congresso Nacional de Geologia* (Vol. 1, pp. 119-122).
- Rodrigues, J. F., Ribeiro, A., & Pereira, E. (2013). Complexo de Mantos Parautóctones do NE de Portugal: estrutura interna e tectonoestratigrafia. *Geologia de Portugal, 1*, 275-331.
- Rodrigues, J., Pereira, E., Ribeiro, A., Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., & Kullberg, C. (2006). Estrutura interna do Complexo de Mantos Parautóctones, sector de Murça-Mirandela (NE de Portugal). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, Évora, 63, 84.
- Rodrigues, J., Ribeiro, A., Pereira, E., & Meireles, C. (2003). Organização tectonoestratigráfica do complexo parautóctone do NE de Portugal: uma proposta. In *VI Congresso Nacional de Geologia, 4 a 6 de Junho de 2003*.
- Roeder P.L. (1994) Chromite: from the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake. *Can. Mineral.*, 32: 729-746.

- Roeder, P. L., & Campbell, I. H. (1985). The effect of postcumulus reactions on composition of chrome-spinels from the Jimberlana intrusion. *Journal of Petrology*, 26(3), 763-786.
- Romão, J. M., & Ribeiro, A. (1993). Thrust tectonics of sardic age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal.*, 78,87-95.
- Romão, J. M., Coke, C., Dias, R., & Ribeiro, A. (2005). Transient inversion during the opening stage of the Wilson cycle “Sardic phase” in the Iberian Variscides—Stratigraphic and tectonic record. *Geodinamica Acta*, 18(2), 115-129.
- Saad, A. H. (1969). Magnetic properties of ultramafic rocks from Red Mountain, California. *Geophysics*, 34(6), 974-987.
- Santos, J. F. H. P. (1998). *Geoquímica de litologias básicas e ultrabásicas da Unidade Alóctone Superior do Maciço de Bragança*.
- Santos, J. F., Marques, F. O., Munhá, J., Ribeiro, A., & Tassinari, C. (1997). First dating of a Precambrian (1.0 to 1.1 Ga) HP/HT metamorphic event in the uppermost allochthonous unit of the Bragança Massif (Iberian Variscan chain, northern Portugal). *Terra Nova*, 9(Abstr. Suppl. 1), 497.
- Sato, H., Tchoua, F., & Kusakabe, M. (1991). Olivine phenocrysts in some Cameroonian basalts—implications for primary magma composition. *Mineralogy and petrology*, 44(3), 253-269.
- Schroeder, T., John, B., & Frost, B. R. (2002). Geologic implications of seawater circulation through peridotite exposed at slow-spreading mid-ocean ridges. *Geology*, 30(4), 367-370.
- Shervais, J. W., Kolesar, P., & Andreasen, K. (2005). A field and chemical study of serpentinization—Stonyford, California: chemical flux and mass balance. *International Geology Review*, 47(1), 1-23.
- Tischendorf, G. Forster, H.J., Gottesmann, B., Rieder, M., 2007. True and brittle micas : composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71(May 2007), pp.285–320.
- Tischendorf, G. Gottesmann, B., Forster, H.J., Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas : estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, (December 1997).
- Tischendorf, G., Forster, H.J. & Gottesmann, B., 1999. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li₂O estimation from MgO data. *Mineralogical Magazine*, (February 1999).
- U.S. Geological Survey (2018). *Mineral Commodity Summaries*. 10 pp.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Wicks, F. J., & Whittaker, E. J. W. (1977). Serpentine textures and serpentinization. *The Canadian Mineralogist*, 15(4), 459-488.
- Wicks, F. J., Whittaker, E. J. W., & Zussman, J. (1977). An idealized model for serpentine textures after olivine. *The Canadian Mineralogist*, 15(4), 446-458.

- Wilson, A. H. (1982). The geology of the Great 'Dyke', Zimbabwe: the ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 23(2), 240-292.
- Xi, X., Yang, H., He, L., & Chen, R. (2013, March). Chromite mapping using induced polarization method based on spread spectrum technology. In *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2013* (pp. 13-19). Society of Exploration Geophysicists and Environment and Engineering Geophysical Society.
- Yudovskaya, M. A., Naldrett, A. J., Woolfe, J. A., Costin, G., & Kinnaird, J. A. (2015). Reverse compositional zoning in the Uitkomst chromitites as an indication of crystallization in a magmatic conduit. *Journal of Petrology*, 56(12), 2373-2394.
- Zglinicki, K., Kosiński, P., Piestrzyński, A., & Szamałek, K. (2020). Geological Prospection of Placer Chromium Deposits in the Waropen Regency—Indonesia (New Guinea) Using the Method of Indicator Minerals. *Minerals*, 10(2), 94.

10. Anexos

10.1. Anexo 1 – Mapas

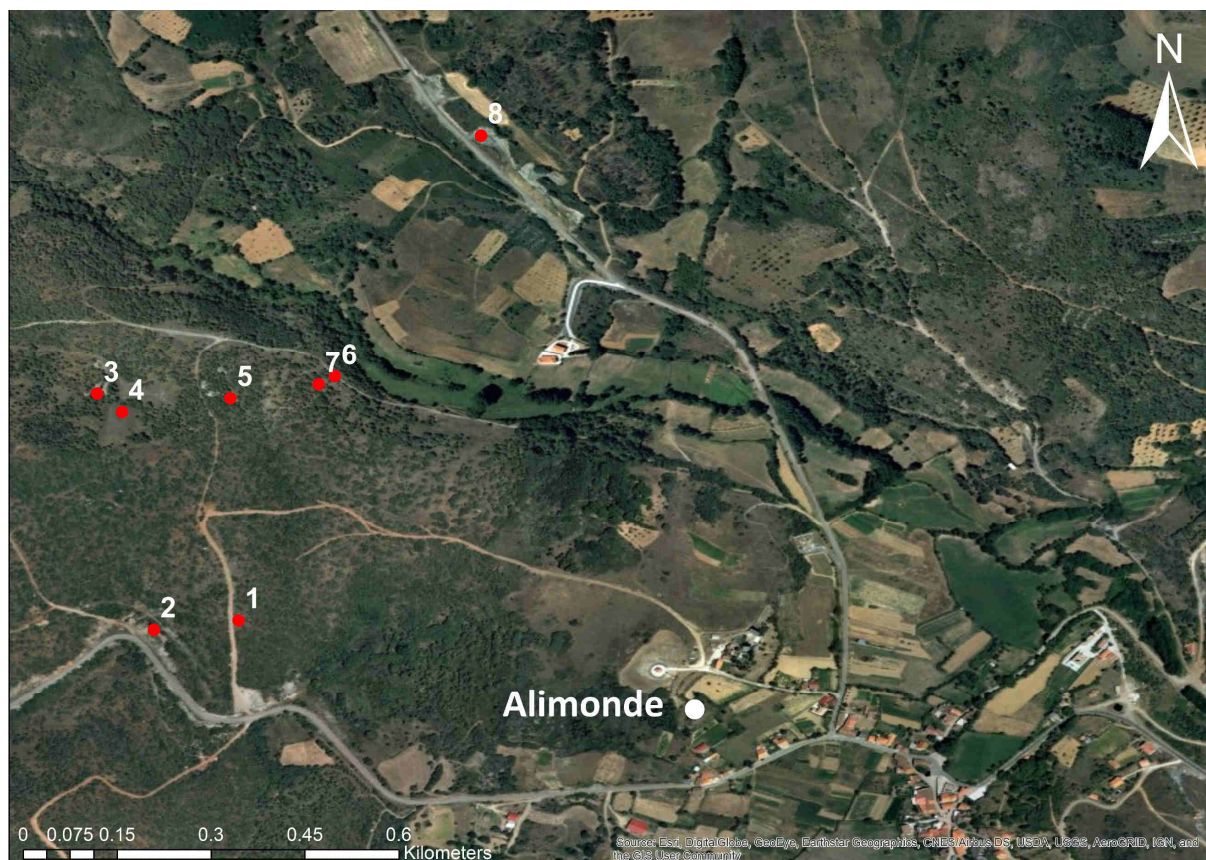


Figura 10.1. Mapa da região de Alimonde. 1-8: Local onde foram definidas estações para recolha de amostras e observações.

Tabela 10.1. Coordenadas das estações onde foram realizadas observações e colhidas amostras

Alimonde			
Estação	Amostras	Latitude	Longitude
1	-	N41°48'5.22"	W6°53'53.52"
2	AL1; AL2; AL3; AL4	N41°48'4.74"	W6°53'57.9"
3	AL5; AL6	N41°48'16.98"	W6°54'0.84"
4	AL7	N41°48'16.026"	W6°53'59.538"
5	AL8	N41°48'16.74"	W6°53'53.94"
6	AL9	N41°48'17.88"	W6°53'48.54"
7	-	N41°48'17.46"	W6°53'49.38"
8	CL1a; CL1b ³	N41°48'30.36"	W6°53'40.98"

³ Note-se que, na estação 8, as referências são CL1a e CL1b, uma vez que estas foram recolhidas no mesmo dia que as amostras de Conlelas. No entanto, uma vez que se encontram na zona que as de Alimonde, optou-se por reagrupar as mesmas.

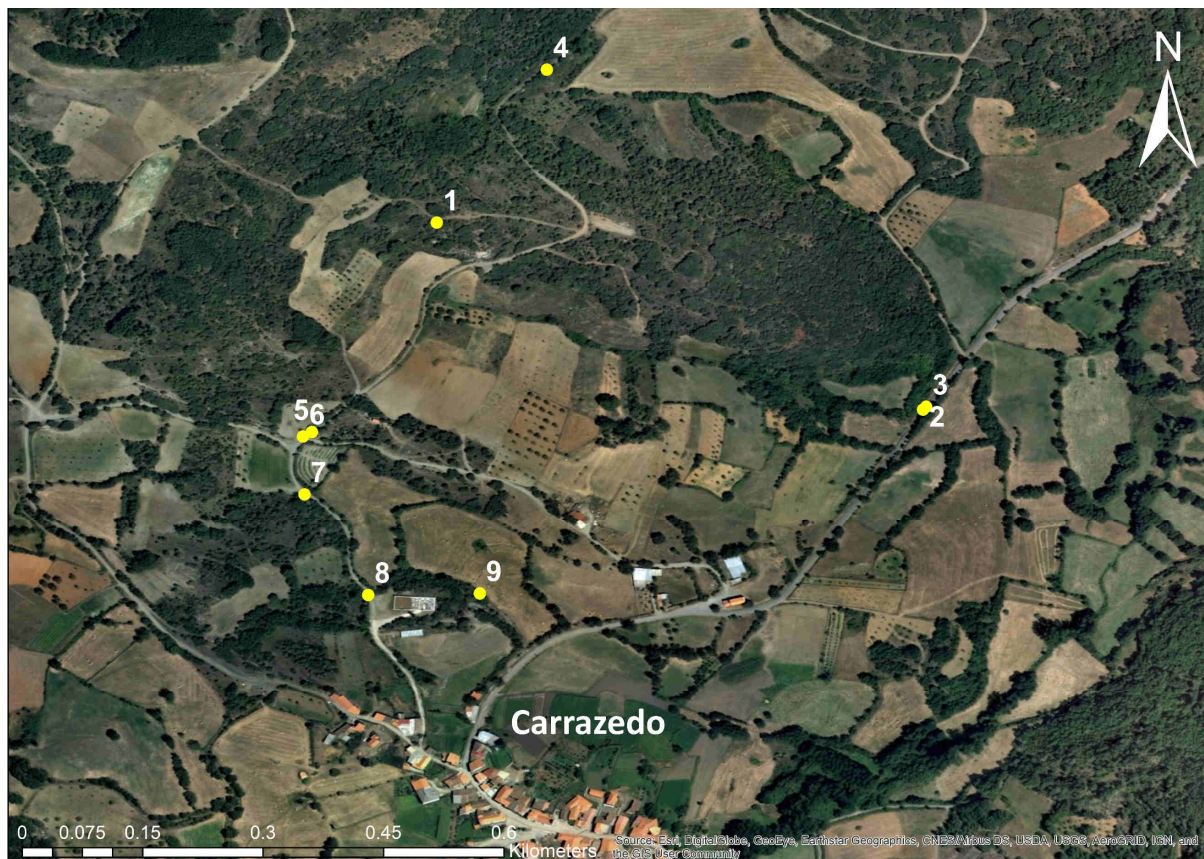


Figura 10.4. Mapa da região de Carrazedo. 1-9: Local onde foram definidas estações para recolha de amostras e observações.

Figura 10.5. Mapa da região de Carrazedo. 1-9: Local onde foram definidas estações para recolha de amostras e observações. Figura 10.6. Mapa da região de Carrazedo. 1-9: Local onde foram definidas estações para recolha de amostras e observações.

Tabela 10.2. Coordenadas das estações onde foram realizadas observações e colhidas amostras

Carrazedo			
Estação	Amostras	Latitude	Longitude
1	CR1; CR2	N41°46'43.68"	W6°53'57.12"
2	CR3	N41°46'36.12"	W6°53'37.5"
3	CR4	N41°46'36.24"	W6°53'37.58"
4	CR5; CR6	N41°46'49.86"	W6°53'52.68"
5	CR7	N41°46'35.22"	W6°54'2.16"
6	CR8; CR9	N41°46'35.04"	W6°54'2.52"
7	CR10	N41°46'32.7"	W6°54'2.46"
8	CR11	N41°46'28.62"	W6°53'59.88"
9	CR12	N41°46'28.68"	W6°53'55.38"

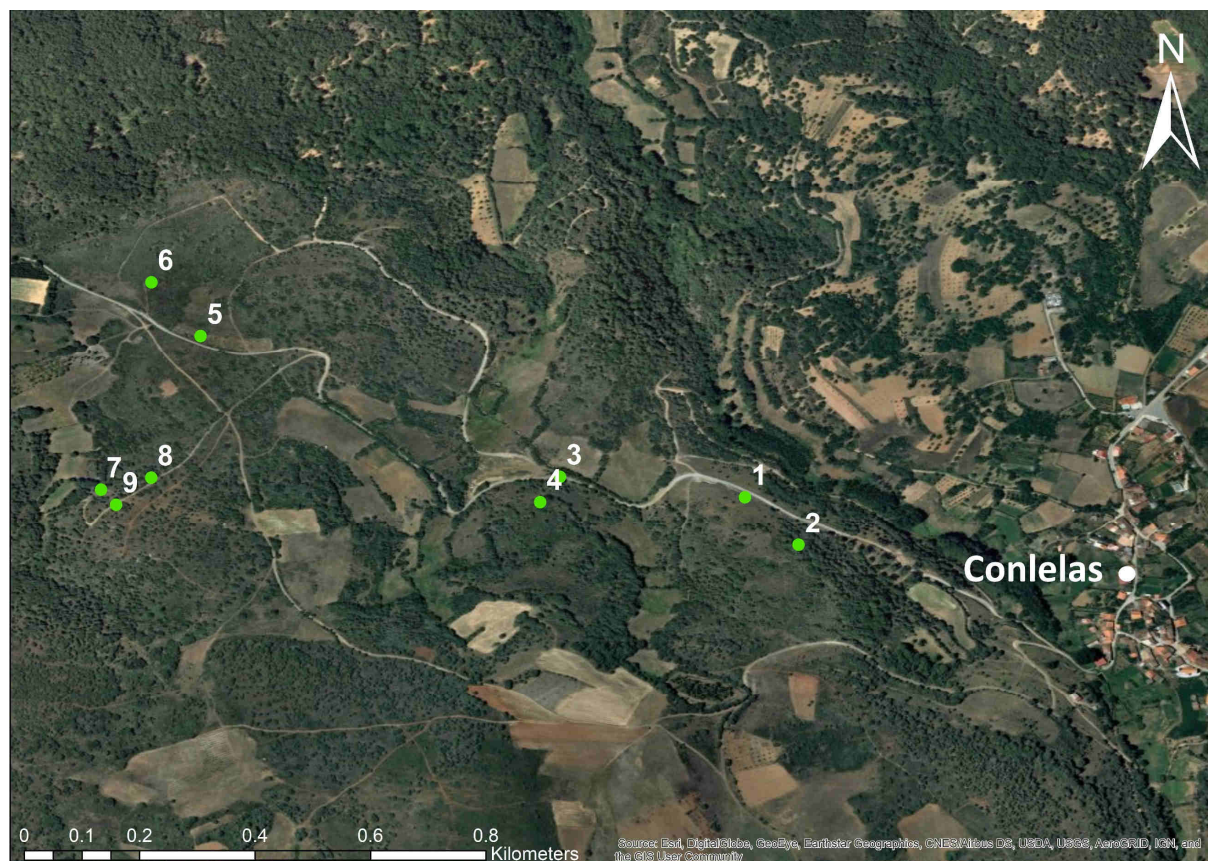


Figura 10.7. Mapa da região de Carrazedo. 1-9: Local onde foram definidas estações para recolha de amostras e observações.

Tabela 10.3. Coordenadas das estações onde foram realizadas observações e colhidas amostras

Conlelas			
Estação	Amostras	Latitude	Longitude
1	CL2	N41°49'25.98"	W6°54'36.66"
2	CL3	N41°49'23.28"	W6°54'33.66"
3	CL4	N41°49'27.12"	W6°54'47.04"
4	-	N41°49'25.704"	W6°54'48.15"
5	CL5a; CL5b	N41°49'35.04"	W6°55'7.2"
6	CL6	N41°49'38.04"	W6°55'9.96"
7	CL7; CL8	N41°49'26.4"	W6°55'12.78"
8	CL9	N41°49'27.066"	W6°55'9.972"

<i>9</i>	CL10	N41°49'25.56"	W6°55'11.94"
-----------------	------	---------------	--------------

10.2. Anexo 2 – Padrões analíticos e limites de detecção – microsonda electrónica

10.2.1. Silicatos

Tabela 10.4. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Anfíbolos

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>Ti</i>	193	Benitoite
<i>F</i>	670	Fluorite
<i>Cl</i>	96	Tugtupite
<i>Si</i>	108	Diopside
<i>Mn</i>	247	Bustamite
<i>Na</i>	106	Jadeite
<i>Cr</i>	178	Chromium Oxide
<i>Fe</i>	173	Almandine
<i>Mg</i>	89	Diopside
<i>Zn</i>	525	Sphalerite
<i>K</i>	59	Sanidine
<i>Al</i>	93	Plagioclase
<i>Ca</i>	68	Diopside

Tabela 10.5. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Plagioclases.

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>Ca</i>	170	Diopside
<i>Na</i>	219	Tugtupite
<i>Sr</i>	766	Celestite
<i>Si</i>	179	Sanidine
<i>Ba</i>	573	Benitoite
<i>Mg</i>	139	Olivine
<i>Ti</i>	306	Rutile
<i>K</i>	89	Sanidine
<i>Mn</i>	340	Bustamite
<i>Al</i>	187	Pyrope
<i>Fe</i>	237	Almandine

Tabela 10.6. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Granadas.

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>Ca</i>	127	Bustamite
<i>Mg</i>	101	Pyrope

<i>Ti</i>	195	Rutile
<i>Si</i>	111	Almandine
<i>Cr</i>	186	Chromium Oxide
<i>Al</i>	115	Pyrope
<i>Mn</i>	245	Bustamite
<i>Fe</i>	182	Almandine

Tabela 10.7. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Anfíbulas.

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>Ca</i>	111	Diopside
<i>Na</i>	105	Jadeite
<i>K</i>	101	Sanidine
<i>Si</i>	101	Olivine
<i>Ti</i>	190	Rutile
<i>Mg</i>	94	Olivine
<i>Cr</i>	170	Chromium Oxide
<i>Fe</i>	168	Almandine
<i>Al</i>	102	Almandine
<i>Mn</i>	222	Bustamite
<i>Ni</i>	188	Nickel Silicide

Filossilicatos

Tabela 10.8. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Flogopites.

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>Ca</i>	113	Diopside
<i>F</i>	507	Fluorite
<i>Si</i>	219	Olivine
<i>Rb</i>	377	Cal-STD
<i>Ti</i>	176	Rutile
<i>Na</i>	111	Jadeite
<i>Cl</i>	93	Tugtupite
<i>K</i>	53	Sanidine
<i>Cr</i>	164	Chromium Oxide
<i>Mg</i>	97	Chlorite
<i>Cs</i>	298	Pollucite
<i>Ba</i>	276	Barite
<i>Mn</i>	239	Bustamite
<i>Al</i>	110	Almandine

<i>Ni</i>	330	Nickel Silicide
<i>Fe</i>	165	Kaersutite

Tabela 10.9. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Clorites.

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>Ti</i>	181	Rutile
<i>F</i>	642	Fluorite
<i>Ca</i>	113	Bustamite
<i>Si</i>	109	Pyrope
<i>Cr</i>	165	Chromium
<i>Na</i>	97	Jadeite
<i>Cs</i>	271	Pollucite
<i>K</i>	53	Sanidine
<i>Mn</i>	251	Bustamite
<i>Mg</i>	103	Chlorite
<i>Zn</i>	477	Sphalerite
<i>Fe</i>	161	Almandine
<i>Al</i>	107	Chlorite
<i>Ni</i>	314	Nickel Sulfide
<i>Ba</i>	325	Benitoite

Tabela 10.10. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Serpentina.

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>Ti</i>	174	Rutile
<i>F</i>	659	Fluorite
<i>Ca</i>	110	Bustamite
<i>Si</i>	106	Pyrope
<i>Cr</i>	161	Chromium Oxide
<i>Na</i>	102	Jadeite
<i>Cs</i>	277	Pollucite
<i>K</i>	50	Sanidine
<i>Mn</i>	207	Bustamite
<i>Mg</i>	95	Chlorite
<i>Zn</i>	446	Sphalerite
<i>Fe</i>	156	Almandine
<i>Al</i>	106	Chlorite
<i>Ni</i>	316	Nickel Silicide
<i>Ba</i>	310	Benitoite

10.2.2. Óxidos

Tabela 10.11. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Óxidos.

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>P</i>	248	Apatite
<i>Na</i>	94	Jadeite
<i>S</i>	216	Stibnite
<i>Ba</i>	441	Benitoite
<i>Bi</i>	625	Bismuth Selenide
<i>Mg</i>	79	Pyrope
<i>Pb</i>	458	Galena
<i>V</i>	189	V
<i>Ag</i>	264	Ag
<i>As</i>	339	Galium Arsenide
<i>K</i>	133	Sanidine
<i>Cr</i>	216	Chromium Oxide
<i>Ca</i>	152	Diopside
<i>Al</i>	93	Plagioclase
<i>Sn</i>	337	Cassiterite
<i>Fe</i>	210	Almandine
<i>Zn</i>	629	Willemite
<i>Si</i>	128	Diopside
<i>Ti</i>	243	Rutile
<i>Ni</i>	252	Nickel Silicide
<i>Ta</i>	1204	LiTaO3
<i>Zr</i>	268	Zirconia
<i>Mn</i>	485	Rhodonite
<i>Cu</i>	316	Cuprite
<i>Co</i>	307	Skutterudite
<i>Nb</i>	305	Metallic Nb
<i>W</i>	1149	Metallic W
<i>Au</i>	222	Au

10.2.3. Sulfuretos

Tabela 10.12. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Sulfuretos.

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>Bi</i>	813	Bismuth Selenide
<i>Ga</i>	139	Metallic Ga
<i>Pb</i>	544	Galena

<i>Au</i>	250	Au
<i>Ag</i>	261	Ag
<i>Ge</i>	175	Metallic Ge
<i>Cd</i>	267	Cd
<i>Mo</i>	173	Molybdenite
<i>In</i>	292	Metallic In
<i>As</i>	226	Galium Arsenide
<i>Sn</i>	276	Metallic Sn
<i>S</i>	53	Pyrite
<i>Ni</i>	370	Pentlandite
<i>Se</i>	160	Bismuth Selenide
<i>Zn</i>	710	Sphalerite
<i>Fe</i>	182	Pyrite
<i>Sb</i>	318	Stibnite
<i>Mn</i>	257	Bustamite
<i>Co</i>	182	Skutterudite
<i>W</i>	893	W
<i>Te</i>	287	Cal - STD
<i>Cu</i>	288	Cuprite

10.2.4. Fosfatos

Tabela 10.13. Limites de detecção e padrões analíticos das análises de Fosfatos

Elemento	Limite de Detecção (ppm)	Padrões
<i>La</i>	349	Monazite
<i>F</i>	612	Apatite
<i>Sr</i>	528	Celestite
<i>P</i>	114	Apatite
<i>Nd</i>	400	REE 6
<i>Na</i>	114	Jadeite
<i>Ce</i>	926	Monazite
<i>Ca</i>	76	Diopside
<i>Mn</i>	243	Bustamite
<i>Mg</i>	86	Pyrope
<i>Cl</i>	93	Tugtupite
<i>Fe</i>	181	Almandine

10.3. Anexo 3 – Análises representativas, estatística descritiva e fórmulas estruturais

10.3.1. Silicatos

Anfibolas

Tabela 10.14. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibolito com Granada (Anf1)

	cl3_b8_mica2_2	cl3_b8_mica2_3	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.072	0.006	0.067	0.088	0.039	0.189	0.000
SiO2	52.296	52.045	53.475	2.803	52.171	57.672	51.886
Fe2O3	2.290	1.534	1.145	0.987	1.146	2.290	0.000
Cr2O3	0.071	0.066	0.062	0.016	0.069	0.072	0.039
Al2O3	0.158	0.136	1.226	2.243	0.147	4.590	0.021
ZnO	0.000	0.000	0.016	0.032	0.000	0.064	0.000
NiO	0.000	0.012	0.010	0.012	0.006	0.026	0.000
FeO	27.516	28.781	24.038	7.081	26.923	28.781	13.522
MnO	2.014	1.369	1.756	1.440	1.692	3.552	0.089
Mn2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	9.430	10.017	10.299	0.800	10.217	11.333	9.430
MgO	3.671	3.724	5.477	3.179	4.005	10.227	3.671
K2O	0.451	0.290	0.283	0.142	0.289	0.451	0.104
Na2O	1.375	1.007	0.873	0.480	0.945	1.375	0.225
Li2O	0.000	0.000	0.393	0.604	0.148	1.274	0.000
Cl	0.000	0.000	0.012	0.024	0.000	0.048	0.000
F	0.000	0.000	0.012	0.025	0.000	0.049	0.000
H2O	1.933	1.939	1.973	0.084	1.936	2.098	1.921
Total	101.276	100.927	101.115	0.286	101.101	101.433	100.826

	CL3_z1_fosf	CR11_b1_fosf
Group P		
P5+	3.008	2.981
Total	3.008	2.981
Group M		
Nd3+	0.000	0.000
Ce3+	0.000	0.008
La3+	0.000	0.002
Fe3+	0.000	0.025
Mn3+	0.000	0.001
Sr2+	0.004	0.025
Fe2+	0.015	0.000
Mn2+	0.000	0.000
Ca2+	4.956	4.950
Mg2+	0.002	0.013
Na+	0.006	0.016
Total	4.983	5.039
Group W		
OH-	0.518	0.600
Cl-	0.002	0.097
F-	0.481	0.304
Total	1.000	1.000

Tabela 10.15. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfíbolito com Granada (Anf2)

	cl3_b4_amph2_2	cl3_b3_amph3_2	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	1.352	1.370	1.025	0.525	1.274	1.430	0.064
SiO2	43.215	43.127	41.985	2.128	43.102	43.579	38.242
Fe2O3	4.499	5.370	3.893	2.407	4.939	6.185	0.000
Cr2O3	0.082	0.100	0.082	0.019	0.081	0.125	0.051
Al2O3	11.711	12.062	14.133	3.919	12.044	21.131	10.941
ZnO	0.023	0.079	0.030	0.037	0.000	0.088	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	13.639	13.066	15.563	4.295	13.215	23.308	12.336
MnO	0.196	0.047	0.635	0.974	0.138	3.204	0.018
Mn2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	10.727	11.069	11.069	0.403	11.013	11.936	10.467
MgO	8.973	8.937	7.817	2.039	8.937	9.452	3.793
K2O	0.795	0.720	0.541	0.331	0.703	0.824	0.000
Na2O	2.454	2.395	1.754	1.069	2.304	2.569	0.000
Li2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.007	0.003	0.004	0.007	0.000	0.020	0.000
F	0.024	0.040	0.022	0.036	0.000	0.120	0.000
H2O	1.672	1.676	1.756	0.122	1.701	1.987	1.625
Total	99.370	100.061	100.308	0.766	100.061	101.931	99.188

	cl3_b4_amph2_2	cl3_b3_amph3_2
Group T		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	6.510	6.450
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	1.490	1.550
Total	8.000	8.000
Group C		
Ti4+	0.153	0.154
Fe3+	0.510	0.604
Cr3+	0.010	0.012
Al3+	0.590	0.577
Zn2+	0.003	0.009
Ni2+	0.000	0.000
Fe2+	1.718	1.634
Mn2+	0.001	0.006
Mg2+	2.015	1.993
Li+	0.000	0.000
Total	5.000	4.989
Group B		
Ca2+	1.732	1.774
Na+	0.245	0.226
Li+	0.000	0.000
Mg2+	0.000	0.000
Mn2+	0.024	0.000
Fe2+	0.000	0.000
Total	2.000	2.000
Group A		
Ca2+	0.000	0.000
K+	0.153	0.137
Na+	0.472	0.468
Li2+	0.000	0.000
Total	0.625	0.606
Group W		
OH-	1.680	1.672
Cl-	0.002	0.001
F-	0.011	0.019
O2-	0.306	0.308
Total	2.000	2.000

Tabela 10.16. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibolito com Granada (Anf3)

	cl3_b4_mica2_1	cl3_b1_amph_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.232	0.069	0.113	0.102	0.060	0.254	0.032
SiO2	53.471	53.002	53.403	0.215	53.465	53.612	53.002
Fe2O3	3.018	0.836	1.924	1.102	1.518	3.518	0.836
Cr2O3	0.119	0.037	0.066	0.029	0.060	0.119	0.037
Al2O3	1.947	0.177	0.770	0.922	0.188	1.973	0.150
ZnO	0.000	0.013	0.023	0.051	0.000	0.126	0.000
NiO	0.080	0.000	0.020	0.033	0.000	0.080	0.000
FeO	26.829	27.063	26.139	0.668	25.934	27.063	25.330
MnO	0.597	1.595	1.258	0.486	1.546	1.595	0.597
Mn2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	5.687	9.072	7.607	1.550	8.398	9.072	5.580
MgO	3.035	4.717	4.271	1.041	4.547	5.266	2.966
K2O	0.280	0.237	0.261	0.041	0.263	0.307	0.198
Na2O	1.441	1.719	1.920	0.297	2.006	2.199	1.441
Li2O	1.700	1.076	1.513	0.306	1.467	1.976	1.076
Cl	0.002	0.006	0.010	0.010	0.007	0.023	0.000
F	0.000	0.000	0.045	0.061	0.016	0.144	0.000
H2O	1.938	1.966	1.946	0.037	1.952	1.985	1.887
Total	100.376	101.584	101.287	0.851	101.675	101.981	100.049

	cl3_b4_mica2_1	cl3_b1_amph_1
Group T		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	8.053	8.016
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	0.000	0.000
Total	8.053	8.016
Group C		
Ti4+	0.026	0.008
Fe3+	0.342	0.095
Cr3+	0.014	0.004
Al3+	0.346	0.032
Zn2+	0.000	0.002
Ni2+	0.010	0.000
Fe2+	3.379	3.423
Mn2+	0.076	0.204
Mg2+	0.681	1.064
Li+	0.126	0.169
Total	5.000	5.000
Group B		
Ca2+	0.918	1.470
Na+	0.178	0.045
Li+	0.904	0.485
Mg2+	0.000	0.000
Mn2+	0.000	0.000
Fe2+	0.000	0.000
Total	2.000	2.000
Group A		
Ca2+	0.000	0.000
K+	0.054	0.046
Na+	0.242	0.459
Li2+	0.000	0.000
Total	0.296	0.505
Group W		
OH-	1.947	1.983
Cl-	0.001	0.002
F-	0.000	0.000
O2-	0.053	0.016
Total	2.000	2.000

Tabela 10.17. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Websteritos olivínicos

	al7_b1_amph_1	cr9a_b2_amph1_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.032	0.091	0.075	0.038	0.073	0.142	0.000
SiO2	52.119	48.662	49.822	1.556	49.090	54.816	48.293
Fe2O3	0.353	3.699	2.431	1.358	3.063	4.062	0.063
Cr2O3	0.714	1.579	1.300	0.322	1.421	1.675	0.539
Al2O3	6.422	8.707	7.787	1.116	8.306	10.392	4.289
ZnO	0.045	0.000	0.026	0.034	0.008	0.111	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	2.821	0.069	1.089	0.961	0.811	2.821	0.000
MnO	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.023	0.000
Mn2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	12.639	12.094	12.242	0.312	12.172	12.801	11.561
MgO	20.338	19.810	19.935	0.494	19.805	21.475	18.975
K2O	0.256	0.360	0.298	0.061	0.315	0.380	0.124
Na2O	1.809	2.345	2.104	0.278	2.224	2.586	1.151
Li2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.019	0.000	0.014	0.015	0.008	0.059	0.000
F	0.028	0.017	0.070	0.060	0.072	0.208	0.000
H2O	2.126	2.108	2.081	0.036	2.076	2.146	2.018
Total	99.720	99.541	99.275	0.500	99.302	100.512	98.090

	al7_b1_amph_1	cr9a_b2_amph1_1
Group T		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	7.264	6.829
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	0.736	1.171
Total	8.000	8.000
Group C		
Ti4+	0.003	0.010
Fe3+	0.037	0.391
Cr3+	0.079	0.175
Al3+	0.319	0.270
Zn2+	0.005	0.000
Ni2+	0.000	0.000
Fe2+	0.329	0.008
Mn2+	0.000	0.000
Mg2+	4.226	4.145
Li+	0.000	0.000
Total	4.997	4.998
Group B		
Ca2+	1.887	1.819
Na+	0.113	0.181
Li+	0.000	0.000
Mg2+	0.000	0.000
Mn2+	0.000	0.000
Fe2+	0.000	0.000
Total	2.000	2.000
Group A		
Ca2+	0.000	0.000
K+	0.046	0.065
Na+	0.376	0.457
Li2+	0.000	0.000
Total	0.422	0.521
Group W		
OH-	1.977	1.973
Cl-	0.005	0.000
F-	0.012	0.008
O2-	0.007	0.019
Total	2.000	2.000

Tabela 10.18. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinóis

	cl2_b4_amph_1	cl2_b2_amph_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.046	0.015	0.020	0.015	0.017	0.046	0.000
SiO2	52.572	50.099	51.624	0.856	51.711	52.572	50.099
Fe2O3	0.803	2.430	1.196	0.702	1.147	2.430	0.332
Cr2O3	0.863	1.999	1.142	0.432	1.019	1.999	0.863
Al2O3	5.727	7.910	6.663	0.719	6.663	7.910	5.727
ZnO	0.000	0.029	0.006	0.012	0.000	0.029	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	2.216	1.344	2.039	0.441	2.083	2.668	1.344
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	12.441	12.433	12.344	0.094	12.362	12.441	12.223
MgO	20.738	19.735	20.325	0.349	20.381	20.738	19.735
K2O	0.193	0.338	0.239	0.054	0.228	0.338	0.193
Na2O	1.912	1.950	2.048	0.104	2.070	2.199	1.912
Li2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.027	0.000	0.017	0.013	0.017	0.033	0.000
F	0.000	0.019	0.014	0.022	0.005	0.056	0.000
H2O	2.138	2.143	2.137	0.003	2.137	2.143	2.133
Total	99.676	100.444	99.813	0.485	99.613	100.444	99.387

	cl2_b4_amph_1	cl2_b2_amph_1
Group T		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	7.315	6.971
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	0.686	1.029
Total	8.000	8.000
Group C		
Ti4+	0.005	0.002
Fe3+	0.084	0.255
Cr3+	0.095	0.220
Al3+	0.254	0.268
Zn2+	0.000	0.003
Ni2+	0.000	0.000
Fe2+	0.258	0.156
Mn2+	0.000	0.000
Mg2+	4.301	4.094
Li+	0.000	0.000
Total	4.997	4.997
Group B		
Ca2+	1.855	1.854
Na+	0.145	0.147
Li+	0.000	0.000
Mg2+	0.000	0.000
Mn2+	0.000	0.000
Fe2+	0.000	0.000
Total	2.000	2.000
Group A		
Ca2+	0.000	0.000
K+	0.034	0.060
Na+	0.370	0.380
Li2+	0.000	0.000
Total	0.405	0.440
Group W		
OH-	1.984	1.989
Cl-	0.006	0.000
F-	0.000	0.008
O2-	0.010	0.003
Total	2.000	2.000

Tabela 10.19. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS

	cr11_b1_amph2_1	cr11_b7_amph_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.138	0.194	0.182	0.021	0.190	0.206	0.138
SiO2	48.179	47.276	47.963	0.552	48.053	48.880	47.143
Fe2O3	1.742	3.587	1.184	1.159	1.344	3.587	0.000
Cr2O3	1.795	2.270	1.972	0.204	1.991	2.270	1.598
Al2O3	9.435	9.184	9.524	0.405	9.435	10.369	9.098
ZnO	0.000	0.000	0.026	0.039	0.000	0.099	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	1.375	0.000	1.940	0.952	1.671	3.079	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	12.490	12.016	12.553	0.217	12.572	12.903	12.016
MgO	19.237	19.537	19.076	0.224	19.115	19.537	18.763
K2O	0.347	0.696	0.518	0.142	0.490	0.726	0.347
Na2O	2.145	2.152	2.162	0.077	2.173	2.240	1.977
Li2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.010	0.000	0.008	0.009	0.003	0.022	0.000
F	0.162	0.115	0.111	0.084	0.115	0.227	0.000
H2O	2.011	2.016	2.023	0.035	2.016	2.077	1.978
Total	99.066	99.044	99.242	0.264	99.243	99.721	98.928

	cr11_b1_amph2_1	cr11_b7_amph_1
Group T		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	6.809	6.704
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	1.191	1.297
Total	8.000	8.000
Group C		
Ti4+	0.015	0.021
Fe3+	0.185	0.383
Cr3+	0.201	0.255
Al3+	0.380	0.238
Zn2+	0.000	0.000
Ni2+	0.000	0.000
Fe2+	0.163	0.000
Mn2+	0.000	0.000
Mg2+	4.053	4.104
Li+	0.000	0.000
Total	4.996	5.000
Group B		
Ca2+	1.891	1.826
Na+	0.109	0.148
Li+	0.000	0.000
Mg2+	0.000	0.026
Mn2+	0.000	0.000
Fe2+	0.000	0.000
Total	2.000	2.000
Group A		
Ca2+	0.000	0.000
K+	0.063	0.126
Na+	0.479	0.443
Li2+	0.000	0.000
Total	0.542	0.569
Group W		
OH-	1.896	1.907
Cl-	0.002	0.000
F-	0.072	0.052
O2-	0.029	0.041
Total	2.000	2.000

Tabela 10.20. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de CUSC

	cr3a_b1_amph_1	cr3a_b1_oliv2_2	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.226	0.263	0.235	0.030	0.226	0.276	0.194
SiO2	48.440	48.906	48.695	0.212	48.660	48.981	48.440
Fe2O3	0.000	1.090	0.285	0.466	0.000	1.090	0.000
Cr2O3	2.331	2.112	2.211	0.099	2.200	2.331	2.111
Al2O3	8.927	9.129	8.877	0.222	8.897	9.129	8.527
ZnO	0.000	0.000	0.023	0.055	0.000	0.135	0.000
NiO	0.000	0.098	0.030	0.047	0.000	0.098	0.000
FeO	1.708	0.518	1.357	0.515	1.658	1.708	0.518
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	12.253	12.083	12.217	0.134	12.267	12.344	12.017
MgO	19.644	19.746	19.638	0.074	19.647	19.746	19.516
K2O	0.335	0.287	0.313	0.021	0.315	0.337	0.287
Na2O	2.768	2.458	2.622	0.136	2.608	2.783	2.458
Li2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.006	0.000
F	0.204	0.000	0.118	0.100	0.137	0.232	0.000
H2O	1.969	2.070	2.009	0.049	1.999	2.070	1.955
Total	98.805	98.760	98.631	0.324	98.659	99.101	98.209

	cr3a_b1_amph_1	cr3a_b1_oliv2_2
Group T		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	6.863	6.886
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	1.137	1.114
Total	8.000	8.000
Group C		
Ti4+	0.024	0.028
Fe3+	0.000	0.116
Cr3+	0.261	0.235
Al3+	0.354	0.401
Zn2+	0.000	0.000
Ni2+	0.000	0.000
Fe2+	0.202	0.061
Mn2+	0.000	0.000
Mg2+	4.149	4.145
Li+	0.000	0.000
Total	4.991	4.997
Group B		
Ca2+	1.860	1.823
Na+	0.140	0.177
Li+	0.000	0.000
Mg2+	0.000	0.000
Mn2+	0.000	0.000
Fe2+	0.000	0.000
Total	2.000	2.000
Group A		
Ca2+	0.000	0.000
K+	0.061	0.052
Na+	0.621	0.494
Li2+	0.000	0.000
Total	0.681	0.546
Group W		
OH-	1.860	1.944
Cl-	0.000	0.000
F-	0.091	0.000
O2-	0.048	0.056
Total	2.000	2.000

Piroxenas

Tabela 10.21. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS

_	cr11_b1_amph3	cr11_b3_amph	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
Ti2O3	0.038	0.045	-	-	-	-	-
SiO2	54.677	55.205	-	-	-	-	-
Fe2O3	0.000	0.000	-	-	-	-	-
Cr2O3	1.314	0.830	-	-	-	-	-
Al2O3	0.971	0.886	-	-	-	-	-
ZnO	0.035	0.004	-	-	-	-	-
FeO	1.774	1.458	-	-	-	-	-
MnO	0.000	0.000	-	-	-	-	-
CaO	24.195	24.635	-	-	-	-	-
MgO	16.789	16.845	-	-	-	-	-
K2O	0.003	0.004	-	-	-	-	-
Na2O	0.185	0.256	-	-	-	-	-
Total	99.981	100.168	-	-	-	-	-

	cr11_b1_amph3	cr11_b3_amph
Group Z		
Si4+	1.984	1.995
Al3+	0.016	0.005
Total	2.000	2.000
Group Y		
Ti3+	0.001	0.001
Fe3+	0.000	0.000
Cr3+	0.038	0.024
Al3+	0.026	0.033
Zn2+	0.001	0.000
Fe2+	0.026	0.034
Mg2+	0.908	0.908
Total	1.000	1.000
Group X		
Fe2+	0.028	0.010
Mn2+	0.000	0.000
Ca2+	0.941	0.954
Mg2+	0.000	0.000
K+	0.000	0.000
Na+	0.013	0.018
Total	0.982	0.982

Tabela 10.22. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinito

_	cl2_b2_amph	cl2_b4_amph	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
Ti2O3	0.015	0.014	-	-	-	-	-
SiO2	50.099	52.195	-	-	-	-	-
Fe2O3	3.924	3.434	-	-	-	-	-
Cr2O3	1.999	0.953	-	-	-	-	-
Al2O3	7.910	6.621	-	-	-	-	-
ZnO	0.029	0.000	-	-	-	-	-
FeO	0.000	0.000	-	-	-	-	-
MnO	0.000	0.000	-	-	-	-	-
CaO	12.433	12.334	-	-	-	-	-
MgO	19.735	20.546	-	-	-	-	-
K2O	0.338	0.247	-	-	-	-	-
Na2O	1.950	2.083	-	-	-	-	-
Total	98.432	98.427	-	-	-	-	-

	cl2_b2_amph	cl2_b4_amph
Group Z		
Si4+	1.812	1.874
Al3+	0.188	0.126
Total	2.000	2.000
Group Y		
Ti3+	0.000	0.000
Fe3+	0.107	0.093
Cr3+	0.057	0.027
Al3+	0.149	0.154
Zn2+	0.001	0.000
Fe2+	0.000	0.000
Mg2+	0.685	0.726
Total	1.000	1.000
Group X		
Fe2+	0.000	0.000
Mn2+	0.000	0.000
Ca2+	0.482	0.474
Mg2+	0.379	0.374
K+	0.016	0.011
Na+	0.137	0.145
Total	1.013	1.004

Tabela 10.23. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibólito com granada

_	cl3_b3_amph	cl3_b4_amph	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
Ti2O3	0.452	0.380	0.440	0.049	0.455	0.504	0.335
SiO2	51.232	51.906	51.445	0.423	51.317	52.432	50.963
Fe2O3	1.304	1.114	1.015	0.300	1.111	1.457	0.536
Cr2O3	0.046	0.103	0.082	0.026	0.080	0.130	0.046
Al2O3	6.477	5.210	5.932	0.548	6.076	6.477	4.732
ZnO	0.000	0.000	0.014	0.031	0.000	0.097	0.000
FeO	9.434	8.808	9.610	0.370	9.665	10.045	8.808
MnO	0.160	0.130	0.140	0.025	0.145	0.184	0.104
CaO	19.692	20.224	19.705	0.314	19.726	20.224	19.322
MgO	8.923	9.908	9.231	0.361	9.082	9.908	8.911
K2O	0.010	0.002	0.010	0.012	0.005	0.039	0.001
Na2O	2.352	2.133	2.246	0.095	2.267	2.352	2.087
Total	100.082	99.918	99.870	0.222	99.880	100.271	99.526

	cl3_b3_amp h	cl3_b4_amp h
Group Z		
Si4+	1.911	1.935
Al3+	0.089	0.065
Total	2.000	2.000
Group Y		
Ti3+	0.013	0.011
Fe3+	0.037	0.031
Cr3+	0.001	0.003
Al3+	0.196	0.164
Zn2+	0.000	0.000
Fe2+	0.257	0.241
Mg2+	0.496	0.551
Total	1.000	1.000
Group X		
Fe2+	0.037	0.034
Mn2+	0.005	0.004
Ca2+	0.787	0.808
Mg2+	0.000	0.000
K+	0.001	0.000
Na+	0.170	0.154
Total	1.000	1.000

Plagioclases

Tabela 10.24. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Plagioclases

_	cl3_b6_plag_1	cl3_b6_plag_2	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.004	0.000
SiO2	61.856	61.615	63.709	2.446	62.846	68.048	61.615
Al2O3	23.266	23.400	22.037	1.553	22.459	23.400	19.224
BaO	0.026	0.029	0.011	0.014	0.006	0.029	0.000
SrO	0.231	0.000	0.039	0.094	0.000	0.231	0.000
ZnO	0.000	0.000	0.006	0.014	0.000	0.035	0.000
FeO	0.184	0.147	0.150	0.084	0.122	0.302	0.084
CaO	5.035	5.095	3.987	2.032	5.053	5.095	0.009
MgO	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.004	0.000
K2O	0.045	0.053	0.066	0.030	0.071	0.097	0.022
Na2O	8.580	8.431	9.200	1.169	8.616	11.453	8.431
Total	99.223	98.770	99.205	0.346	99.148	99.764	98.770

	cl3_b6_plag_1	cl3_b6_plag_2
Group Z		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	2.766	2.763
Al3+	1.226	1.237
Zn2+	0.000	0.000
Fe2+	0.007	0.000
Total	4.000	4.000
Group X		
Ba2+	0.000	0.001
Sr2+	0.000	0.006
Fe2+	0.010	0.000
Ca2+	0.000	0.241
Mg2+	0.000	0.000
K+	0.001	0.003
Na+	0.979	0.744
Total	0.991	0.994

Granadas

Tabela 10.25. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibólito com granada

	cl3_b6_grt	cl3_b9_grt	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.107	0.046	0.170	0.133	0.107	0.370	0.046
SiO2	38.666	38.579	38.480	0.240	38.579	38.753	38.091
Fe2O3	0.491	0.854	0.746	0.326	0.899	1.077	0.157
Cr2O3	0.076	0.081	0.077	0.018	0.076	0.106	0.051
Al2O3	20.727	21.353	20.655	0.604	20.765	21.353	19.876
FeO	22.384	22.774	22.037	0.781	22.384	22.774	20.919
MnO	1.693	0.988	2.003	0.872	1.709	3.204	0.988
CaO	10.467	9.846	10.863	0.717	10.607	11.936	9.846
MgO	4.949	5.619	4.631	0.687	4.779	5.619	3.759
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H2O	0.000	0.117	0.027	0.053	0.000	0.124	0.000
Total	99.789	100.258	99.698	0.552	99.560	100.614	98.939

	cl3_b6_grt	cl3_b9_grt
Group T		
Si4+	3.000	3.000
Al3+	0.000	0.000
H+	0.000	0.000
Total	3.000	3.000
Group Z		
Ti4+	0.020	0.020
Si4+	0.019	0.021
Fe3+	0.061	0.056
Cr3+	0.004	0.007
Al3+	1.857	1.857
Fe2+	0.039	0.000
Mg2+	0.000	0.041
Total	2.000	2.000
Group X		
Fe2+	1.348	1.399
Mn2+	0.210	0.214
Ca2+	0.998	0.981
Mg2+	0.444	0.406
Total	3.000	3.000

Tabela 10.26. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS

	al2c_b10_amph	al2c_b9_amph	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.000	0.021	0.007	0.009	0.000	0.021	0.000
SiO2	59.065	58.830	58.702	0.500	58.809	59.465	57.943
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr2O3	0.166	0.391	0.341	0.140	0.343	0.524	0.166
Al2O3	0.392	0.600	0.923	0.477	0.776	1.650	0.392
FeO	5.401	5.523	5.371	0.114	5.359	5.523	5.198
MnO	0.171	0.137	0.120	0.039	0.109	0.176	0.076
CaO	0.114	0.104	0.323	0.320	0.178	0.887	0.104
MgO	34.810	34.323	34.172	0.521	34.369	34.810	33.526
ZnO	0.000	0.000	0.010	0.021	0.000	0.056	0.000
K2O	0.007	0.001	0.006	0.007	0.005	0.020	0.000
Na2O	0.000	0.000	0.007	0.008	0.003	0.019	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	100.126	99.930	99.982	0.312	99.943	100.585	99.483

	al2c_b10_a mph	al2c_b9_amp h
Group T		
Si4+	3.000	3.000
Al3+	0.000	0.000
H+	0.000	0.000
Total	3.000	3.000
Group Z		
Ti4+	0.000	0.001
Si4+	1.062	1.062
Fe3+	0.000	0.000
Cr3+	0.009	0.021
Al3+	0.032	0.049
Fe2+	0.000	0.000
Mg2+	0.898	0.867
Total	2.000	2.000
Group X		
Fe2+	0.311	0.319
Mn2+	0.010	0.008
Ca2+	0.008	0.008
Mg2+	2.671	2.665
Total	3.000	3.000

Tabela 10.27. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Websterito olivínico

	al7_b2_oliv	cr9a_b4_oliv	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.008	0.013	0.009	0.003	0.009	0.013	0.005
SiO2	58.399	59.042	58.665	0.319	58.609	59.042	58.399
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr2O3	0.128	0.187	0.137	0.034	0.123	0.187	0.115
Al2O3	0.868	0.309	0.421	0.305	0.318	0.868	0.182
FeO	5.840	5.707	5.739	0.068	5.706	5.840	5.702
MnO	0.163	0.104	0.139	0.026	0.144	0.163	0.104
CaO	0.223	0.190	0.152	0.066	0.153	0.223	0.079
MgO	33.881	34.129	34.185	0.303	34.127	34.605	33.881
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K2O	0.000	0.003	0.007	0.007	0.006	0.015	0.000
Na2O	0.015	0.000	0.005	0.007	0.002	0.015	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.525	99.684	99.457	0.355	99.604	99.684	98.936

	al7_b2_oliv	cr9a_b4_oliv
Group T		
Si4+	3.000	3.000
Al3+	0.000	0.000
H+	0.000	0.000
Total	3.000	3.000
Group Z		
Ti4+	0.000	0.001
Si4+	1.052	1.089
Fe3+	0.000	0.000
Cr3+	0.007	0.010
Al3+	0.071	0.025
Fe2+	0.000	0.000
Mg2+	0.870	0.875
Total	2.000	2.000
Group X		
Fe2+	0.339	0.331
Mn2+	0.010	0.006
Ca2+	0.017	0.014
Mg2+	2.635	2.649
Total	3.000	3.000

Filossilicatos

Flogopite

Tabela 10.28. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS

	cr11_b8_mica_1	cr11_b8_mica_2	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SiO2	40.352	39.844	-	-	-	-	-
Al2O3	15.284	14.747	-	-	-	-	-
K2O	8.409	8.355	-	-	-	-	-
FeO	1.748	1.621	-	-	-	-	-
MgO	25.578	25.542	-	-	-	-	-
Na2O	0.510	0.561	-	-	-	-	-
CaO	0.021	0.075	-	-	-	-	-
F	0.000	0.191	-	-	-	-	-
BaO	1.981	2.035	-	-	-	-	-
TiO2	0.413	0.473	-	-	-	-	-
Cr2O3	1.078	1.089	-	-	-	-	-
Rb2O	0.000	0.000	-	-	-	-	-
Cl	0.024	0.032	-	-	-	-	-
Cs2O	0.000	0.000	-	-	-	-	-
MnO	0.000	0.000	-	-	-	-	-
NiO	0.000	0.000	-	-	-	-	-
Total	95.398	94.565	-	-	-	-	-

	cr11_b8_mica_1	cr11_b8_mica_2
Group T		
Si4+	2.851	2.838
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	1.150	1.162
Total	4.000	4.000
Group M		
Ti4+	0.022	0.025
Fe3+	0.000	0.080
Cr3+	0.060	0.061
Al3+	0.123	0.076
Fe2+	0.103	0.017
Mn2+	0.000	0.000
Mg2+	2.694	2.712
Li+	0.000	0.017
Total	3.002	2.988
Group I		
S6+	0.055	0.057
As5+	0.002	0.006
P5+	0.758	0.759
Zr4+	0.070	0.078
Total	0.884	0.899

Tabela 10.29. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de CUSC

	cr3a_b3_mica_1	cr3a_b5_mica_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SiO2	41.411	41.525	40.980	0.506	40.966	41.525	39.844
Al2O3	15.390	15.138	15.065	0.312	15.138	15.593	14.451
K2O	7.254	7.351	7.760	0.481	7.644	8.633	7.254
FeO	1.082	1.101	1.182	0.288	1.082	1.748	0.879
MgO	26.527	26.573	26.239	0.539	26.257	27.170	25.418
Na2O	1.516	1.685	1.494	0.627	1.818	2.042	0.510
CaO	0.023	0.012	0.026	0.022	0.021	0.075	0.006
F	0.198	0.239	0.116	0.086	0.113	0.239	0.000
BaO	0.981	1.027	1.265	0.495	1.027	2.067	0.782
TiO2	0.461	0.383	0.422	0.032	0.413	0.473	0.383
Cr2O3	1.290	1.318	1.206	0.114	1.209	1.318	1.006
Rb2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.011	0.011	0.015	0.009	0.013	0.032	0.000
Cs2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	96.144	96.363	95.770	0.650	95.793	96.550	94.565

	cr3a_b3_mica_1	cr3a_b5_mica_1
Group T		
Si4+	2.856	2.868
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	1.144	1.132
Total	4.000	4.000
Group M		
Ti4+	0.024	0.021
Fe3+	0.062	0.000
Cr3+	0.070	0.072
Al3+	0.107	0.105
Fe2+	0.000	0.063
Mn2+	0.000	0.000
Mg2+	2.728	2.713
Li+	0.000	0.000
Total	2.991	2.974
Group I		
S6+	0.027	0.028
As5+	0.002	0.001
P5+	0.638	0.663
Zr4+	0.203	0.265
Total	0.869	0.956

Clorite

Tabela 10.30. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinito

	cl2_b2_clor_1	cl2_b4_clor_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.000	0.001	0.012	0.012	0.011	0.033	0.000
SiO2	32.066	32.203	32.683	0.728	32.613	34.229	31.615
Fe2O3	0.738	3.228	2.656	1.529	3.267	4.295	0.000
Mn2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr2O3	2.208	2.163	2.177	0.395	2.163	2.846	1.432
Al2O3	16.180	15.925	14.694	1.618	14.740	17.251	11.783
BaO	0.000	0.000	0.015	0.020	0.008	0.082	0.000
ZnO	0.022	0.093	0.024	0.031	0.008	0.093	0.000
NiO	0.249	0.188	0.191	0.049	0.186	0.299	0.115
FeO	2.795	0.441	0.847	1.267	0.000	3.472	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.031	0.009	0.020	0.009	0.020	0.038	0.000
MgO	34.106	34.150	34.555	0.497	34.577	35.775	33.680
Cs2O	0.000	0.000	0.007	0.012	0.000	0.037	0.000
K2O	0.002	0.004	0.018	0.039	0.008	0.191	0.000
Na2O	0.022	0.005	0.016	0.042	0.005	0.204	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.007	0.000
F	0.000	0.000	0.014	0.043	0.000	0.178	0.000
H2O	12.819	12.874	12.793	0.099	12.800	12.967	12.572
Total	101.238	101.284	100.724	0.724	100.742	101.889	99.150

	cl2_b2_clor_1	cl2_b4_clor_1
Group T		
Ti4+	3.000	3.000
Si4+	1.000	1.000
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	4.000	4.000
Total	4.999	4.798
Group A		
Ti4+	0.000	0.000
Fe3+	0.052	0.226
Mn3+	0.000	0.000
Cr3+	0.163	0.159
Al3+	0.784	0.748
Ba2+	0.000	0.000
Zn2+	0.002	0.006
Ni2+	0.019	0.014
Fe2+	0.219	0.034
Mn2+	0.000	0.000
Ca2+	0.003	0.001
Group Z		
OH-	8.000	8.000
Cl-	0.000	0.000
F-	0.000	0.000
Total	8.000	8.000

Tabela 10.31. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Durito

	cl10_b1_clor_1	cl10_b2_clor_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.017	0.000	0.009	0.012	0.002	0.042	0.000
SiO2	31.936	32.057	32.032	0.305	32.000	32.605	31.374
Fe2O3	0.549	1.972	1.104	1.349	0.379	4.008	0.000
Mn2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr2O3	1.913	1.378	1.784	0.511	1.867	2.532	0.108
Al2O3	16.272	16.455	16.580	0.523	16.563	17.717	14.985
BaO	0.032	0.000	0.013	0.017	0.000	0.064	0.000
ZnO	0.000	0.000	0.023	0.037	0.010	0.164	0.000
NiO	0.277	0.220	0.186	0.082	0.202	0.283	0.000
FeO	2.389	1.107	1.833	1.170	2.279	3.479	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.015	0.026	0.016	0.013	0.015	0.048	0.000
MgO	34.395	34.477	34.392	0.502	34.533	35.118	32.991
Cs2O	0.000	0.000	0.006	0.013	0.000	0.050	0.000
K2O	0.000	0.003	0.014	0.025	0.008	0.141	0.000
Na2O	0.018	0.006	0.011	0.012	0.006	0.051	0.000
Cl	0.000	0.000	0.002	0.008	0.000	0.042	0.000
F	0.000	0.000	0.012	0.028	0.000	0.138	0.000
H2O	12.772	12.816	12.823	0.079	12.810	12.959	12.686
Total	100.586	100.516	100.841	0.569	100.722	101.866	99.683

	cl10_b1_clor_1	cl10_b2_clor_1
Group T		
Ti4+	2.999	3.000
Si4+	1.001	1.000
Fe3+	0.000	0.000
Al3+	4.000	4.000
Total	5.026	4.916
Group A		
Ti4+	0.001	0.000
Fe3+	0.039	0.139
Mn3+	0.000	0.000
Cr3+	0.142	0.102
Al3+	0.800	0.815
Ba2+	0.001	0.000
Zn2+	0.000	0.000
Ni2+	0.021	0.017
Fe2+	0.188	0.087
Mn2+	0.000	0.000
Ca2+	0.002	0.003
Group Z		
OH-	8.000	8.000
Cl-	0.000	0.000
F-	0.000	0.000
Total	8.000	8.000

Serpentinas

Tabela 10.32. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinhas

	al2c_b12_serp_1	al2c_b7_serp2_2	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
TiO2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.006	0.000
SiO2	0.735	0.721	0.693	0.112	0.719	1.011	0.001
Cr2O3	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.025	0.000
Na2O	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.005	0.000
Cs2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
MnO	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.028	0.000
MgO	1.089	1.006	1.023	0.173	1.023	2.014	0.001
ZnO	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
FeO	0.016	0.055	0.041	0.027	0.034	0.219	0.000
Al2O3	0.000	0.001	0.004	0.006	0.001	0.064	0.000
NiO	0.001	0.009	0.004	0.003	0.004	0.026	0.000
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Total	1.843	1.799	1.768	0.184	1.795	2.135	0.005

	al2c_b12_serp_1	al2c_b7_serp2_2
Group T		
TiO2	0.000	0.000
F	0.000	0.000
CaO	0.001	0.006
SiO2	1.994	2.006
Cr2O3	0.001	0.003
Na2O	0.001	0.003
Cs2O	0.000	0.001
K2O	0.000	0.001
BaO	0.000	0.001
Total	1.994	2.006
Group X		
MnO	0.002	0.003
MgO	2.954	2.797
ZnO	0.001	0.002
FeO	0.044	0.152
Al2O3	0.000	0.002
NiO	0.002	0.025
Total	3.003	2.980

10.3.2. Óxidos

Espinelas

Tabela 10.33. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Ulvospinela

	cl3_b10_ox2_1	cl3_b9_ox_2	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.000	0.026	0.005	0.010	0.000	0.026	0.000
As2O5	0.000	0.000	0.009	0.012	0.000	0.026	0.000
P2O5	0.000	0.014	0.003	0.006	0.000	0.014	0.000
ZrO2	0.000	0.009	0.004	0.005	0.000	0.011	0.000
TiO2	23.794	18.117	21.783	3.251	20.926	27.006	18.117
SiO2	0.611	0.020	0.182	0.221	0.079	0.611	0.020
Bi2O3	0.031	0.000	0.006	0.012	0.000	0.031	0.000
Fe2O3	19.994	33.976	25.809	6.841	28.475	33.976	15.758
Cr2O3	0.067	0.026	0.052	0.017	0.051	0.074	0.026
V2O3	0.605	0.816	0.685	0.122	0.692	0.816	0.501
Al2O3	0.143	0.058	0.075	0.035	0.058	0.143	0.044
PbO	0.000	0.054	0.014	0.021	0.000	0.054	0.000
BaO	0.000	0.014	0.023	0.018	0.024	0.054	0.000
ZnO	0.180	0.108	0.080	0.062	0.081	0.180	0.016
CuO	0.031	0.023	0.014	0.012	0.017	0.031	0.000
NiO	0.013	0.000	0.007	0.009	0.000	0.023	0.000
CoO	0.057	0.072	0.057	0.008	0.053	0.072	0.051
FeO	52.371	47.470	50.566	2.870	49.881	55.155	47.470
MnO	0.662	0.226	0.506	0.246	0.616	0.819	0.206
CaO	0.037	0.031	0.022	0.013	0.022	0.037	0.000
MgO	0.018	0.000	0.013	0.011	0.018	0.028	0.000
Au2O	0.023	0.034	0.021	0.016	0.023	0.041	0.000
K2O	0.033	0.000	0.007	0.013	0.000	0.033	0.000
Na2O	0.024	0.024	0.010	0.012	0.000	0.024	0.000
Total	98.694	101.117	99.954	0.971	99.729	101.117	98.694

	cl3_b10_ox2_1	cl3_b9_ox_2
Group T		
Bi3+	0.000	0.000
Fe3+	0.572	0.957
Cr3+	0.002	0.001
V3+	0.018	0.025
Al3+	0.006	0.003
Fe2+	1.398	1.012
Mg2+	0.001	0.000
Total	1.998	1.997
Group D		
Ti4+	0.680	0.510
Si4+	0.023	0.001
Pb2+	0.000	0.001
Ba2+	0.000	0.000
Zn2+	0.005	0.003
Cu2+	0.001	0.001
Ni2+	0.000	0.000
Co2+	0.002	0.002
Fe2+	0.266	0.474
Mn2+	0.021	0.007
Ca2+	0.002	0.001
Total	1.000	1.000
Group I		
S6+	0.000	0.001
As5+	0.000	0.000
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.000	0.000
Au+	0.000	0.000
K+	0.002	0.000
Na+	0.002	0.002
Total	0.004	0.004

Magnetite

Tabela 10.34. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS

	al2c_b12_ox_1	al2c_b4_ox_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.01	0.000	0.013	0.012	0.011	0.039	0.000
As2O5	0.00	0.026	0.016	0.015	0.013	0.040	0.000
P2O5	0.00	0.000	0.013	0.019	0.000	0.053	0.000
ZrO2	0.00	0.030	0.014	0.018	0.004	0.045	0.000
TiO2	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SiO2	0.28	0.694	0.691	0.410	0.685	1.546	0.037
Bi2O3	0.00	0.000	0.001	0.002	0.000	0.007	0.000
Fe2O3	69.03	67.005	67.592	1.133	67.559	69.028	65.583
Cr2O3	0.00	0.124	0.019	0.036	0.003	0.124	0.000
V2O3	0.02	0.025	0.012	0.013	0.007	0.031	0.000
Al2O3	0.00	0.175	0.016	0.050	0.000	0.175	0.000
PbO	0.08	0.000	0.028	0.028	0.027	0.079	0.000
BaO	0.03	0.031	0.021	0.016	0.022	0.048	0.000
ZnO	0.06	0.109	0.025	0.038	0.006	0.109	0.000
CuO	0.01	0.000	0.015	0.019	0.005	0.049	0.000
NiO	0.00	0.016	0.009	0.023	0.000	0.080	0.000
CoO	0.10	0.122	0.111	0.025	0.107	0.166	0.080
FeO	30.64	30.339	30.577	0.321	30.551	31.394	30.112
MnO	0.29	0.189	0.240	0.065	0.251	0.312	0.145
CaO	0.00	0.018	0.014	0.011	0.014	0.034	0.000
MgO	0.30	0.635	0.573	0.327	0.539	1.366	0.057
Au2O	0.00	0.000	0.006	0.011	0.000	0.036	0.000
Ag2O	0.05	0.031	0.022	0.020	0.019	0.054	0.000
K2O	0.01	0.001	0.004	0.006	0.000	0.021	0.000
Na2O	0.00	0.014	0.012	0.017	0.006	0.057	0.000
Total	100.91	99.584	100.043	0.732	99.971	101.147	98.542

	al2c_b12_ox_1	al2c_b4_ox_1
Group T		
Bi3+	0.000	0.000
Fe3+	1.979	1.950
Cr3+	0.000	0.000
V3+	0.001	0.000
Al3+	0.000	0.000
Fe2+	0.003	0.007
Mg2+	0.017	0.042
Total	2.000	2.000
Group D		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	0.011	0.026
Pb2+	0.001	0.000
Ba2+	0.001	0.001
Zn2+	0.002	0.000
Cu2+	0.000	0.001
Ni2+	0.000	0.000
Co2+	0.003	0.003
Fe2+	0.974	0.960
Mn2+	0.009	0.009
Ca2+	0.000	0.001
Total	0.000	0.000
Group I		
S6+	0.000	0.001
As5+	0.000	0.000
P5+	0.000	0.001
Zr4+	0.000	0.000
Au+	0.000	0.000
K+	0.001	0.000
Na+	0.000	0.000
Total	0.000	0.000

Tabela 10.35. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Dunito

	al4b_b3_ox_1	al4b_ex2_ox_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.087	0.006	0.013	0.028	0.000	0.087	0.000
As2O5	0.019	0.095	0.025	0.034	0.008	0.095	0.000
P2O5	0.010	0.000	0.013	0.016	0.007	0.040	0.000
ZrO2	0.010	0.023	0.008	0.010	0.001	0.024	0.000
TiO2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SiO2	0.599	0.605	0.524	0.451	0.599	1.535	0.073
Bi2O3	0.000	0.000	0.004	0.007	0.000	0.018	0.000
Fe2O3	68.706	68.866	68.108	1.189	68.470	68.871	65.104
Cr2O3	0.020	0.032	0.014	0.020	0.006	0.059	0.000
V2O3	0.010	0.029	0.014	0.011	0.012	0.029	0.000
Al2O3	0.010	0.000	0.004	0.005	0.000	0.011	0.000
PbO	0.000	0.084	0.033	0.039	0.017	0.097	0.000
BaO	0.069	0.058	0.036	0.031	0.046	0.081	0.000
ZnO	0.125	0.126	0.045	0.053	0.028	0.126	0.000
CuO	0.000	0.036	0.005	0.012	0.000	0.036	0.000
NiO	0.068	0.046	0.044	0.072	0.008	0.224	0.000
CoO	0.178	0.091	0.142	0.057	0.129	0.268	0.082
FeO	27.628	28.322	29.175	1.473	29.909	30.650	26.695
MnO	2.088	1.785	1.004	0.920	0.331	2.402	0.203
CaO	0.019	0.026	0.017	0.012	0.019	0.034	0.000
MgO	1.194	1.071	0.770	0.500	1.046	1.342	0.127
Au2O	0.042	0.024	0.017	0.018	0.013	0.042	0.000
Ag2O	0.000	0.000	0.009	0.015	0.000	0.038	0.000
K2O	0.003	0.000	0.001	0.002	0.000	0.007	0.000
Na2O	0.000	0.000	0.010	0.015	0.000	0.041	0.000
Total	100.885	101.325	100.035	0.885	100.075	101.325	98.734

	al4b_b3_ox_1	al4b_ex2_ox_1
Group T		
Bi3+	0.000	0.000
Fe3+	1.955	1.954
Cr3+	0.001	0.001
V3+	0.000	0.001
Al3+	0.000	0.000
Fe2+	0.000	0.000
Mg2+	0.043	0.044
Total	1.999	2.000
Group D		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	0.023	0.023
Pb2+	0.000	0.001
Ba2+	0.001	0.001
Zn2+	0.004	0.004
Cu2+	0.000	0.001
Ni2+	0.002	0.001
Co2+	0.005	0.003
Fe2+	0.874	0.893
Mn2+	0.067	0.057
Ca2+	0.001	0.001
Total	0.024	0.016
Group I		
S6+	0.003	0.000
As5+	0.000	0.002
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.000	0.000
Au+	0.001	0.000
K+	0.000	0.000
Na+	0.000	0.000
Total	0.000	0.000

Tabela 10.36. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de websterito olivínico

	al7_b4_ox_1	cr9a_b4_ox_3	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.011	0.000	0.008	0.015	0.000	0.051	0.000
As2O5	0.000	0.000	0.013	0.021	0.004	0.114	0.000
P2O5	0.000	0.000	0.005	0.008	0.000	0.016	0.000
ZrO2	0.026	0.038	0.016	0.018	0.013	0.008	0.000
TiO2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.188	0.039
SiO2	0.112	0.222	0.615	0.474	0.486	30.716	29.134
Bi2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.311	0.004
Fe2O3	69.116	68.523	67.422	1.190	67.193	0.048	0.007
Cr2O3	0.064	0.089	0.046	0.043	0.038	1.363	0.167
V2O3	0.007	0.007	0.009	0.013	0.007	0.048	0.000
Al2O3	0.000	0.000	0.116	0.223	0.000	0.045	0.000
PbO	0.000	0.076	0.033	0.030	0.036	0.008	0.000
BaO	0.000	0.000	0.019	0.022	0.011	0.031	0.000
ZnO	0.030	0.000	0.060	0.040	0.067	100.481	98.985
CuO	0.000	0.000	0.004	0.007	0.000	0.000	0.000
NiO	0.003	0.008	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000
CoO	0.129	0.188	0.105	0.052	0.106	0.000	0.000
FeO	30.615	30.716	30.276	0.616	30.578	1.990	1.908
MnO	0.004	0.076	0.155	0.117	0.152	0.003	0.000
CaO	0.017	0.007	0.023	0.014	0.018	0.001	0.000
MgO	0.302	0.167	0.683	0.466	0.593	0.025	0.000
Au2O	0.040	0.048	0.026	0.021	0.033	0.048	0.000
Ag2O	0.000	0.045	0.016	0.022	0.003	0.077	0.007
K2O	0.000	0.000	0.003	0.003	0.002	2.000	1.999
Na2O	0.006	0.031	0.008	0.012	0.003	0.000	0.000
Total	100.481	100.240	99.661	0.588	99.542	1.990	1.922

	al4b_b3_ox_1	al4b_ex2_ox_1
Group T		
Bi3+	0.000	0.000
Fe3+	1.990	1.982
Cr3+	0.002	0.003
V3+	0.000	0.000
Al3+	0.000	0.000
Fe2+	0.000	0.005
Mg2+	0.007	0.010
Total	2.000	1.999
Group D		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	0.004	0.009
Pb2+	0.000	0.001
Ba2+	0.000	0.000
Zn2+	0.001	0.000
Cu2+	0.000	0.000
Ni2+	0.000	0.000
Co2+	0.004	0.006
Fe2+	0.980	0.982
Mn2+	0.000	0.003
Ca2+	0.001	0.000
Total	0.010	0.000
Group I		
S6+	0.000	0.000
As5+	0.000	0.000
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.001	0.001
Au+	0.000	0.001
K+	0.000	0.001
Na+	0.000	0.000
Total	0.000	0.002

Tabela 10.37. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinitos

	cl2_b4_ox_1	cl2_z1_ox_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.000	0.000	0.006	0.010	0.000	0.041	0.000
As2O5	0.042	0.000	0.019	0.027	0.005	0.096	0.000
P2O5	0.003	0.000	0.008	0.013	0.000	0.054	0.000
ZrO2	0.000	0.000	0.009	0.016	0.000	0.068	0.000
TiO2	0.000	0.004	0.003	0.006	0.000	0.028	0.000
SiO2	0.021	0.197	0.491	0.564	0.218	2.032	0.000
Bi2O3	0.018	0.000	0.003	0.009	0.000	0.043	0.000
Fe2O3	68.834	68.072	67.844	1.316	68.069	71.506	64.521
Cr2O3	0.132	0.078	0.069	0.117	0.027	0.691	0.000
V2O3	0.000	0.010	0.009	0.012	0.001	0.042	0.000
Al2O3	0.011	0.124	0.057	0.124	0.006	0.565	0.000
PbO	0.003	0.091	0.030	0.037	0.014	0.128	0.000
BaO	0.000	0.000	0.028	0.028	0.024	0.124	0.000
ZnO	0.035	0.000	0.028	0.041	0.000	0.168	0.000
CuO	0.007	0.005	0.006	0.012	0.000	0.052	0.000
NiO	0.000	0.001	0.218	0.370	0.033	1.355	0.000
CoO	0.136	0.140	0.127	0.076	0.149	0.276	0.000
FeO	30.556	30.211	29.955	1.011	30.207	31.828	24.689
MnO	0.134	0.019	0.190	0.076	0.191	0.344	0.019
CaO	0.016	0.001	0.021	0.018	0.017	0.063	0.000
MgO	0.082	0.427	0.648	0.758	0.398	3.614	0.035
Au2O	0.002	0.000	0.020	0.022	0.017	0.074	0.000
Ag2O	0.012	0.000	0.011	0.017	0.000	0.070	0.000
K2O	0.007	0.000	0.004	0.007	0.000	0.029	0.000
Na2O	0.017	0.011	0.009	0.013	0.001	0.042	0.000
Total	100.068	99.390	99.814	0.792	99.920	101.548	98.098

	cl2_b4_ox_1	cl2_z1_ox_1
Group T		
Bi3+	0.000	0.000
Fe3+	1.995	1.977
Cr3+	0.004	0.002
V3+	0.000	0.000
Al3+	0.001	0.006
Fe2+	0.000	0.000
Mg2+	0.000	0.014
Total	2.000	1.999
Group D		
Ti4+	0.000	0.000
Si4+	0.001	0.008
Pb2+	0.000	0.001
Ba2+	0.000	0.000
Zn2+	0.001	0.000
Cu2+	0.000	0.000
Ni2+	0.000	0.000
Co2+	0.004	0.004
Fe2+	0.984	0.975
Mn2+	0.004	0.001
Ca2+	0.001	0.000
Total	0.005	0.011
Group I		
S6+	0.000	0.000
As5+	0.001	0.000
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.000	0.000
Au+	0.000	0.000
K+	0.000	0.000
Na+	0.000	0.000
Total	0.001	0.001

Tabela 10.38. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Anfibólito com granada

	cl3_b6_ox_1	cl3_b9_ox3_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.000	0.004	0.003	0.006	0.000	0.019	0.000
As2O5	0.015	0.000	0.020	0.028	0.002	0.072	0.000
P2O5	0.008	0.003	0.003	0.004	0.000	0.010	0.000
ZrO2	0.002	0.021	0.012	0.014	0.005	0.036	0.000
TiO2	0.093	0.475	2.032	5.665	0.113	17.134	0.034
SiO2	0.012	0.058	0.025	0.017	0.027	0.058	0.004
Bi2O3	0.000	0.004	0.001	0.002	0.000	0.004	0.000
Fe2O3	68.947	68.391	65.202	11.463	69.041	69.411	34.645
Cr2O3	0.085	0.026	0.055	0.021	0.051	0.085	0.026
V2O3	0.491	0.372	0.497	0.173	0.491	0.900	0.255
Al2O3	0.056	0.085	0.094	0.032	0.085	0.145	0.056
PbO	0.064	0.018	0.030	0.034	0.018	0.078	0.000
BaO	0.074	0.005	0.034	0.029	0.037	0.074	0.001
ZnO	0.000	0.018	0.025	0.025	0.018	0.068	0.000
CuO	0.015	0.020	0.005	0.008	0.000	0.020	0.000
NiO	0.000	0.000	0.006	0.008	0.000	0.022	0.000
CoO	0.123	0.114	0.112	0.024	0.114	0.155	0.078
FeO	30.967	31.451	32.816	4.952	31.210	46.012	30.817
MnO	0.000	0.004	0.037	0.085	0.000	0.257	0.000
CaO	0.060	0.126	0.043	0.040	0.030	0.126	0.001
MgO	0.003	0.007	0.008	0.006	0.009	0.015	0.000
Au2O	0.031	0.018	0.020	0.016	0.018	0.042	0.000
Ag2O	0.000	0.026	0.016	0.015	0.018	0.039	0.000
K2O	0.001	0.000	0.003	0.004	0.001	0.013	0.000
Na2O	0.004	0.007	0.006	0.008	0.003	0.020	0.000
Total	101.052	101.253	101.103	0.739	101.461	101.610	99.328

	cl3_b6_ox_1	cl3_b9_ox3_1
Group T		
Bi3+	0.000	0.000
Fe3+	1.978	1.956
Cr3+	0.003	0.001
V3+	0.015	0.011
Al3+	0.003	0.004
Fe2+	0.000	0.026
Mg2+	0.000	0.000
Total	1.998	1.998
Group D		
Ti4+	0.003	0.014
Si4+	0.001	0.002
Pb2+	0.001	0.000
Ba2+	0.001	0.000
Zn2+	0.000	0.001
Cu2+	0.000	0.001
Ni2+	0.000	0.000
Co2+	0.004	0.004
Fe2+	0.988	0.974
Mn2+	0.000	0.000
Ca2+	0.003	0.005
Total	0.000	0.000
Group I		
S6+	0.000	0.000
As5+	0.000	0.000
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.000	0.000
Au+	0.000	0.000
K+	0.000	0.001
Na+	0.000	0.000
Total	0.000	0.001

Cromite

Tabela 10.39. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinitos

	cl3_b6_ox_1	cl3_b9_ox3_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.008	0.000	0.007	0.011	0.000	0.045	0.000
As2O5	0.119	0.000	0.059	0.054	0.058	0.197	0.000
P2O5	0.011	0.000	0.006	0.011	0.000	0.044	0.000
ZrO2	0.000	0.012	0.011	0.020	0.000	0.082	0.000
TiO2	0.041	0.139	0.076	0.074	0.054	0.363	0.000
SiO2	0.006	0.025	0.032	0.085	0.014	0.561	0.000
Bi2O3	0.007	0.000	0.009	0.020	0.000	0.089	0.000
Fe2O3	7.378	7.855	13.231	6.364	10.169	25.468	6.480
Cr2O3	43.293	54.216	45.136	4.790	43.533	54.349	36.621
V2O3	0.195	0.103	0.240	0.076	0.231	0.390	0.100
Al2O3	18.933	7.051	10.720	6.413	7.487	21.918	2.588
PbO	0.070	0.000	0.021	0.033	0.000	0.120	0.000
BaO	0.000	0.000	0.020	0.024	0.014	0.085	0.000
ZnO	0.368	0.253	0.327	0.105	0.320	0.666	0.160
CuO	0.003	0.000	0.006	0.013	0.000	0.055	0.000
NiO	0.059	0.040	0.118	0.079	0.087	0.268	0.000
CoO	0.059	0.000	0.068	0.053	0.080	0.176	0.000
FeO	20.719	22.770	23.342	2.373	23.717	27.497	19.554
CaO	0.033	0.012	0.009	0.010	0.005	0.033	0.000
MgO	8.954	6.391	6.273	2.266	5.932	9.763	2.639
Au2O	0.034	0.000	0.007	0.011	0.000	0.050	0.000
Ag2O	0.004	0.000	0.007	0.015	0.000	0.061	0.000
K2O	0.000	0.010	0.003	0.005	0.000	0.017	0.000
Na2O	0.009	0.000	0.012	0.013	0.008	0.048	0.000
Total	100.303	98.876	99.741	0.718	99.955	100.928	98.126

	cl3_b6_ox_1	cl3_b9_ox3_1
Group T		
Bi3+	0.000	0.000
Fe3+	0.178	0.206
Cr3+	1.099	1.493
V3+	0.005	0.003
Al3+	0.717	0.290
Mg2+	0.000	0.008
Total	1.999	2.000
Group D		
Ti4+	0.001	0.004
Si4+	0.000	0.001
Pb2+	0.001	0.000
Ba2+	0.000	0.000
Zn2+	0.009	0.007
Cu2+	0.000	0.000
Ni2+	0.002	0.001
Co2+	0.002	0.000
Fe2+	0.557	0.663
Mn2+	0.001	0.000
Ca2+	0.429	0.324
Total	1.000	1.000
Group I		
S6+	0.000	0.000
As5+	0.002	0.000
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.000	0.000
Au+	0.000	0.000
Ag+	0.000	0.000
K+	0.000	0.000
Na+	0.001	0.000
Total	0.003	0.001

Tabela 10.40. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS

	al2c_b1_crom_1	cr11_b1_crom_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.000	0.000	0.008	0.012	0.001	0.042	0.000
As2O5	0.100	0.149	0.115	0.039	0.112	0.185	0.035
P2O5	0.004	0.000	0.008	0.011	0.000	0.040	0.000
ZrO2	0.059	0.015	0.014	0.020	0.000	0.068	0.000
TiO2	0.050	0.109	0.139	0.050	0.132	0.278	0.050
SiO2	0.018	0.036	0.030	0.125	0.012	0.873	0.000
Bi2O3	0.007	0.000	0.018	0.031	0.000	0.127	0.000
Fe2O3	6.593	7.582	9.238	3.627	7.484	17.664	5.529
Cr2O3	54.602	48.586	49.636	3.120	50.198	54.602	42.376
V2O3	0.167	0.205	0.186	0.039	0.177	0.268	0.119
Al2O3	8.993	13.995	11.285	3.537	11.956	20.618	5.198
PbO	0.000	0.005	0.023	0.030	0.007	0.108	0.000
BaO	0.004	0.001	0.027	0.025	0.021	0.100	0.000
ZnO	0.362	0.123	0.238	0.085	0.228	0.420	0.105
CuO	0.000	0.035	0.012	0.015	0.000	0.047	0.000
NiO	0.051	0.051	0.090	0.036	0.085	0.165	0.032
CoO	0.086	0.098	0.080	0.031	0.080	0.161	0.000
FeO	21.537	20.070	20.809	2.239	21.076	24.988	17.327
CaO	0.014	0.005	0.007	0.009	0.003	0.034	0.000
MgO	7.404	9.039	8.211	1.799	8.081	11.254	4.815
Au2O	0.039	0.000	0.014	0.018	0.007	0.065	0.000
Ag2O	0.000	0.044	0.016	0.018	0.014	0.056	0.000
K2O	0.000	0.003	0.004	0.006	0.001	0.022	0.000
Na2O	0.023	0.000	0.009	0.011	0.005	0.038	0.000
Total	100.112	100.151	100.216	0.393	100.174	101.193	99.645

	al2c_b1_crom_1	cr11_b1_crom_1
Group T		
Bi3+	0.000	0.000
Fe3+	0.168	0.187
Cr3+	1.465	1.260
V3+	0.005	0.005
Al3+	0.360	0.541
Mg2+	0.001	0.005
Total	1.999	1.999
Group D		
Ti4+	0.001	0.003
Si4+	0.001	0.001
Pb2+	0.000	0.000
Ba2+	0.000	0.000
Zn2+	0.009	0.003
Cu2+	0.000	0.001
Ni2+	0.001	0.001
Co2+	0.002	0.003
Fe2+	0.611	0.551
Mn2+	0.001	0.000
Ca2+	0.373	0.437
Total	1.000	1.000
Group I		
S6+	0.000	0.000
As5+	0.002	0.003
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.001	0.000
Au+	0.000	0.000
Ag+	0.000	0.001
K+	0.000	0.000
Na+	0.002	0.000
Total	0.005	0.004

Tabela 10.41. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Dunitos

	al4b_ex1_crom_1	cl10_b1_crom_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.000	0.000	0.010	0.013	0.004	0.044	0.000
As2O5	0.126	0.048	0.085	0.057	0.082	0.204	0.000
P2O5	0.000	0.000	0.013	0.021	0.000	0.081	0.000
ZrO2	0.023	0.000	0.006	0.013	0.000	0.055	0.000
TiO2	0.188	0.262	0.213	0.075	0.209	0.315	0.077
SiO2	0.023	0.023	0.065	0.261	0.010	1.416	0.000
Bi2O3	0.000	0.024	0.020	0.031	0.000	0.099	0.000
Fe2O3	9.730	23.212	15.947	6.840	20.529	24.061	5.773
Cr2O3	50.230	41.025	46.094	4.904	43.714	57.967	40.296
V2O3	0.242	0.204	0.214	0.025	0.211	0.294	0.175
Al2O3	11.479	5.165	7.899	3.796	5.724	15.725	3.993
PbO	0.023	0.000	0.016	0.029	0.000	0.109	0.000
BaO	0.051	0.037	0.034	0.028	0.039	0.086	0.000
ZnO	0.166	0.296	0.196	0.079	0.191	0.308	0.059
CuO	0.024	0.000	0.006	0.012	0.000	0.044	0.000
NiO	0.102	0.272	0.161	0.089	0.187	0.314	0.023
CoO	0.129	0.106	0.084	0.036	0.086	0.150	0.000
FeO	18.879	25.513	22.783	3.295	25.169	26.309	17.163
CaO	0.000	0.006	0.007	0.009	0.002	0.031	0.000
MgO	9.672	4.371	6.621	2.618	4.739	11.169	3.593
Au2O	0.000	0.000	0.010	0.014	0.001	0.047	0.000
Ag2O	0.028	0.000	0.009	0.015	0.000	0.056	0.000
K2O	0.000	0.017	0.006	0.009	0.002	0.031	0.000
Na2O	0.017	0.000	0.010	0.012	0.002	0.050	0.000
Total	101.132	100.581	0.010	0.013	0.004	0.044	0.000

	al4b_ex1_crom_1	cl10_b1_crom_1
Group T		
Bi3+	0.000	0.000
Fe3+	0.240	0.618
Cr3+	1.302	1.147
V3+	0.006	0.006
Al3+	0.444	0.215
Mg2+	0.007	0.012
Total	1.999	1.999
Group D		
Ti4+	0.005	0.007
Si4+	0.001	0.001
Pb2+	0.000	0.000
Ba2+	0.001	0.001
Zn2+	0.004	0.008
Cu2+	0.001	0.000
Ni2+	0.003	0.008
Co2+	0.003	0.003
Fe2+	0.518	0.755
Mn2+	0.000	0.000
Ca2+	0.466	0.218
Total	1.000	1.000
Group I		
S6+	0.000	0.000
As5+	0.002	0.001
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.000	0.000
Au+	0.000	0.000
Ag+	0.001	0.000
K+	0.000	0.001
Na+	0.001	0.000
Total	0.004	0.002

Tabela 10.42. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Websteritos olivínicos

	al7_b1_crom_1	cr9a_b3_crom_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.000	0.000	0.012	0.014	0.006	0.061	0.000
As2O5	0.091	0.117	0.079	0.026	0.081	0.131	0.029
P2O5	0.000	0.000	0.011	0.016	0.003	0.066	0.000
ZrO2	0.012	0.000	0.010	0.014	0.000	0.060	0.000
TiO2	0.052	0.038	0.083	0.029	0.082	0.157	0.034
SiO2	0.021	0.013	0.029	0.038	0.021	0.172	0.000
Bi2O3	0.067	0.013	0.016	0.025	0.000	0.096	0.000
Fe2O3	10.887	13.137	13.204	1.588	13.218	16.791	10.887
Cr2O3	42.491	46.616	44.141	2.680	44.648	48.591	39.021
V2O3	0.259	0.194	0.255	0.051	0.248	0.403	0.174
Al2O3	15.662	9.317	11.573	3.189	9.474	16.662	8.388
PbO	0.082	0.003	0.023	0.035	0.008	0.124	0.000
BaO	0.000	0.000	0.026	0.024	0.019	0.079	0.000
ZnO	0.369	0.399	0.335	0.085	0.336	0.554	0.159
CuO	0.000	0.014	0.008	0.013	0.000	0.048	0.000
NiO	0.111	0.081	0.126	0.029	0.129	0.198	0.070
CoO	0.106	0.080	0.095	0.031	0.093	0.157	0.040
FeO	22.318	23.611	23.465	0.957	23.476	25.275	22.096
CaO	0.009	0.054	0.024	0.033	0.013	0.128	0.000
MgO	7.423	5.819	6.231	0.907	6.090	7.705	4.798
Au2O	0.005	0.004	0.012	0.016	0.004	0.055	0.000
Ag2O	0.046	0.000	0.010	0.015	0.000	0.056	0.000
K2O	0.000	0.000	0.004	0.006	0.002	0.029	0.000
Na2O	0.013	0.030	0.018	0.019	0.015	0.077	0.000
Total	100.024	99.540	99.790	0.452	99.857	100.780	98.609

	al7_b1_crom_1	cr9a_b3_crom_1
Group T		
Bi3+	0.001	0.000
Fe3+	0.271	0.341
Cr3+	1.110	1.273
V3+	0.007	0.005
Al3+	0.610	0.379
Mg2+	0.000	0.000
Total	1.999	1.999
Group D		
Ti4+	0.001	0.001
Si4+	0.001	0.000
Pb2+	0.001	0.000
Ba2+	0.000	0.000
Zn2+	0.009	0.010
Cu2+	0.000	0.000
Ni2+	0.003	0.002
Co2+	0.003	0.002
Fe2+	0.617	0.682
Mn2+	0.000	0.002
Ca2+	0.365	0.300
Total	1.000	1.000
Group I		
S6+	0.000	0.000
As5+	0.002	0.002
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.000	0.000
Au+	0.000	0.000
Ag+	0.001	0.000
K+	0.000	0.000
Na+	0.001	0.002
Total	0.003	0.004

Tabela 10.43. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de CUSC

	cr3a_b2_crom_1	cr3a_b5_crom_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SO3	0.000	0.030	0.009	0.015	0.000	0.055	0.000
As2O5	0.209	0.142	0.135	0.079	0.160	0.294	0.000
P2O5	0.000	0.011	0.009	0.012	0.000	0.042	0.000
ZrO2	0.000	0.000	0.012	0.016	0.003	0.054	0.000
TiO2	0.078	0.054	0.102	0.021	0.103	0.151	0.053
SiO2	0.000	0.013	0.011	0.010	0.011	0.031	0.000
Bi2O3	0.003	0.060	0.018	0.033	0.000	0.134	0.000
Fe2O3	3.885	3.856	4.014	0.372	4.059	4.914	3.384
Cr2O3	57.262	59.004	57.043	1.246	57.312	59.620	53.183
V2O3	0.090	0.108	0.099	0.017	0.099	0.142	0.059
Al2O3	11.416	9.954	11.305	0.768	11.237	13.406	9.702
PbO	0.000	0.046	0.017	0.022	0.000	0.077	0.000
BaO	0.049	0.035	0.020	0.022	0.009	0.067	0.000
ZnO	0.112	0.000	0.051	0.044	0.042	0.143	0.000
CuO	0.000	0.000	0.006	0.011	0.000	0.039	0.000
NiO	0.100	0.026	0.064	0.027	0.068	0.101	0.003
CoO	0.047	0.077	0.042	0.037	0.039	0.131	0.000
FeO	13.803	14.596	14.047	0.496	13.997	15.749	13.298
CaO	0.013	0.000	0.010	0.010	0.008	0.039	0.000
MgO	12.844	12.350	12.735	0.351	12.750	13.220	11.620
Au2O	0.026	0.019	0.008	0.015	0.000	0.054	0.000
Ag2O	0.000	0.016	0.005	0.010	0.000	0.039	0.000
K2O	0.000	0.003	0.003	0.005	0.000	0.021	0.000
Na2O	0.000	0.000	0.006	0.011	0.000	0.039	0.000
Total	99.937	100.400	99.769	0.630	99.936	100.947	98.374

	cr3a_b2_crom_1	cr3a_b5_crom_1
Group T		
Bi3+	0.000	0.001
Fe3+	0.095	0.094
Cr3+	1.465	1.518
V3+	0.002	0.003
Al3+	0.435	0.382
Mg2+	0.003	0.002
Total	2.000	1.999
Group D		
Ti4+	0.002	0.001
Si4+	0.000	0.000
Pb2+	0.000	0.000
Ba2+	0.001	0.000
Zn2+	0.003	0.000
Cu2+	0.000	0.000
Ni2+	0.003	0.001
Co2+	0.001	0.002
Fe2+	0.374	0.397
Mn2+	0.001	0.000
Ca2+	0.617	0.598
Total	1.000	1.000
Group I		
S6+	0.000	0.001
As5+	0.004	0.002
P5+	0.000	0.000
Zr4+	0.000	0.000
Au+	0.000	0.000
Ag+	0.000	0.000
K+	0.000	0.000
Na+	0.000	0.000
Total	0.004	0.004

Hematite

Tabela 10.44. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Hematite

	cr2_b1_ox_1	cr2_b3_ox_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
Ta2O5	0.014	0.132	0.073	0.108	0.028	0.386	0.000
ZrO2	0.000	0.008	0.007	0.009	0.002	0.027	0.000
TiO2	0.024	0.000	0.002	0.007	0.000	0.024	0.000
SiO2	0.000	0.021	0.036	0.052	0.019	0.162	0.000
Fe2O3	100.655	100.518	100.440	0.592	100.595	101.237	99.360
Mn2O3	0.156	0.155	0.166	0.078	0.156	0.315	0.008
Cr2O3	0.120	0.691	0.260	0.248	0.120	0.691	0.057
V2O3	0.000	0.013	0.005	0.007	0.000	0.015	0.000
Al2O3	0.000	0.002	0.002	0.003	0.000	0.009	0.000
BaO	0.027	0.031	0.038	0.032	0.031	0.097	0.000
ZnO	0.000	0.000	0.005	0.011	0.000	0.041	0.000
NiO	0.028	0.056	0.046	0.066	0.026	0.199	0.000
MnO	0.000	0.000	0.015	0.053	0.000	0.191	0.000
CaO	0.034	0.007	0.023	0.015	0.026	0.046	0.000
MgO	0.087	0.121	0.118	0.085	0.087	0.283	0.006
K2O	0.003	0.001	0.004	0.006	0.000	0.018	0.000
Na2O	0.023	0.000	0.003	0.008	0.000	0.023	0.000
Total	101.171	101.756	101.242	0.481	101.233	101.963	100.413

	cr2_b1_ox_1	cr2_b3_ox_1
Group M		
Ta5+	0.000	0.001
Zr4+	0.000	0.000
Ti4+	0.001	0.000
Si4+	0.000	0.001
Fe3+	1.990	1.976
Mn3+	0.003	0.003
Cr3+	0.003	0.014
V3+	0.000	0.000
Al3+	0.000	0.000
Ba2+	0.000	0.000
Zn2+	0.000	0.000
Ni2+	0.001	0.001
Mn2+	0.000	0.000
Ca2+	0.001	0.000
Mg2+	0.003	0.005
K+	0.000	0.000
Na+	0.001	0.000
Total	2.002	2.001

10.3.3. Sulfuretos (Pentlandite)

Tabela 10.45 Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de DBPS

	al2c_b10_sulf_1	cr11_b1_sulf_2	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
S6+	33.127	33.032	33.358	0.505	33.402	34.279	32.523
As5+	0.047	0.004	0.007	0.016	0.002	0.047	0.000
Te4+	0.063	0.061	0.067	0.028	0.064	0.112	0.027
Sn4+	0.008	0.000	0.013	0.016	0.004	0.041	0.000
Se4+	0.042	0.000	0.014	0.019	0.005	0.046	0.000
Ge4+	0.000	0.000	0.002	0.006	0.000	0.018	0.000
In3+	0.019	0.000	0.012	0.015	0.010	0.044	0.000
Fe3+	31.580	31.561	31.316	2.808	31.345	37.043	27.157
Pb2+	0.014	0.000	0.052	0.054	0.038	0.120	0.000
Cd2+	0.002	0.000	0.017	0.030	0.001	0.079	0.000
Cu2+	0.020	0.018	0.427	0.616	0.041	1.639	0.000
Ni2+	34.311	32.992	34.085	3.199	34.086	38.324	27.578
Co2+	0.666	0.652	0.940	0.438	0.742	1.876	0.652
Mn2+	0.000	0.000	0.007	0.017	0.000	0.048	0.000
Au+	0.000	0.021	0.007	0.009	0.002	0.021	0.000
Ag+	0.000	0.000	0.012	0.017	0.000	0.036	0.000
Total	99.899	98.341	100.33 5	0.981	100.714	101.308	98.341

	al2c_b10_sulf_1	cr11_b1_sulf_2
Group S		
S6+	7.995	7.995
Te4+	0.004	0.007
Se4+	0.004	0.005
Total	8.003	8.006
Group M		
As5+	0.005	0.000
Sn4+	0.001	0.002
Ge4+	0.000	0.000
In3+	0.001	0.001
Fe3+	4.376	4.072
Pb2+	0.001	0.000
Cd2+	0.000	0.000
Cu2+	0.002	0.000
Ni2+	4.524	4.821
Co2+	0.088	0.096
Mn2+	0.000	0.001
Au+	0.000	0.001
Ag+	0.000	0.000
Total	8.997	8.994

Tabela 10.46. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Serpentinó

	cl2_b1_sulf_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
S6+	33.453	-	-	-	-	-
As5+	0.021	-	-	-	-	-
Te4+	0.128	-	-	-	-	-
Sn4+	0.035	-	-	-	-	-
Se4+	0.008	-	-	-	-	-
Ge4+	0.000	-	-	-	-	-
In3+	0.000	-	-	-	-	-
Fe3+	29.086	-	-	-	-	-
Pb2+	0.000	-	-	-	-	-
Cd2+	0.000	-	-	-	-	-
Cu2+	0.000	-	-	-	-	-
Ni2+	32.104	-	-	-	-	-
Co2+	6.957	-	-	-	-	-
Mn2+	0.021	-	-	-	-	-
Au+	0.031	-	-	-	-	-
Ag+	0.030	-	-	-	-	-
Total	101.874	-	-	-	-	-

al2c_b10_sulf_1	
Group S	
S6+	7.947
Te4+	0.008
Se4+	0.001
Total	7.956
Group M	
As5+	0.002
Sn4+	0.002
Ge4+	0.000
In3+	0.000
Fe3+	3.968
Pb2+	0.000
Cd2+	0.000
Cu2+	0.000
Ni2+	4.167
Co2+	0.899
Mn2+	0.003
Au+	0.001
Ag+	0.002
Total	9.044

Tabela 10.47. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Dunito

	cl10_b2_sulf_1	cl10_b6_sulf_1	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
S6+	32.437	33.653	-	-	-	-	-
As5+	0.051	0.062	-	-	-	-	-
Te4+	0.080	0.117	-	-	-	-	-
Sn4+	0.000	0.019	-	-	-	-	-
Se4+	0.031	0.017	-	-	-	-	-
Ge4+	0.034	0.000	-	-	-	-	-
In3+	0.000	0.010	-	-	-	-	-
Fe3+	34.316	33.791	-	-	-	-	-
Pb2+	0.000	0.000	-	-	-	-	-
Cd2+	0.008	0.020	-	-	-	-	-
Cu2+	0.000	0.129	-	-	-	-	-
Ni2+	31.349	32.584	-	-	-	-	-
Co2+	1.267	1.194	-	-	-	-	-
Mn2+	0.000	0.021	-	-	-	-	-
Au+	0.000	0.000	-	-	-	-	-
Ag+	0.028	0.000	-	-	-	-	-
Total	99.601	101.617	-	-	-	-	-

	al2c_b10_sulf_1	cl10_b6_sulf_1
Group S		
S6+	7.874	7.984
Te4+	0.005	0.007
Se4+	0.003	0.002
Total	7.882	7.992
Group M		
As5+	0.005	0.006
Sn4+	0.000	0.001
Ge4+	0.002	0.000
In3+	0.000	0.001
Fe3+	4.783	4.603
Pb2+	0.000	0.000
Cd2+	0.001	0.001
Cu2+	0.000	0.015
Ni2+	4.158	4.223
Co2+	0.167	0.154
Mn2+	0.000	0.003
Au+	0.000	0.000
Ag+	0.002	0.000
Total	9.118	9.008

10.3.4. Fosfatos (Apatite)

Tabela 10.48. Análises representativas, estatística descritiva e fórmula estrutural das amostras de Apatite

	CL3_z1_fosf	CR11_b1_fosf	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
P2O5	42.777	41.985	42.460	0.296	42.529	42.777	41.985
Nd2O3	0.000	0.000	0.012	0.024	0.000	0.060	0.000
Ce2O3	0.002	0.259	0.073	0.101	0.002	0.259	0.000
La2O3	0.000	0.049	0.031	0.036	0.013	0.094	0.000
Fe2O3	0.000	0.389	0.190	0.160	0.272	0.389	0.000
Mn2O3	0.000	0.013	0.003	0.005	0.000	0.013	0.000
SrO	0.085	0.505	0.233	0.216	0.091	0.505	0.000
FeO	0.212	0.000	0.183	0.175	0.212	0.478	0.000
MnO	0.004	0.000	0.008	0.009	0.004	0.019	0.000
CaO	55.694	55.098	55.321	0.363	55.185	55.790	54.840
MgO	0.014	0.106	0.058	0.049	0.022	0.129	0.014
Na2O	0.035	0.099	0.051	0.026	0.041	0.099	0.027
Cl	0.012	0.679	0.288	0.331	0.028	0.707	0.012
F	1.830	1.146	1.453	0.309	1.552	1.830	1.040
H2O	0.934	1.072	1.035	0.064	1.057	1.119	0.934
Total	101.599	101.400	101.399	0.169	101.414	101.599	101.092

	CL3_z1_fosf	CR11_b1_fosf
Group P		
P5+	3.008	2.981
Total	3.008	2.981
Group M		
Nd3+	0.000	0.000
Ce3+	0.000	0.008
La3+	0.000	0.002
Fe3+	0.000	0.025
Mn3+	0.000	0.001
Sr2+	0.004	0.025
Fe2+	0.015	0.000
Mn2+	0.000	0.000
Ca2+	4.956	4.950
Mg2+	0.002	0.013
Na+	0.006	0.016
Total	4.983	5.039
Group W		
OH-	0.518	0.600
Cl-	0.002	0.097
F-	0.481	0.304
Total	1.000	1.000

10.4. Anexo 4 – Difracção de Raios-X

10.4.1. AL1

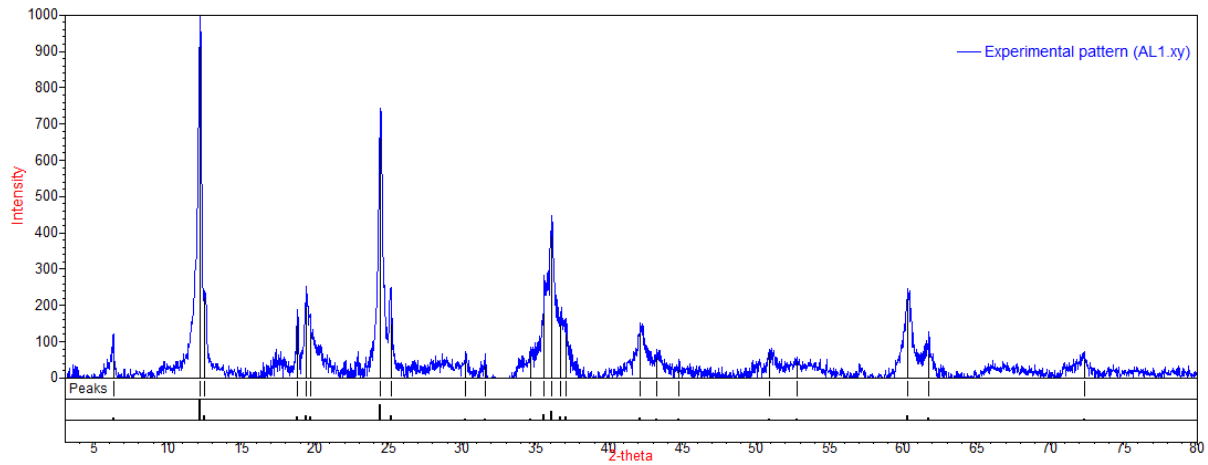


Figura X.1. Difractograma da análise por raios-X realizada na amostra AL1.

Tabela X.1. Resultados da análise por difracção de raios-X da amostra AL1

Pico	2θ [°]	d [Å]	%
1	6.28	14.0624	12.2
2	12.18	7.2606	100.0
3	12.5	7.0754	24.0
4	18.8	4.7162	18.9
5	19.42	4.567	25.3
6	19.7	4.5027	17.5
7	24.46	3.6362	74.5
8	25.16	3.5366	25.1
9	30.26	2.9512	7.3
10	31.56	2.8325	6.6
11	34.66	2.5859	8.4
12	35.6	2.5198	28.2
13	36.1	2.486	44.7
14	36.68	2.448	18.3
15	37.08	2.4225	16.5
16	42.12	2.1436	15.3
17	43.28	2.0888	7.8
18	44.76	2.0231	5.0
19	50.92	1.7918	7.9
20	52.78	1.733	5.7
21	60.34	1.5327	24.7

22	61.78	1.5004	12.6
23	72.36	1.3048	7.4

10.4.2. AL3

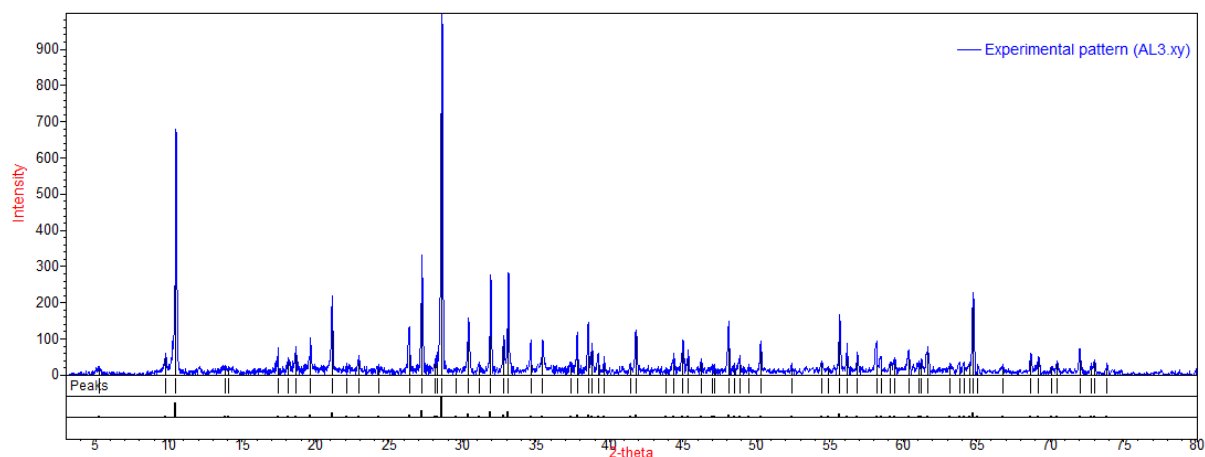


Figura X.2. Difractograma da análise por raios-X realizada na amostra AL3.

Tabela X.2. Resultados da análise por difracção de raios-X da amostra AL3

Pico	2 θ [°]	d [Å]	%
1	5.26	16.7868	2.5
2	9.78	9.0363	6.0
3	10.48	8.4342	68.0
4	13.8	6.4117	2.8
5	14.06	6.2937	2.4
6	17.46	5.075	7.5
7	18.14	4.8863	4.9
8	18.64	4.7563	8.0
9	19.64	4.5164	10.5
10	21.12	4.2031	21.8
11	22.08	4.0225	3.3
12	22.96	3.8703	5.3
13	24.3	3.6598	3.1
14	26.36	3.3783	13.2
15	27.24	3.2711	33.1
16	28.16	3.1663	4.6
17	28.26	3.1553	6.3

18	28.6	3.1186	100.0
19	29.56	3.0194	2.2
20	30.42	2.936	15.8
21	31.14	2.8697	3.6
22	31.92	2.8014	27.7
23	32.82	2.7266	10.8
24	33.12	2.7026	28.3
25	34.64	2.5874	9.8
26	35.46	2.5294	9.7
27	37.38	2.4038	3.7
28	37.82	2.3768	12.0
29	38.56	2.3329	14.6
30	38.8	2.319	8.8
31	39.24	2.294	5.9
32	39.64	2.2718	5.0
33	41.42	2.1782	3.2
34	41.84	2.1573	12.5
35	43.84	2.0634	2.2
36	44.38	2.0395	5.9
37	45	2.0128	9.6
38	45.38	1.9969	6.9
39	46.26	1.9609	4.7
40	46.98	1.9325	2.9
41	47.14	1.9263	3.1
42	48.12	1.8894	14.9
43	48.48	1.8762	3.3
44	48.86	1.8625	5.5
45	49.52	1.8392	3.0
46	50.3	1.8125	9.5
47	52.44	1.7434	3.4
48	54.44	1.684	4.0
49	54.92	1.6704	2.3
50	55.68	1.6494	16.6
51	56.18	1.6359	8.8
52	56.86	1.6179	6.4
53	58.18	1.5843	9.3
54	58.48	1.5769	5.1
55	59.12	1.5614	3.7

56	59.44	1.5537	4.7
57	60.36	1.5322	6.9
58	61.04	1.5168	4.0
59	61.26	1.5119	4.6
60	61.66	1.503	7.9
61	63.18	1.4705	3.2
62	63.82	1.4572	3.5
63	64.14	1.4507	3.5
64	64.5	1.4435	3.7
65	64.78	1.4379	22.7
66	65.08	1.432	2.9
67	66.78	1.3997	2.9
68	68.7	1.3651	6.1
69	69.22	1.3562	5.3
70	70.12	1.3409	2.5
71	70.46	1.3353	4.0
72	72.04	1.3098	7.3
73	72.82	1.2977	3.3
74	73	1.295	4.2
75	73.88	1.2817	3.3

10.4.3. AL6

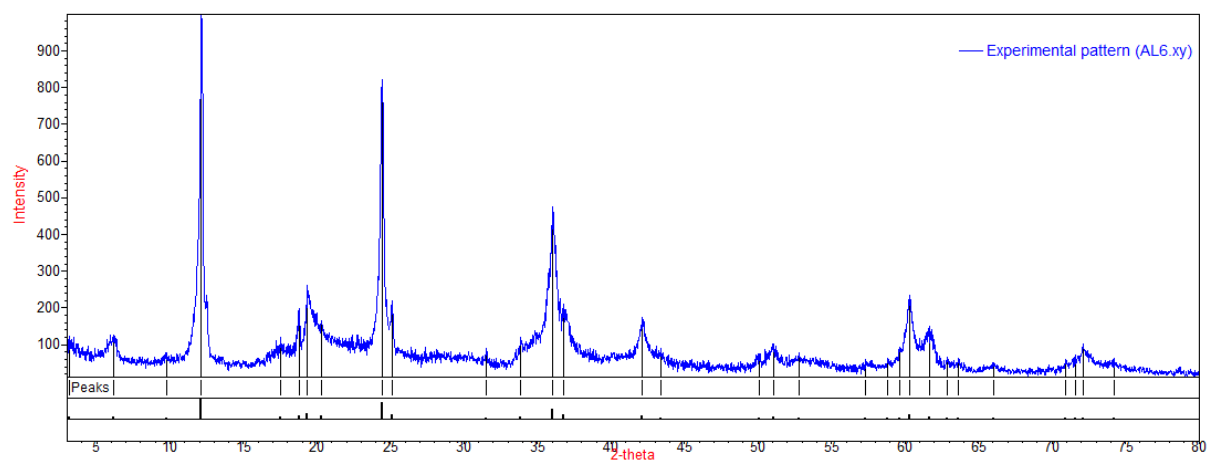


Figura X.3. Difractograma da análise por raios-X realizada na amostra AL6.

Table X.3. Resultados da análise por difracção de raios-X da amostra AL3

Pico	2 θ [°]	d [Å]	%
1	3.14	28.1142	12.3

2	6.14	14.3827	12.6
3	9.76	9.0548	7.9
4	12.14	7.2844	100
5	17.5	5.0635	12.1
6	18.78	4.7212	19.7
7	19.34	4.5857	26.3
8	20.3	4.371	16.6
9	24.42	3.6421	82
10	25.1	3.5449	22
11	31.54	2.8342	9.1
12	33.86	2.6452	11.9
13	36.06	2.4887	47.5
14	36.78	2.4416	20.9
15	42.12	2.1436	17.6
16	43.4	2.0833	9.1
17	50.06	1.8206	7.5
18	51.04	1.7879	10.3
19	52.8	1.7324	7.8
20	57.34	1.6055	6
21	58.84	1.5681	6.2
22	59.62	1.5495	9.2
23	60.3	1.5336	23.5
24	61.7	1.5021	15
25	62.88	1.4767	6.4
26	63.64	1.4609	6.3
27	66.02	1.4139	5.2
28	70.92	1.3278	6
29	71.58	1.3171	7.2
30	72.12	1.3086	10.1
31	74.22	1.2767	6.2

10.4.4. CL1a

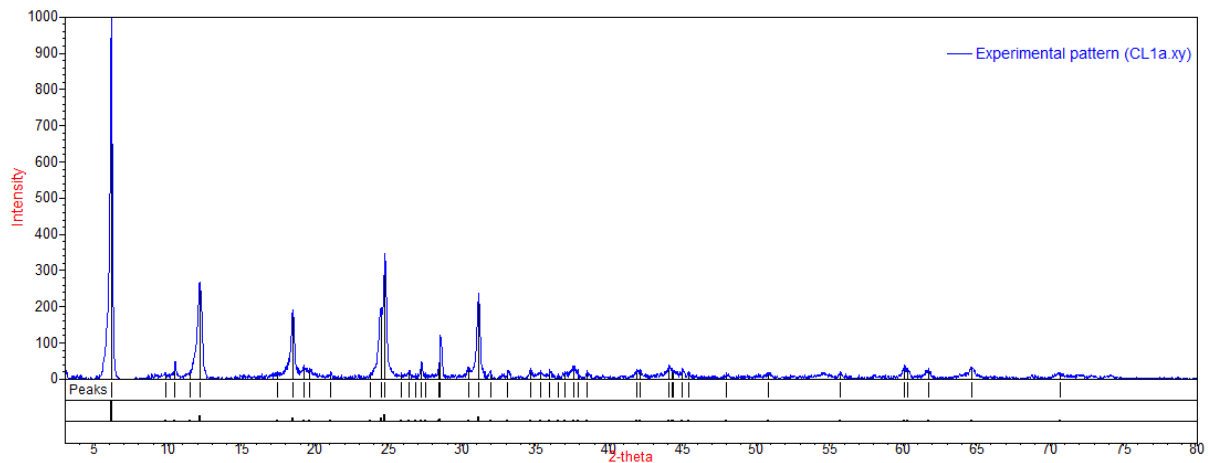


Figura X.4. Difractograma da análise por raios-X realizada na amostra CL1a.

Tabela X.4. Resultados da análise por difracção de raios-X da amostra CL1a

Pico	2 θ [°]	d [Å]	%
1	6.14	14.3827	100.0
2	9.82	8.9996	1.9
3	10.48	8.4342	4.8
4	11.5	7.6883	2.5
5	12.16	7.2725	26.9
6	17.42	5.0866	2.1
7	18.5	4.792	19.3
8	19.26	4.6046	3.9
9	19.64	4.5164	3.0
10	21.08	4.211	2.0
11	23.78	3.7386	1.9
12	24.48	3.6333	19.8
13	24.74	3.5957	34.7
14	25.86	3.4424	1.8
15	26.42	3.3707	2.5
16	26.84	3.3189	1.4
17	27.26	3.2687	5.0
18	27.52	3.2384	1.9
19	28.4	3.1401	2.8
20	28.54	3.125	12.0
21	30.48	2.9303	3.4
22	31.12	2.8715	23.7

23	31.94	2.7997	2.4
24	33.12	2.7026	2.4
25	34.68	2.5845	3.1
26	35.34	2.5377	2.3
27	35.98	2.494	2.6
28	36.56	2.4558	1.5
29	37.04	2.425	2.1
30	37.58	2.3914	3.7
31	37.88	2.3732	2.7
32	38.54	2.334	2.5
33	41.88	2.1553	2.7
34	42.1	2.1445	2.6
35	44.06	2.0536	3.9
36	44.3	2.043	3.1
37	44.38	2.0395	2.5
38	45	2.0128	2.9
39	45.4	1.996	2.0
40	48	1.8938	1.8
41	50.88	1.7932	1.9
42	55.76	1.6472	2.0
43	60.12	1.5378	3.9
44	60.32	1.5332	3.1
45	61.72	1.5017	3.1
46	64.68	1.4399	3.3
47	70.68	1.3317	1.7

10.4.5. CL4

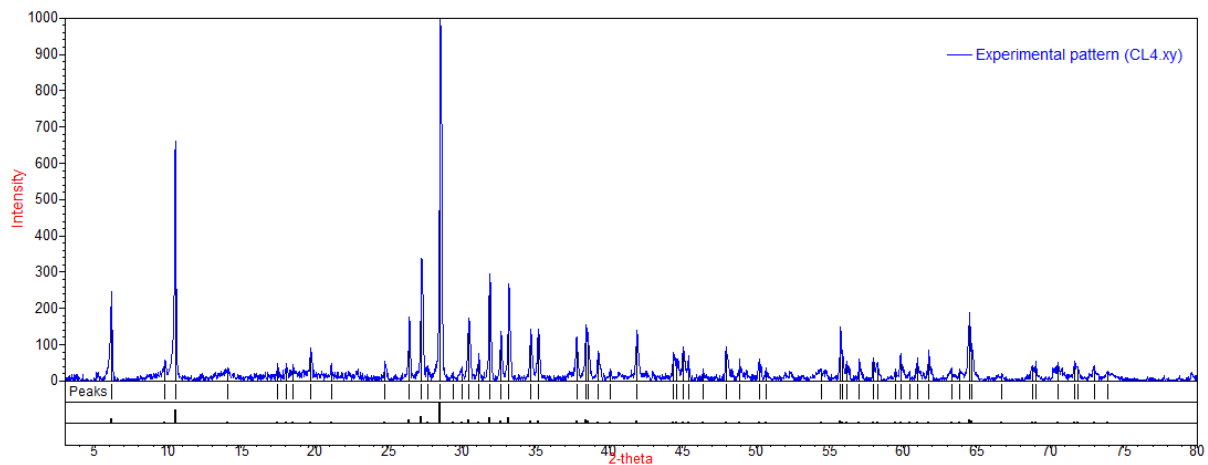


Figura X.5. Difractograma da análise por raios-X realizada na amostra CL4.

Tabela X.5. Resultados da análise por difracção de raios-X da amostra CL4

Pico	2 θ [°]	d [Å]	%
1	6.16	14.3361	24.6
2	9.8	9.0179	5.8
3	10.5	8.4182	66.2
4	14.08	6.2848	3.6
5	17.44	5.0808	5.0
6	18.04	4.9132	4.8
7	18.5	4.792	4.6
8	19.72	4.4982	9.2
9	21.1	4.207	5.0
10	24.76	3.5928	5.5
11	26.42	3.3707	17.6
12	27.24	3.2711	33.7
13	27.66	3.2224	4.2
14	28.54	3.125	100.0
15	29.38	3.0375	2.3
16	30	2.9761	3.8
17	30.48	2.9303	17.3
18	31.16	2.8679	7.5
19	31.9	2.8031	29.4
20	32.66	2.7396	13.5
21	33.2	2.6962	26.8
22	34.68	2.5845	14.3

23	35.2	2.5475	14.3
24	37.8	2.378	12.1
25	38.46	2.3387	15.4
26	38.58	2.3317	13.4
27	39.28	2.2918	8.1
28	40.12	2.2457	3.2
29	41.88	2.1553	14.0
30	44.4	2.0386	8.0
31	44.62	2.0291	6.0
32	45.04	2.0111	9.4
33	45.4	1.996	7.1
34	46.42	1.9545	3.3
35	48	1.8938	9.3
36	48.92	1.8603	5.9
37	50.24	1.8145	6.1
38	50.66	1.8004	3.7
39	54.46	1.6834	3.5
40	55.74	1.6478	15.0
41	55.9	1.6434	8.5
42	56.18	1.6359	5.4
43	57.04	1.6133	6.1
44	57.98	1.5893	6.4
45	58.26	1.5824	5.2
46	59.5	1.5523	3.4
47	59.84	1.5443	7.6
48	60.44	1.5304	2.6
49	60.98	1.5181	6.3
50	61.76	1.5008	8.4
51	63.3	1.468	3.7
52	63.84	1.4568	3.2
53	64.54	1.4427	18.9
54	64.68	1.4399	10.2
55	66.74	1.4004	2.2
56	68.82	1.3631	4.1
57	69.04	1.3593	5.4
58	70.52	1.3343	5.0
59	71.7	1.3152	5.4
60	71.88	1.3124	4.1

61	73	1.295	4.4
62	73.96	1.2805	2.7

10.4.6. CL9

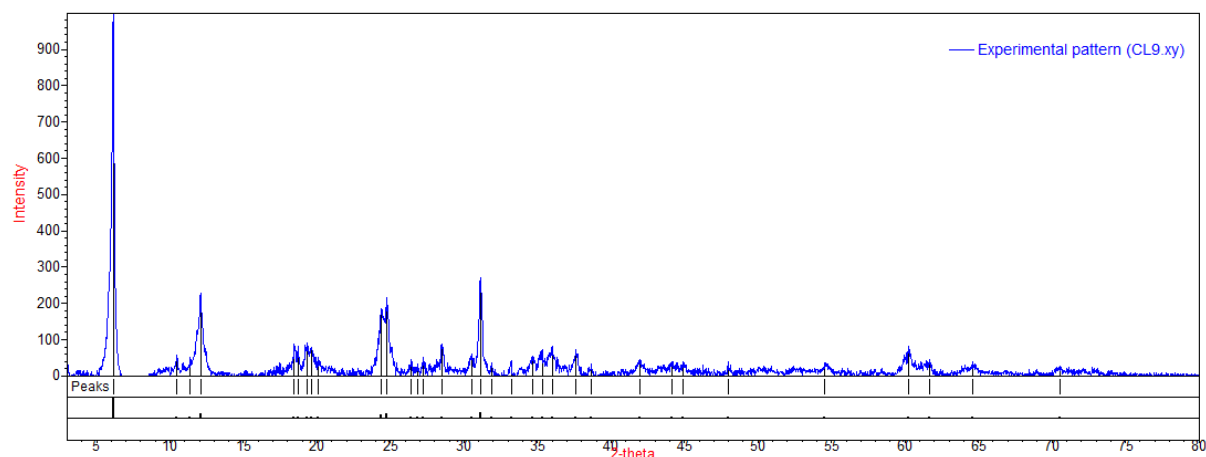


Figura X.6. Difractograma da análise por raios-X realizada na amostra CL9.

Tabela X.6. Resultados da análise por difracção de raios-X da amostra CL9

Pico	2θ [°]	d [Å]	%
1	6.14	14.3827	100.0
2	10.46	8.4503	5.7
3	11.38	7.7691	5.1
4	12.1	7.3084	22.7
5	18.46	4.8023	8.7
6	18.72	4.7362	8.1
7	19.3	4.5951	9.0
8	19.6	4.5255	7.9
9	20.1	4.414	5.2
10	24.38	3.648	18.5
11	24.74	3.5957	21.5
12	26.42	3.3707	4.6
13	26.84	3.3189	3.3
14	27.26	3.2687	5.2
15	28.48	3.1314	8.7
16	30.54	2.9247	6.2
17	31.1	2.8733	27.1
18	31.86	2.8065	3.5
19	33.22	2.6946	4.1

20	34.68	2.5845	5.5
21	35.32	2.5391	7.4
22	36	2.4927	8.2
23	37.6	2.3902	7.3
24	38.66	2.3271	3.2
25	41.96	2.1514	4.6
26	44.14	2.05	4.0
27	44.9	2.0171	3.9
28	47.96	1.8953	3.9
29	54.56	1.6806	3.7
30	60.26	1.5345	8.3
31	61.68	1.5026	4.5
32	64.62	1.4411	3.9
33	70.58	1.3333	2.8

10.4.7. CR10

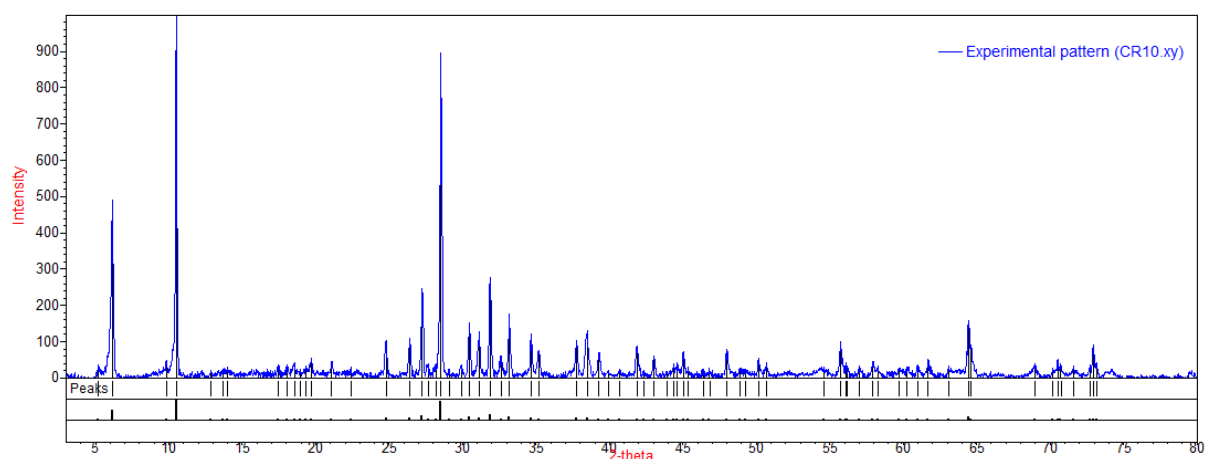


Figura X.7. Difractograma da análise por raios-X realizada na amostra CR10.

Tabela X.7. Resultados da análise por difração de raios-X da amostra CR10

Pico	2 θ [°]	d [Å]	%
1	5.22	16.9153	3.6
2	6.16	14.3361	49.1
3	9.82	8.9996	4.7
4	10.5	8.4182	100.0
5	12.88	6.8675	2.0
6	13.66	6.4771	2.4
7	13.98	6.3295	3.0

8	17.48	5.0693	3.7
9	18.02	4.9186	3.5
10	18.56	4.7767	4.1
11	18.96	4.6768	2.4
12	19.32	4.5904	3.3
13	19.72	4.4982	5.3
14	21.08	4.211	4.5
15	22.42	3.9622	2.9
16	24.8	3.5871	10.3
17	26.4	3.3732	10.8
18	27.26	3.2687	24.7
19	27.64	3.2246	4.1
20	28.18	3.1641	3.8
21	28.52	3.1271	89.6
22	29.08	3.0682	2.5
23	29.9	2.9859	3.6
24	30.46	2.9322	15.3
25	31.12	2.8715	12.9
26	31.9	2.8031	27.8
27	32.62	2.7428	6.2
28	33.18	2.6978	17.7
29	34.66	2.5859	12.0
30	35.2	2.5475	7.7
31	37.76	2.3804	10.3
32	38.48	2.3375	13.1
33	39.28	2.2918	7.0
34	39.9	2.2576	2.1
35	40.72	2.214	2.4
36	41.88	2.1553	8.9
37	42.32	2.1339	2.0
38	43.04	2.0999	6.1
39	43.96	2.058	1.8
40	44.38	2.0395	4.0
41	44.62	2.0291	4.1
42	45.06	2.0103	7.3
43	45.34	1.9985	3.1
44	46.4	1.9553	2.5
45	46.82	1.9387	2.8

46	47.96	1.8953	8.0
47	48.86	1.8625	2.8
48	49.26	1.8483	2.5
49	50.14	1.8179	5.5
50	50.68	1.7998	4.1
51	54.62	1.6789	3.1
52	55.76	1.6472	10.0
53	56.08	1.6386	4.2
54	56.22	1.6348	3.2
55	57.02	1.6138	3.3
56	57.94	1.5903	4.7
57	58.28	1.5819	3.3
58	59.7	1.5476	2.6
59	60.28	1.5341	3.0
60	60.98	1.5181	3.6
61	61.7	1.5021	5.3
62	63.08	1.4725	3.2
63	64.44	1.4447	15.8
64	64.62	1.4411	9.2
65	68.94	1.361	3.9
66	70.16	1.3403	2.8
67	70.52	1.3343	5.2
68	70.74	1.3307	4.0
69	71.6	1.3168	3.2
70	72.72	1.2993	3.5
71	72.96	1.2956	9.2
72	73.16	1.2925	4.2